



**HAL**  
open science

**Evolution tectonique et magmatique du NW du massif de Tazekka (Maroc oriental). Tectonic and magmatic evolution of the NW Tazekka massif (Eastern Morocco).**

H. Ajamay, Abdelali Boushaba, Driss Fadli, Mohamed El Wartiti, Christian Hoepffner, Abdellah Moutaqi, Fatima Kharbouch

► **To cite this version:**

H. Ajamay, Abdelali Boushaba, Driss Fadli, Mohamed El Wartiti, Christian Hoepffner, et al.. Evolution tectonique et magmatique du NW du massif de Tazekka (Maroc oriental). Tectonic and magmatic evolution of the NW Tazekka massif (Eastern Morocco).. Pangea infos, 2009, 45/46, pp.5-17. insu-00956861

**HAL Id: insu-00956861**

**<https://insu.hal.science/insu-00956861>**

Submitted on 7 Mar 2014

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

---

---

## ARTICLES

---

---

### Evolution tectonique et magmatique du NW du massif de Tazekka (Maroc oriental)

#### *Tectonic and magmatic evolution of the NW Tazekka massif (Eastern Morocco)*

Hakima AJAMAY<sup>1</sup>, Abdellah BOUSHABA<sup>2</sup>, Driss FADLI<sup>1</sup>, Mohamed EL WARTITI<sup>1</sup>,  
Christian HOEPFFNER<sup>1</sup>, Abdellah MOUTAQI<sup>3</sup>, Fatima KHARBOUCH<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Université Mohamed V-Agdal, Faculté des Sciences, avenue Ibn Battouta, BP 1014, Rabat, Maroc.  
e-mail hakima.ajamay@yahoo.fr

<sup>2</sup> Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Faculté des Sciences Dhar El Mahraz, BP 1796, Fès-Atlas, Maroc.

<sup>3</sup> Office National des Hydrocarbures et des Mines, Charii Moulay Hassan, BP 99, 10050 Rabat, Maroc.

Reçu 18/06/2004; révisé 20/07/2005, 25/05/2007, 09/01/2009, 14/05/2009.

#### Résumé

L'examen des événements tectoniques, métamorphiques et magmatiques de la partie NW du massif de Tazekka (Maroc oriental) a permis de mettre en évidence une évolution tectonique et magmatique polyphasée, définie par : (1) la mise en place des dolérites dans les plans de stratification  $S_0$  par mécanisme de sills alimentés à partir de dykes ; (2) une phase majeure de structuration caractérisée par de rares plis synschisteux de direction N10 à N30 et à plan axial subhorizontal marqué par la schistosité  $S_1$  ; (3) une phase de plissement qui reprend les structures précédentes, marquée par des plis de direction N00 à N60 synschisteux, dont le plan axial est généralement redressé avec un pendage modéré à fort vers l'est ; (4) la mise en place des granites, à l'origine d'un important métamorphisme de contact polyphasé, marqué principalement par la recristallisation de la cordiérite, suivi par une nouvelle phase de plissement pénecontemporaine de la deuxième manifestation métamorphique (biotites orientées dans la schistosité  $S_3$ ). Les plis P3, de direction N05 à N80, associés à la phase de plissement P3, présentent une schistosité  $S_3$  de plan axial à pendage généralement fort à modéré vers l'ouest ; (5) des chevauchements affectant l'ensemble des structures précédemment formées ; (6) des cassures tardi-hercyniennes.

**Mots clés** : Paléozoïque, phases tectoniques, roches basiques, granite, pétrologie, métamorphisme, chevauchement, Tazekka, Maroc.

#### Abstract

The study of the tectonic, metamorphic and magmatic events of the NW Tazekka massif (Eastern Morocco) has permitted to evidence a polyphased tectonic and magmatic evolution characterized by : (1) the installation of dolerites in the bedding planes by injection of sills fed by dykes; (2) a major phase of deformation characterized by rare synschistous folds, from the direction N10 to N30 and an axial sub-horizontal plane marked by  $S_1$  schistosity; (3) a phase of folding that refolded the former structures, characterised by N00 to N60 direction synschistous folds, whom axial plane is generally rectified with a strong to moderate dip towards east; (4) the emplacement of granites, at the origin of an important polyphased contact metamorphism, particularly marked by the recrystallization of cordierite, followed by a new penecontemporaneous folding phase of the second metamorphic manifestation (oriented biotites in  $S_3$  schistosity). The P3 folds, from the direction N05 to N80, associated with the P3 folding phase, show an axial plane schistosity  $S_3$  with a generally strong to moderate dip towards the west; (5) thrust faults affecting all the former structures; (6) late-hercynian fractures.

**Key words**: Paleozoic, tectonic phases, mafic rocks, granite, petrology, metamorphism, overlapping, Tazekka, Morocco.

## 1. LES TRAVAUX ANTERIEURS

Le massif paléozoïque de Tazekka est situé au SW de la ville de Taza (Maroc) à la limite entre le Causse moyen atlasique à l'ouest et le Moyen Atlas plissé à l'est; il forme une bande orientée NE-SW, allongée sur 45 km et large de 10 à 12 km. Ce massif est subdivisé par Hoepffner (1978) en trois domaines (fig. 1) :

- le domaine oriental constitué essentiellement de schistes d'âge ordovicien inférieur (Rauscher *et al.*, 1982) surmontés en discordance angulaire par un complexe volcano-sédimentaire daté du Namurien

inférieur (Chalot-Prat & Vachard, 1989), et de la limite entre le Viséen supérieur et le Namurien A (Chalot-Prat & Roy-Dias, 1985). Ces schistes sont recoupés par le granite de Tazekka découvert par Morin en 1951, par un granitoïde au Jbel Tifousert (Morin *in* Suter, 1980; Huvelin, 1992) situé à 22 km au SW du granite de Tazekka et par le granite d'Ouljama situé à 3 km au NNW du granite de Tazekka observé pour la première fois par Morin (1951) et dont l'étude a été entreprise pour la première fois dans la présente étude ;

- le domaine occidental caractérisé par l'affleurement

de terrains peu ou pas métamorphiques allant de l'Ordovicien au Dévonien moyen ;  
 – le domaine intermédiaire séparé des deux précédents domaines par des contacts anormaux. Ce domaine est

constitué de pélites ordoviciennes passant vers l'est à des schistes et phyllades par augmentation du métamorphisme et de la déformation (Hoepffner, 1987; Amaouain, 1991).

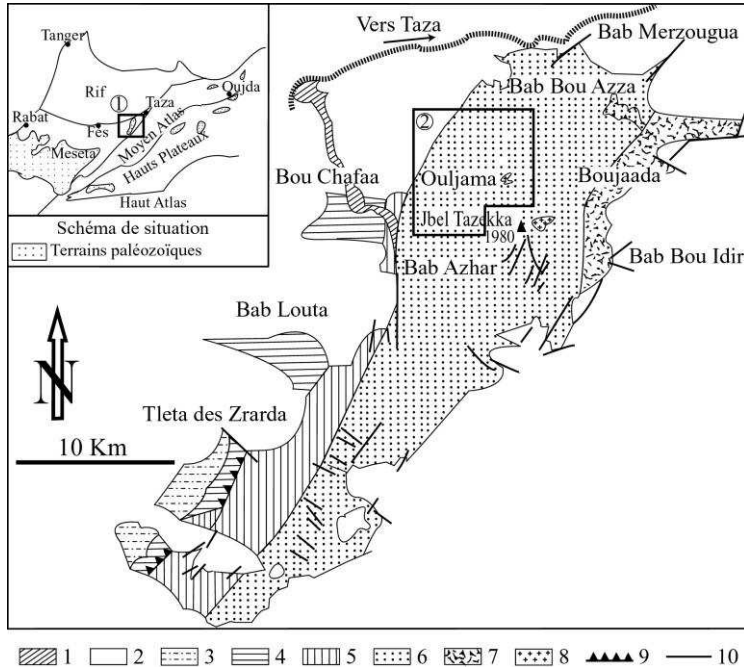


Fig. 1 – Carte géologique schématique du massif de Tazekka (d'après Hoepffner, 1978).

1. série volcanique plio-quaternaire; 2. couverture post-paléozoïque; 3. formations détritiques : Ordovicien inférieur et Silurien-Dévonien; 4. quartzites et schistes : Ordovicien supérieur; 5. Ordovicien inférieur : schistes vert olive à niveau quartzitique formant une zone tectonique; 6. schistes du Tazekka Cambro-Ordovicien; 7. complexe volcano-sédimentaire : Viséen supérieur à Namurien; 8. granites (Tazekka et Ouljama); 9. chevauchement; 10. failles et fractures. (3 et 4 forment le domaine occidental; 5 forme le domaine intermédiaire; 6, 7 et 8 représentent le domaine oriental).

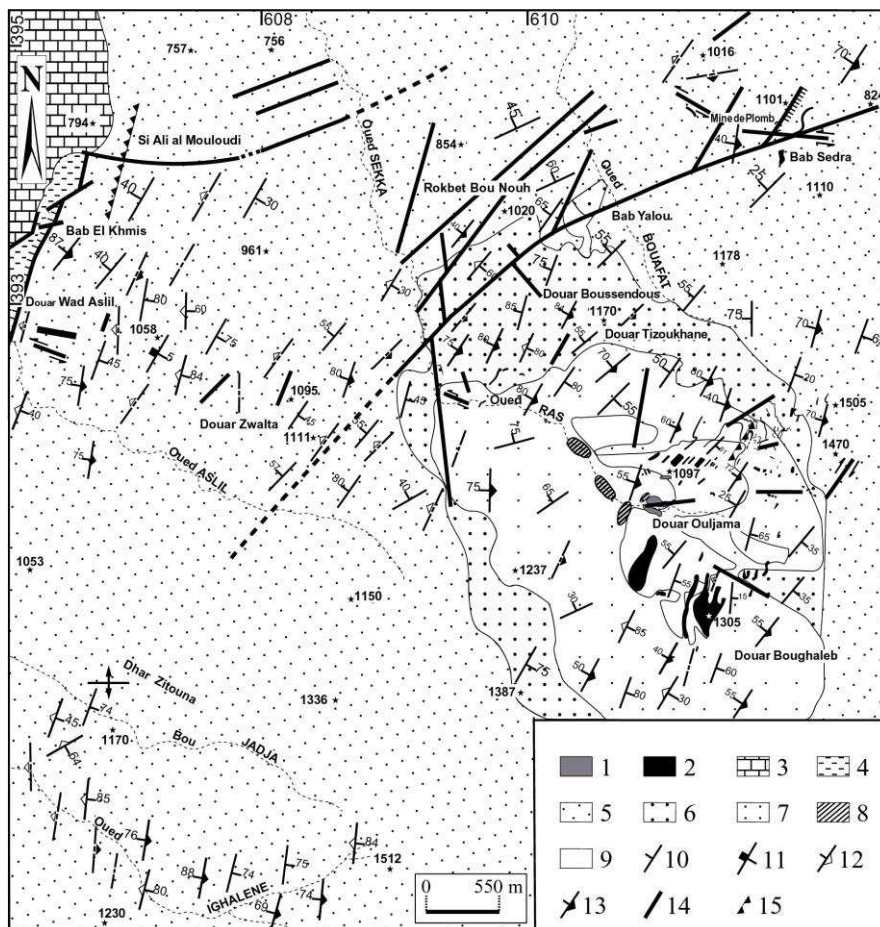


Fig. 2 – Schéma géologique du secteur étudié.

1. granite d'Ouljama; 2. dolérites; 3. Lias; 4. Trias; 5. schistes; 6. schistes à séricite; 7. schistes à cordiérite; 8. schistes à cordiérite + andalousite; 9. recouvrement; 10. schistosité  $S_{0.1}$ ; 11. schistosité  $S_1$ ; 12. schistosité  $S_2$ ; 13. schistosité  $S_3$ ; 14. failles; 15. chevauchement.

Dans l'ensemble de ces domaines, Hoepffner (1987) a mis en évidence deux épisodes de déformation D1 et D2 qui se succèdent dans un continuum tectonique :

- la déformation D1, réalisée dans un climat de métamorphisme anchi- à épizonal, est caractérisée par une schistosité  $S_1$  ; cette structure appelée  $S_{0-1}$  du fait qu'elle est sub-parallèle à la stratification  $S_0$ , est associée à des plis P1 isoclinaux de direction NNE-SSW, déversés vers l'ouest.
- la déformation D2 correspond à des cisaillements ductiles qui s'inscrivent dans la continuité et l'accentuation de la déformation D1, dans les mêmes conditions de métamorphisme et qui se manifestent par le rejeu des plans d'anisotropie  $S_{0-1}$  formés pendant l'épisode de plissement P1. Les structures D2 liées à ces cisaillements se caractérisent par des ruptures au niveau des flancs inverses des structures D1 et par la formation de plis P2 entre des bandes cisailées. Ces replis peuvent être aussi cisailés et dilacérés. D'échelle centimétrique à métrique, les plis P2 peuvent se présenter sous une forme arrondie ou en chevrons, ouverts à isoclinaux ; la schistosité  $S_2$  de plan axial est généralement redressée avec un fort pendage vers l'est.

L'auteur attribue les déformations D1 et D2 à une phase tectonique intraviséenne ou plutôt intraviséenne (sudète). Il montre également que la structuration de l'ensemble du massif de Tazekka s'est achevée par un serrage NW-SE qui engendre des structures orientées NNE-SSW à NE-SW avec tendance au déversement vers le SE. Ce serrage, accompagné par des cisaillements, se serait manifesté pendant une phase post-westphalienne D3.

Huon (1985), Huon *et al.* (1987) effectuent des datations isotopiques (K/Ar sur micas) qui conduisent à proposer un âge intraviséen (330 Ma) à la structuration initiale des schistes du Tazekka et un âge westphalien (300 Ma) à la phase tardive.

Bouabdelli (1989) démontre l'âge intraviséen (330 Ma) de la structuration de la zone Azrou-Khénifra, située au SW du massif de Tazekka, qui se rattacherait donc à ce dernier.

Charrière (1990) démontre l'âge ordovicien inférieur des schistes de la zone de Bsabis, située entre le massif de Tazekka au NE et la zone Azrou-Khénifra au SW, ce qui présente une analogie avec le massif de Tazekka.

Huvelin (1992) étudie les phases de métamorphisme et de magmatisme autour des plutons granitiques du Tazekka et montre la longue durée des événements thermiques qui se superposent aux différentes phases tectoniques entre le Viséen et le Westphalien. Ce mode de développement avait été découvert par Huvelin (1983) à Sidi Lahcen, à 150 km à l'est de Tazekka.

Hoepffner (1994) admet l'existence d'une ceinture à structuration intraviséenne qui unirait la zone de Tazekka, Bsabis et Azrou-Khénifra.

## 2. LES CARACTERES GENERAUX DU SECTEUR ETUDIE

Le secteur étudié constitue la partie NW du massif de Tazekka ; il appartient au domaine oriental (Hoepffner, 1987). Il est constitué essentiellement de schistes datés de l'Ordovicien, partiellement masqués par des épanchages quaternaires (fig. 2). Les faciès sont de plus en plus métamorphiques au fur et à mesure qu'on s'approche des pointements du granite d'Ouljama. Ces roches forment une mégaséquence silico-clastique strato- et granocroissante de type plate-forme subsidente. De bas en haut, on distingue des argilites schisteuses à minces lits de grès micacés, des grésopélites à dominance de pélites et de silts et des grès grau-wackeux. Toutes ces roches recoupées par des dolérites et par le granite d'Ouljama (fig. 3) sont recouvertes en discordance angulaire par des argiles rouges du Trias. Ces dernières sont surmontées par des faciès carbonatés du Lias.

D'extension métrique à décamétrique, les corps hypovolcaniques affleurent sous forme d'essaims généralement doléritiques, parfois gabbroïques.

Les affleurements ordoviciens montrent une tectonique ductile polyphasée de direction N02 à N80. La déformation cassante également polyphasée présente deux directions privilégiées : N35 à N55 et N90 à N120.

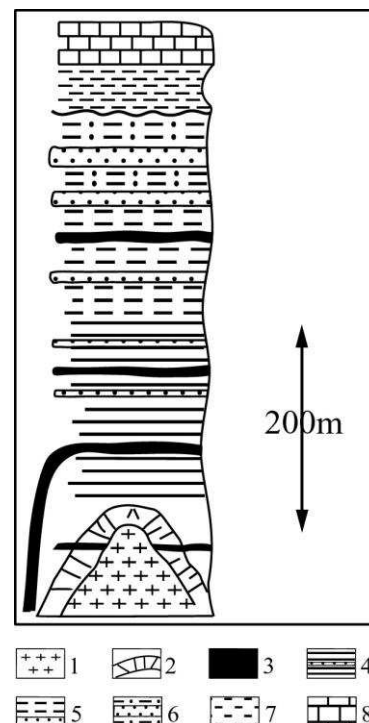


Fig. 3 – Colonne stratigraphique schématisée de la partie NW du massif de Tazekka.

1. granite d'Ouljama; 2. auréole du métamorphisme de contact; 3. dykes doléritiques; 4. argilites schisteuses à minces lits de grès micacés;
5. grésopélites à dominance de pélites et de silts; 6. grès grau-wackeux;
7. argiles rouges du Trias; 8. carbonates du Miocène.

### 3. ANALYSE STRUCTURALE, MAGMATISME ET METAMORPHISME

L'analyse tectono-métamorphique et magmatique de la région étudiée a permis de distinguer six phases : 1) injection des roches basiques (dolérites) parallèlement à la stratification par mécanisme de sills alimentés à partir de dykes, 2) la phase majeure de plissement P1, 3) le plissement P2, 4) la mise en place des granites et le plissement P3, 5) le rapprochement des domaines structuraux, 6) les mouvements tardi-hercyniens.

#### 31. La mise en place des corps volcaniques basiques (dolérites)

Comme la plupart des massifs paléozoïques du Maroc, la partie NW du massif de Tazekka a été le siège d'un événement magmatique basique antérieur à la phase de plissement P1 qui est signalé ici pour la première fois.

En effet, des plans de stratification  $S_0$  ont subi l'injection de dolérites sous forme de sills alimentés à partir de dykes. Ces dolérites se localisent particulièrement dans les secteurs de Tizoukhane, d'Ouljama et de Bab Sedra (fig. 2 et 4). Ce mécanisme peut être étayé par des données de terrain et microscopiques.

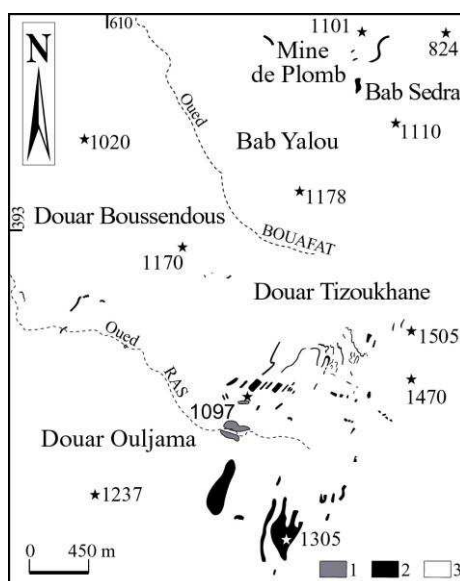


Fig. 4 – Situation des dolérites de la partie NW du massif de Tazekka. 1. granite d'Ouljama; 2- dolérites; 3. schistes au sens large.

#### 311. Données de terrain

A l'affleurement, ces dolérites, de couleur verdâtre et à grain fin, se présentent principalement en filons couches, de faible épaisseur (2 à 4 m), parallèles au plan de stratification  $S_0$  (pl. 1, phot. 1, 2). Ces filons doléritiques montrent parfois un débit en plaquettes, concentré uniquement au centre des filons, d'ordre centimétrique et parallèle à la stratification  $S_0$  (pl. 1, phot. 2, 3). Quelque-

fois, ces filons présentent une structure vacuolaire aux épontes, dans le cas de sills, ces vacuoles sont situées au mur, mais la polarité de la série sédimentaire encaissante n'est pas déterminable. On ne peut donc pas affirmer qu'il s'agisse de coulées.

En outre, de très rares filons doléritiques se singularisent par leur relation avec l'encaissant. En effet, sur de rares affleurements de notre secteur d'étude et sur d'autres situés à l'extérieur (Hoepffner, communication orale), de très rares filons doléritiques présentent deux contacts différents : ils se montrent, en partie, parallèles à la stratification  $S_0$  et sur une autre partie ils sont sécants sur cette stratification. Ces parties sécantes à la stratification se caractérisent par des directions proches de N115 et par des pendages avoisinant une valeur de 65SW. Ce double contact intrusif nous renseigne sur les deux voies suivies par le magma basique pendant son ascension. De ce fait, les parties des filons recoupant la stratification  $S_0$  fossilisent les structures verticales amenant le magma, tandis que les parties des filons parallèles à la stratification  $S_0$  cicatrisent l'envahissement du litage de l'encaissant par le magma par mécanisme de sills alimentés à partir de dykes.

#### 312. Examen microscopique

L'étude microscopique des sills doléritiques montre que ces derniers présentent une paragenèse rétroformosée dans les schistes verts. En effet la composition minéralogique de ces dolérites est constituée de plagioclases en lattes, de feldspath potassique, d'actinote en paillettes ou en rosettes, d'oxydes de fer, de quartz, de pyroxène (augite) partiellement remplacé par de la hornblende verte ou brune, de l'épidote (pistachite) dans laquelle figurent quelques résidus de pyroxène. La roche est partiellement envahie par un minéral d'altération (la chlorite).

Cette étude microscopique a permis de mettre en évidence :

- une structure planaire évidente (pl. 1, phot. 4) marquée principalement par des plagioclases (fluidalité magmatique). Cette structure est acquise lors de la mise en place des dolérites à l'état magmatique.
- de rares plagioclases qui montrent une disposition imbriquée acquise à l'état fini-magmatique sous contrainte tectonique ;
- des plagioclases tronçonnés avec des cristallisations de chlorites et de quartz ; d'autres plagioclases montrent des ombres de pression (houppes de cristallisation). Ces structures sont le résultat d'une déformation de type fragile/ductile à l'état solide avec un étirement suivi d'une rotation dans un contexte de cisaillement ; elles sont acquises à la fin de la cristallisation des dolérites suite à une phase tectonique (aplatissement : cf. la phase de plissement P1).

De plus, cette analyse microscopique montre que le débit en plaquettes observé au centre de certains filons correspond à des alignements d'opaques, et qu'il s'agit

donc d'une schistosité parallèle à l'éponte des filons doléritiques et à la stratification  $S_0$ .

En outre cette analyse pétrographique révèle que ces dolérites développent, sur quelques millimètres, au niveau de l'encaissant grés-pélicite, un métamorphisme thermique marqué par la présence de quartz de recristallisation, de biotite chloritisée et muscovitisée, de pistachite et de chlorite. Ce métamorphisme a été observé au toit des filons-couches ; la polarité de la série encaissante n'est cependant pas déterminable.

### 313. Données géochimiques

Les analyses chimiques réalisées sur ces filons doléritiques montrent que la majorité des éléments majeurs ont des teneurs variables (tabl. 1) :  $SiO_2$  varie de 44,21 à 49,72 % ;  $Al_2O_3$  de 12,49 à 14,6 % ;  $MgO$  de 4,01 à 6,36 % ;  $CaO$  de 5,54 à 8,15 % ;  $Na_2O$  de 2,36 à 4,22 % ;

$K_2O$  de 0,13 à 0,48 % ;  $P_2O_5$  de 0,47 à 0,61 % ;  $TiO_2$  de 4,1 à 4,46 % . Cette richesse en  $TiO_2$  est l'un des traits notables de ces dolérites.

Le diagramme  $SiO_2$  vs  $Na_2O+K_2O$  (Le Maitre *et al.*, 1989) (fig. 5) illustre la répartition de la majorité des échantillons dans le champ des basaltes. En outre, au sein de ce champ basaltique, la ligne en tirets (Irvine & Baragar, 1971) montre que la plupart des roches se définissent comme des basaltes alcalins.

Par ailleurs, la projection de ces dolérites dans le diagramme ternaire  $5*TiO_2-Al_2O_3-MgO$  de Cabanis (1986) (fig. 6), montre la disposition de toutes les dolérites à l'intérieur du domaine anorogénique. En conséquence, ces dolérites se caractérisent par une mise en place en contexte anorogénique.

Ainsi, la richesse de ces dolérites en  $TiO_2$  les apparente clairement aux basaltes titanifères alcalins mis en place en contexte anorogénique.

Fig. 5 – Diagramme  $SiO_2$  vs  $Na_2O+K_2O$  (Le Maitre *et al.*, 1989) pour les roches basiques du NW du massif de Tazekka. La ligne en tirets (Irvine & Baragar, 1971) permet de séparer les alkaline basalt (au dessus) par rapport aux sub-alkaline basalt (au dessous).

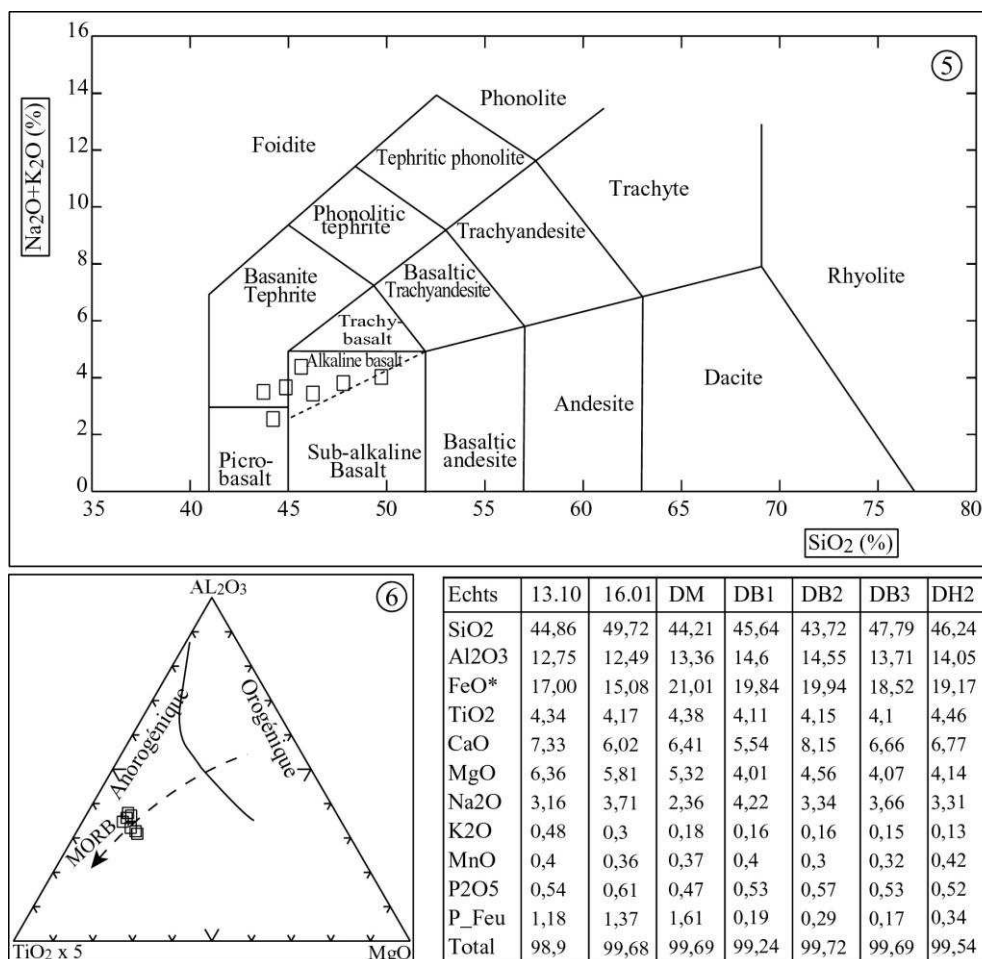
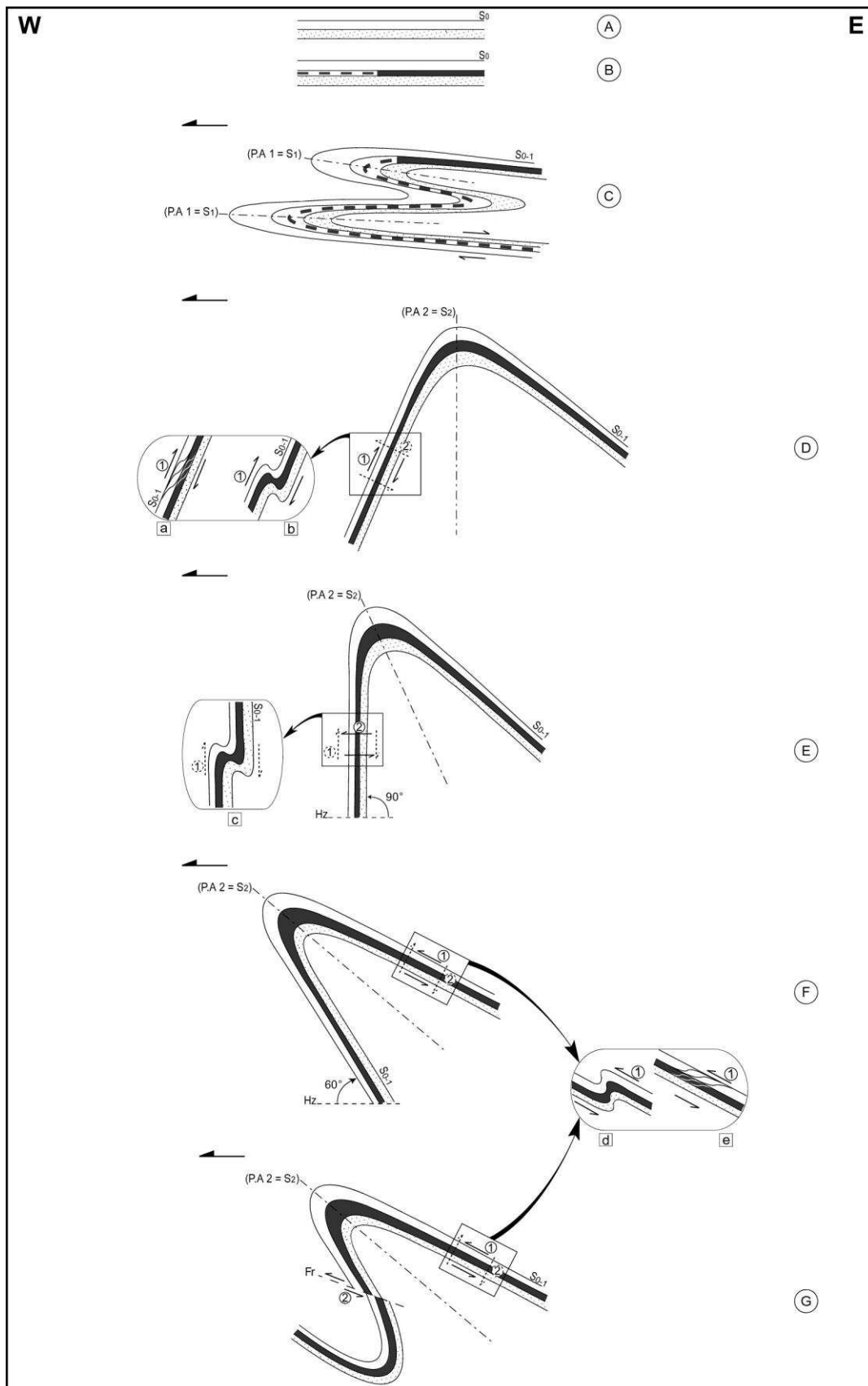


Fig. 6 – Position des dolérites du NW du massif de Tazekka dans le diagramme  $5*TiO_2-Al_2O_3-MgO$  de Cabanis (1986).

Tableau 1 – Analyses chimiques des échantillons représentatifs des roches basiques de la partie NW du massif de Tazekka.

Analyses chimiques des éléments majeurs réalisées au laboratoire de pétrologie et de géochimie de l'Office national des hydrocarbures et des mines (ONHYM) de Rabat, Maroc. Fer total sous forme de  $FeO^*$  (Miyashiro, 1974).



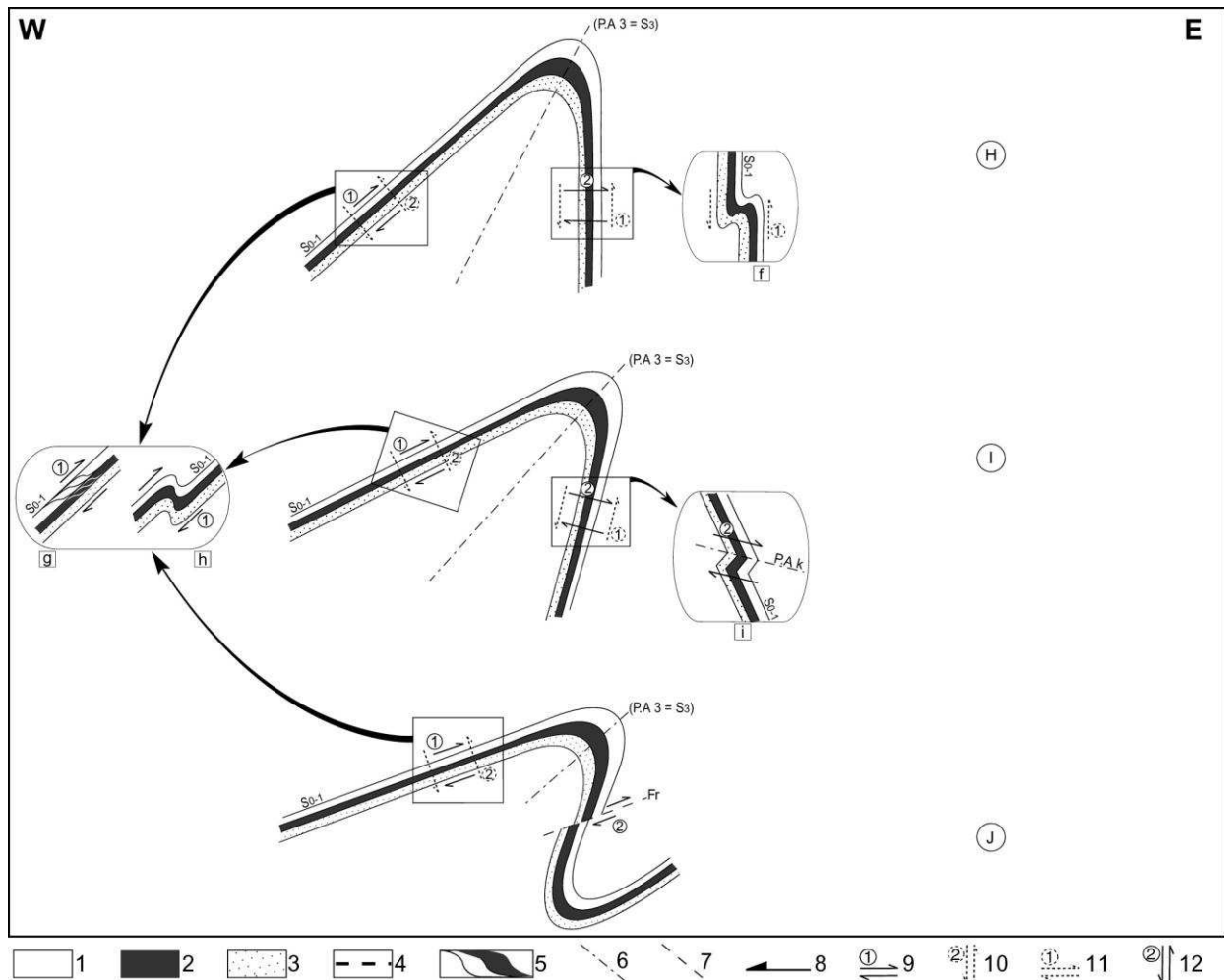


Fig. 7 – Schémas explicatifs de la déformation progressive "P1+P2" et sa reprise par la phase P3.

1. grauwackes; 2. dolérites; 3. schistes; 4. dolérites à existence probable; 5. corps amygdalaires; 6. plans axiaux de plis; 7. fractures; 8. direction de transport de la tectonique synschisteuse tangentielle; 9. mouvement principal à direction de déplacement parallèle à la limite des bancs ( $S_{0-1}$ ); 10. mouvement secondaire, discret, à direction de déplacement fortement oblique sur la limite des bancs ( $S_{0-1}$ ); 11. mouvement principal, à jeu cisailant, s'enraye; 12. mouvement secondaire, à direction de déplacement fortement oblique sur la limite des bancs ( $S_{0-1}$ ), prend le relais et fonctionne essentiellement.

$S_0$ . plan de stratification;  $S_{0-1}$ . plan de schistosité  $S_1$  parallèle à  $S_0$ ; (P.A 1 =  $S_1$ ). plan axial "1" de pli P1 marqué par la schistosité  $S_1$ ; (P.A 2 =  $S_2$ ). plan axial "2" de pli P2 marqué par la schistosité  $S_2$ ; (P.A 3 =  $S_3$ ). plan axial "3" de pli P3 marqué par la schistosité  $S_3$ ; P.A k. plan axial des plis en kink; Hz. l'horizontal; Fr. fracture.

**a** corps amygdalaires développés dans les bancs grauwackeux et doléritiques du flanc inverse (Ouest) de pli P2;

**b** plis d'entraînement formés dans le flanc inverse (Ouest) du pli P2;

**c** plis d'entraînement formés dans le flanc inverse (Ouest) du pli P2 en position de verrouillage;

**d** plis d'entraînement formés dans le flanc normal de pli P2;

**e** corps amygdalaires développés dans les bancs grauwackeux et doléritiques du flanc normal du pli P2;

**f** plis d'entraînement formés dans le flanc inverse (Est) du pli P3 en position de verrouillage;

**g** corps amygdalaires développés dans les bancs grauwackeux et doléritiques du flanc normal du pli P3;

**h** plis d'entraînement formés dans le flanc normal du pli P3;

**i** plis en kink;

**A** état initial;

**B** injection des roches basiques parallèlement à la stratification par mécanisme de sills alimentés à partir de dykes;

**C** phase de plissement P1 qui engendre des plis P1;

**D** développement de la phase de plissement P2 qui engendre des plis P2 (position moyenne);

**E** plis P2 en position de verrouillage (flanc inverse en position verticale);

**F** position finale des plis P2 (flanc renversé qui présente un pendage proche de 60°);

**G** position finale des plis P2 (flanc renversé cisailé);

**H; I; J** phase de plissement P3 qui engendre des plis P3.



### 32. La phase majeure de structuration

La surface tectonique la plus ancienne dans toute l'étendue du NW du massif de Tazekka, est une surface  $S_1$ , de type ardoisier (arrangement planaire des phyllosilicates). Cette surface apparaît entièrement concordante avec  $S_0$  (plan de stratification) d'où sa nomination  $S_{0-1}$ . Une linéation "L1" est associée à cette schistosité. La phase de plissement associée à ce clivage est démontrée par la présence de plis synschisteux P1 (pl. 1, phot. 5). Ces derniers sont rares mais néanmoins décelables, de taille décimétrique à métrique, déversés vers l'WNW (fig. 7), isoclinaux et anisopaques, d'axes de direction N10 à N30 et de plongements proches de l'horizontale et à plan axial subhorizontal marqué par la schistosité  $S_1$  (fig. 8).

La tectonique liée à la phase de plissement P1 est probablement tangentielle, pour engendrer une schistosité originellement plate sur l'ensemble de la région.

### 33. Le plissement P2

Cette phase tectonique est omniprésente. Elle se définit par des plis P2 d'ordre décimétrique, métrique ou décamétrique, respectant la règle de Fourmarier (plis d'ordre 2 montrant une symétrie sur les charnières et une dissymétrie sur les flancs), de forme arrondie ou en chevron, ouverts à isoclinaux, avec souvent des ruptures au niveau des flancs inverses (fig. 7), de direction variant de N00 à N60 avec un plongement axial variable mais généralement faible, proche de l'horizontale (fig. 8).

La schistosité  $S_2$  associée aux plis P2 est de plan axial, généralement redressée avec un pendage modéré à fort vers l'est (fig. 8) ; elle est espacée dans les grès, serrée et pénétrative dans les schistes. A l'échelle microscopique, cette schistosité est de type crénulation avec une faible différenciation métamorphique; les plans "S" sont souvent soulignés par des opaques.

A cette phase est associée une linéation d'intersection "L2" entre  $S_{0-1}$  et  $S_2$  (linéation b) qui engendre un débit en frites très marqué dans le cœur des plis P2. Une linéation de microplissement (linéation b) d'amplitude millimétrique à centimétrique caractérise le cœur des plis P2. Une linéation de glissement (stries) se distingue sur les plans de la schistosité  $S_{0-1}$  dans les flancs de plis.

D'autres figures méso-tectoniques analysées au niveau de flancs normaux ou inverses de ces plis P2 révèlent l'évolution de ces flancs (fig. 7). En effet, des corps amygdalaires sont nettement associés au cisaillement développé parallèlement aux limites de bancs grauwackeux et doléritiques de puissance supérieure au mètre. Des plis d'entraînement respectant "la règle de Fourmarier", liés eux aussi aux cisaillements parallèles aux limites de bancs, permettent de se situer sur le flanc normal ou inverse de ces plis.

Avant le fonctionnement de la phase de plissement P2, le clivage  $S_{0-1}$  était en position horizontale parce que

sa reprise par cette phase P2 a engendré des structures P2 dont l'axe est généralement horizontal. Ainsi, le mécanisme de la déformation est à la fois celui des plis à déformation de flanc combiné avec un fort taux d'aplatissement.

De ce fait, on peut dire que la phase de plissement P2, qui engendre les plis P2, correspond à la continuité et à l'accentuation de la phase de plissement P1, mais suivant un processus de serrage avec déversement. Elle se manifeste par un ensemble de mouvements (fig. 7), dont le principal a une direction de déplacement parallèle à la schistosité  $S_{0-1}$ . Le mouvement secondaire, discret, se caractérise par une direction de déplacement fortement oblique sur le plan de la schistosité  $S_{0-1}$ . Cet ensemble de mouvements évolue jusqu'à une position de verrouillage des plis P2 caractérisée par des flancs redressés (proches de la verticale) à renversés. Cette position de verrouillage correspond théoriquement à un pendage normal de  $60^\circ$  (Ramsay, 1967).

Après la position de verrouillage des plis P2, le mouvement principal à cisaillement parallèle à la schistosité  $S_{0-1}$  se transforme en un mouvement, dominant, à déplacement fortement oblique sur ce plan de schistosité. De cette façon, les plis poursuivent leur développement (fig. 7) jusqu'à une position finale à flanc renversé marqué parfois par des ruptures.

Cette phase se caractérise par l'engagement des dolérites et leur encaissant dans les plis P2.

### 34. La mise en place du granite d'Ouljama

Au NNW de Douar Ouljama, le granite d'Ouljama ( $x=391,44$  ;  $y=610,96$ ), affleure sous forme de deux pointements, d'extension métrique, séparés par l'oued Ras. Ce granite, de texture grenue et à deux micas est intrusif dans l'encaissant schisto-gréseux du Tazekka oriental.

L'affleurement granitique I se situe au sud de l'oued Ras sous forme d'une bande orientée NW-SE de 20 m de large sur 60 m de long. Il présente une couleur claire à légèrement rosâtre par endroits et se caractérise par une légère altération.

L'affleurement granitique II se localise au nord de l'oued. Il affleure, à la faveur d'une piste, sur une longueur d'une centaine de mètres. De couleur claire et souvent altéré, ce granite présente une limite NW marquée par un contact extrêmement net et régulier avec l'encaissant. Cependant, sa limite SE est affectée par une faille de direction N90. Ce pointement granitique est recoupé par des filons aplitiques de direction NNE à SSW et d'épaisseur centimétrique à métrique. En outre, il renferme des pegmatites, centimétriques à décimétriques et des enclaves, d'origine sédimentaire, centimétriques, de teinte sombre, présentant l'aspect d'une cornéenne.

L'étude microscopique détaillée de ces deux affleurements montre qu'il s'agit de deux faciès distincts. En effet :

- le faciès I (affleurement I) est constitué de quartz, feldspath potassique (orthose) partiellement remplacé par la muscovite, plagioclase (albite), zircon, biotite en résidus dans la muscovite d'altération. A cette dernière s'associent l'andalousite globuleuse déstabilisée et le quartz.
- le faciès II (affleurement II) présente une composition minéralogique formée de feldspath potassique (orthose), quartz, plagioclase (albite), muscovite, chlorite, zircon, andalousite rose automorphe, andalousite globuleuse déstabilisée, biotite muscovitisée, biotite chloritisée et de la tourmaline. De plus, l'étude des enclaves de ce faciès montre qu'elles sont constituées par l'association muscovite, biotite, cordiérite et tourmaline zonée.

Cette étude pétrographique montre que les faciès I et II se caractérisent par la présence de l'andalousite globuleuse déstabilisée associée à la muscovite et au quartz. Cette association montre que la cristallisation de ces deux faciès granitiques a débuté par une phase "C1" de haute température et à une profondeur relativement grande.

En revanche, la présence distinctive de l'andalousite rose, stable dans le faciès II, révèle que la cristallisation définitive de ce faciès s'est réalisée pendant une phase finale "C2" de haute température et basse pression. Ainsi, on peut dire que le stade de formation du faciès II est plus évolué que celui du faciès I.

### 35. La relation entre le granite d'Ouljama et l'encaissant

Le granite d'Ouljama (faciès I et II au sens large) est caractérisé par une mise en place étalée dans le temps, postérieure à la phase de plissement P2 et synchrone d'une phase de plissement P3. En effet, au niveau de l'encaissant, cette mise en place s'est enregistrée par deux épisodes de métamorphisme de contact, respectivement "M1" et "M2" :

- le premier épisode "M1" est en relation avec le flux de chaleur lié à la phase de cristallisation "C1". En lame mince, il se caractérise par la cristallisation de la cordiérite et de l'andalousite (la présence de cette dernière est en relation avec la composition chimique de la roche), qui apparaissent toujours nettement postérieures au plissement P2, dont elles enrobent les structures (la schistosité de crénulation  $S_2$ ) (pl. 1, phot. 6b). Ainsi, la schistosité  $S_2$  apparaît toujours comme anté M1.
- le second épisode "M2" est en rapport avec le flux de chaleur pendant la phase de cristallisation "C2". Il se présente, à l'échelle microscopique, par des biotites et des opaques qui soulignent nettement le plan de la schistosité  $S_3$  des plis P3 (pl. 1, phot. 6a, 6b). Ces derniers définissent la phase de plissement P3 (cf. § 36). Les cordiérites de la première phase de métamorphisme M1, sont reprises par le plissement P3 et des biotites orientées dans la schistosité  $S_3$  y sont

surimposées (pl. 1, phot. 6b). Cela confirme l'existence des deux épisodes métamorphiques successifs.

### 36. La phase de plissement P3

Cette phase correspond à un serrage ESE-WNW à SSE-NNW. A l'échelle de l'affleurement, la phase de plissement P3 est déterminée par des plis P3, de direction N05 à N80, respectant la règle de Fourmarier, d'axe proche de l'horizontale (fig. 8), d'échelle centimétrique à métrique ; ouverts à serrés, ils peuvent se présenter sous une forme arrondie ou en chevron. La schistosité  $S_3$  associée à ces plis se présente comme un clivage de plan axial à pendage généralement fort à modéré vers l'ouest (fig. 7 et 8).

Cette phase P3 s'exprime également par l'action i) d'un mouvement principal, de direction de déplacement parallèle à la schistosité  $S_{0-1}$ , qui engendre au niveau des flancs, en plus des plis d'entraînement, des corps amygdalaires résultant d'un cisaillement parallèle aux bancs grauwackeux et doléritiques ; ii) d'un mouvement secondaire à effet très peu marqué, qui se caractérise par une direction de déplacement fortement oblique sur le plan de la schistosité  $S_{0-1}$ . Ces deux mouvements agissent conjointement jusqu'à la position de blocage des plis P3 à flancs redressés (proches de la verticale) à renversés (fig. 7).

Suite à cette position de blocage, le mouvement principal devient discret tandis que le mouvement secondaire prend le relais et devient dominant. Ainsi les plis P3 continuent leur évolution jusqu'à une position finale à flanc renversé qui enregistre parfois des ruptures (fig. 7).

Les effets, discrets, du mouvement secondaire, dessinés sur certains flancs de plis P3, se matérialisent par des flexures (plis en kink), à mouvement antithétique par rapport au mouvement principal, résultant de l'augmentation de la rotation externe du flanc. Ces plis se distinguent par des plans axiaux faisant un angle de 50 à 80° avec le plan de stratification  $S_0$  ou ( $S_{0-1}$ ), par une charnière dessinant un plan de pliage souvent cassé.

Sur toute l'étendue de notre secteur d'étude, les plis P3 engendrés par cette phase sont développés à la fois dans l'auréole métamorphique du granite d'Ouljama et dans son enveloppe plus externe. Ils se trouvent généralement aux mêmes endroits que les plis P2 avec lesquels ils interfèrent (pl. 1, phot. 6). Cependant, dans la partie NW et centrale de notre secteur d'étude, les plis P2 ne sont pas affectés par la phase de plissement P3.

En lame mince, la schistosité  $S_3$  se définit toujours par des opaques. Ces derniers s'associent, au niveau de l'auréole métamorphique du granite d'Ouljama, à des biotites attribuées au flux thermique provenant de la deuxième phase de métamorphisme de contact M2. Ces biotites associées aux opaques soulignent clairement le plan de la schistosité de crénulation  $S_3$  (pl. 1, phot. 6a, 6b). Ainsi, cette phase P3 peut se définir par son caractère synmétamorphique (syn M2).

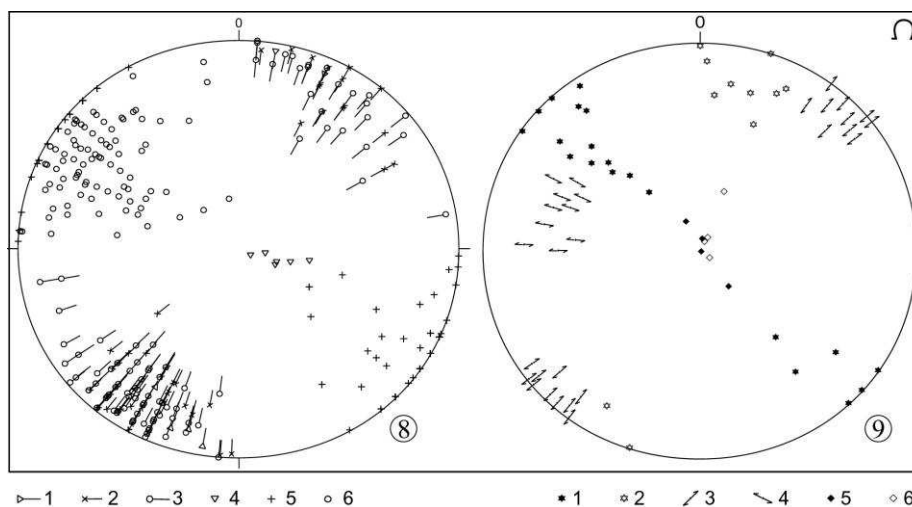


Fig. 8 – Diagramme stéréographique des principaux éléments structuraux.

1. pôle de l'axe de pli P1; 2. pôle de l'axe de pli P2;
3. pôle de l'axe de pli P3; 4. pôle de plan axial de pli P1;
5. pôle de plan axial de pli P2; 6. pôle de plan axial de pli P3.

( $\Omega$  : stéréogrammes effectués à partir de l'hémisphère supérieur, Canevas de Wulff)

Fig. 9 – Stéréogramme montrant la distribution des plans de décrochements et de chevauchements.

1. pôle de plan de décrochement dextre; 2. pôle de plan de décrochement senestre;
3. strie à jeu dextre; 4. strie à jeu senestre;
5. pôle de plan de chevauchement;
6. pôle de plan axial de pli P4.

C'est cette phase P3 qui se retrouverait dans le complexe volcano-sédimentaire d'âge viséo-namurien discordant sur les schistes ordoviciens (Hoepffner, 1987). Selon le même auteur, cette phase se caractérise par une déformation synschisteuse bien marquée dans les volcanoclastites (tufs et tuffites) de la base du complexe volcano-sédimentaire et dans les conglomérats. En lame mince, la schistosité  $S_3$  des plis P3 est marquée par des films discontinus et irréguliers remplis de matière oxydée.

### 37. Le rapprochement des domaines structuraux : les chevauchements

Reconnue en divers lieux et placée chronologiquement après la phase de plissement P3, cette phase de chevauchement entraîne dans le secteur étudié la superposition de terrains de lithologie différente par l'intermédiaire d'un contact anormal de direction N25 à N95, peu incliné, très marqué par une bréchification ou une mylonitisation (pl. 1, phot. 7). A ce chevauchement, s'associent des plis P4, d'ordre centimétrique à décimétrique, en chevrons, dont le sens de déversement (fig. 9) est compatible avec le sens de déplacement qui est généralement vers l'est. Résultant d'un raccourcissement de direction horizontale, ces failles inverses engendrent des lentilles de cisaillement ou amygdales (pl. 1, phot. 8), de taille décimétrique à métrique, bien visibles sur les coupes parallèles au déplacement.

### 38. Les mouvements tardifs antétriasiques

Les mouvements tardifs qui succèdent à la phase précédente sont caractérisés par des décrochements verticaux. A l'échelle de l'affleurement, l'analyse tectonique

de ces plans de décrochement, d'extension variable, fait apparaître deux familles : N35 à N55 et N90 à N120, à jeux différents (fig. 9) :

- les décrochements principaux de direction N35 à N55, d'extension métrique à décimétrique et cartographiables pour les plus grands, montrent un jeu essentiellement dextre ;
- les décrochements N90 à N120 représentent des failles secondaires, d'extension métrique et à jeu senestre.

### 39. L'âge des phases tectoniques et magmatiques

Dans cette partie, on fera référence aux résultats isotopiques des travaux de Huon (1985) et Huon *et al.* (1987). L'interprétation des âges K/Ar obtenus est basée sur l'échelle chronostratigraphique de Odin *et al.* (1982). D'après cette échelle, le Viséen se trouve entre 355 et 320 Ma.

Dans les schistes ordoviciens de Tazekka, l'étude isotopique K/Ar (Huon, 1985) met en évidence trois âges qui sont :  $329,3 \pm 7,1$  Ma ;  $329,0 \pm 7,1$  Ma et  $303,3 \pm 6,5$  Ma. L'auteur assimile les deux premiers âges à un seul événement à 330 Ma et le dernier événement se produit à 300 Ma.

La confrontation de ces datations avec nos résultats tectoniques et magmatiques nous permet de déduire que la phase de plissement P3 à caractère symmétamorphique (syn M2) et qui s'est déroulée pendant la mise en place définitive du granite d'Ouljama correspond à l'âge de 300 Ma, soit la limite Westphalien-Stéphanien dans l'échelle géochronologique de Odin *et al.* (1982).

Partant du fait que la phase de plissement P2 a pris naissance selon un processus d'enchaînement et d'accentuation de la phase de plissement P1, on attribue

l'âge de 330 Ma (Intraviséen) à ces deux phases tectoniques.

Les dolérites ont jalonné les plans de stratification  $S_0$ . L'ensemble a été affecté par les deux phases successives "P1" et "P2". En conséquence, la mise en place des dolérites est plutôt antérieure aux plissements P1 et P2 attribués à la phase tectonique intraviséenne. Leur âge reste un sujet de débat. Il n'y a pas de critères de terrain déterminants pour affirmer la présence de vraies coulées alimentées par des dykes (cf. § 31). L'hypothèse d'un âge ordovicien est donc peu vraisemblable. Ces dolérites peuvent être rapprochées des filons basiques décrits par Bennouna (2004) dans le NE du massif; cependant ces derniers sont mis en place plus tardivement, après les phases de plissement P1 et P2.

Quant à l'âge des phases de chevauchements et de décrochements, elles sont postérieures au plissement P3 et antérieures au Trias.

#### 4. CONCLUSION

Dans la partie NW des schistes de Tazekka apparaît une évolution tectonomagmatique clairement polyphasée. Ainsi on est amené à distinguer cinq stades qui se sont succédé dans le temps :

- Stade 1 : caractérisé par la mise en place des dolérites dans les plans de stratification  $S_0$ . Ces dolérites présentent une paragenèse rétro-morphosée dans les schistes verts. Leur géochimie indique qu'il s'agit d'un magma alcalin de contexte anorogénique.
- Stade 2 : marqué par l'enchaînement des phases de plissement P1 et P2.
- Stade 3 : souligné par la mise en place du granite d'Ouljama qui est à l'origine d'un important métamorphisme de contact polyphasé qui dessine une

auréole de largeur variant entre 1000 m et 2475 m. Ce métamorphisme est marqué principalement par la recristallisation de la cordiérite  $\pm$  andalousite, suivi par la phase de plissement P3 pénécotemporaine de la deuxième manifestation métamorphique (biotites orientées dans la schistosité  $S_3$ ).

- Stade 4 : représente l'étape succédant au métamorphisme de contact. Il s'exprime par la phase de chevauchement qui affecte aussi bien les schistes de l'encaissant que la zone du métamorphisme de contact.
- Stade 5 : souligné par des plans verticaux recoupant l'ensemble des structures précédentes. Ensuite, des mouvements triasiques, caractérisés par des failles normales de direction NW-SE, achèvent l'histoire de l'évolution tectonique et magmatique polyphasée des schistes du Tazekka.

Ces résultats, acquis en combinant l'étude cartographique, structurale et pétrologique, ont des implications importantes pour les reconstructions à l'échelle du massif de Tazekka tout entier. Cependant, la mise en place des dolérites avant les phases successives "P1" et "P2" d'âge intraviséen ne permet pas de les corréliser avec le magmatisme du complexe volcano-sédimentaire d'âge viséen supérieur-namurien décrit par Chalot-Prat (1990) et Bennouna (2004). Il s'agirait donc plutôt d'un épisode magmatique intraplaque précoce, probablement carbonifère, précédant la compression hercynienne.

*Remerciements* – Les auteurs sont reconnaissants de la lecture critique du manuscrit effectuée par le Professeur Jean Macaudière. Ses remarques au cours des missions de terrain et des discussions fructueuses ont grandement facilité l'élaboration de ce texte dans sa forme définitive. Qu'il en soit ici sincèrement remercié. □

#### Références bibliographiques

- Amaouain H. (1991) – Evolution hercynienne des terrains paléozoïques de la partie SW du massif du Tazekka entre Tleta des Zerarda et Kassioua (Maroc oriental). – Thèse 3e cycle, Rabat, 160 p.
- Bennouna A. (2004) – Nouvelles observations dans le dépo-centre volcano-sédimentaire carbonifère du massif du Tazekka (Moyen-Atlas, Maroc) : implications sur l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne. – *Comunicações Geológicas*, t. 91, p. 45-60.
- Bouabdelli M. (1989) – Tectonique et sédimentation dans les bassins orogéniques : le sillon Viséen d'Azrou-Khénifra (Est du massif hercynien central). – Thèse es-Sciences, Strasbourg, 257 p.
- Cabanis B. (1986) – Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. – *Mém. Sci. Terre, Univ. P. & M. Curie*, 86-74 (thèse Etat sci.), Paris, 690 p (multicop.).
- Chalot-Prat F. & Roy-Dias C. (1985) – Découverte de plantes d'âge Viséen supérieur-Namurien A dans les volcanoclastites de la base du complexe volcanique du Tazekka (Maroc oriental). Approche paléogéographique. – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 301, série II, n° 11, p. 853-855.
- Chalot-Prat F. & Vachard D. (1989) – Découverte de Foraminifères serpukhoviens (Namurien inférieur) dans la série volcano-sédimentaire du Tazekka (Maroc oriental). – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, p. 1157-1160.
- Chalot-Prat F. (1990) – Pétrogenèse d'un volcanisme intracontinental tardi-orogénique hercynien. Etude du complexe volcanique Carbonifère du Tazekka et de zones volcaniques comparables dans le Mekam et la région de Jerrada (Maroc oriental). – Thèse Sci., Université P. & M. Curie, Paris, 283 p.
- Charrière A. (1990) – Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale : le Moyen-Atlas au SE de Fès (Maroc). – Thèse Doct. es-Sciences, Toulouse, 589 p.

- Hoepffner C. (1978) – Le massif paléozoïque du Tazekka (Maroc) ; analyse des déformations liées à un linéament tectonique. – *Sci. Géol. (Bull.)*, Strasbourg, 31, 1, p. 33-44.
- Hoepffner C. (1987) – La tectonique hercynienne dans l'est du Maroc. – Thèse Doct. es-Sci. nat., Strasbourg, 257 p.
- Hoepffner C. (1994) – La zone Midelt-Tazekka-Bsabis, le domaine interne de la chaîne varisque et ses relations avec le Massif hercynien central. – *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, n° 18, p. 169-191.
- Huon S. (1985) – Clivage ardoisier et réhomogénéisation isotopique K-Ar dans les schistes paléozoïques du Maroc ; étude microstructurale et isotopique. Conséquences régionales. – Thèse d'université, Strasbourg, 125 p.
- Huon S. et al. (1987) – Etude de l'orogénèse hercynienne au Maroc par la datation K-Ar de l'évolution métamorphique de schistes ardoisiers. – *Sci. Géol. (Bull.)*, Strasbourg, 40, 3, p. 273-284.
- Huvelin P. (1983) – Plutonisme acide à Sidi Lahcen (Paléozoïque du Mekam, région d'Oujda, Maroc oriental) et présence de cornéennes recoupées par des filons à scheelite et wolframite ou à molybdénite. – *C. R. Acad. Sci., Paris*, 297, série II, p. 57-62.
- Huvelin P. (1992) – Le Carbonifère du Tazekka (Maroc) : volcanisme, mise en place des granites et des minéralisations en antimoine. – *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. 1 (2e série), p. 129-133.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. (1971) – A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – *Canadian J. Earth Sci.*, 8, p. 523-548.
- Le Maitre R. W. (ed.) et al. (1989) – A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the systematics of igneous rocks. – Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 p.
- Miyashiro A. (1974) – Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. – *Am. J. Sci.*, 274, p. 321-355.
- Morin P. (1951) – Découverte du wolfram dans le massif du Tazekka (Région de Taza, Maroc). – *C. R. Acad. Sci. Paris*, 233, p. 705-706.
- Odin G.S., Curry D., Gale N.H. & Kennedy W.J. (1982) – The Phanerozoic time scale in 1981. Numerical dating in stratigraphy. – Odin ed., J. Wiley & sons, New York, 2 tomes, 1040 p.
- Ramsay J.G. (1967) – Folding and fracturing of rocks. – Mc Graw Hill ed., London, 568 p.
- Rauscher R., Marhoumi R., Vanguetaine M. & Hoepffner C. (1982) – Datation palynologique des schistes du Tazekka au Maroc. Hypothèse structurale sur le socle hercynien de la Meseta orientale. – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 294, série II, p. 1203-1206.
- Suter G. (1980) – Carte géologique de la chaîne rifaine ; carte structurale de la chaîne rifaine. – *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 245 a et b.

## PLANCHE I

**Photos 1, 2** – Dolérites en filons couches parallèles à la stratification  $S_0$  de l'encaissant.

D. dolérites; E. encaissant; C.D.E. contact dolérite encaissant;  $S_0$ . plan de stratification.

**Photos 2, 3** – Débit en dalles, d'ordre centimétrique, parallèle à la stratification  $S_0$ , concentré uniquement au centre des filons doléritiques. D.d. débit en dalles.

**Photo 4** – Dolérites vues au microscope (en lumière polarisée). Plagioclases tronçonnés et remplis par des cristallisations de micas et de quartz. P.t : plagioclases tronçonnés; C.M.Q. cristallisations de micas et de quartz.

**Photo 5** – Plis  $P_1$ , isoclinaux et anisopaques, déversés vers l'WNW.  $P_1$ . pli  $P_1$ ;  $S_{0-1}$ . schistosité  $S_{0-1}$ .

**Photo 6** – Interférence de plis  $P_2$  et plis  $P_3$ .  $P_2$ . plis  $P_2$ ;  $P_3$ . plis  $P_3$ .

**Photo 6a** – Biotites orientées dans  $S_3$  d'un pli  $P_3$  (vue au niveau du flanc du pli  $P_3$ ).

$S_{0-1}$ . schistosité  $S_{0-1}$ ;  $S_2$ . schistosité  $S_2$ ;  $S_3$ . schistosité  $S_3$ ; Bt. biotites; n.g. niveaux gréseux.

**Photo 6b** – Plissement des cordiérites de la phase de métamorphisme  $M_1$  par le pli  $P_3$ , dont la schistosité est marquée par des biotites orientées et surimposées aux cordiérites (vue au niveau de la charnière du pli  $P_3$ ).

$S_{0-1}$ . schistosité  $S_{0-1}$ ;  $S_2$ . schistosité  $S_2$ ;  $S_3$ . schistosité  $S_3$ ; Bt. biotites; Cd. cordiérites; n.g. niveaux gréseux.

**Photo 7** – Superposition de terrains différents par l'intermédiaire d'un contact anormal (chevauchement).

Sc.n. schistes noduleux; D. dolérites; C.A. contact anormal.

**Photo 8** – Lentilles de cisaillement ou amygdales vues en coupes parallèles au déplacement d'un contact anormal (chevauchement).

C.A. contact anormal; L.C. lentilles de cisaillement; Sc. schistes.

**Planche I**

