

# Le volcanisme dévono-dinantien du Massif central et de la Meseta orientale

Fatima KHARBOUCH

## LE COMPLEXE VOLCANIQUE ET HYPOVOLCANIQUE DU MASSIF CENTRAL

Du fait de la structuration polyphasée des Hercynides marocaines, le magmatisme hercynien du Maroc comporte deux périodes :

- un volcanisme préorogénique, antérieur à la phase de plissement paroxysmal namuro-westphalien dans la Meseta occidentale, en particulier dans le Massif central (bassin de Sidi Bettache et bassin du Fourhal, fig. 1).

- un volcanisme post-orogénique, discordant sur les formations antérieures, d'âge viséen, déjà structurées dans la Meseta orientale.

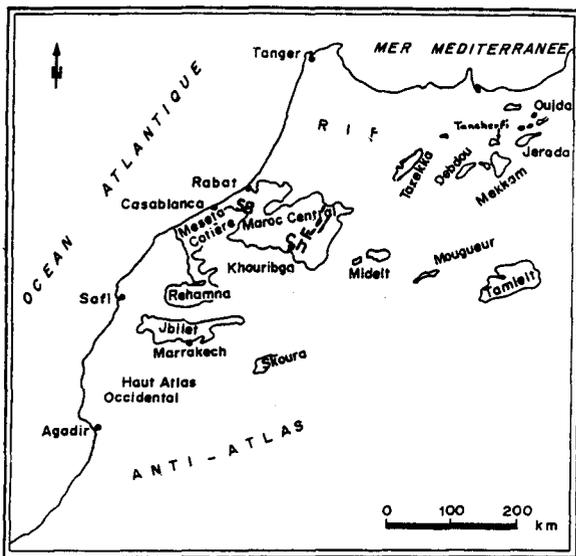


Fig. 1 : Carte montrant les principaux massifs paléozoïques et les secteurs étudiés. (A. Maroc central, SB. Sidi Bettache, F. Fourhal, Ch. Chougrane).

### BASSIN DE SIDI BETTACHE

L'individualisation et le remplissage du bassin de Sidi Bettache se sont accompagnés, du Dévonien supérieur au Dinantien, de la mise en place, sous forme de filons et de coulées, de magmas divers dont l'étude pétrographique et géochimique a été réalisée par KHARBOUCH (1982). Le schéma proposé par PIQUE (1979) montre (fig.2) que les failles bordières du bassin servent de voie d'accès à des

laves épanchées sous forme de coulées ou refroidies dans des filons de semi-profondeur. Les marques de cette manifestation volcanique et hypovolcanique d'âge famenno-tournaisien sont allongées cartographiquement en directions N 20° sur la bordure orientale de la zone de l'oued Cherrat (laves tournaisiennes des Beni Abid), N 100° au Sud du bloc des Schoul (spilites de Schoul et corps intrusifs de l'oued Korifla) et N 70° dans les Ouled-Khalifa au Sud du bassin.

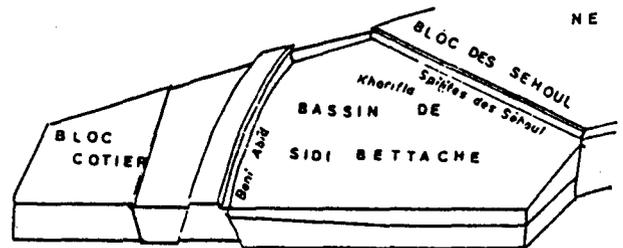


Fig. 2 : Schéma des zones sédimentaires de la Meseta nord-occidentale pendant le Dévonien supérieur-Dinantien, montrant le bassin de Sidi Bettache avec ses marges où se met en place le volcanisme dinantien (PIQUE, 1979).

### Description pétrographique et minéralogique

#### Les coulées tournaisiennes des Schoul et des Beni Abid

Ces coulées s'intercalent dans la formation sédimentaire famenno-tournaisienne d'Ain El Klab (PIQUE, 1979); elles ont une épaisseur de quelques dizaines de mètres et elles présentent souvent un faciès amygdalaire à vacuoles remplies de calcite. Ce sont des roches à texture microlitique amygdalaire parfois porphyrique. Les microlites de plagioclase sont albitisés. La mésostase est composée de minéraux secondaires tels que la chlorite, la calcite et les opaques; on y distingue des reliques d'anciens pyroxènes ou d'olivine. Dans les Beni Abid, le quartz est parfois présent. CAILLEUX & al. (1983) suggèrent un âge permien pour ces roches.

#### Les laves et dolérites de l'oued Korifla

Ces roches s'intercalent dans la formation grésopélique de l'oued Korifla, d'âge viséen inférieur; elles se présentent soit sous forme de sills d'une puissance de quelques mètres, soit sous forme de coulées épaisses de 10 à quelques dizaines de mètres. Les roches filoniennes présentent une texture doléritique intersertale. Les phénocristaux les plus abondants sont des plagioclases albitisés et calcitisés en grandes lattes qui englobent des pyroxènes de type augite,

souvent presque entièrement transformés; la mésostase est composée surtout de minéraux de basse température : chlorite, calcite, opaques et sphène. Ainsi, selon l'intensité de l'altération, ces roches sont des dolérites ou des diabases. Les laves, qui s'épanchent parfois en coulées en coussins, ont une texture microlitique ou intersertale. Elles sont souvent spilitisées mais la paragenèse primaire subsiste parfois à l'état de reliques : plagioclase (andésine-labrador), augite plus ou moins titanifère, olivine, spinelle chromifère.

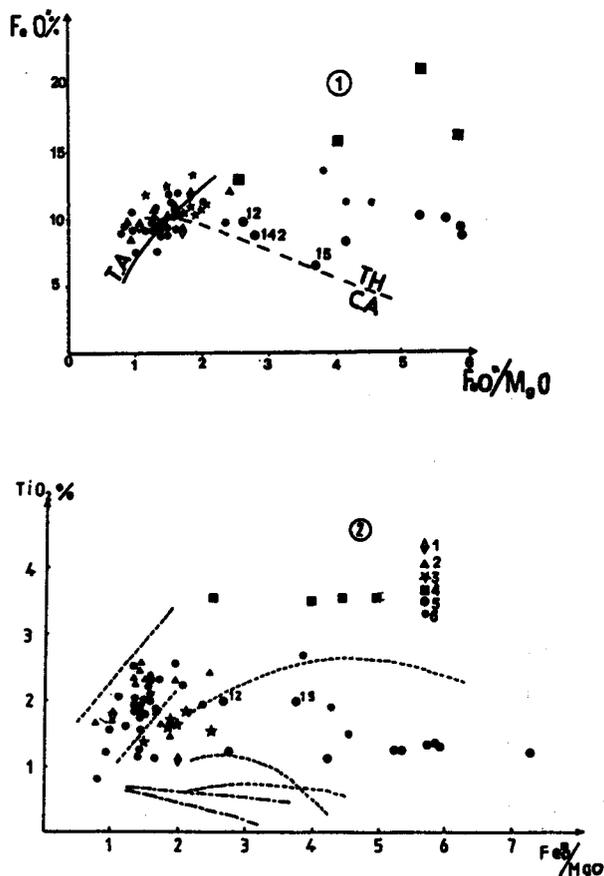


Fig. 3 : Diagramme de MIYASHIRO (1975) montrant les variations de FeO et TiO<sub>2</sub> en fonction de FeO/MgO pour les laves du Maroc central : Fer total exprimé sous forme d'oxyde ferreux; Th : série tholéitique; CA : série calco-alcaline; T-A : Tholéites abyssales. (1. pillow-lavas de l'oued Korifla, 2. dolérites de l'oued Korifla, 3. spilites des Sehoul, 4. spilites des Beni Abid, 5. laves acides des Beni Abid, 6. laves du Fourhal).

#### Données géochimiques

Les diagrammes de MIYASHIRO (1975) et la composition chimique des pyroxènes montrent que les laves du bassin de Sidi Bettache présentent une tendance

tholéitique (oued Korifla, Sehoul) à transitionnelle (Beni Abid), avec des enrichissements modérés en SiO<sub>2</sub> et un fort fractionnement de FeO\* et de TiO<sub>2</sub> au cours de l'évolution des liquides (fig. 3). Les données fournies par les éléments en traces (éléments hygromagmaphiles et terres rares) montrent que l'ensemble des laves du bassin de Sidi Bettache ont un rapport Th/Ta faible et que dans le diagramme Ta en fonction de Th (fig. 4) leurs points représentatifs se placent sur deux droites. Les laves en coussins et les dolérites de l'oued Korifla s'alignent avec les spilites de Beni Abid (Th/Ta # 1). Comparées à d'autres séries classiques volcaniques, leur corrélation linéaire se rapproche des séries transitionnelles des sites distensifs (Islande, Boina); les spilites des Sehoul et quelques échantillons de spilites des Beni Abid s'alignent sur une droite avec un rapport Th/Ta un peu plus élevé. Cette seconde corrélation confère à ces dernières laves un caractère plus alcalin que les précédentes (TREUIL & VARET, 1973; TREUIL & JORON, 1975).

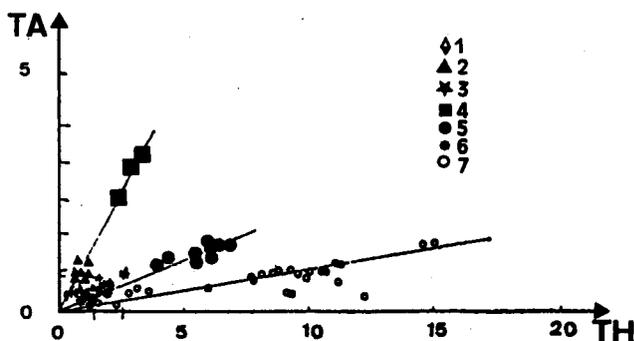


Fig. 4 : Corrélations linéaires entre éléments hygromagmaphiles Ta / Th pour les laves du Maroc central (1-6) et Meseta orientale (7). (1. pillow-lavas de l'oued Korifla, 2. dolérites de l'oued Korifla, 3. spilites des Sehoul, 4. spilites des Beni Abid, 5. laves acides des Beni Abid, 6. laves du Fourhal, 7. laves de la Meseta orientale).

L'examen de l'ensemble des courbes de terres rares montre deux types de laves :

- les laves de l'oued Korifla (Th / Ta # 1) : les laves en coussins montrent des spectres de terres rares normés aux chondrites (fig. 5a) presque plats et plus basses que les courbes de terres rares des dolérites de l'oued Korifla. L'allure de ces spectres rappelle celle des séries transitionnelles des zones d'expansion (JORON & al., 1976). Les spectres des terres rares élargis normés au manteau primitif (fig. 5b), présentent une anomalie en Ta modérément positive voire nulle; comparées aux MORB ou aux basaltes alcalins, les laves de l'oued Korifla se rapprochent des tholéites à source enrichie de type MORB-E (ROMEUR, 1991; MAURY, 1992).

- les laves des Sehoul et des Beni Abid montrent des courbes de terres rares plus hautes et fractionnées avec un

enrichissement en terres rares légères et un fractionnement des terres rares lourdes; l'allure de ces courbes rappelle celle des basaltes alcalins au voisinage des zones d'accrétion. Les spectres des terres rares élargis de ces laves montrent une anomalie légèrement positive voire nulle et un enrichissement en terres rares; les courbes sont intermédiaires entre celles des MORB-E et des basaltes alcalins mais plus proches de MORB-E. L'ensemble des spectres montre qu'ils sont sensiblement parallèles entre eux, ce qui confirme leur lien génétique (fig. 5a).

#### BASSIN DU FOURHAL

Les terrains qui forment l'encaissant des roches échantillonnées sont des schistes et des grès attribués au Viséen supérieur et Namurien probable (TERMIER, 1936; CAILLEUX, 1978).

Dans cette région, les roches volcaniques dinantiennes présentent deux modes de gisements :

- intrusif sous forme de sills et de dykes de dolérites, de diabases et de gabbros,
- effusif avec des coulées à coussins (KHARBOUCH, 1988).

Les filons anté- ou syn-schisteux sont parfois parallèles entre eux et allongés en direction NE-SW. Leur épaisseur est de 2 à 30 m; dans la partie septentrionale du bassin, ils sont abondants et parallèles les uns aux autres.

#### Description pétrographique et minéralogique

Ces roches volcaniques ont été mises en place avant ou pendant le plissement majeur post-Namurien qui déforme les coulées et les filons. Ce volcanisme est en grande partie intrusif et il donne des filons lentiformes. Son caractère chimique est essentiellement basique. Le volcanisme effusif, sous forme de coulées avec présence de structure en coussins, est peu représenté. Il a été observé au Sud dans la région du Chougrane dans le Jbel Chtilmane (KHARBOUCH, 1988).

#### *Les gabbros*

Ils forment des filons de 20 à 30 m d'épaisseur. Ce sont des roches sombres et massives à faciès grossier. Le plus grand filon de gabbro est celui de Bouajhaïne. La texture est grenue; les minéraux sont jointifs et sans mésostase. Les grandes lattes de plagioclase (de 0.5 à 2 cm de long sur 1 à 2 cm de large) sont saussuritisées et altérées en épidote, en calcite et en chlorite. Les grandes sections de pyroxène sont en partie épidotisées. Certains espaces intersticiels sont chloritisés et parsemés de nombreux granules d'opacques. Des pseudocristaux trapus corrodés d'opacques sont abondants; ils pourraient s'agir d'ilménite.

#### *Les dolérites et les diabases*

La texture doléritique ophitique ou doléritique intersertale est plus ou moins fine ou grossière et déformée par la schistosité. Quand la roche est altérée, les seuls cristaux conservés sont les plagioclases (andésine-

labrador). Dans les échantillons plus frais, les pyroxènes montrent quelques reliques encore fraîches d'augite. Les pyroxènes se présentent sous forme de grands cristaux qui englobent des prismes de plagioclases dans la texture ophitique. Les interstices englobent des plages arrondies à pseudo-hexagonales complètement remplies de chlorite; il s'agit peut-être des traces d'anciens cristaux d'olivine. Les minéraux opaques sont des ilménites.

#### *Les coulées*

Elles sont observées dans la région de Chougrane et en particulier dans le Jbel Chtilmane. Les laves en coussins sont d'épaisseur métrique; les joints entre les coussins sont remplis de sédiments schistosés. Les schistes tachetés apparaissent au contact de la base de cette coulée. Par ailleurs, on remarque qu'il y a plusieurs venues de laves séparées par des niveaux sédimentaires schisteux. La texture peut être soit microlitique, dans les laves en coussins, soit doléritique au centre de la coulée ou encore "spinifex radiée" avec des cristaux squelettiques très allongés de quelques millimètres à 1 cm de long de minéraux ferromagnésiens altérés (peut-être d'anciens pyroxènes). Ces cristaux, qui donnent un faciès dendritique en rosace à la roche indiquent un refroidissement rapide de la lave. Malgré l'altération, on peut reconnaître la paragenèse primaire constituée de plagioclases (andésine-labrador), de minéraux ferromagnésiens (augite) et d'opacques (ilménite). Cette paragenèse primaire a été remplacée par une association minéralogique secondaire formée par l'albite, la chlorite, la calcite, l'épidote et les oxydes. La présence d'un niveau minéralisé en sulfures indique une altération hydrothermale.

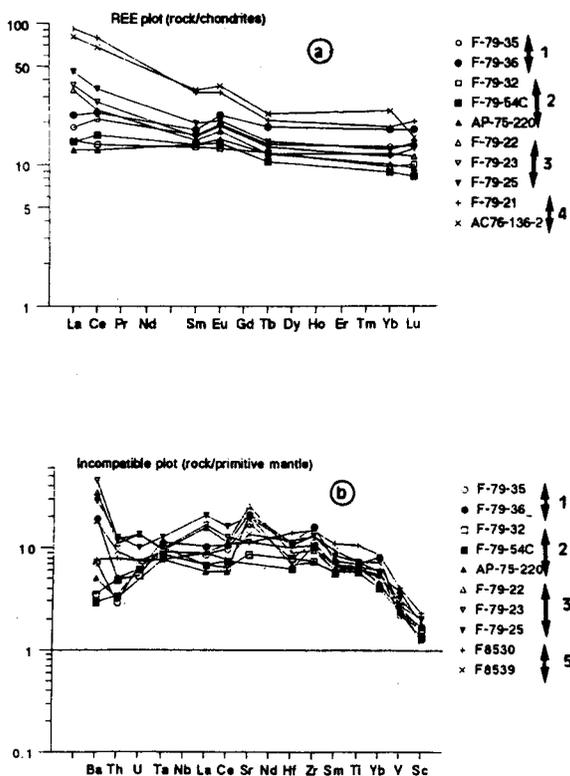


Fig. 5 : (a) Spectre des terres rares (normé aux chondrites); (b) Spectre des terres rares élargi (normé au manteau primitif) de l'ensemble des laves du Maroc central. (1. dolérites de l'oued Korifla, 2. pillow-lavas de l'oued Korifla, 3. spilites des Schoul, 4. spilites des Beni Abid, 5. laves du Fourhal).

### Données géochimiques

La composition générale des roches du complexe filonien et des coulées étudiées dans le synclinal du Fourhal est basaltique. La teneur en  $\text{SiO}_2$  varie de 45 à 50 %.  $\text{TiO}_2$  a des teneurs qui varient de 1 à 2,5 %. Par ces valeurs, les laves du Maroc central se rapprochent de la composition moyenne d'une tholéïte à olivine. Ce magmatisme basique est faiblement sous-saturé (pour certains filons épais, Ne normatif est  $< 5$ ). La grande partie dérive d'un magma saturé à tholéïte à olivine et hypersthène normatif; c'est une série tholéïtique au sens de YODER & TILLEY (1962). Dans les diagrammes de MIYASHIRO (1975), les points représentatifs des laves du Fourhal se placent dans le champ des séries tholéïtiques (fig. 3) et s'alignent suivant la droite des tholéïtes abyssales. L'étude géochimique des éléments en traces montre que, avec le rapport  $\text{Th} / \text{Ta}$  faible (1,5 à 2,6), ces laves sont caractéristiques des sites en distension (KHARBOUCH,

1988). Les spectres des terres rares (fig. 5b) de quelques échantillons montrent qu'ils ont une source appauvrie marquée par un spectre présentant des abondances en Terres lourdes plutôt qu'en Terres légères. Un échantillon a un spectre fractionné comme celui des MORB enrichis. Les spectres montrent une anomalie légèrement positive voire nulle en Ta et Nb.

### CONCLUSION

Les laves du Massif central sont de composition basique, d'affinité tholéïtique à transitionnelle similaire à celles des laves des zones en distension.

### LES SERIES VOLCANIQUES DINANTIENNES CALCO-ALCALINES DE LA MESETA ORIENTALE

La Meseta orientale comprend la boutonnière de Midelt et de Debdou-Mekkam à quoi il faut ajouter la boutonnière du Tazekka ainsi qu'un certain nombre de petites boutonnières qui sont principalement les massifs de Tancherfi, Bourdine, Zekkara, Jorf Ouazzane et Jerada et, en Algérie, ceux de Ghar Rouban et de Tifrit-Saïda (fig. 6).

La Meseta orientale se caractérise dès le Dévonien par l'individualisation d'un bassin à sédimentation de type flysch. Le Carbonifère est discordant sur les terrains plus anciens plissés par une phase précoce antévisséenne. Le Viséen supérieur est représenté par des terrains schisteux, argileux ou gréseux (GENTIL, 1908; LUCAS, 1942; OWODENKO, 1946). Ces schistes alternent avec des formations volcaniques et volcano-sédimentaires qui résultent d'une activité volcanique à caractère essentiellement explosif dès le Viséen supérieur. Le volcanisme tardi-orogénique commence assez tôt dans le bassin carbonifère de Jerada, au dessus d'un olistostrome où sont remaniés des éléments du socle antévisséen. L'activité volcanique se termine à l'Ouest dans le Tazekka pendant le Viséen supérieur terminal-début du Namurien (HOEPFFNER, 1987).

Cette activité volcanique viséenne est accompagnée par un magmatisme plutonique et hypovolcanique donnant des filons et des intrusions de diorite, de microdiorite et de granodiorite qui se mettent en place dans les terrains antévisséens. Ce sont les microdiorites de Bouyaâlou du Tazekka, les sills du secteur de Sidi Lahcen dans le Mekkam (HUVÉLIN, 1983; CHEGHAM, 1985); les granodiorites et microgranodiorites de Tancherfi, de Zekkara, de Guenfouda et Jorf Ouazzane. LUCAS (1942) et OWODENKO (1976) ont montré la quasi contemporanéité du volcanisme et de ces intrusions. Les terrains du Viséen supérieur passent en continuité aux terrains gréso-péliciques du Namurien puis au Westphalien paralytique bien développé dans le bassin de Jerada (IZART, 1990). La déformation post-westphalienne ou tardi-varisque s'achève par le développement d'accidents cassants et par la mise en place d'un plutonisme granitique.

## DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE ET MINÉRALOGIQUE

### Les laves de la boutonnière de Jerada

#### Localisation et stratigraphie

Le Viséen représenté ici débute par le dépôt d'une formation volcano-sédimentaire. La limite entre le Namurien et le Viséen est marquée par des éruptions de laves andésitiques et dacitiques qui sont les dernières émissions volcaniques du Carbonifère. L'ensemble est plissé dans un synclinal (Jerada) dont nous étudierons successivement les flancs nord et sud.

1. les formations volcaniques et volcano-sédimentaires du flanc nord sont représentées dans le massif du Glib Naâm et dans la Koudiat El Hamri.

- La Koudiat El Hamri est entièrement constituée de roches rhyolitiques ignimbritiques de différentes sortes : ignimbrites fiammées, ignimbrites à texture vitroclastique, ignimbrites poncuses bréchiques, ponces rhyolitiques à fiammes. Les minéraux sont le quartz, le plagioclase et le feldspath alcalin. La base de cette colline est composée d'une roche rhyodacitique rose bréchique porphyrique à gros yeux de quartz corrodé.

- les volcanites de Glib Naâm sont des laves andésitiques et des roches volcano-sédimentaires. La lave, homogène, a un aspect microbréchique qui devient pisolitique par altération. Ces coulées de laves sont pyroclastiques bréchiques et peuvent avoir des passées à structure massive. Des filons métriques de même composition que la formation andésitique pourraient être des conduits d'alimentation de cet affleurement.

2. Les formations volcaniques et volcano-sédimentaires du flanc sud du synclinal de Jerada. Dans une coupe d'environ 1500 m d'épaisseur, levée le long de la route d'Oujda - Jerada, la formation débute par une brèche pyroclastique acide polygénique à blocs (1 à 5 cm) de laves ignimbritiques perlitiques, cimentés par une matrice très chloriteuse lavique fluidale. Le dépôt est fait à chaud et elle ressemble à celle trouvée au sommet du flanc nord de Koudiat El Hamri (KHARBOUCH & BOYER, 1988). Au dessus vient une alternance de schistes, cinérites, microbrèches et ignimbrites rhyolitiques fiammées. Presque au milieu de la coupe apparaissent des roches massives laviques bréchiques de composition andésitique-dacitique, qui se terminent par un dépôt de tuffites, de shales, de microbrèches et de tufs avec une forte dominance de sédiments.

#### Pétrologie et mode de gisement de l'ensemble des roches de Jerada

Les formations volcano-sédimentaires sont moins importantes en volume que les laves. Ce sont toutes des roches volcaniques litées, tantôt à grain fin, tantôt à grain grossier. Elles sont composées de cinérites rubanées (ou de tufs à cendres fins), de tufs à lappilis ou de tuffites. Dans ces formations il y a parfois des intercalations de shales

hématitiques. Les intercalations de niveaux calcaires à Entroques ou à Foraminifères indiquent un milieu de plateforme continentale de faible profondeur.

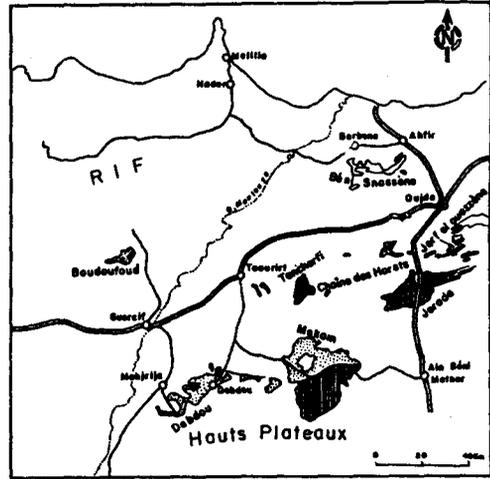


Figure 6 : Carte de situation des boutonnières de la Meseta orientale. Pointillé : terrains antéviséens, Hachures : terrains carbonifères. Noir : massifs de granitoïdes.

Les cinérites (tufs cendres) sont parfois rubanées. Elles peuvent contenir surtout des éclats de quartz mais des débris de plagioclases sont souvent présents. Certains bancs de cinérites peuvent montrer des fragments de ponce ou des bulles ce qui confirme leur caractère de retombées pyroclastiques.

Les tufs à lappilis ou les microbrèches soudées à froid, dont les éléments sont de rares fragments de laves microlitiques (rares) et des fragments de cinérites, sont aussi composés de phénocristaux de quartz rhyolitique ou de plagioclase craquelé; la matrice est poussièreuse et felsitique. Certains niveaux qui sont formés de tufs feldspathiques renferment plus de 50 % de plagioclase; ceci est dû probablement à l'explosion d'une source de composition feldspathique.

Les tuffites forment des bancs reconnaissables par leur litage souligné par un granoclassement des grains de cendre fins ou grossiers. Les cristaux sont soit des plagioclases soit des quartz. L'ensemble des roches volcano-sédimentaires sont des dépôts à dominance pyroclastique avec un contact immédiat avec les schistes.

L'ignimbrite rhyolitique forme la koudiat El Hamri et le flanc sud du synclinal de Jerada. Son faciès n'est pas homogène à l'affleurement. Suivant les structures, différentes sortes d'ignimbrites ont été observées : les ignimbrites fiammées, les ignimbrites à texture vitroclastique et les ponces rhyolitiques à fiammes.

Les coulées de rhyolite bréchique sont formées d'une autobrèche dont les éléments sont plus brunâtres que la

matrice. Ces éléments sont des enclaves à texture microcristalline porphyrique dont les cristaux de quartz et de plagioclase sont automorphes, montrant ainsi un écoulement tranquille. La matrice felsitique a une texture plus finement microcristallisée que celle des enclaves.

La rhyodacite forme des reliefs aplanis par l'érosion à la base des laves acides ignimbritiques de Koudiat El Hamri. La lave est autobréchifiée avec des blocs de plus de 10 cm de diamètre. Les phénocristaux sont dominants sur la matrice. Le quartz forme des yeux de taille allant de 0.5 à 1 cm et les feldspaths (plagioclase et feldspath alcalin) atteignent le centimètre. Les enclaves de laves microgrenues ont des dimensions qui peuvent atteindre 2 cm, le tout étant noyé dans une matrice microcristalline de nature felsitique à texture poncée. La vésiculation est soulignée par les oxydes quand la roche est altérée; c'est peut-être le stade précoce du magma en effervescence avant l'éclatement de l'ignimbrite. Cette matrice est formée de fragments anguleux de cristaux de plagioclase, de quartz et de feldspath alcalin. Les mégacristaux et les phénocristaux du quartz montrent des golfes de corrosion typiques en "doigts de gants", carrés ou arrondis à fracturation vitroclastique. Des squelettes de cristaux de section hexagonale et octogonale laissent penser que ce sont d'anciens pyroxènes et d'anciennes amphiboles. Les minéraux opaques (ilménite ou titanomagnétite) sont en granules ou en microcristaux sub-automorphes ou automorphes.

Les andésites forment des coulées d'ignimbrites ou des coulées autobréchiques; dans ces dernières, la lave est pseudomicrolitique porphyrique et felsitique. Les phénocristaux de plagioclase, longs de 0.5 à 2 mm et larges de 0.5 à 1.5 mm, sont corrodés, à angles émoussés et à contours irréguliers. Ils sont soit isolés soit regroupés en amas dans la mésostase. De nombreux fantômes de minéraux ferromagnésiens (amphibole, pyroxène) sont pseudomorphosés en chlorite et en épidote. Des minéraux opaques sub-automorphes sont en partie transformés en sphène; ce sont peut-être d'anciennes ilménites ou titanomagnétites. Certains échantillons montrent, en plus des minéraux cités ci-dessus, du quartz sous forme d'éclats corrodés et d'échardes qui représentent des parois de bulles éclatées. De ceci, on peut déduire que c'est une lave pulvérisée à retombées pyroclastiques. Les coulées andésitiques ignimbritiques affleurent sur le flanc sud du synclinal de Jerada. C'est une roche massive et compacte décrite comme un tuf pyroclastique (KHARBOUCH, 1982). L'étude microscopique détaillée montre bien les structures d'une ignimbrite dont les axiolites ou les vitroclastes sont écrasés et tassés. Au microscope, on constate que la texture est vitroclastique et porphyrique. Les phénocristaux sont abondants (10 %). Il s'agit surtout de plagioclase fracturé. Les microphénocristaux sont aussi abondants. Les pyroxènes sont en phénocristaux. Ils sont en partie altérés soit en calcite, soit en ouralite; il s'agit d'augite. Les axiolites sont nombreuses dans la mésostase; ce sont des

petites vacuoles déformées et écrasées. Les enclaves sont de taille millimétrique à centimétrique; ce sont des fragments lithiques de lave à texture soit microlitique porphyrique soit microgrenue; ces derniers sont peut-être des lambeaux de microdiorite. La mésostase cryptocristalline vitroclastique a une pseudofluidalité accentuée par le tassement et la déformation des axiolites. L'altération fréquente est en épidote et chlorite. Les minéraux opaques sont soit en granules soit en cristaux pseudomorphes dans la mésostase.

### **La boutonnière de Jorf Ouazzane**

#### *Localisation et stratigraphie*

C'est la boutonnière paléozoïque qui se trouve le plus à l'Est (fig. 6) de la Meseta orientale. Les terrains qui la constituent sont d'âge ordovicien, siluro-dévonien et dévono-dinantien probable. Le Carbonifère de la région est représenté particulièrement par des olistostromes et des terrains volcano-sédimentaires. Le dépôt de l'olistostrome de Jorf Ouazzane s'est effectué entre le début du Viséen inférieur et la base du Viséen supérieur (TORBI, 1988). Les roches volcano-sédimentaires d'âge viséen supérieur reposent sur cet olistostrome et supportent les laves bréchiques dacitiques.

#### *Pétrologie et mode de gisement*

Les laves autobréchiques dacitiques affleurent largement à Jorf El Ouazzane, le long de la route Oujda-Touissit à Jbel Mahsour et à Touissit Boubaker. Les affleurements sont très altérés. Au sein d'une mésostase microcristalline felsitique baignent de nombreux phénocristaux et microcristaux essentiellement de plagioclase. Quelques cristaux de quartz corrodés sont présents. Des minéraux ferromagnésiens, il ne reste que des reliques.

Les formations volcano-sédimentaires sont des tuffites ou des tufs à cendres fines (cinérites) ou à lappilis souvent très altérés. Les tuffites qui reposent directement sur l'olistostrome marquent le début de l'éruption volcanique. Leur répétition et leur alternance avec les brèches dacitiques montrent qu'il y avait plusieurs éruptions périodiques au Viséen supérieur.

L'intrusion de microdiorite est la seule connue au Nord-Est de Jorf Ouazzane. Elle se présente sous forme d'une roche massive grenue, gris-clair, à grain fin d'environ 0.5 cm de diamètre. Les phénocristaux de plagioclase et de feldspath alcalin sont altérés et noyés dans une matrice quartzo-feldspathique à texture sub-doléritique à microgrenue porphyrique.

### **Les boutonnières de Debdou et de Mekkam**

#### *Localisation et stratigraphie*

Ce sont deux boutonnières paléozoïques non éloignées l'une de l'autre. Celle de Mekkam est située à 85 km au SW d'Oujda et à 40 km au SE de Taourirt (fig. 6). Celle de Debdou est à 40 km à l'WSW de Mekkam. Les terrains qui

y affleurent sont essentiellement des séries schisteuses nommées "schistes du Mekkam". Cette série schisteuse est puissante et monotone avec des passées de grès micacés arkosiques d'âge dévonien moyen à supérieur (MARHOUMI, 1984). A l'Ouest de la boutonnière de Debdou, des terrains gréseux, calcaires et marneux sont datés du Viséen supérieur (MEDIONI, 1980). Ces terrains du Viséen supérieur semblent remanier à la base des terrains dévoniens sous-jacents. Dans ce domaine occidental, l'activité volcanique est rare; elle est représentée par des éruptions basiques associées à des matériaux épicrostiques (tuffites). A l'Est, dans le Mekkam, le matériel éruptif est important et il repose sur les niveaux carbonatés et détritiques de base d'âge viséen supérieur. Il affleure dans la zone orientale correspondant à Jbel Zerroug entre Hassi Korima et Hassiane Diab. Dans ce secteur du Mekkam, l'association de volcanites acides et basiques sans roches intermédiaires (rares) est remarquable, ce qui le distingue des autres boutonnières.

#### *Pétrologie et de mode de gisement*

Les coulées basiques sont de faible extension et de forme lenticulaire. L'épaisseur est déca- à hectométrique. Un échantillonnage a été effectué au Jbel Zerroug (KHARBOUCH, 1982). La lave est de texture pseudodoléritique à microlitique en rosace. Les minéraux en baguettes de plagioclase, d'amphibole et de pyroxènes sont regroupés en rosaces. L'olivine est soit isolée, soit regroupée en microphénocristaux.

Les coulées d'ignimbrites, étudiées par KHARBOUCH (1982) et CHALOT-PRAT (1990), sont en forme de lentilles; l'extension kilométrique est bien localisée et l'épaisseur est de quelques centaines de mètres. Elles sont de couleur grisâtre à grain fin, renfermant des enclaves à forme effilée, sombres et infracentimétriques. Au microscope, on observe une texture microcristalline porphyrique où les phénocristaux de plagioclase ainsi que les enclaves de laves ponceuses sont noyés dans une matrice vitroclastique non soudée. Les fragments laviques ponceux sont à contours déchiquetés et effilochés de taille variable entre 3 et 5 mm de long sur 1 à 3 mm de large; d'autres enclaves sont des fragments de cinérite basique de tuffite acide ou de lave microlitique.

Les brèches basiques sont des roches compétentes de couleur gris-clair. Les phénocristaux sont des plagioclases et des pyroxènes. Les fragments de laves sont microlitiques, microlitiques porphyriques ou vitreux porphyriques; le tout est noyé dans une matrice microcristalline cinéritique.

Les tufs à lappilis acides de Zerroug sont compétents, de couleur gris-clair, à phénocristaux de quartz et de feldspath ainsi que des baguettes de biotite visibles à l'oeil nu. La matrice est quartzo-feldspathique cryptocristalline. Ceux, rhyolitiques, de Hassiane Ed Diab sont semblables, en partie, à ceux de Zerroug; les autres sont moins clairs, lités et marqués par un granoclassement. Là, les microcristaux du quartz corrodé sont moins abondants que

les microphénocristaux du plagioclase. Les enclaves de laves vitreuses et vitroclastiques sont effilées parallèlement au litage.

Les tufs basiques ont une grande extension par rapport aux autres produits volcaniques. Le pyroxène y est abondant. Le plagioclase en fragments est moins fréquent. La matrice est très fine et constituée d'aiguilles d'actinote et de débris de cristaux de plagioclase, de chlorite, de séricite et de calcite. Les fragments de lave sont basiques; ils sont soit vitreux et riches en épidote, soit microlitiques à pyroxènes, soit, enfin, microlitiques porphyriques.

Les cinérites acides sont rubanées, les lits diffèrent par l'abondance du quartz et du plagioclase par rapport au ciment. Les cinérites basiques sont caractérisées par l'abondance de cristaux de pyroxène et de plagioclase et par la présence des fragments lithiques de laves vitreuses aplatis et alignés dans la trame de la roche.

#### **Le massif du Tancherfi**

##### *Localisation et stratigraphie*

C'est un massif à socle paléozoïque, situé à 70 km à vol d'oiseau à l'Ouest Sud-Ouest d'Oujda (fig. 6). Les terrains paléozoïques sont un olistostrome Viséen supérieur-Namurien basal. Les argilites écailleuses à passées de blocs de laves ou d'hypovolcanites sont reprises en olistolites dans les pyroclastes, ce qui montre la simultanéité de la résédimentation et de l'activité volcanique.

##### *Pétrologie et mode de gisement*

*Les séries pyroclastiques.* Les affleurements paléozoïques, réduits à l'extrémité sud et surtout sud-est, sont formés d'argilites et de pélites d'âge viséen supérieur qui renferment des lentilles de laves ou de tufs qui, à leur tour, renferment des olistolites d'argilites. Les laves, pour la plupart, sont tellement altérées que la roche devient meuble. Ce sont des andésites voire des dacites et des rhyolites renfermant des structures de fiammes indiquant leur caractère purement pyroclastique (KHARBOUCH & BOYER, 1988). Les laves andésitiques basiques et dacitiques ignimbritiques (K<sub>2</sub>O élevé) sont plus abondantes que les laves acides ignimbritiques. Elles ont une texture souvent fluidale, tantôt microlitique porphyrique, tantôt cryptocristalline porphyrique. Les roches dacitiques ont des structures de fiammes et sont en plus bréchiques. Les tufs sont à fragments corrodés de laves microlitiques et cryptocristallines porphyriques; ce sont surtout des retombées pyroclastiques bien soudées à chaud. Les tufs pyroclastiques acides à cachet ignimbritique forment des olistolites (EL GHAZI & HUVELIN, 1981). Ils renferment de nombreux phénocristaux de micas blancs microplissés.

*Les formations hypovolcaniques.* La microgranodiorite d'Ouserthane affleure sur environ 1 km<sup>2</sup>. Les phénocristaux de plagioclase sont altérés ainsi que les phénocristaux de clinopyroxène qui sont ouralitisés. Les amphiboles brunes poecilites en grandes plages et la biotite sont présentes.

Les minéraux opaques sont pseudoautomorphes et assez nombreux. La roche contient des enclaves de roches métamorphiques à tourmaline et sillimanite.

La diorite grenue est difficile à distinguer des gabbros mais le plagioclase y est plus abondant. Les minéraux ferromagnésiens sont le pyroxène, l'amphibole brune et la biotite; les minéraux ferromagnésiens sont plus abondants que dans la microgranodiorite.

### Le massif du Tazekka

#### *Stratigraphie et mode de gisement*

Ce massif est subdivisé en deux domaines structuraux, le domaine occidental et le domaine oriental (HOEPFFNER 1978 et ce volume). Les formations volcano-sédimentaires reposent en discordance sur les schistes du Tazekka d'âge ordovicien inférieur (RAUSCHER & al, 1982). Le complexe volcano-sédimentaire, discordant sur les plis précoces, représente le Viséen supérieur terminal-Namurien (MARHOUMI, 1984; CHALOT-PRAT & ROY-DIAS, 1985). Ce complexe volcano-sédimentaire post-tectonique s'aligne suivant une bande NE-SW depuis Sidi Abdallah au NE jusqu'au Bab Frij au SW. Comme à Tancherfi, HUVELIN (1986) a montré la simultanéité du dépôt du tuf et de la resédimentation.

Ce complexe volcanique comprend deux grands ensembles de compositions différentes (HOEPFFNER, 1981; KHARBOUCH, 1982); le premier comprend des roches volcanosédimentaires associées à des coulées d'andésite. Le second, surmontant le premier, est épais et composé de roches pyroclastiques rhyolitiques à caractère ignimbritique (CHALOT-PRAT, 1986; KHARBOUCH & BOYER, 1988). Appelé autrefois microgranite de Boujaâda (MORIN, 1948), il forme une bande NE-SW depuis Merja El Caïd jusqu'à la maison forestière d'Aïn-Kebbab.

#### *Pétrographie et mode de gisement*

Les roches volcanosédimentaires du Tazekka sont issues de retombées pyroclastiques. Elles sont moins importantes que celles de Jerada par rapport au volume des roches éruptives. La formation de base est composée de produits pyroclastiques (tufs à lappilis et tufs à cendre fins) associés à des matériaux épichastiques (microconglomérats détritiques, lentilles métriques de conglomérats et de grès, tuffites basiques).

Les andésites sont ici les roches les plus basiques et les moins conservées; leur puissance est variable suivant les coupes. Elles peuvent avoir une épaisseur de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. En général, elles se placent sous les formations pyroclastiques ignimbritiques acides. Elles peuvent être autobréchifiées au mur et au toit de la coulée. Le faciès dominant est une andésite fine microlitique où s'intercalent des venues de laves porphyriques, des tufs de plagioclase et des microbrèches. L'activité andésitique à Sidi Youssif est explosive et effusive avec des intercalations de passées ignimbritiques. Elle témoigne au moins d'une période de simultanéité des

volcanismes basique et acide (EL GHAZI & HUVELIN, 1981). Ces laves sont altérées. Leur texture est microlitique porphyrique; les phénocristaux forment environ 20 % de la roche totale. Ils sont alignés et soulignent la fluidalité de la lave; ce sont des plagioclases transformés en sérécite et calcite. Là où ils ont été conservés, ils sont de composition andésine-labrador. Les minéraux ferromagnésiens, amphiboles et pyroxènes, sont épigénisés en épidote et en chlorite. Les microlites de plagioclase (andésine-labrador) sont souvent altérés. La matrice est saupoudrée de nombreux granules d'opaques. Il existe trois ensembles d'andésite en fonction des associations minéralogiques (CHALOT-PRAT, 1990) : l'andésite dont l'association est composée d'olivine, augite et plagioclase (andésine-labrador); celle dont l'association est composée de hornblende, augite et de plagioclase (andésine-labrador); celle, enfin, composée d'olivine, clinopyroxène, plagioclase (andésine-labrador) et hornblende résiduelle.

La formation de l'ignimbrite rhyolitique peut débiter par une sédimentation chaotique renfermant des blocs de shales verdâtres qui repose soit directement sur les laves andésitiques (Bou Yaalou) soit directement sur les schistes de Tazekka. Elle est plus puissante que la série des andésites. La roche est très porphyrique avec un nombre considérable de mégacristaux de quartz et de feldspath, dépassant 50 %. La mésostase est vitroclastique et contient de nombreuses structures (fiammes, vitroclastes et axiolites écrasés) montrant que ces roches sont des produits pyroclastiques soudés à chaud. Les enclaves centimétriques à métriques de matériel fin verdâtre sont des schistes, des laves andésitiques, des shales et des calcaires.

Les conduits d'alimentation sont des dykes cylindriques de taille métrique, tantôt acides et rhyolitiques, tantôt basiques et andésitiques.

#### APPROCHE MINÉRALOGIQUE DES ROCHES DE L'ENSEMBLE DE LA MESETA ORIENTALE

La paragenèse primaire est fonction de la nature chimique des roches. Dans les roches basaltiques, l'association minéralogique primaire est composée d'andésine-labrador, augite calcique, hornblende, titanomagnétite et ilménite.

- le groupe des andésites (basique à  $53 < \text{SiO}_2 < 57$  et acide à  $57 < \text{SiO}_2 < 63$ ); sa paragenèse minéralogique est : andésine-labrador, augite, hornblende, titanomagnétite et ilménite

- le groupe des dacites à  $63 < \text{SiO}_2 < 68$ ; l'association minéralogique est à andésine, augite, hornblende, titanomagnétite, ilménite

- le groupe des rhyodacites à  $\text{SiO}_2 = 70$  %, de composition minéralogique : quartz, plagioclase, clinopyroxène, hornblende magnétite et/ou ilménite

- le groupe des rhyolites à  $68 < \text{SiO}_2 < 78$ , de paragenèse minéralogique à quartz, plagioclase (albite, oligoclase), feldspath alcalin perthitique, biotite.

## La paragenèse secondaire

L'association minéralogique secondaire est irrégulièrement présente dans les roches de la Meseta orientale et son abondance varie d'une roche à l'autre, ce qui montre que l'altération hydrothermale est le processus responsable de cette association minéralogique de basse pression constituée d'albite, chlorite, épidote, séricite, calcite-sphène et actinote.

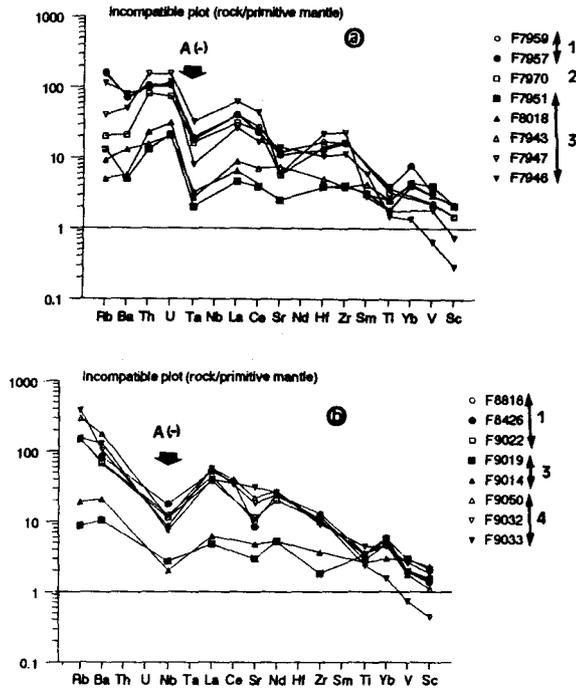


Fig. 7 : Spectre des laves des terres rares élargi de la Meseta orientale. (1 : Jerada : 2 : Jorf Ouazzane, 3 : Mekkam, 4 : Tancherfi. A (-) : Anomalie négative en Ta (fig. 7 -a) et en Nb (fig. 7-b)).

## ETUDE GEOCHIMIQUE DES LAVES DE LA MESETA ORIENTALE

### Les éléments majeurs

Le chimisme général des laves de la Meseta orientale montre qu'il s'agit d'une série calco-alkaline caractérisée par des laves porphyriques pyroclastiques composées par de rares basaltes (ici différenciés), par une relative abondance des laves andésitiques et de laves rhyolitiques à cachet igimbritique et par :

- une faible teneur en  $TiO_2$  (<1,2),
- une teneur moyennement élevée en  $Al_2O_3$  (15 % à 17 %) qui a tendance à décroître avec la différenciation,
- une teneur élevée en  $K_2O$  (3 % à 5 %) dans les roches les plus différenciées,
- une teneur élevée en  $CaO$  dans les roches moins albitisées.

Ces observations sont confirmées par les diagrammes de MIYASHIRO (1975) et par le diagramme AFM qui montrent leur évolution typiquement calco-alkaline.

### Les éléments en traces

Les éléments hygromagmaphiles (Th, Ta, La, Hf), les éléments de transition ainsi que les terres rares montrent que la cristallisation fractionnée et la fusion partielle sont les phénomènes responsables de l'évolution des laves de la Meseta orientale à quoi s'ajoute la contamination crustale. L'affinité calco-alkaline de ces laves est confirmée par le rapport élevé ( $Th/Ta > 7$  : fig. 4) qui est caractéristique des laves orogéniques des sites de convergence des plaques (JORON & TREUIL, 1977) et par l'étude des spectres des terres rares élargis (fig. 7) qui montrent l'enrichissement en terres rares légères avec une anomalie négative remarquable en Nb ou en Ta typique d'un manteau métagénésé (BRIQUEAU & al., 1984), lié à une zone de subduction à l'aplomb d'une marge continentale.

## CONCLUSION GENERALE ET DISCUSSION

L'étude stratigraphique, sédimentologique et géochimique du Massif central montre que, de la fin de Dévonien au Dinantien, des bassins (Sidi Bettache, Fourhal) se sont développés; leurs marges sont soulignées par une sédimentation chaotique et par des failles qui sont les voies de cheminement des laves basiques (coulée-sill). Ces laves pré-orogéniques sont d'affinité tholéitique à transitionnelle caractéristiques des sites distensifs.

L'absence d'anomalie négative en Nb et en Ta exclut qu'il s'agisse de tholéites des bassins d'arrière-arc dérivant d'une source métagénésée sous-jacente au plan de Benioff.

Au NE du Massif central, la Meseta orientale est marquée par un volcanisme essentiellement explosif à dominance andésitique, d'affinité calco-alkaline. Un tel volcanisme est généralement lié à une zone de subduction ou de collision. Dans ces roches, l'anomalie négative importante en Ta qui est due aux phénomènes métagénésés ayant affecté la source sus-jacente au plan de Benioff (DUPRE & CHABAUX, 1992) caractérise ces séries "orogéniques" liées à une zone de subduction. La relation entre le phénomène de subduction et le magmatisme calco-alkalin, connue depuis longtemps dans le volcanisme récent peut être appliquée aux orogénèses anciennes; cependant cette relation n'est pas retrouvée dans le Maroc oriental où aucun indice n'indique une subduction (ni ceinture de métamorphisme haute pression, ni ophiolites). La durée de temps connue jusqu'à maintenant entre le stade de la fin de la collision et la manifestation volcanique est de 25 Ma au Tibet (MAURY, 1992). Cette durée en Meseta orientale, entre le volcanisme d'âge viséen supérieur et les structures qui peuvent correspondre à une collision d'âge dévonien supérieur (TISSERANT, 1977), est d'environ 50 Ma.