



**HAL**  
open science

Mise en place des granitoïdes hercyniens de la Meseta marocaine, Étude structurale des massifs de Sebt de Brikine (Rehamna), de Zaër et d'Oulmès (Massif Central) et d'Aouli-Boumia (Haute Moulouya).  
Implications géodynamiques

Hervé Diot

► To cite this version:

Hervé Diot. Mise en place des granitoïdes hercyniens de la Meseta marocaine, Étude structurale des massifs de Sebt de Brikine (Rehamna), de Zaër et d'Oulmès (Massif Central) et d'Aouli-Boumia (Haute Moulouya). Implications géodynamiques. Tectonique. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 1989. Français. NNT: . tel-01015872

**HAL Id: tel-01015872**

**<https://theses.hal.science/tel-01015872>**

Submitted on 2 Jul 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.

U.P.S.  
UFR DES SCIENCES DE LA TERRE  
TOULOUSE



THESE  
présentée à  
L'UNIVERSITE PAUL SABATIER  
pour obtenir le grade de  
DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par  
Hervé DIOT

MISE EN PLACE DES GRANITOIDES HERCINIENS DE LA MESETA  
MAROCAINE

Etude structurale des massifs de Sebti de Brikiine (Rehamna),  
de Zaër et d'Oulmès (Massif Central), et d'Aouli Bou-Mia  
(Haute Moulouya). Implications géodynamiques

Présentée le 2 juin 1989 devant la Commission d'examen :

MM. BOUCHEZ Jean-Luc, Prof. UPS  
BRUN Jean-Pierre, Prof. Univ. Rennes  
MARRE Jacques, Prof. UPS  
MICARD André, Prof. Univ. Orsay  
NICOLAS Adolphe, Prof. Univ. Montpellier  
PONS José, M. Conf. Univ. Orléans  
VAUCHEZ Alain, M. Conf. Univ. Aix-Marseille

## AVANT PROPOS

*Ce mémoire s'inscrit dans la lignée des travaux développés par Jean-Luc Bouchez, d'abord à Nantes dans le Laboratoire de Tectonophysique d'Adolphe Nicolas, puis à l'UPS de Toulouse au laboratoire de Pétrophysique et Tectonique. La pétrologie structurale qui constitue l'outil principal de ces recherches sur la mise en place des granitoïdes dans la croûte a bénéficiée des travaux de Philippe Guillet, Bernard Guineberteau et Bernard Mollier. La méthodologie ASM qui permet d'envisager l'étude des granitoïdes sous un jour nouveau est entrée dans une phase de maturité après les travaux réalisés par Jean-Luc Bouchez, ou sous sa direction par Marc Amice, Sylvie Bernier, Olivier Jover et Patrick Launeau.*

*Ces travaux ont bénéficiés du soutien financier de l'ATP dirigée par Alain Weisbrod pour le massif d'Oulmès, et n'auraient pu avoir lieu sans les moyens de l'ENS de Marrakech et de la Direction de la Géologie du Ministère des Mines de Rabat dirigée par Ahmed Bennani et Addi Azza.*

*C'est avec Mohamed Boutaleb que j'ai découvert le granite d'Oulmès, et Daniel Rey m'a secondé dans mes sorties sur Sebt de Briklène. Enfin, c'est grâce à l'accueil de Driss Safi, instituteur à Ezzhiliga que les campagnes sur le Zaër ont pu se dérouler sans problème.*

*Je remercie tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail, et les personnes qui ont accepté de le juger.*

## RÉSUMÉ:

La Meseta marocaine constitue sur la continent africain la continuité de la chaîne hercynienne d'Europe moyenne. La cinématique de mise en place des granitoïdes associés à cet orogène constitue un élément déterminant permettant de retracer l'évolution géodynamique de ce segment hercynien.

Les structures de déformation à l'état magmatique caractéristiques de la montée du magma dans la croûte, et les structures de déformation à l'état solide qui concernent à la fois ces plutons et leur encaissant, sont l'empreinte de cette mise en place. Les structures magmatiques (plans et des lignes d'écoulement du magma) sont étudiées, par l'analyse de l'orientation des marqueurs que constituent les premiers cristaux formés dans le magma, et/ou avec la technique de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM).

Les granites étudiés se répartissent en deux groupes:

1-ceux dont la mise en place est précoce dans l'orogène et situés en Meseta orientale; ces massifs, d'Aouli et de Bou-Mia, forment un unique corps magmatique situé dans la boutonnière de Midelt;

2-des granites plus tardifs, plus petits et bien circonscrits sont localisés en marge orientale du Bloc côtier de la Meseta occidentale; on les trouve aussi bien au Nord (Zaër et Oulmès dans le Massif Central), qu'au Sud (Tichka, dans le Haut-Atlas). Parmi ces granites de la Meseta occidentale, ceux de Zaër, d'Oulmès et de Sebt de Brikiine dans le massif de Rehamna, ont fait l'objet d'une cartographie structurale.

Les granites de la Meseta orientale (Haute-Moulouya) montrent une homogénéité de faciès et aussi des structures primaires comparables confirmant l'unité magmatique entre les deux corps d'Aouli et de Bou-Mia. Les structures magmatiques et l'analyse de la déformation dans l'encaissant métamorphique ont conduit à envisager une mise en place syn- à tardi-tectonique dans un cisaillement crustal vers l'Ouest, faiblement penté.

Les granites de la Meseta occidentale ont été interprétés comme liés à des décrochements crustaux:

1-senestres subméridiens à NNE-SSW pour la granodiorite de Zaër et le granite d'Oulmès sur des accidents ductiles du socle profond;

2-dextre subméridien, pour le granite de Sebt, dont la mise en place est associée à une déformation fragile en "pull-apart". Dans le cas du Zaër, où deux faciès principaux constituent le Batholite, l'analyse structurale et ASM a nettement mis en évidence une mise en place en deux temps, puisqu'un épisode fragile serait responsable de l'injection d'un monzogranite, dans la granodiorite préalablement indurée

La compatibilité dans un même système de contrainte, des accidents responsables de ces décrochements crustaux de la Meseta occidentale, a conduit à envisager un modèle géodynamique de la Meseta, en marge sud de l'orogène hercynien. Dans ce schéma, les structures du Maroc hercynien ont été comparées avec celles de son plus proche voisin, la Meseta ibérique. La poursuite des structures compressives vers le SSW, depuis la zone sud-portugaise jusqu'à la zone du Sehoul (au Nord du domaine mésétien marocain) permet d'envisager que ce domaine, situé au Nord de la Meseta, se comporte comme un poinçon dirigé vers le Sud.

Cette tectonique, au Sud de la virgation ibéro-armoricaine, est à l'origine d'un décrochement dextre majeur en marge orientale du bloc côtier mésétien. Le décrochement se poursuit depuis la Meseta espagnole jusqu'au domaine atlasique, et est responsable, dans le massif des Rehamna, d'un décrochevauchement du domaine des bassins carbonifères sur le Bloc côtier.

### Mots clés:

Granite, Structure, Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique, Orologène hercynien, Meseta marocaine, cinématique de la croûte.

## SOMMAIRE

	page:
CHAPITRE I: INTRODUCTION	
I-1-LE MAROC MESETIEN.....	1
I-2-LA CHAINE HERCYNIENNE DANS SON CONTEXTE GEODYNAMIQUE.....	8
I-2-1-LA PHASE BRETONNE.....	8
I-2-2-LES "BASSINS CARBONIFERES" ET LA PHASE MAJEURE POST-VISEENNE.....	11
I-3- LES GRANITOIDES DE LA MESETA MAROCAINE.....	12
I-4-METHODE DE TRAVAIL.....	14
CHAPITRE II-DEFORMATION ET METAMORPHISME DANS LA PARTIE MERIDIONALE DES REHAMNA	
II-1-INTRODUCTION.....	18
II-1-1-LE METAMORPHISME.....	18
II-1-2-LE MAGMATISME.....	20
II-1-3-COMPARAISON AVEC LE SEGMENT HERCYNIEN VOISIN DES JEBILET.....	20
II-2-CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE et STRUCTURAL.....	22
II-2-1-LA ZONE DE SKHOUR: REHAMNA CENTRAUX.....	22
II-2-3-LES REHAMNA ORIENTAUX.....	23
II-3-LA DEFORMATION.....	24
II-3-1-LA PHASE 1.....	24
II-3-2-LA PHASE 2.....	28
II-3-3-COMPARAISON STRUCTURALE ENTRE REHAMNA CENTRAUX ET ORIENTAUX.....	28
II-3-4-CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION 1.....	29
II-4-DISCUSSION.....	30
II-5-LE METAMORPHISME ET L'EXISTENCE D'UNE NAPPE DE SOCLE.....	33
II-5-1-ANALYSE PETROGENETIQUE ET RELATION DE PHASES.....	33
II-5-2-RELATIONS CRISTALLISATION-DEFORMATION.....	36
II-7-CONCLUSION.....	37
CHAPITRE III: LE GRANITE DE SEBT DE BRIKIINE	
III-1-CADRE GEOLOGIQUE.....	39
III-2-LE GRANITE: AGE, FACIES PETROGRAPHIQUES.....	42
III-2-1-AGE.....	42
III-2-2-LES PRINCIPAUX FACIES PETROGRAPHIQUES.....	42
III-2-2-1-Le granite à gros grain porphyroïde.....	44
III-2-2-2-Le granite à grain moyen à fin à biotite.....	44
III-2-2-3-Le granite à grain fin à biotite.....	45
III-2-2-4-Le granite à grain fin "aplitique".....	45
III-2-2-5-Les rhyolites et microgranites.....	45
III-2-2-6-La "micropegmatite" à pyrite d'Ouled Selmoun.....	45
III-2-3-FACIES STRUCTURAUX.....	45
III-3-SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE ET ANISOTROPIE.....	47
III-3-1-SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE (K).....	48
III-3-1-1-Intensite des susceptibilites.....	48
III-3-1-2-Minéralogie magnétique.....	49
III-3-1-3-Carte des intensités de susceptibilité.....	50
III-3-2-ANISOTROPIE DE LA SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE.....	51
III-3-2-1-Aspect quantitatif.....	51
III-3-2-2-Aspect directionnel.....	54
III-4-DISCUSSION SUR L'A.S.M.....	57
III-4-1-RELATIONS ENTRE SMET FACIES PETROGRAPHIQUES ET TEXTURAUX.....	57
III-4-2-LES PLANS.....	58
III-4-3-LES LIGNES.....	59
III-5-COMPARAISON AVEC LES GRANITOIDES DES REHAMNA ORIENTAUX.....	59
III-6-ENCAISSANT DU GRANITE DE SEBT DE BRIKIINE.....	59
III-6-1-TRAJECTOIRE DES PLANS DE SCHISTOSITE AUTOUR DU MASSIF.....	61

## I-INTRODUCTION

### **I-1-LE MAROC MESETIEN**

La Meseta marocaine occidentale et orientale, ou domaine des plaines, des plateaux atlantiques et des massifs surbaissés du Maroc central, des Rehamna et des Jebilet (Fig.I.1), intersecte la façade atlantique de l'Afrique du Nord, du Nord-Ouest de la Chaîne des Atlas au Sud du Rif. La couverture alpine tabulaire repose sur un socle paléozoïque pénéplané dans lequel on distingue, à la suite des travaux de l'équipe de Strasbourg (Michard, 1976; Hollard, 1978; Piqué, 1979; Michard et Piqué, 1979; Piqué et Michard, 1981):

**1-au Nord, le MASSIF CENTRAL et la MESETA COTIERE SEPTENTRIONALE.** Ce domaine est lui-même divisé en cinq zones structurales (Fig.I.2):

**1.a. L'anticlinorium de Casablanca** à matériel cambro-ordovicien;

**1.b. La zone synclinoriale occidentale** du Massif central, constituée des deux "bassins" dévono-dinantiens de **Ben Slimane et Sidi Bettache**. Elle est limitée au Nord par l'**anticlinorium de Rabat-Tiffet**, seul domaine mésétien où une structuration pré-hercynienne (phase taconique) est montrée.

Au sein du "Massif central" proprement dit, on reconnaît:

**1.c. A l'Ouest, l'anticlinorium Khouribga-Oulmès** (Termier, 1936). Les granites hercyniens du **Zaër** et d'**Oulmès** y sont intrusifs au sein des terrains ordoviciens à dévoniens.

**1.d. Au coeur du Massif central, la zone synclinoriale du Fourhal-Telt** est constituée de matériel néo-viséen recoupé par le massif de granite du Ment.

**1.e. La partie orientale, ou zone Kasba-Tadla-Azrou**, est le domaine des nappes, constituées de matériel essentiellement viséen mais aussi Cambro-ordovicien, et qui reposent sur un anticlinorium ou autochtone cambro-ordovicien à couverture viséenne (Allary *et al.*, 1976).

**2-LE BLOC PRIMAIRE MEDIAN** réunit la **Meseta côtière médiane et le Massif des Rehamna**. La "**Faïlle Médiane**" sépare la partie occidentale de ce domaine ou Môle côtier, domaine peu déformé, de la partie orientale très déformée (Fig.I.1) où l'on rencontre les terrains les plus métamorphiques de la Meseta (métamorphisme à staurotide et disthène des **Rehamna centraux et orientaux**, §.11).

**3-Le MASSIF des JEBILET** au Sud, à l'image de celui des Rehamna, est scindé (Huvelin, 1975) en trois zones structurales (Fig.I.3). Ce sont, de l'Ouest vers l'Est:

**3.a. Les Jebilet occidentales**, comparables du point de vue structural aux Rehamna occidentaux.

**3.b. Les Jebilet centrales**, où magmatisme et métamorphisme sont comparables à ceux des Rehamna centraux.

**3.c. Les Jebilet orientales**, sans équivalent évident dans le massif des Rehamna, mais comparables à la partie orientale du Massif central: c'est le domaine des nappes de matériel ancien recouvrant les terrains viséens.

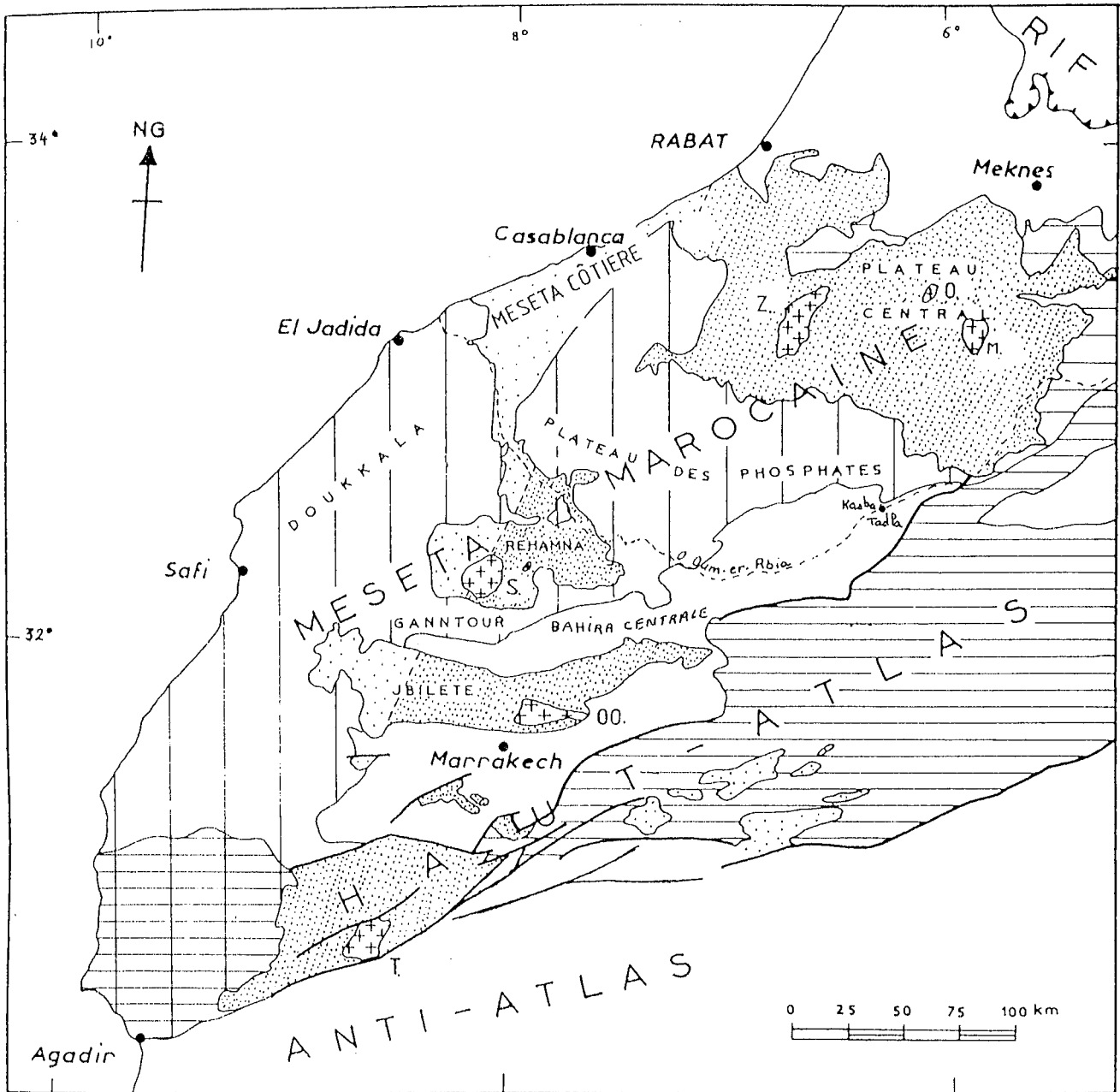
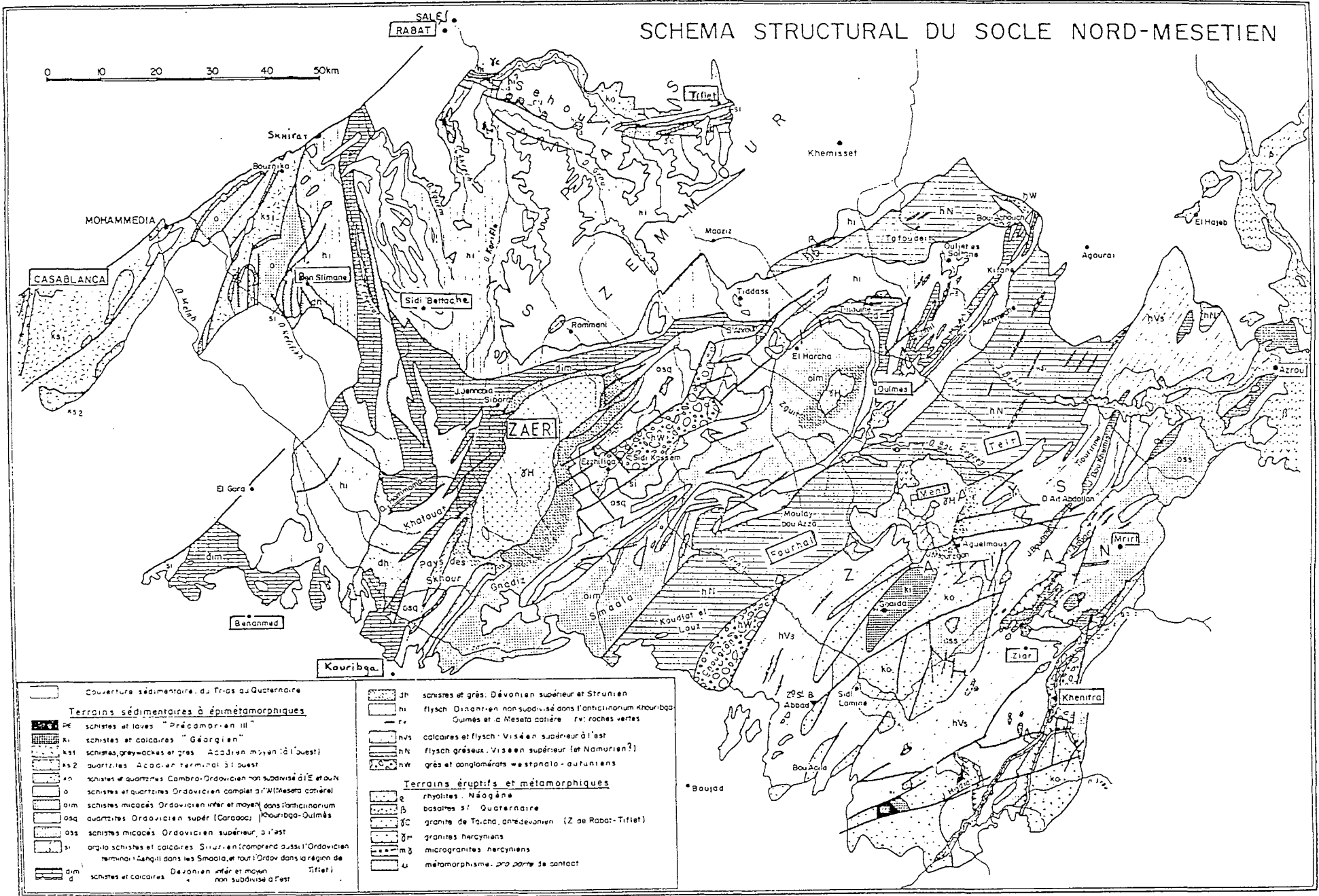


Fig.1-1- Les massifs hercyniens de la Meseta marocaine, d'après Michard *et al.*, 1982). En pointillé serré: zones orogéniques varisques avec les principaux granites: Zaër (Z), Oulmès (O) et Ment (M) dans le Plateau (Massif) central; Sebti de Brikiine (S) dans les Rehamna; Ouled Aslam (OO) dans les Jbilete, et Tichka (T) dans le Haut-Atlas. Pointillé lâche: Paléozoïque peu plissé. Hachures verticales: couverture Secondaire-Tertiaire tabulaire, avec sillons néogènes sub-atlasiques et pré-rifains (blanc). Hachures horizontales: couverture plissée atlasique (type atlantique à l'Ouest, mésogéen à l'Est).

Fig.1.2- Le Massif central marocain, d'après Michard (1976). On reconnaît (texte), d'Ouest en Est: L'anticlinorium de Casablanca, la zone synclinoriale occidentale (bassins de Ben Slimane, allant de Skhirat à Benahmed, et de Sidi Bettache, de l'Oued Khorifla au Khatouat), l'"Anticlinorium" de Khouribga-Oulmès (incluant les granites du Zaër et d'Oulmès), la zone synclinoriale axiale, ou du Fourhal-Telt (avec le granite du Ment) et, à l'Est la zone Kasba-Tadla-Azrou où sont situées les nappes de Khénifra et de Ziar-Mtirt. Au Nord du Massif central, entre Rabat et Tiflet, l'anticlinorium du même nom et la zone du Sehoul. Les localités appelées dans le texte sont encadrées.

# SCHEMA STRUCTURAL DU SOCLE NORD-MESETIEN

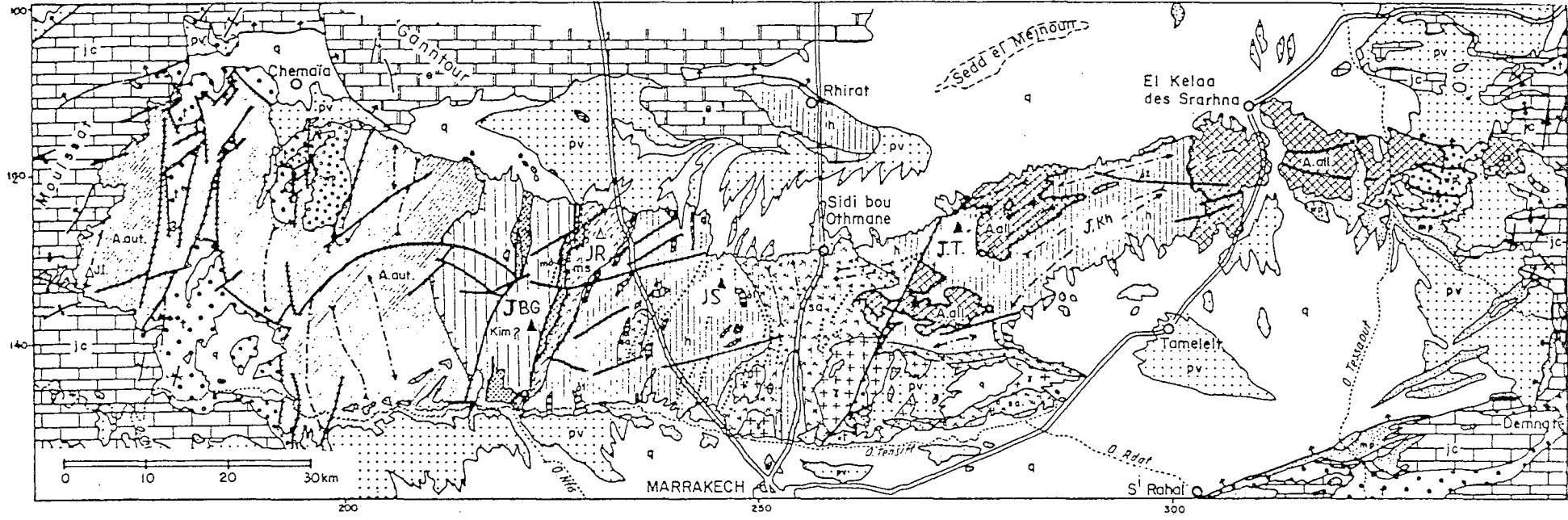


	Couverture sédimentaire du Tiers au Quaternaire		dh	schistes et grès Dévonien supérieur et Strunien
	<b>Terrains sédimentaires à épimétamorphiques</b>		hi	flysch Dévonien non subdivisé dans l'anticlinorium Khouribga
	pe		rv	Gumès et c. Meseta cotière rv: roches vertes
	ks1		hvs	calcaires et flysch Viséen supérieur à l'est
	ks2		hn	flysch gréseux Viséen supérieur (et Namorien?)
	an		hw	grès et conglomérats westphalo-aufuntiens
	o		<b>Terrains éruptifs et métamorphiques</b>	
	dim		e	rhyolites Néogène
	osq		β	basaltes 51 Quaternaire
	oss		γc	granite de Taicha antedévouien (Z de Rabat-Tiflet)
	st		δH	granites hercyniens
	dim		mδ	microgranites hercyniens
	u		u	métamorphisme pro parte de contact



# J E B I L E T

←-- OCCIDENTALES --→ CENTRALES --→ ORIENTALES →--



- |    |                           |         |  |         |   |    |  |
|----|---------------------------|---------|--|---------|---|----|--|
| q  | Pleistocène indifférencié | t       | Trias                                      | A. all. | Anté-Viséen allochtone (Ordovicien à Dévonien)                | md | Microdiorites et orthophyres (fractures de relaxation)   |
| pv | Plio - Villafranchien     | wp      | Westphalo - Permien                        | ms      | Micaschistes (métamorphisme général hercynien)                | d2 | Roches basiques filoniennes                              |
| mp | Mio - Pliocène            | h       | Viséen supérieur - ? Namurien              | sa      | Schistes à andalousite, cornéennes (métamorphisme de contact) |    | Axes de plis hercyniens                                  |
| e  | Eocène                    | Kim?    | Série du Bou - Gader                       | g       | Granites intrusifs hercyniens                                 |    | Penulages dans la couverture (plis atlasiques, flexures) |
| jc | Jurassico - Crétacé       | A. aut. | Anté-Viséen autochtone (Cambro-Ordovicien) | d1      | Roches vertes néoviséennes (sills et coulées)                 |    | Chevauchements hercyniens                                |

Fig. 1.3 - Schéma structural du Massif des Jebilet d'après P. Huvelin (1977).  
 Principaux sommets: JBG: Jbel Bou Gader (Cambrien inf à moyen); Ji: Jirhouid (Cambrien inf); Jkh: J. Kharrouba (flysch néoviséen-namurien); JR: J. Rhira (Ordovicien); JS: J. Sahllet (schistes, calcaires et roches vertes du Néoviséen-Namurien); JT: J. Teksim. Les formations du Bou-Gader et de Rhira sont incluses ici dans les Jebilet centrales.

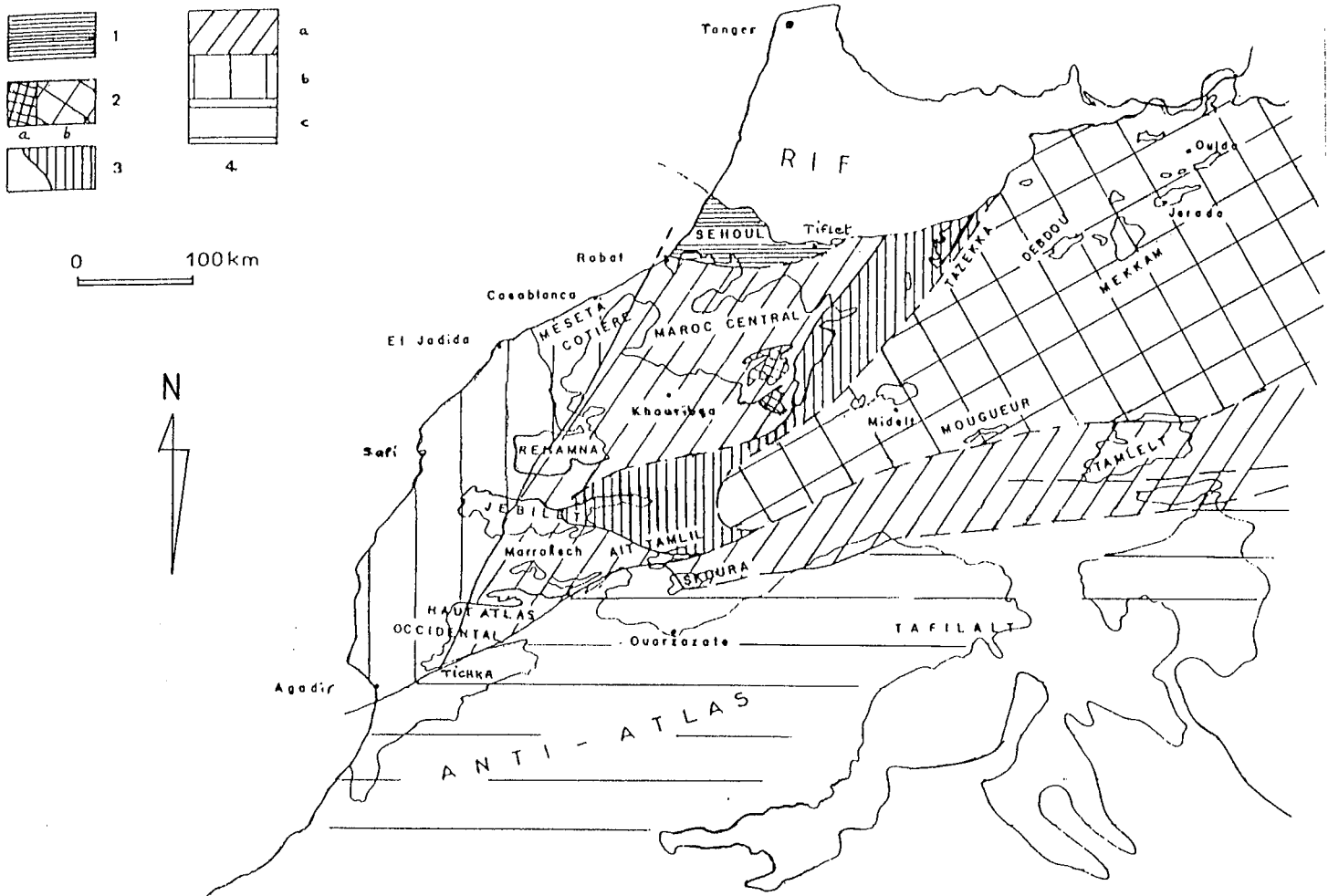


Fig.1.4-Les zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc, d'après Michard *et al.* (1983). 1: bloc des Sehoul, fragment de la chaîne calédonienne accolé à la Meseta lors d'événements acadiens; 2: zone orientale, ou zone interne de la chaîne à phase éovarisque (bretonne). a: pays Zaïan; b: Meseta orientale; 3 :zone de transition avec mise en place de nappes syn- à tardi-sédimentaires au Viséen supérieur et phase de plissement sudète probable (Tazekka, Azrou, Khénifra); 4: zones externes à phase de plissement namuro-wesphalienne sans phases précoces; a: zone de Meseta centrale intensément plissée (+ Tamelelt); b et c: régions peu déformées du môle côtier mésétien et de l'Anti-Atlas.

A la fin du Silurien et au début du Dévonien, les grandes lignes structurales de l'hercynien marocain semblent déjà bien individualisées (Fig.1.4). Les principales limites de blocs sont, au Nord, la faille Est-Ouest de Rabat-Tiflet et, au Sud la zone de cisaillement de l'Atlas (Michard *et al.*, 1983), séparant la Meseta (ou zone orogénique), de l'Anti-Atlas (ou zone cratonique). Ce dernier est constitué de terrains tabulaires peu déformés allant du Précambrien III au Paléozoïque supérieur reposant eux-mêmes sur un Précambrien ancien plissé et métamorphisé autour de 1750 Ma (Charlot *et al.*, 1969; Choubert *et al.*, 1970). La **Zone de Cisaillement de Rabat-Tichka**, complète le schéma structural de la Meseta occidentale (Michard *et al.*, 1983). Là, un domaine peu déformé à l'Ouest, ou Môle

côtier (Michard, 1969), est séparé d'un domaine oriental "mobile" par un accident majeur: c'est la **Faïlle Médiane** de Michard (1969) ou **Western Meseta Shear Zone** de Piqué et al. (1980), qui se suit depuis Rabat jusqu'aux Jebilet et que l'on retrouve dans le Haut-Atlas près du Massif du Tichka (Lagarde, 1983). Cet accident majeur, de jeu précoce dans l'histoire hercynienne de la Meseta, guide au Dévonien supérieur, le dépôt des sédiments clastiques du Bassin de Sidi Bettache, au Nord-Ouest du futur emplacement du massif granitique des Zaër (Piqué, 1979). Vers le Sud, il constitue la principale discontinuité du Massif des Rehamna au Sud duquel il est interrompu localement par le massif granitique de Sebte de Brikiane; au Sud de ce massif on peut encore le suivre jusque dans les Jebilet, toujours à la limite entre le domaine stable du Môle côtier (Jebilet occidentale) et le domaine plus mobile constitué par les Jebilet centrale et orientale.

A l'Est de cet accident, s'étend le domaine des "**Bassins carbonifères**", bien représentés au Sud dans les Jebilet, mais également dans les Rehamna, et qui pourrait se prolonger plus au Nord dans le Massif central. Il s'agit d'un domaine en distension fonctionnant du Dévonien supérieur au Viséen supérieur (Piqué, 1979). Cette ouverture des bassins mésétiens a été accompagnée par une activité magmatique tholéïtique surtout dans les Jebilet (Huvelin, 1977), mais aussi dans les Rehamna (Hoepfner, 1982). Cette distension viséenne s'est effectuée à la faveur d'accidents du socle de direction subméridienne à l'Ouest, mais également le long d'accidents N70°-N90° qui sont les limites actuelles, citées plus haut, de la Meseta. Il s'agit principalement, au Sud, des accidents du Tizi n'Test dans le Haut-Atlas, et au Nord, de la faille de Rabat-Tiflet.

La **zone de Rabat-Tiflet**, en Meseta, est le domaine contre lequel le "**Bloc des Sehoul**" s'accroche à la Meseta. Ce bloc correspondrait, entre Rif et Meseta, à un fragment de la chaîne calédonienne. On y reconnaît des terrains métamorphiques antéviséens déformés (schistes et quartzites d'âge probable Cambro-ordovicien) incluant un granite lui-même déformé et daté à 430 Ma (Charlot et al., 1973). L'inclusion de ce Bloc dans le contexte de la Meseta occidentale (Fig. I.5) est intervenu peut-être dès l'Ordovicien supérieur, comme le suggère la présence de granite sous les grès dévoniens de la région de Tiflet (Piqué, 1979). L'histoire hercynienne de la zone de Rabat-Tiflet et de ses terrains "calédoniens", se poursuit à partir du Viséen supérieur par un plissement d'axe horizontal E-W à déversement vers le Sud, qui conduit à un chevauchement de la partie Nord (Sehoul) sur le compartiment sud (zone de Rabat-Tiflet), suivi par un décrochement dextre le long d'un accident E-W au Sud de la zone de Rabat-Tiflet (Piqué, 1979).

La **zone synclinoriale occidentale**, au Sud de la zone de Rabat-Tiflet, entre l'accident de Rabat-Tichka et le batholite du Zaër (Fig. I.2), se poursuit vers le Sud par le **plateau du Khatouat** constitué de terrains d'âge Dévonien supérieur à Viséen supérieur, structurés de manière complexe, et qui assurent la liaison entre les directions E-W de la zone de Rabat-Tiflet et celles, subméridiennes en moyenne, du reste de la Meseta occidentale.

La **zone orientale** de l'orogène hercynien du Maroc, ou "**Meseta orientale**", se prolonge vers l'Est, en Algérie, par la Meseta oranaise (Fig. I.6); les terrains paléozoïques y affleurent le plus souvent en boutonnières au sein des formations secondaires modérément plissées du Moyen-Atlas, ou tabulaires des Haut-Plateaux.

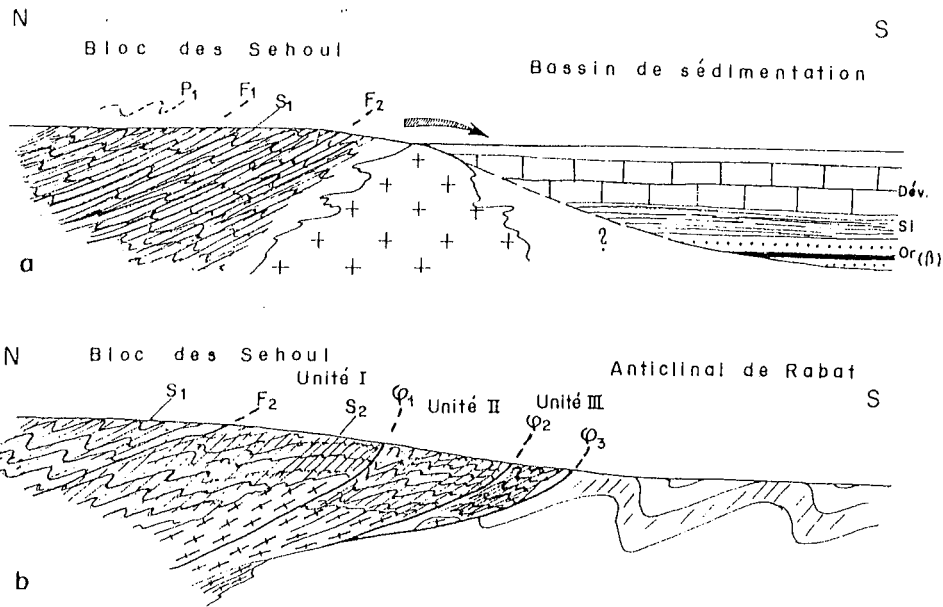


Fig.1.5-Le contact des grès et phyllades de l'Oued Bou Regreg (Bloc des Sehoui) avec l'anticlinorium de Rabat, d'après A. Piqué (1979). a: Au Dévonien, le Bloc des Sehoui, déjà structuré, constitue l'une des zones d'apport du bassin de sédimentation; b: Marge sud du Bloc des Sehoui: état actuel schématisé.

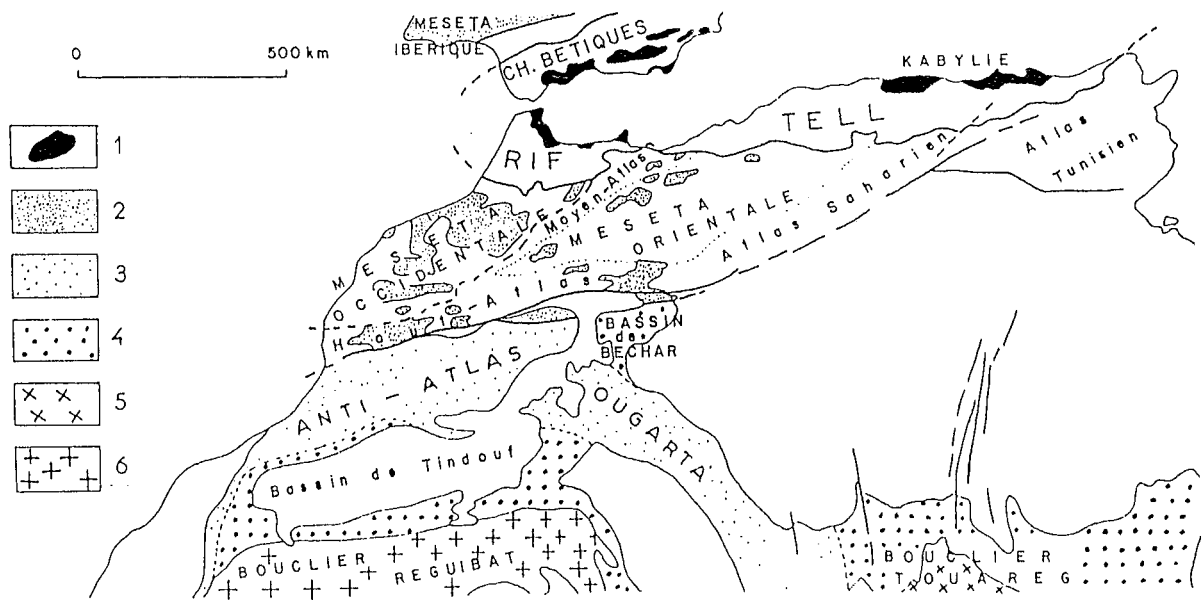


Fig.1.6-Les affleurements paléozoïques d'Afrique du Nord, d'après C. Hoepfner (1987); 1: terrains varisques allochtones (contenus dans les nappes alpines du Rif et Tell); 2: Chaîne hercynienne p.p.d., avec Paléozoïque déformé; 3:marge du craton ouest-africain, avec Paléozoïque peu déformé; 4: Paléozoïque tabulaire; 5:massif panafricain du Hoggar; 6:Protéozoïque inférieur et Archéen (Réguibat).

## I-2-LA CHAÎNE HERCYNIENNE DANS SON CONTEXTE GEODYNAMIQUE

La chaîne hercynienne marocaine est ainsi représentée dans les deux "Meseta" déjà désignées, séparées par la chaîne calcaire du Moyen-Atlas: La Meseta occidentale, domaine où les terrains paléozoïques et leurs différentes intrusions granitiques affleurent largement, est aujourd'hui relativement bien connue à la suite des nombreux travaux régionaux et synthétiques de l'équipe de Strasbourg, ainsi que par les études structurales portant sur les relations encaissant-granitoïde des massifs d'Azegour, Tichka, Tabouchent-Bamega, Ouled Ouaslam, Oulmès et Zaër réalisées à la Faculté des Sciences de Marrakech. La Meseta orientale, chaîne où les affleurements sont très ponctuels, a fait récemment l'objet d'une étude structurale comparée et d'une synthèse (Hoepffner, 1987). Ces travaux montrent que l'édification de la chaîne hercynienne au Maroc résulte de deux phases orogéniques majeures que nous allons résumer.

### I-2-1-LA PHASE BRETONNE

Entre le Dévonien et le Viséen supérieur, on assiste en Meseta orientale à l'édification d'une chaîne éoviséenne au sens large, par fermeture des bassins dévoniens. Celle-ci est le résultat d'un serrage de l'Est vers l'Ouest qui conduit à un plissement synmétamorphique, relayé plus tard par des cisaillements. Au Nord les axes de plis sont orientés N-S à N20-30° (**Tazekka** dans le Moyen-Atlas, **Boudoufoud** et **Beni-Snassène** près d'Oujda), et au Sud (**Midelt** dans le Moyen-Atlas, **Debdou-Mekkam** sur les Haut-Plateaux, **Mougueur** dans le socle du Haut-Atlas oriental) elles prennent des orientations allant de N-S à NW-SE (voir légende de la Fig.1.7). La trajectoire de ces structures dessine donc en carte un arc à convexité vers l'Ouest (Fig.1.7a). Dans le domaine interne de cet arc (partie Est), la déformation débute au Dévonien supérieur en domaine à métamorphisme épizonal. Dans la partie externe de la Meseta orientale (partie occidentale du Tazekka), il s'agit d'une déformation en condition métamorphique anchizonale dont l'âge serait plus récent, mais antérieur au Viséen supérieur terminal. Les écaillages tangentiels résultant de cette tectonique superficielle indiquent un sens de déplacement essentiellement de l'Est vers l'Ouest (Fig.1.7).

En Meseta occidentale, et plus précisément dans la partie Est du Massif central (pays Zaïan, zone Khénifra-Azrou), on retrouve un schéma identique au précédent (Allary *et al.*, 1976; Bouabdelli, 1982; Verset, 1983) puisqu'une phase antéviséenne apparaît clairement dans les terrains cambro-ordoviciens. Il s'agit ici encore de plis synschisteux d'orientation N-S associés à un métamorphisme de faible degré, mais dont le sens de déversement est cette fois-ci vers l'Est. Au Viséen, la mise en place des nappes préstructurées par la phase antéviséenne (nappe de Khénifra au Sud-Est) ou constituées de terrains sédimentaires non déformés par cette phase (**nappe de Ziar-Mrirt et d'Azrou** au Nord-Ouest), indique comme en Meseta orientale un transport tectonique qui s'effectue de l'Est (patrie de ces nappes) vers l'Ouest (Fig.1.8). L'absence de déformation antéviséenne au sein des nappes de Ziar-Mrirt (Allary *et al.*, 1976) et d'Azrou (Bouabdelli *et al.*, 1983) indique qu'entre le Massif central et la partie ouest de la Meseta orientale (Midelt-Tazekka) devait exister une zone non déformée ou située hors du front de schistosité antéviséen (Hoepffner, 1987).

Plus à l'Ouest encore, dans l'anticlinal de Khouribga-Oulmès (Fig.1.2), les "**Arcs**" d'**Ezzhiliga** en pays zaïan (Cailleux, 1985) ou région située immédiatement à l'Est des **Zaër**, constitueraient un écho vers l'Ouest de cette phase bretonne. Il s'agit d'écaillages induisant des répétitions des séries du Paléozoïque inférieur, avec déplacement de l'Est vers l'Ouest.

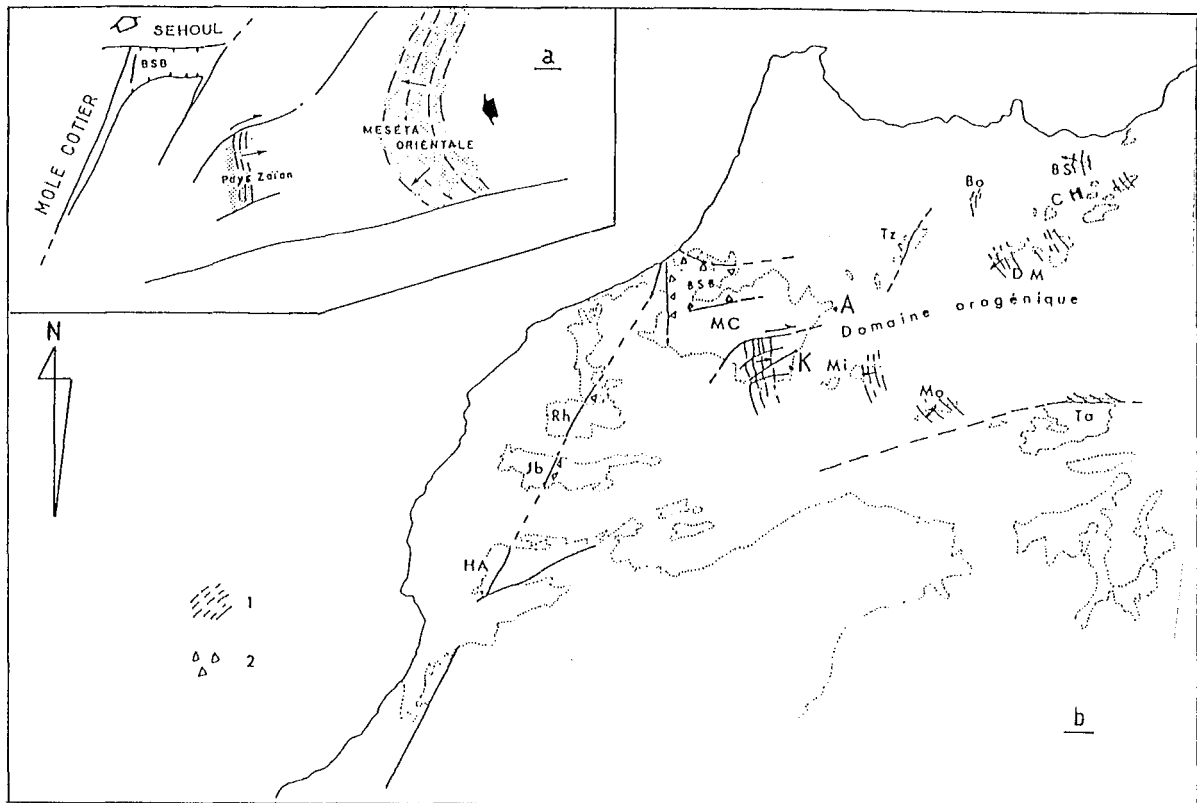


Fig.1.7-Le Maroc durant la phase bretonne, d'après C.Hoepffner (1987).

a: Rappports entre la Meseta occidentale et la Meseta orientale au Dévonien supérieur. En pointillés: chaîne bretonne avec direction des structures et sens de déversement:hypothèse d'une compression E-W et d'une chaîne à con vexilé vers l'Ouest dans le domaine oriental, contemporaine de l'ouverture de bassins en déchirure; les directions structurales évoluent de NE-SW au Nord, à NW-SE au Sud. BSB: Bassin de Sidi Bettache.

b:Carte directions des structures bretonnes (1) dans le domaine orogénique (pays Zaïan et Meseta orientale), et de la position des olistostromes (2) jalonnant les bordures des bassins dévono-dinantiens de la Meseta occidentale. HA: Haut-Atlas; Jb: Jebilet; Rh: Rehamna; MC: Maroc central; Ta:Tamelett; Mo: Mogueur; Mi: Midelt; Tz: Tazekka; Bo: Boudoutoud; DM: Dabdou-Mekam; CH: Chaîne des Horsts; BS: Beni-Snassène; A: Azrou; K: Khénifra.

Ces déformations qui s'étalent du Dévonien supérieur (à l'Est) au Viséen supérieur (à l'Ouest) contribuent au rapprochement de la Meseta orientale avec la Meseta occidentale. L'épaississement de la croûte résultant de ces déformations et de la mise en place des granitoïdes (Midelt), à l'Est, en zone "interne" (Piqué, 1983) est peut-être à l'origine du départ des nappes de glissement vers l'Ouest dans le bassin viséen d'Azrou-Khénifra.

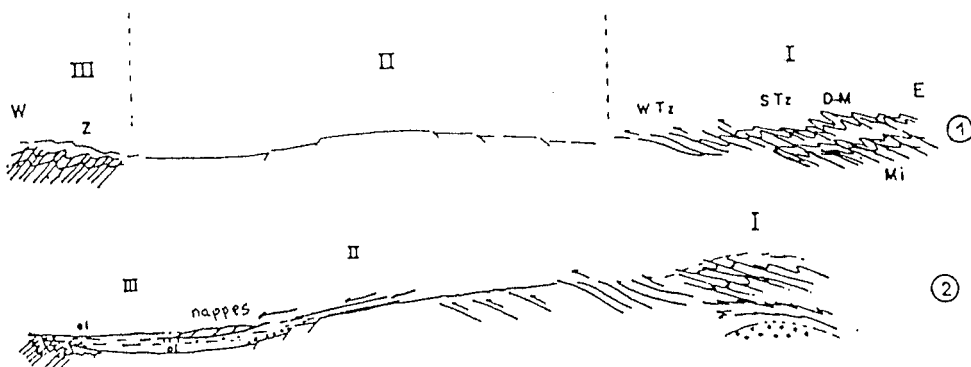


Fig.1.8-Relations Meseta orientale-Meseta occidentale, d'après Hoepffner (1987).

-1: Situation au Dévonien supérieur (Phase bretonne). I: domaine interne avec plissement synschisteux et écaillages. Mi: Midelt; DM:Debdou-Mekkam; STz: schistes du Tazekka; WTz:Tazekka occidental; II:domaine non déformé; III:pays Zaïan.

-2: Situation au Viséen supérieur. I: cisaillement vers l'Ouest, magmatisme calco-alkalin (granodiorite de Midelt, volcanisme de Meseta orientale). II: cisaillement et départ des nappes gravitaires. III: bassin carbonifère Azrou-Khénifra: flyschs, olistostromes et nappes de glissement.

Au schéma précédent d'une structuration bretonne dans laquelle les événements tectoniques ont pour origine l'érection d'une chaîne en Meseta orientale, et dont les écaillages et nappes de la Meseta occidentale ne sont que des échos, on ne peut, comme le suggère Hoepffner (1987), écarter l'hypothèse de la création d'une chaîne sudète à part entière, localisée entre les Meseta et, qui aurait fourni à elle seule les nappes de la zone Tazekka-Azrou-Khénifra (Fig.1.9).

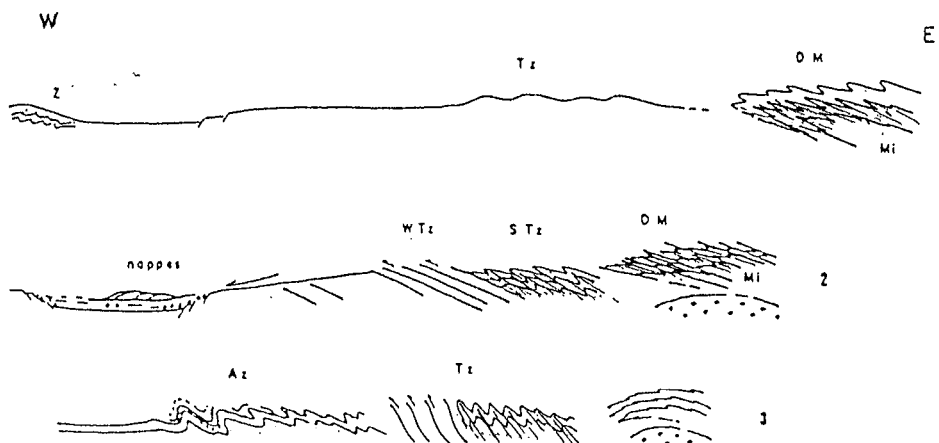


Fig.1.9-Relations Meseta orientale-Meseta occidentale, dans l'hypothèse de plissements sudètes, d'après C. Hoepffner (1987). 1-Situation au Dévonien supérieur: phase bretonne à Midelt (Mi) et Debdou-Mekkam (DM). Plissement du pays Zaïan (Z). 2-Situation au Viséen supérieur: phase sudète des schistes du Tazekka (STz) et du Tazekka occidental (WTz). Mise en place des nappes de glissement dans le bassin carbonifère Khénifra-Azrou. Magmatisme calco-alkalin de Meseta orientale (Mekkam-Jerada). 3-Situation au Viséen supérieur (suite): migration vers l'Ouest des plissements sudètes: plissement de la marge Est du bassin carbonifère impliquant les nappes précoces d'Azrou (Az). Poursuite du magmatisme calco-alkalin (Tazekka).

Quel que soit le schéma retenu, aux événements fini-dévonien et viséens issus d'une compression ENE-WSW dans la partie Est du Maroc, correspondrait, à la même époque en **Meseta nord-occidentale**, une **extension NNW-SSE** (Fig.1.7a). Le rejeu des failles du socle serait responsable de l'ouverture des bassins dévono-dinantiens (Piqué, 1979). Le meilleur exemple est le bassin de Sidi Bettache dont les limites correspondent à des failles soulignées par des olistotromes et des émissions magmatiques famenno-tournaisiennes (Fig.1.7). On retrouve également des olistotromes plus au Sud le long de l'important accident limitant le Môle côtier, aussi bien dans les Rehamna (Piqué, 1972; Piqué *et al.*, 1980; Sougy *et al.*, 1978) que dans les Jebilet (Bordonaro *et al.*, 1979; Mayol et Muller, 1985).

## I-2-2-LES "BASSINS CARBONIFERES" ET LA PHASE POST-VISÉENNE

La Meseta, structurée par la phase bretonne connaît, à partir du Viséen supérieur, une période au cours de laquelle des accidents dextres N70° seraient responsables de l'ouverture des bassins carbonifères (Lagarde et Michard, 1985). Le volcanisme calco-alcalin qui accompagne cette distension s'étend du Viséen supérieur au Namurien et pourrait persister jusqu'au Wesphalien. C'est alors que se mettent en place les granitoïdes dans les terrains antéviséens à Midelt (granodiorites datées à 347 Ma, granites alcalins à 329 Ma et granites calco-alcalins à 319 Ma) et également les intrusions de microdiorite et de dacite dans toute la Meseta orientale.

En Meseta occidentale, et hormis le bassin de Sidi-Bettache où la sédimentation est continue depuis le Dévonien supérieur, c'est à partir du Viséen supérieur que le remplissage du bassin s'exprime clairement par des dépôts de type flysch aussi bien au Nord dans le Massif central (zone du Fourhal, de Khénifra-Azrou) que dans les Jebilet. Des olistotromes et des nappes gravitaires se mettent en place à partir des marges de ces bassins par réactivation des failles bordières. Le magmatisme qui accompagne ces dépôts est bien visible au Sud dans le massif des Jebilet mais également au Nord (Rehamna, Sidi Bettache). Comme en Meseta orientale, il se manifeste par un volcanisme et un hypovolcanisme à caractère plutôt tholéïtique, et peut-être même par la mise en place des granitoïdes des Jebilet (330 Ma).

Les événements tectoniques **syn-viséens** (phase sudète) se localisent principalement le long d'une bande Tazekka-Azrou-Khénifra située en avant de la chaîne bretonne. Le domaine des bassins carbonifères prend ainsi une valeur "d'avant-fosse" par rapport à cette zone interne. Cependant l'extension de la croûte n'atteint pas le stade derift: le Maroc hercynien reste un domaine intracratonique car l'ouverture de ces bassins est éphémère. Dans les Jebilet, les âges à 330-335 Ma (Mrini, 1985) des granites syncinématiques des zones centrale et orientale indiqueraient une structuration précoce au sein même de ces bassins.

La phase **post-viséenne** de l'orogène hercynien au Maroc se marquerait en Meseta orientale par la mise en place de granitoïdes syn- à tardi-tectoniques et par un plissement de faible intensité. Ce plissement trouve un écho en Meseta occidentale dans la partie Est du Massif central, mais c'est à l'Ouest que cette phase atteint son paroxysme (phase Namuro-Westphalienne de Michard *et al.*, 1976), aussi bien au Nord (anticlinorium de Khouribga-Oulmès) qu'au Sud (Rehamna et Jebilet) avec une nette tendance au serrage Est-Ouest entraînant un déversement des structures vers l'Ouest. C'est la période d'affrontement entre le domaine des Bassins carbonifères et le Môle côtier. La mise en place en Meseta occidentale des principaux massifs granitiques d'Oulmès, du Ment, des Zaër dans le Massif central, et de Sebti de Brikiine dans les Rehamna, intervient pendant ou à la fin de cette phase post-viséenne.



### I-3-LES GRANITOÏDES DE LA MESETA MAROCAINE

Les objets géologiques auxquels nous nous adressons plus particulièrement dans ce mémoire sont les granitoïdes de la Meseta, principalement ceux du Zaër, d'Oulmès, de Sebt de Brikiine en Meseta occidentale, et celui de Midelt en Meseta orientale. Ils sont, comme pour l'ensemble des corps plutoniques de la Meseta, distribués à l'Est de l'accident de Rabat-Tichka, à l'exception des massifs de Sebt (dans les Rehamna) qui se place dans l'axe même de cet accident, et du Tichka, situé à la jonction de cet accident et de ceux du Haut-Atlas.

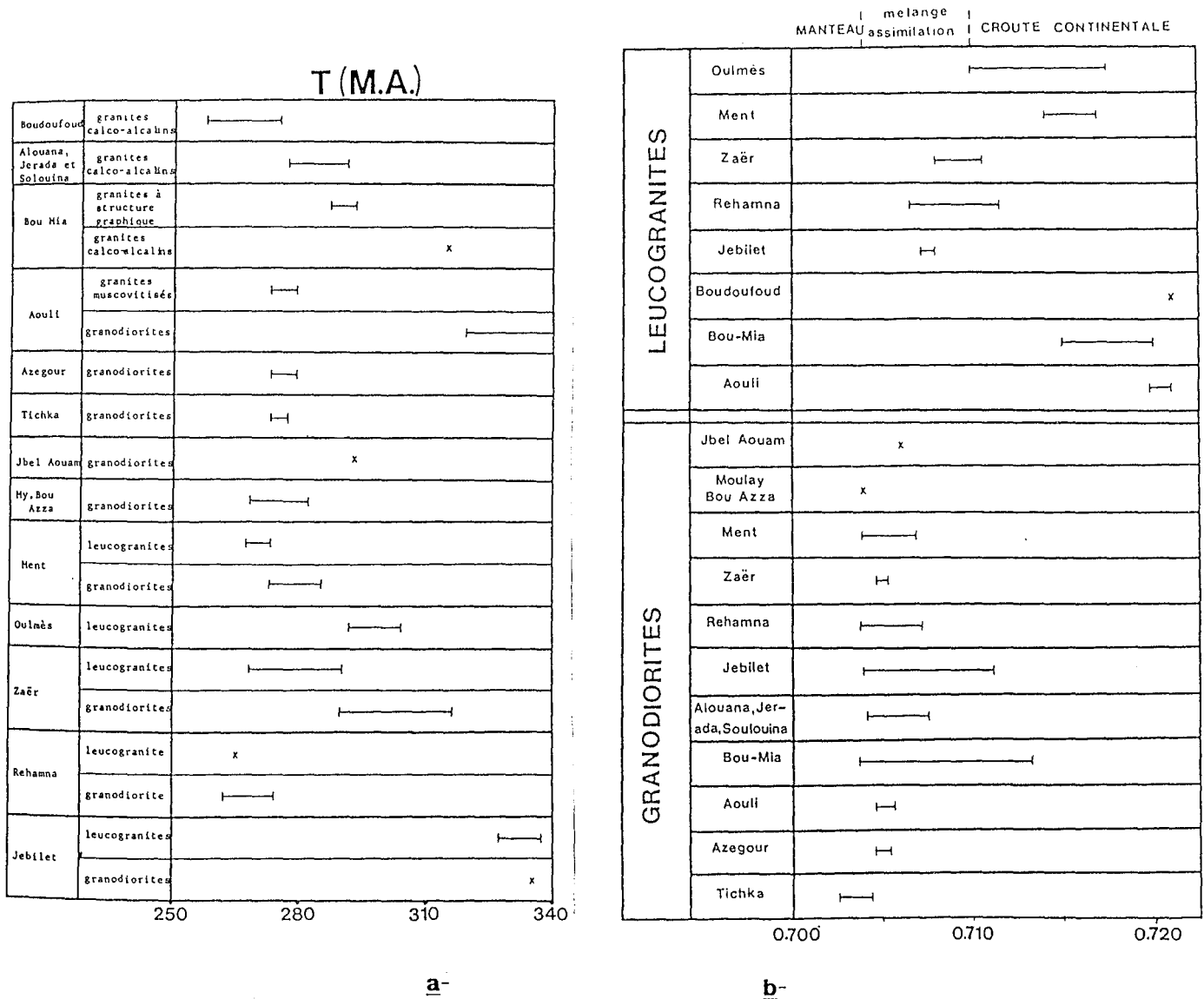


Fig.1.10- a: Dates de mise en place des granitoïdes hercyniens du Maroc, obtenues par la méthode Rb-Sr (x=âge imprécis; âge du granite du Tichka d'après Gasquet, 1987); b: Comparaison des rapports  $87\text{Sr}/186\text{Sr}$  initiaux des granitoïdes hercyniens du Maroc (x=valeur imprécise), d'après Z.Mrini(1985)

Les âges des granitoïdes mésétiens ont fait l'objet de nombreux travaux dont les principaux sont ceux de Charlot (1969,1970), Tisserant (1977,1978) Clauer et al. (1980) et Mrini (1985). Ces âges (Fig.1.10a) indiquent une activité magmatique centrée autour de 280 Ma, mais qui s'étend sur 50 Ma, si l'on excepte les granitoïdes plus anciens des Jebilet et la granodiorite d'Aouli en Haute-Moulouya.

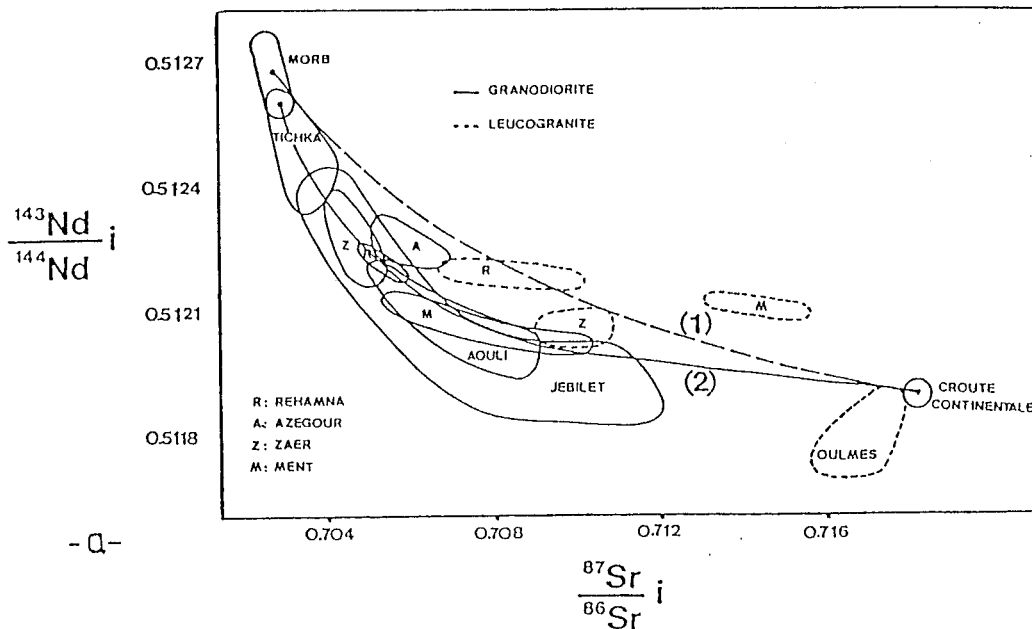
Du point de vue pétrographique et géochimique, on peut distinguer parmi les granitoïdes mésétiens, ceux appartenant à:

1-La série calco-alcaline à termes très différenciés: Tichka, Aouli, Bou-Mia;

2-La série calco-alcaline à termes peu différenciés: Jebilet, Zaër (granodiorite), Ment, Jbel Aouam, Alouana;

3-Les leucogranites: Oulmès, Ment, Zaër (granite à deux micas), Rehamna orientaux (Raz El Abiod, Kef Er Mel), Jebilet, Tazekka, Aouli, Bou-Mia;

4-La série monzonitique: Azegour, Sebt de Brikiine (Rehamna).



-b-

	Massif	% en matériel mantellique	% en matériel crustal
Granodiorites	Tichka	75 à 100	0 à 25
	Azegour	40 à 60	40 à 60
	Aouli	35 à 60	40 à 65
	Jebilet	40 à 80	20 à 60
	Rehamna	50 à 75	25 à 50
	Zaër	50 à 60	40 à 50
	Ment	20 à 50	50 à 80
Leucogranites	Jebilet	15 à 30	70 à 85
	Rehamna	20 à 40	60 à 80
	Zaër	15 à 25	75 à 85
	Ment	5 à 12	88 à 95
	Oulmès	0 à 10	90 à 100

Fig.1.11-Géochimie des granitoïdes hercyniens du Maroc, d'après Z. Mrini (1985). a-Diagramme  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ; b-Evaluation des apports mantellique et crustal.

Dans la classification de Mrini (1985), les "granodiorites" regroupent aussi bien les granitoïdes des séries calco-alkaline que monzonitique. De plus, selon cette classification des corps magmatiques appartiennent aussi bien aux leucogranites qu'aux granodiorites: c'est le cas du Zaër, du Ment et des granites des Jebilet et de la Haute-Moulouya (Fig.1.10b). On observe alors que les leucogranites sont toujours plus récents que les granodiorites: l'évolution du magmatisme durant l'orogène conduit à des produits finaux où les apports crustaux sont de plus en plus importants.

A partir des rapports  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  et  $143\text{Nd}/144\text{Nd}$  initiaux (Fig.1.11a), Mrini (1985) a estimé les pourcentages en matériels mantellique et crustal intervenant dans chacun des principaux massifs (Fig.1.11b); les pôles extrêmes sont représentés par le granite d'Oulmès (origine continentale) et le massif du Tichka (origine mantellique).

L'appartenance des granitoïdes mésétiens à des séries caractéristiques des marges actives a conduit à envisager l'existence d'une zone de subduction durant l'orogénèse hercynienne. A partir de cette hypothèse, et du fait que les premiers événements magmatiques (370 Ma) se déroulent à l'Est en Haute-Moulouya (magma calco-alkalin), le schéma de Lagarde (1987) propose l'existence d'une subduction continentale dans le domaine interne selon un plan penté vers l'Ouest. Une subduction d'un océan qui aurait précédé cet épisode est écartée car: 1-aucun matériau océanique n'est connu dans la chaîne; 2-aucun métamorphisme de type HP-BT n'apparaît en Meseta et; 3-le pôle basique des granitoïdes mésétiens ne correspond pas à une croûte océanique franche, mais plutôt à un contexte de rift océanique, voire d'arc insulaire (Mrini, 1985). Cette subduction serait à l'origine de l'érection de la chaîne en Meseta occidentale et de la mise en place des leucogranites et des granites monzonitiques par épaissement de la croûte (Dewey et Burke, 1973). Ces derniers, plus tardifs (jusqu'à 270 Ma), seraient issus du rejeu d'accidents lithosphériques déjà impliqués dans les phénomènes sédimentaires.

#### I-4-METHODE DE TRAVAIL

Les études stratigraphiques, lithostratigraphiques et structurales dont nous venons de faire une revue, portant principalement sur l'analyse des phases orogéniques de la Meseta marocaine, constituent le cadre de notre travail sur les granites de la Meseta. A la suite de certains travaux focalisés sur les encasants paléozoïques, ou localement, sur la déformation à l'état solide de ces granites, il convenait d'entreprendre des études plus fines sur leur structure interne (foliation et linéation magmatiques essentiellement), afin de tenter de définir leur mode de mise en place dans le cadre géodynamique de l'hercynien marocain. Les études classiques de ce type (Pons, 1973; Marre, 1982; Mollier, 1984) font appel à l'orientation que les marqueurs, semi-rigides tels que les enclaves, ou rigides tels le feldspath et le mica, ont acquis au sein du liquide magmatique lors de la déformation du magma accompagnant sa mise en place (Ildefonso et Fernandez, 1988). C'est la méthode utilisée ici dans le cas d'Oulmès où le matériau granitique, riche en feldspath de forme en tablettes centimétriques, se montre particulièrement favorable à l'observation in situ. La petite taille du pluton et ses affleurements presque continus se prêtent à l'établissement d'une couverture structurale vérifiée continûment selon cette méthode.

Pour les autres massifs que nous avons étudié (Zaër, Aouli, Bou-Mia et Sebti de Brikiine) nous avons préféré utiliser une technique déjà éprouvée en géologie structurale (Graham, 1954; Daly, 1970), mais peu utilisée dans les granites (Van de Voo et Klootwijk, 1972; Heller, 1973), et qui consiste à étudier l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique de la roche (ASM). Cette méthode, décrite au chapitre III (voir aussi Jover, 1986), et développée pour l'étude des granitoïdes

d'abord au Laboratoire de Tectonophysique de l'Univ. de Nantes puis dans celui de Pétrophysique et Tectonique de l'UPS de Toulouse dirigé par J.L. Bouchez, a déjà à son actif des résultats encourageants puisqu'elle a mis en évidence les structures magmatiques acquises de nombreux granites, aussi bien en Bretagne (Guillet et al., 1983) que dans le Massif central français (Jover et Bouchez, 1986; Bouchez et al., 1987; Bernier et al., 1987; Launeau et al., 1988). Dans notre cas, l'"efficacité" de la méthode ASM a été testée en de nombreux points, par comparaison avec les données structurales classiques déduites des marqueurs, sauf dans le massif de Sebti de Brikiine. Dans celui-ci, particulièrement pauvre en marqueurs structuraux et faiblement anisotrope, les mesures classiques sont totalement "inefficaces" ou peu fiables; des essais sur échantillons de grande taille sciés ont été systématiquement décevants. C'est la méthode ASM seule qui a donné les résultats que nous présentons.

L'étude de la partie méridionale du massif paléozoïque des Rehamna (chapitre II) est le résultat de travaux réalisés en collaboration avec Michel Guiraud (Muséum d'Histoire Naturelle de Paris) dans le cadre de la formation des élèves de l'E.N.S. de Marrakech. Cette région, facile d'accès puisque située sur la route Marrakech-Casablanca, présente une diversité et une richesse géologique incomparables, aussi bien du point de vue stratigraphique que structural et métamorphique, et ceci sur un territoire restreint. Elle constitue à ce titre une "école" pour les géologues et étudiants marocains. La méthodologie appliquée ici est celle, tout à fait classique, de la géologie structurale des domaines à schistosité, et les données recueillies nous ont semblé suffisamment nouvelles pour nous permettre de réviser les modèles jusqu'ici avancés sur cette région. Les données sur le métamorphisme des Rehamna centraux sont dues à M. Guiraud à partir d'analyses effectuées sur une micro-sonde de l'Université de Melbourne.



**II-DEFORMATION ET METAMORPHISME DANS LA  
PARTIE MERIDIONALE DES REHAMNA**

## II-1-INTRODUCTION

Le massif paléozoïque des Rehamna (Fig.II.1) est situé en Meseta marocaine occidentale, entre les Jebilet au Sud et le Massif central au Nord. Il est traversé par un accident important de direction NNE qui se poursuit depuis la région de Rabat au Nord à celle du massif du Tichka au Sud (Michard, 1969; Michard et al., 1976). Dans les Rehamna, ce couloir de cisaillement calédonno-hercynien de la Meseta occidentale a été décrit en détail par Michard et al. (1978) et Piqué (1980). Ce dernier l'intègre dans la **Western Meseta Shear Zone (WMSZ)**, linéament tectonique qui régit la sédimentation du bassin dévono-dinantien de Sidi-Bettache au Nord et sur lequel se concentre la déformation à l'hercynien. L'importante extension latérale de ce linéament ou Zone Cisillante de Meseta Occidentale (ZCMO) et son impact sur la dynamique sédimentaire mise en évidence par Corsini (1988) montre qu'il interviendrait, déjà à partir du Cambrien, pour diriger la sédimentation en Meseta côtière, dans le **bassin des Doukkala** (Bernardin et al., 1988). Il constitue, à l'hercynien, un domaine d'affrontement de plaques. Dans les Rehamna, les failles impliquées dans cet accident montrent un jeu dextre durant la phase hercynienne majeure, mais également un rejeu senestre tardif comme c'est le cas des failles du **Lakhdar** et de **Draa Chegug** au NE du granite de Sebt de Brikiine (Corsini, 1988). Cet accident sépare le "**Môle Côtier**" stable, à l'Ouest, du reste de la Meseta plus mobile, à l'Est, encore appelé domaine des "**Bassins carbonifères**". Enfin, dans la partie sud des Rehamna, cet accident de "**Rabat-Tichka**" se digite en une branche occidentale ou "**Faille Médiane**", et une branche orientale ou "**Accident des Ouled Zednès**" (Gigout, 1951; Piqué et al., 1980 et Michard et al., 1982). Le domaine enserré entre ces deux failles, large de 10 kilomètres, au maximum, s'appelle les Rehamna **Centraux**, ou **zone de Skhour** (ou **des Skhour**) dans sa partie Sud (Fig.II.1). Dans cette zone de Skhour, le Paléozoïque inférieur (Cambro-ordovicien) et le Dévonien supérieur (**conglomérats de Kef El Mouneb**) qui le surmonte sont fortement structurés en climat métamorphique qui atteint localement le grade à staurotide et disthène (Michard, 1969; Hoepffner, in Michard et al., 1982).

### II-1-1-LE METAMORPHISME

Le **métamorphisme mésozonal** que l'on rencontre au Sud des Rehamna Centraux à Sidi Ali (Hoepffner, 1974) diminue graduellement vers le Nord en direction du village de Skhour des Rehamna (Fig.II.2). Plus au Nord encore, à partir de cette localité, les **Rehamna Septentrionaux** constituent le relais de la zone centrale dans le "niveau structural supérieur". L'intensité du métamorphisme décroît également vers l'Ouest, au delà de la "Faille Médiane", mais ici très brutalement puisque l'on passe en quelques centaines de mètres de paragenèses mésozonales à des schistes épizonaux; il devient anchizonal dans la région du Jbel Lakhdar à une quinzaine de kilomètres à l'Ouest. Par contre, ce métamorphisme mésozonal se poursuit vers l'Est dans les terrains anté-viséens des Rehamna Orientaux (au delà de l'accident des Ouled Zednès), et au Sud-Est, dans la zone à staurotide et disthène des **Ouled Hassine** (Fig.II.2).

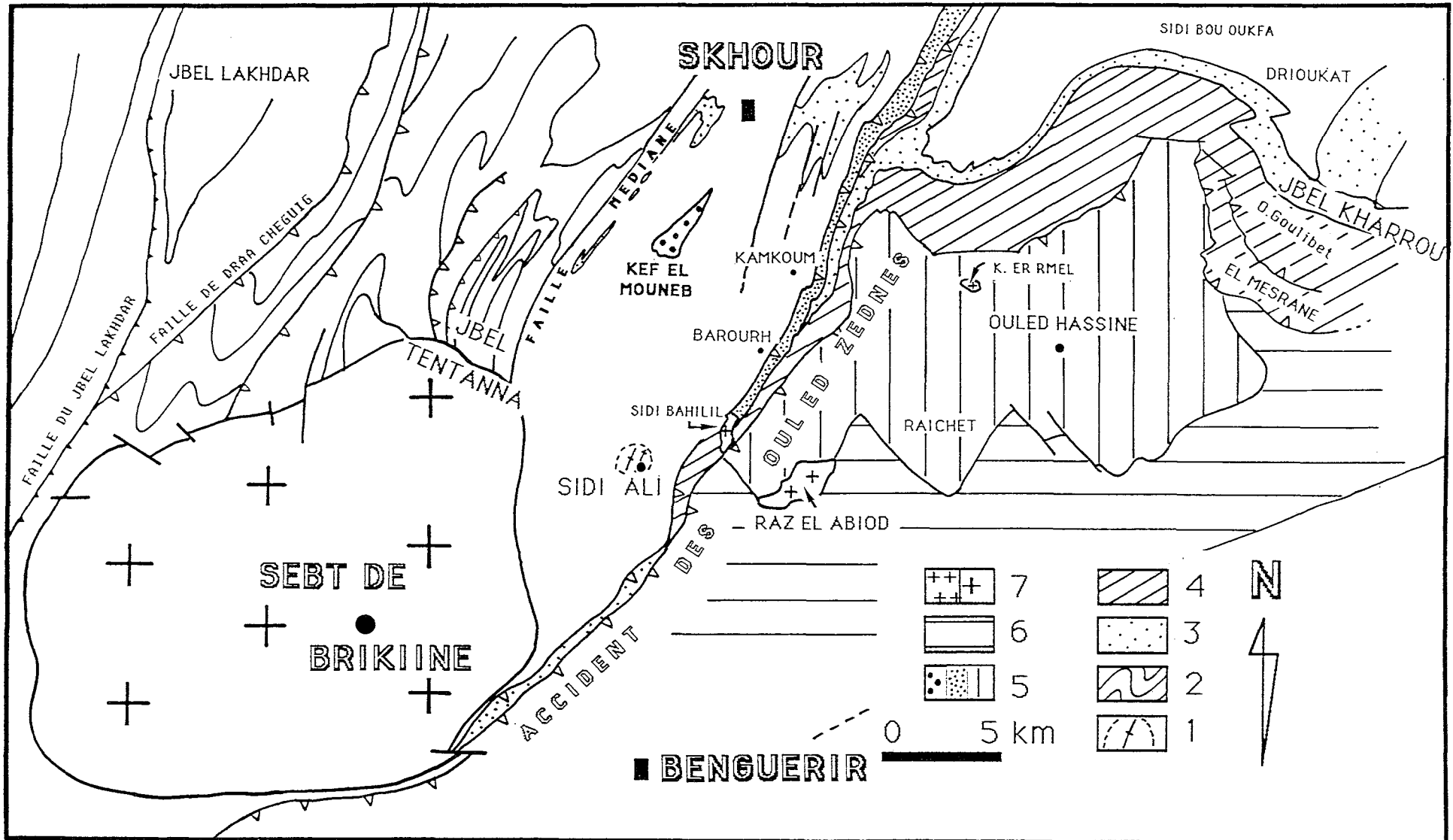
*Fig. II.1: Carte géologique simplifiée des Rehamna méridionaux, d'après Michard et al. (1982). 1: socle Précambrien de Sidi Ali; 2: Paléozoïque inférieur des Rehamna occidentaux; 3: Ordovicien sup. quartzitique; 4: Silurien, Ordovicien sup. (Goulibet El M., Allahia); 5: Dévonien (congl. du Kef El Mouneb; calcaire des Ouled Zednès et Formation des Ouled Hassine); 6: Viséen sup. Namurien de Lalla-Tittaf; 7: granitoïdes*

M O L E C O T I E R

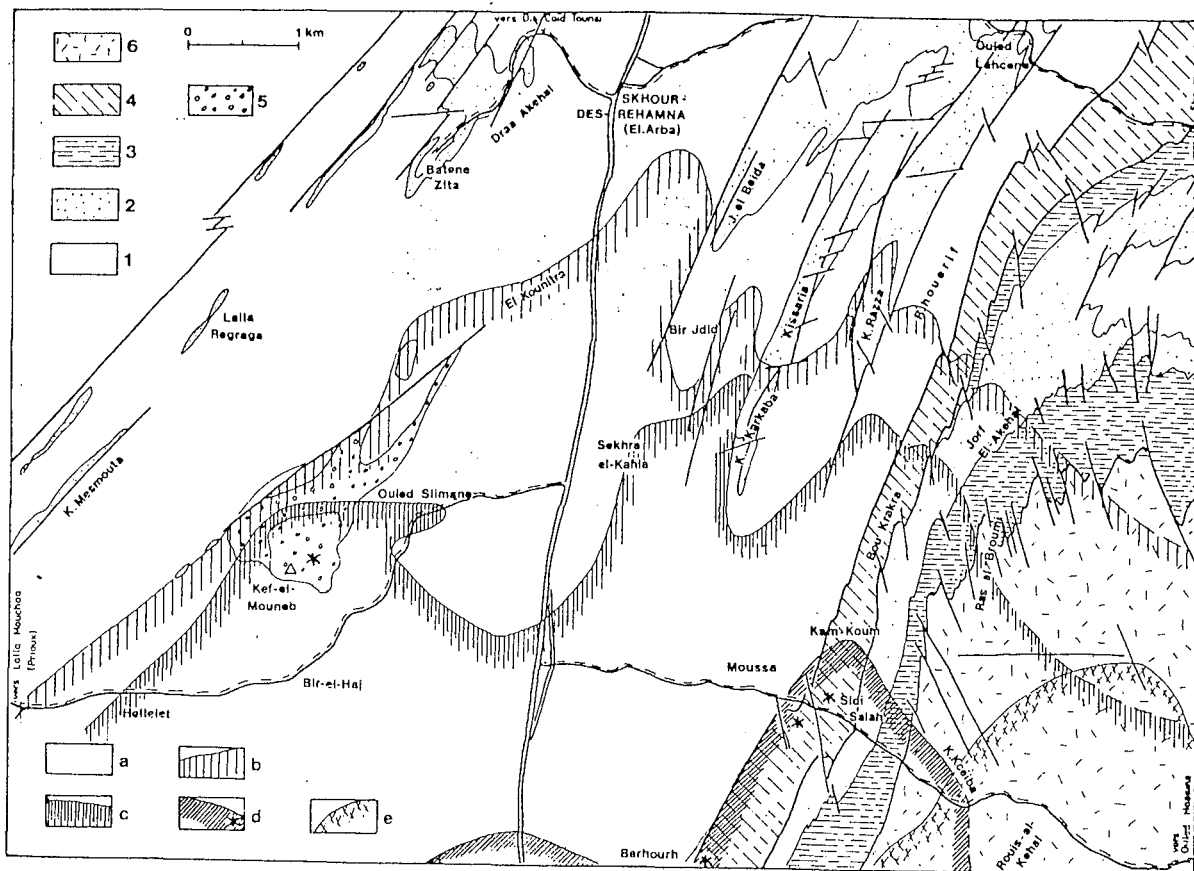
REHAMNA  
ORIENTAUX

REHAMNA OCCIDENTAUX

REHAMNA CENTRAUX







*Fig.II.2-Le métamorphisme dans les Rehamna: carte de répartition des minéraux de métamorphisme dans le Nord des Rehamna Centraux ( in Michard *et al.*, 1982). a-muscovite et Chlorite; b-biotite; c-grenat; d-staurotite avec ou sans grenat, localement avec disthène (étoile); e- andalousite; 1-Cambrien pélitique; 2-quartzites ordoviciens; 3-schistes ordoviciens; 4-5-6-Dévonien probable (légende 5 de la Fig.II.1).*

## II-1-2-LE MAGMATISME

Le **magmatisme** de cette région est souligné, dans l'axe de la Faille Médiane, par le granite de Sebt de Brikiine (Fig.II.1) autour duquel se développe un métamorphisme de contact (voir §.III.6). D'autres petits pointements granitiques situés dans les Rehamna Orientaux (Raz El Abiod, Koudiat Er Mel, Raïchet) responsables d'un métamorphisme thermique beaucoup plus étendu, et d'un système filonien minéralisé (W,Pb) autrefois exploité (El Raïchet; Ouled Hassine): ils appartiennent sans doute à un massif sous-jacent de vaste étendue, reconnu en télédétection (Marconnet, 1986) par la distribution des filons de quartz qu'il émet, permettant à Michard (1976) de proposer au sein des Rehamna, l'existence d'un dôme thermique au Viséen supérieur.

Signalons l'existence de sills de microgranite disposés parallèlement à l'accident des Ouled Zednès, ainsi que de filons de dacitoïde orientés partout selon une direction N 70-80°, sauf au voisinage de cet accident, où ils sont réorientés au NNE-SSW ou même, sont pincés dans celui-ci.

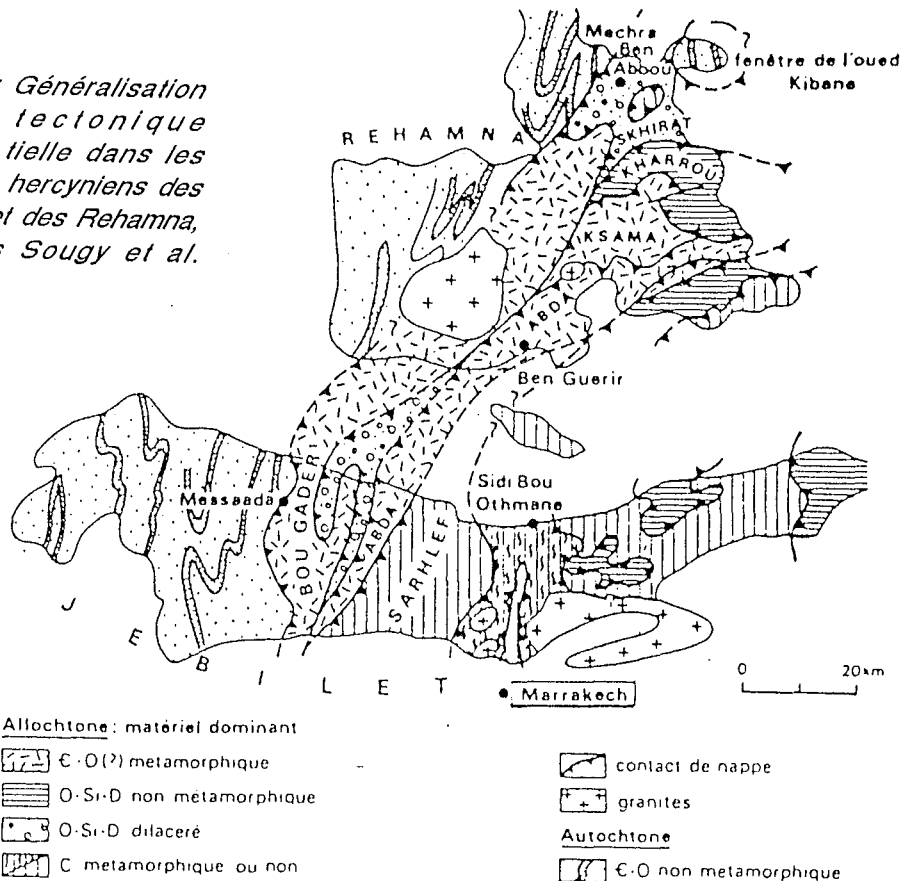
## II-1-3-COMPARAISON AVEC LE SEGMENT HERCYNIEN VOISIN DES JEBILET

Dans le **Massif de Jebilet** situé à trente kilomètres au Sud des Rehamna, le cadre structural est très comparable (Sougy *et al.*, 1978; Le Corre et Bouloton, 1987): les **Jebilet occidentales** comprennent, à l'Ouest, un domaine cambro-ordovicien modérément déformé (Môle côtier), mais passent vers l'Est

à un domaine complexe, équivalent des Rehamna Centraux (Fig.I.3 et II.3), où le Cambrien inférieur apparaît en anticlinal (**formation du Bou-Gader**). Plus à l'Est, les **Jebilet centrales**, constituées de terrains carbonifères (à l'Ouest, la **Formation de Rhira** ou **d'Abda**, séparée de la **Série du Sarhlef s.s.**, à l'Est, par un accident majeur (Aarab et al., 1987)) sont affectées, comme les Rehamna Orientaux, d'une déformation en climat épi- à mésozonal. A l'Est encore, on trouve la Série de **Kharrouba** du Viséen supérieur et les Jebilet orientales s.s. qui sont le domaine des nappes gravitaires (domaine occulté dans les Rehamna par les terrains secondaires).

Dans le secteur situé entre le Môle côtier et la partie orientale des Jebilet centrales, encore appelé "**zone centro-occidentale**", le plan de foliation est en moyenne subvertical et subméridien, portant une linéation à dominante Est-ouest, mais localement (Bou-Gader) il devient subhorizontal, avec une linéation subméridienne (Fig.II.4). Ces variations d'orientation de l'ellipsoïde de déformation sont considérées comme liées aux hétérogénéités rhéologiques induites par la montée de diapirs syntectoniques (Boulton et Le Corre, 1985; Fig.II.4D). De telles structures sont interprétées comme le résultat d'une déformation par combinaison chevauchement-décrochement, associant une compression régionale Est-Ouest et un mouvement "transcurrent" dextre entre le Môle côtier et les "Bassins carbonifères" (Lagarde et Michard, 1986; Le Corre et Boulton, 1987).

Fig.II.3: Généralisation de la tectonique tangentielle dans les massifs hercyniens des Jebilet et des Rehamna, d'après Sougy et al. (1978).



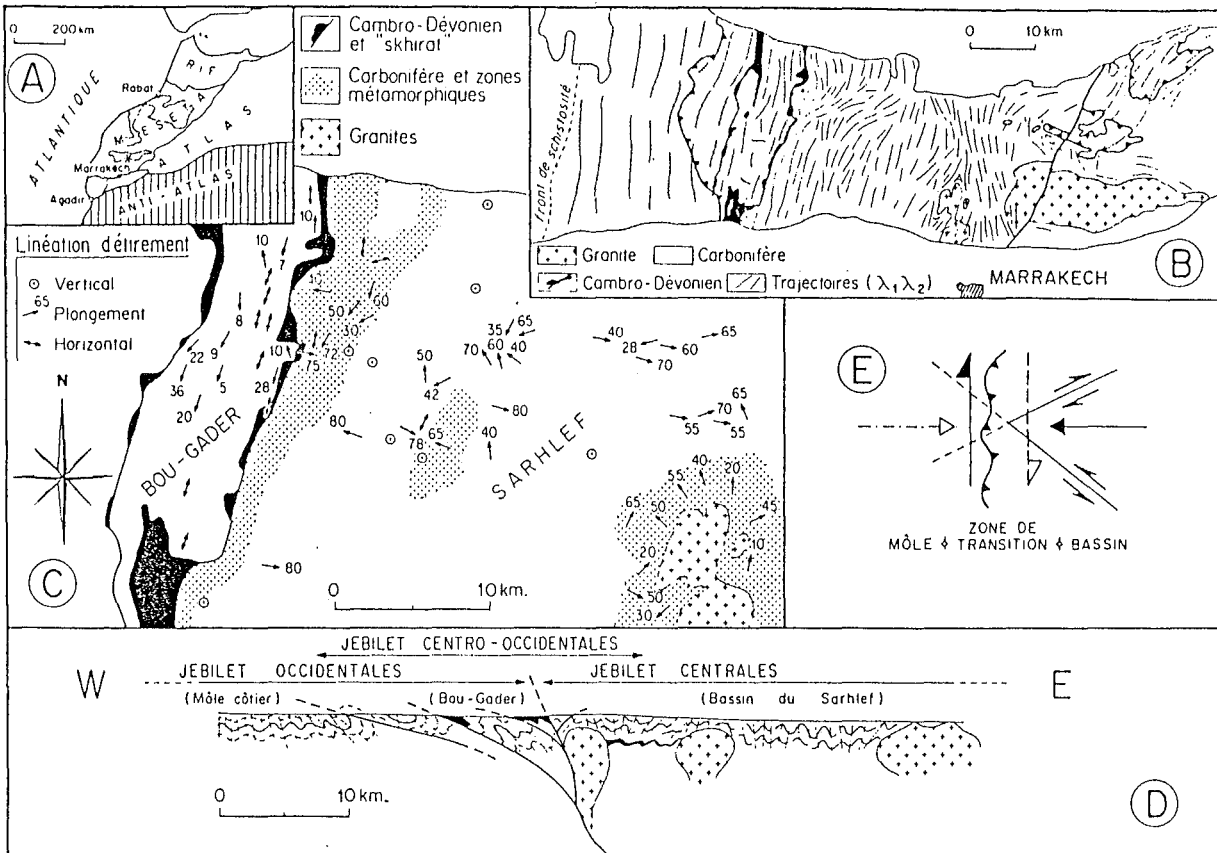


Fig.11.4: Les Jebilet centrales et occidentales, d'après Le Corre et Bouloton (1987). A-Situation dans le Maroc hercynien; B-Trajectoires du plan principal d'aplatissement ( $\lambda_1, \lambda_2$ ); C-Direction et plongement de la linéation d'étirement ( $\lambda_1$ ); D-Coupe schématique illustrant la «structure en fleur» de la zone centro-occidentale; E-Modèle structural en transpression associant un cisaillement transcurrent dextre N-S et une compression E-W. Notez l'intensité différente des effets (forte en trait gras, modérée en tireté) dans le môle occidental et dans le bassin oriental.

## II-2-CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE et STRUCTURAL

### II-2-1-LA ZONE DE SKHOUR: REHAMNA CENTRAUX

Nos observations proviennent essentiellement de cette partie sud des Rehamna, ou zone de Skhour. Là, et sauf à proximité des granites, les structures ont une distribution cartographique régulière, acquise au cours d'un épisode tectono-métamorphique le plus intense de la Meseta.

Les terrains paléozoïques des Rehamna Centraux (autour de la localité de Skhour) se distinguent du reste du massif par un métamorphisme et une déformation particulièrement intenses. Cependant, du point de vue stratigraphique, la base de ces terrains (sous le Dévonien de Kef El Mouneb) constitue une unité compréhensive depuis le Précambrien jusqu'au Silurien supérieur (Corsini et al., 1988). Elle serait l'équivalent, à l'Est de la Faille Médiane, de la partie est du Bloc Côtier Mésétien (Michard, 1969). Ceci rappelle la partie ouest de la zone centro-occidentale des Jebilet (Bou-Gader), où aucune discontinuité importante n'est observée dans les terrains déformés par la phase majeure synschisteuse (Bouloton et Le Corre, 1985).

La présence de conglomérats du Dévonien moyen en discordance stratigraphique sur le Paléozoïque inférieur (Kef El Mouneb au Sud de Skhour, Sekhi-

ra Es Slimane et Sidi Abdallah à une dizaine de km au Nord de ce village), est à rapporter selon Michard *et al.* (1982) au soulèvement calédonien localisé aux abords de la **Faïlle Médiane**. Rappelons que le jeu dextre de cet accident à cette époque est mis en relation, au Nord de la Meseta, avec l'ouverture du bassin de Sidi Bettache (Fig. I.7; Piqué, 1979). Cet accident recoupe selon NNE-SSW la frange orientale du Môle côtier et constitue ainsi la limite ouest de la zone de Skhour (Michard, 1969). Il correspond ici à un "couloir" de déformation d'environ cent mètres de large dont la trace cartographique bute au Sud contre le massif granitique de Sebte de Brikiine (voir Chap. III). Les formations concernées par ce décrochement présentent une schistosité, subverticale en moyenne, plan axial de plis serrés d'axes subhorizontaux de direction parallèle aux accidents (Fig. II.5). L'étirement horizontal très important associé au décrochement conduit au boudinage des niveaux compétents dans le plan de schistosité. Le jeu précoce dextre se poursuit tout au long de l'histoire géologique des Rehamna, mais c'est surtout à partir du Dévonien supérieur que cet accident constitue, au sein du Môle côtier, la limite ouest, aussi bien de la déformation ductile que du métamorphisme, et son histoire se poursuit lors de la mise en place du pluton de Sebte de Brikiine (Chapitre III). Dans la partie qui nous intéresse ici, ce couloir de déformation est limité par deux accidents principaux: la **Faïlle Médiane** proprement dite à l'Ouest, et la **faïlle de Draa El Bouir** à l'Est, limite ouest des conglomérats de Kef El Mouneb. C'est entre ces deux accidents que les plis d'axes horizontaux s'expriment avec le plus d'intensité. Vers l'Est, au delà de la zone de Skhour, c'est avec le système de failles de l'accident des Ouled Zednès que l'on passe aux Rehamna Orientaux.

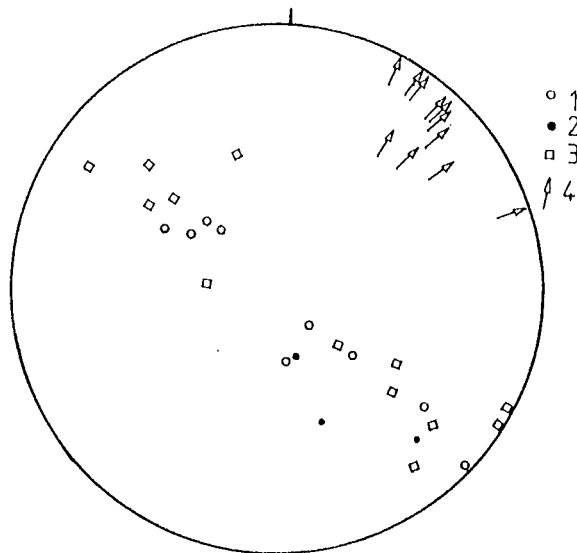


Fig. II.5-Faïlle Médiane: structures liées aux plis d'axes horizontaux. 1: S0; 2: S0-1; 3: S2; 4: linéation d'intersection et/ou d'étirement. Wulff Inférieur.

## II-2-2-LES REHAMNA ORIENTAUX

Ici, des terrains datés du Dévonien probable (formation des **Ouled Hassine**) sont surmontés, au Nord, en discordance tectonique, par le Cambro-silurien ("formations" de **Sidi Bou Oukfa**, de **Drioukat**, de **Demja**, d'**Allahia** et du **Goulibet El Mesrane**; Michard *et al.*, 1982; Raïs-Aïssa, 1983) et, au Sud, par les micaschistes de Lalla Tittaf d'âge Dinantien probable, appartenant à l'unité de Benguerir mise en place par chevauchement du SE vers le NW, avant l'Autunien (Cornée et Muller, 1981). Au coeur même du faisceau de failles des Ouled Zednès, on rapporte au Dévonien anté-Viséen (Jenny, 1974) les terrains dilacérés et injectés de filons de dacitoïde et de microgranite ("Formations" d'**El Broumi** et des **Ouled Zednès**).

**L'accident des Ouled Zednès**, ou limite Rehamna Centraux - Rehamna Orientaux, constitue avant tout, la limite "lithostratigraphique" orientale du Môle côtier. C'est aussi un domaine où la déformation est très intense: ductile dans la phase majeure synmétamorphe, puis fragile lors du rejeu de cet accident.

## II-3-LA DEFORMATION

### II-3-1-LA PHASE 1

Dans la région de Sidi Ali - Kef El Mouneb (Rehamna Centraux), la schistosité et surtout la linéation sont particulièrement prononcées (tectonites  $L \gg S$  avec  $X:Y$  allant de 2 à 10; Michard *et al.*, 1982) et augmentant vers le Sud avec le métamorphisme croissant. A la limite ouest, avant d'atteindre la Faille Médiane (accident de Draa El Bour), on observe que le plan de schistosité  $S_1$  horizontal se superpose au litage sédimentaire pour former un litage composite  $S_0,1$ . A l'Ouest de cet accident, on passe aux structures propres du couloir de déformation de la Faille Médiane, en climat peu métamorphique (schistes verts), à plis d'axes horizontaux et à schistosité subverticale. Au coeur des Rehamna Centraux, dans l'axe Sidi Ali - Skour, le plan de stratification est encore décelable le long de surfaces YZ (perpendiculaires à la linéation) dans les formations grossières: granoclassement et chenaux de la série détritique de Kef El Mouneb. Parallèlement à la linéation particulièrement intense, et aussi dans les pélites, la transposition des structures sédimentaires est totale. On peut alors observer des plis intrafoliaux dont les terminaisons en fourreau apparaissent dans les niveaux d'amphibolite associés aux micaschistes de la région de Sidi Ali. Tous les axes de ces plis sont subparallèles à la linéation générale  $N40^\circ E$  (Fig.II.6). Il s'agit d'une linéation d'allongement des agrégats cristallins (quartz et feldspath des méta-rhyolites et arkoses de Sidi Ali), et d'étirement et d'axe de zone des minéraux synclinématiques du métamorphisme mésozonal dans les micaschistes (staurotide et grenat soulignés par des ombres de pression; muscovite et biotite en zone autour de L). Les minéraux du métamorphisme (Gt et St) montrent des figures de croissance hélicitique typiques d'une déformation non-coaxiale (voir Hoepffner *in* Michard *et al.*, 1982; Lagarde et Michard, 1986) et indiquent un sens de cisaillement vers le Sud-Ouest.

Dans la zone de Skhour, le plan de schistosité évolue, du Nord au Sud, d'un pendage moyen vers l'Est jusqu'à des pendages subhorizontaux (Fig.II.7). Au Nord, dans le domaine faiblement métamorphique (épizone inférieure), la linéation  $N40^\circ E$  (Fig.II.6) est une linéation d'intersection  $S_0-S_1$  de plis déjetés vers l'Ouest. Ce n'est que lorsque la recristallisation métamorphique devient importante que l'on passe à une linéation minérale d'étirement, et aux tectonites de type "L": la schistosité de fracture-dissolution devient une véritable foliation.

Dans les conglomérats étirés de Kef El Mouneb, la linéation est marquée par l'allongement des cristaux de quartz: dans la matrice micaschisteuse, les porphyroclastes se présentent sous forme de rubans ( $X/Z > 10$ ;  $X/Y: 1$  à 2); dans les niveaux riches en quartz (matrice gréseuse ou galets de quartzite) ce minéral montre un habitus en mosaïque allongée selon X, les cristaux étant limités par des micas de recristallisation métamorphique et/ou par des oxydes. Dans les quartzites à grain fin, on observe des quartz en fuseau selon la linéation.

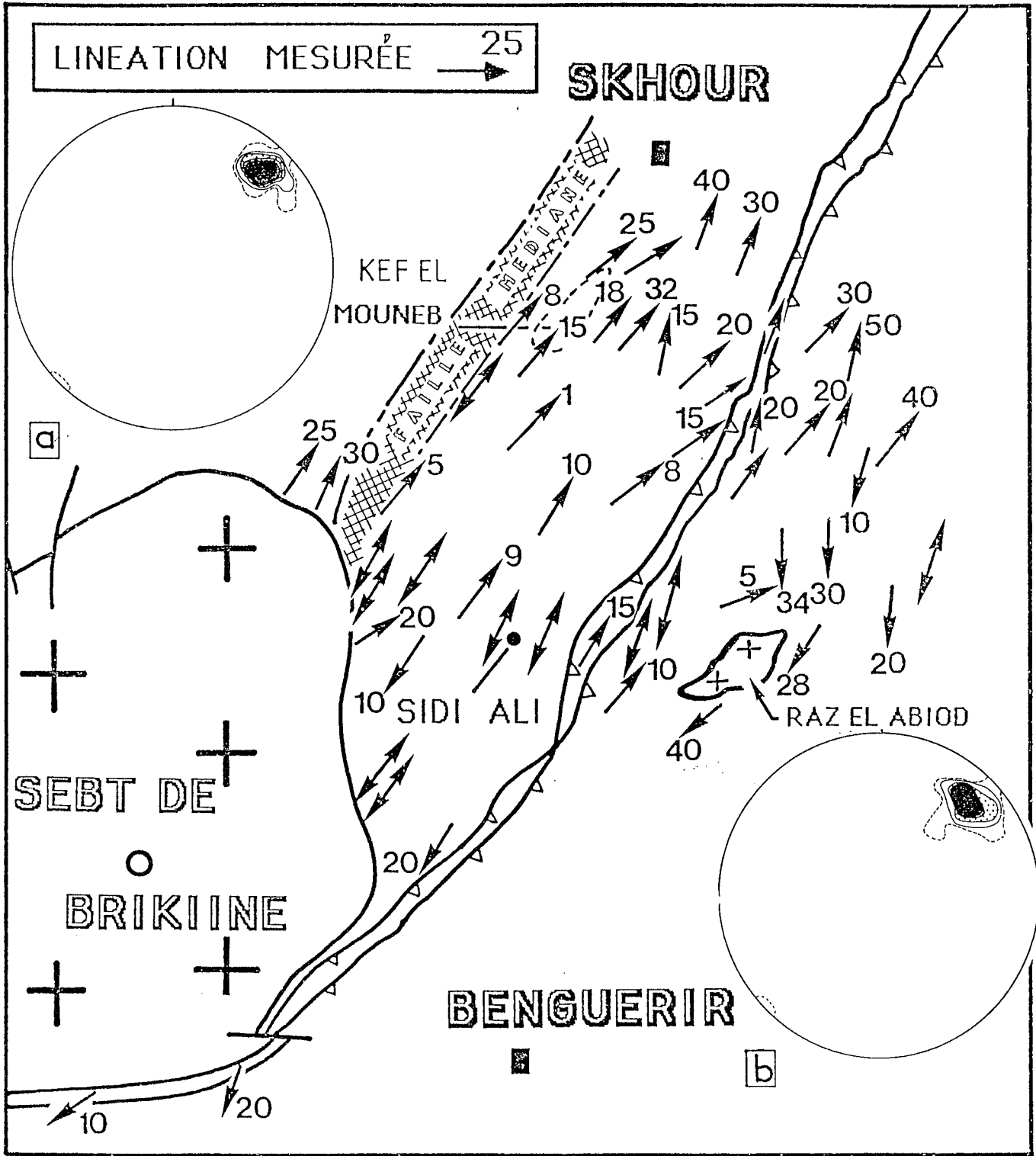


Fig.11.6-Carte des linéations d'étirement dans les Rehamna.  
a-stéréogramme des lignes dans les conglomérats du Kef El Mouneb.  
b-Stéréogramme des lignes dans le Cambro-ordovicien des Rehamna Centraux;

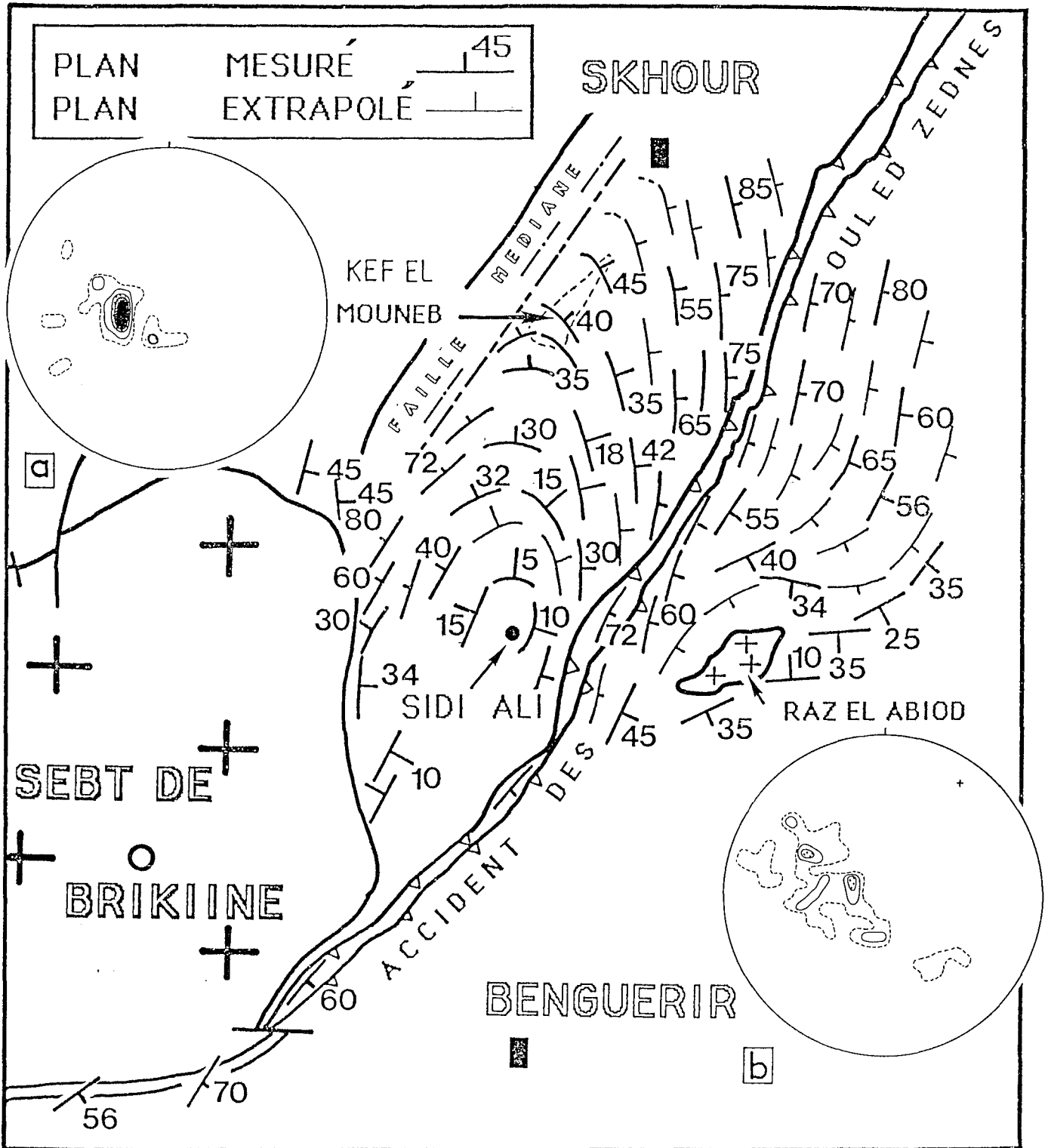


Fig.11.7-Carte des foliations dans les Rehamna. a-stéréogramme de S1 au Kef El Mouneb; b-stéréogramme de S1 à travers les Rehamna Centraux, montrant l'enroulement des plans autour d'un axe P2 orienté au NNE (croix).

Dans les grès/quartzite de Kef El Mouneb, nous avons étudié l'orientation préférentielle des axes [c] du quartz, dans le but de caractériser les systèmes de glissement de ce minéral sachant que, ici, on connaît la direction et même le sens du cisaillement général (§ II.3.4). Les diagrammes d'OP [c], montrent systématiquement des axes [c] répartis d'une part près de X, mais d'un seul côté du diagramme, et d'autre part proches de la perpendiculaire à ce premier maximum (Fig.II.8a). Des diagrammes tout à fait semblables ont été décrits dans des tectonites à quartz de haute température (Tubia et Bouchez, 1984; Bouchez *et al.*, 1985). Ils correspondent à l'activation des systèmes de glissement de direction [c] (axes [c] proches de la direction X) et aussi du glissement de plan basal (0001) et de direction <a> (axes [c] proches de la perpendiculaire à la direction X). Ce dernier est habituel dans le quartz à basse et à moyenne température. L'activation du système de direction [c] est aussi attesté par l'apparition de sous-joints basaux très difficile à mettre en évidence car masqués par les sous-joints prismatiques beaucoup plus fréquents. De faits, nous n'avons mis en évidence que quelques sous-joints basaux, ce qui est suffisant pour confirmer l'existence de glissement de direction [c].

La coexistence de deux systèmes de glissement pour le quartz rend difficile la lecture des diagrammes d'OP. Néanmoins, nous pouvons les interpréter comme le résultat de la superposition de deux sous-fabriques (Fig. II.8). Connaissant, par d'autres critères, le sens du cisaillement de la pile stratigraphique (voir infra), ce sens est compatible avec celui donné par l'asymétrie du diagramme pour l'activation des deux systèmes de glissement dans une déformation en cisaillement simple selon la direction X, en décomposant le diagramme en deux familles correspondant respectivement à chaque système de glissement (Fig.II.8.b et c).

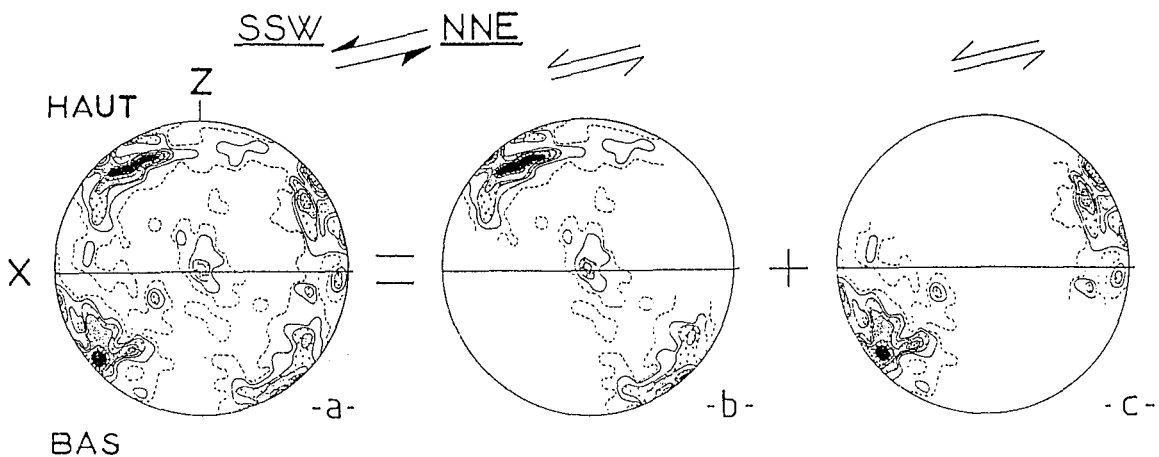


Fig.II.8.a-Diagramme d'OP[c] du quartz des grès de Kef el Mouneb; lame RE31a (200 mesures). La déformation cisailante à haute température conduit à l'apparition de deux systèmes de glissement: b-système à direction de glissement <a> proche de la linéation (X), et c-système à direction de glissement [c], proche de la linéation X. Contours: 1, 2, 3, 4, 5, 6%.



## II-3-2-LA PHASE 2

(i) Dans les Rehamna Centraux, et localement à Kef El Mouneb, la schistosité principale est reprise par des plans de cisaillement S/C indiquant un cisaillement vers l'Ouest (Lagarde et Michard, 1986). Ailleurs, cette schistosité est elle même déformée par un plan S2, de crénulation, fortement penté vers l'Est. En s'approchant de l'accident des Ouled Zednès l'empreinte de cette crénulation s'accroît.

Concernant cette schistosité S2, on distingue le coeur du domaine, où elle est plan axial vertical d'ondulations à grand rayon de courbure coaxiales des plis P1, de la schistosité directement associée à l'accident des Ouled Zednès. En effet, dans les niveaux péliitiques fins qui bordent à l'Est les Rehamna Centraux, et dans les formations pincées dans les failles de l'accident majeur, la déformation 2 correspond à l'apparition de plis en genoux, qui forment des fuseaux métriques (Ouled Abdallah, au Nord de la piste des Ouled Hassine). Plus à l'Est (près de Kam Koum), cette déformation augmente, ce qui conduit à l'apparition d'un litage tectonique. Les plis associés à ce litage ont des axes fortement pentés vers le Sud (50°), sont asymétriques, expression d'une déformation cisailante de sens dextre, selon la direction NNE-SSW.

(ii) Dans les Rehamna Orientaux (formation des Ouled Hassine), l'empreinte de la déformation 2 augmente en direction de la zone de Skhour. D'abord matérialisée par une schistosité de crénulation, elle devient schistosité de flux dans les niveaux péliitiques près de l'accident des Ouled Zednès. Ici encore, les axes de plis 2 sont fortement plongeants dans le plan S2. Ce plan, moyennement à fortement penté vers l'Est, peut localement devenir subhorizontal (près de l'accident des Ouled Zednès). L'asymétrie des plis, la fibrosité du quartz sur les objets tectoniques tels les boudins perpendiculaires à L, soulignent, ici encore, le sens dextre du cisaillement porté par les plans pentés à l'Est.

Des cisaillements apparaissent après la phase 2, responsables de la dispersion des axes P2. Pour Piqué et al. (1982), ces cisaillements expriment le chevauchement vers l'Ouest du domaine oriental. Tardifs, ils décalent les isogrades du métamorphisme, d'où les brusques variations observés (Michard et al., 1982; Fig. II.2) dans l'accident des Ouled Zednès le long de plans à mouvement inverse.

## II-3-3-COMPARAISON STRUCTURALE ENTRE REHAMNA CENTRAUX ET ORIENTAUX

Selon Michard et al. (1982) puis Lagarde et Michard (1986), le plan principal de déformation dans les Rehamna Centraux est une schistosité acquise lors d'une phase majeure 2 d'intensité croissante à partir des Rehamna Orientaux. Ces auteurs considèrent en effet que le S2 qui apparaît dans les Rehamna Orientaux près de l'accident des Ouled Zednès, se superpose, dans les Rehamna Centraux, au plan S1 et définit ainsi une schistosité composite S1-2, en climat mésozoal.

En accord avec Corsini (1988), nous pensons que le plan structural des Rehamna Centraux correspond à une seule et même phase de déformation ductile, et qu'il n'y a pas lieu d'étendre aux Rehamna Centraux une déformation confinée à l'accident des Ouled Zednès. Ce qui différencie principalement les domaines situés de part et d'autre des Ouled Zednès est la disparition de la linéation synmétamorphe dans les Rehamna Orientaux. Au contraire, celle-ci constitue le trait le plus remarquable du domaine central. A partir de là, on la suit vers l'Est jusque dans les formations pincées dans l'accident des Ouled Zednès; on la retrouve dans le domaine

oriental, peu marquée sur le plan de schistosité, délicate à déceler; il s'agit souvent d'une fibrosité visible sur les feuillettes des micaschistes; son orientation reste proche de celle mesurée dans le domaine central, autour de 40°. Ainsi, vers l'Est, à partir de l'accident majeur, la déformation passe d'un type constrictif, à un type plano-linéaire. Mais, la linéation NNE-SSW reste constante et constitue le trait dominant de la déformation à l'état solide des leucogranites de Sidi Bahilil et de Raz El Abiod dans les Rehamna Orientaux (Lagarde, 1987).

### II-3-4-CINEMATIQUE DE LA DÉFORMATION 1

Ces tectonites "L" des Rehamna Centraux sont typiques de roches déformées en régime proche du cisaillement simple. Elles ressemblent aux tectonites du chevauchement de l'Himalaya (Pécher, 1978; Brunel, 1983) ou de la pile métamorphique du Massif central français dans le Limousin (Floc'h, 1983). Presque partout, il est possible de déterminer le sens du cisaillement, parallèlement à la linéation. Il est clairement exprimé par la rotation des inclusions dans les porphyroblastes de grenat et de staurotide, et par l'asymétrie des ombres de pression derrière ces mêmes minéraux. Ce sens est tel que le haut de la série va vers le Sud (Fig.II. 9). Quelques observations donnant un sens contraire proviennent de l'examen de la rotation d'éléments sub-sphériques du conglomérat de Kef El Mouneb.

Si cette pile est considérée comme cisailante-décrochante (Lagarde et Michard, 1987), le cisaillement est dextre en raison du pendage moyen vers l'Est du plan de foliation au Nord et à l'Est de la zone de Skhour. Considérée comme une pile cisailante, le sens est tel que le haut va vers le Sud. C'est ce que confirment les données recueillies au Sud du domaine: en effet, sur une surface de 20 Km<sup>2</sup> autour de Sidi Ali, les foliations synmétamorphes sont subhorizontales (Fig.II.7), tandis que les linéations gardent leur direction NNE (Fig.II.6). De plus, dans ce domaine à foliation plate, et sur une coupe E-W allant du granite de Sebt de Brikiine à l'accident des Ouled Zednès (Fig.II.7) on observe que le plan de foliation passe progressivement d'un pendage fort à moyen vers l'W, à un pendage subhorizontal (5° vers le Nord à Sidi Ali), avant de pendre vers l'Est, à l'Est.

Ainsi, au Sud des Rehamna Centraux, les foliations s'enroulent régulièrement autour d'un axe NNE conduisant à une forme anticlinale à bords raides. On pense que cette forme gaufrée est acquise après la structuration majeure du domaine central, c'est à dire au cours du plissement P2. En effet, sur le rebord oriental de cet anticlinal, dans l'accident des Ouled Zednès et dans tout le domaine à fort pendage vers l'Est, le sens de cisaillement est dextre. Du côté occidental de la zone de Skhour par contre, domaine où les plans sont pentés vers l'Ouest, le sens de cisaillement est senestre. Ce sens senestre a été interprété (Lagarde et Michard, 1986) comme le résultat d'une déformation tardive par rapport au métamorphisme régional, liée à la mise en place du batholite de Sebt de Brikiine. Au contraire, notre interprétation replace cette déformation au cours de la phase majeure synmétamorphe. Ceci est d'autant plus justifié que la mise en place du granite dont il est question est post-métamorphe (au sens métamorphisme régional), possédant sa propre auréole de métamorphisme de contact. Ainsi, l'ensemble des observations indique, une fois la structure anticlinale dépliée, un sens homogène tel que le haut de la série est cisailé vers le SE parallèlement à la linéation régionale moyenne selon N40° (Fig.II.8 et 9).

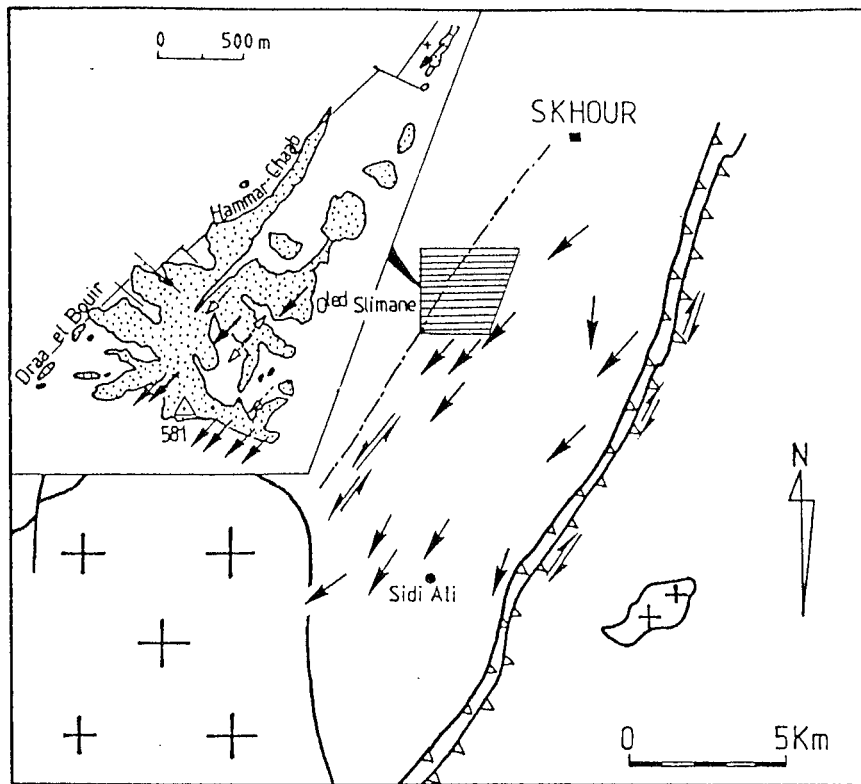


Fig.11.9: Cinématique de la déformation: carte des sens de cisaillement selon L, déduits des rotations des minéraux de métamorphisme. Flèches simples: plans faiblement pentés, sens de la partie supérieure; flèches doubles: plans fortement pentés, sens du cisaillement.

#### II-4-DISCUSSION

Pour Lagarde et Michard (1986), les structures observées de part et d'autre de l'accident des Ouled Zednès correspondent à la transformation d'un chevauchement vers l'Ouest des Rehamna Orientaux en décrochement ductile dextre, à la limite orientale du Môle côtier. Ce modèle de rampe est incompatible avec le pendage faible à horizontal du plan de foliation dans les Rehamna Centraux: dans le domaine ductile qui concerne cette déformation, cette transformation d'une compression E-W en cisaillement dextre NNE-SSW ne peut avoir lieu que si tous les plans présentent un pendage vers l'Est.

Le chevauchement vers l'Ouest constitue cependant un phénomène tectonique important apparu tardivement par rapport au métamorphisme mésozoïque. En effet, la partie supérieure de Kef el Mouneb est un témoin de plus fort degré (St+Di) que son soubassement conglomératique (Bi+Gt), et les minéraux du pic du métamorphisme sont tardifs (St) voire postérieurs (Di) à la déformation constrictive de phase 1. Ainsi, nous observons là un métamorphisme "inverse" (voir infra) limité aux niveaux les plus élevés de la série, alors qu'au sein des Rehamna Centraux, les niveaux les plus métamorphiques (Gt+St+Bi) sont aussi les plus profonds et les plus anciens (Cambrien moyen du Sud). Les seules formations de degré équivalent apparaissent dans l'accident des Ouled Zednès, où elles côtoient les roches des Rehamna Centraux de degré plus faible, le long de chevauchements tardifs soulignés par le décalage cartographique des isogrades (Fig.11.2). Ces inversions locales et brutales du métamorphisme, peut-être plus tardives dans l'accident majeur (failles inverses), qu'à Kef El Mouneb, sont considérées comme le résultat du chevauchement du domaine oriental sur la zone de Skhour toute entière, et dont le Kef El Mouneb constituerait le seul témoin, par son métamorphisme particulier.

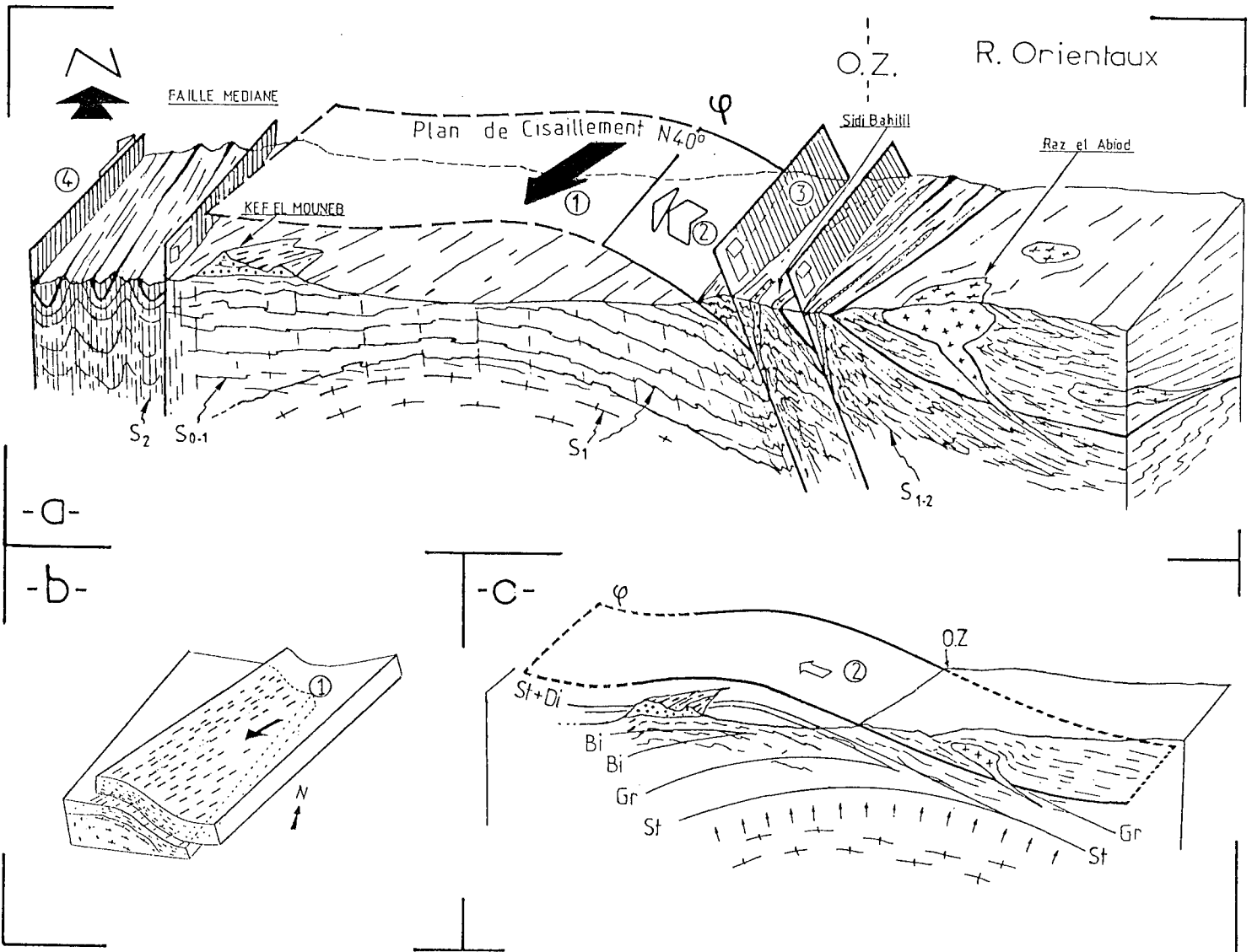


Fig. 11. 10-Schémas structuraux des Rehamna Centraux et Orientaux. a-Etat actuel; 1-cisaillement N40°; 2-Chevauchement vers l'Ouest; 3-Accidents inverses tardifs de l'accident des Ouled Zednès; 4-Zone cisailante dextre de la Faille Médiane; b-Schéma cinématique de la phase cisailante 1 en marge orientale du Môle côtier; c-Interprétation par redoublement en phase 2 de la place des isogrades du métamorphisme mésozonal (Bi: biotite; Gr: grenat; St:staurotide; Di: disthène) dans les Rehamna, avant la tectonique de bombement des Rehamna Centraux et de cisaillement inverse des Ouled Zednès.

En accord avec Michard *et al.* (1982) pour la cinématique de la phase majeure 1 ("flux de matière" selon la direction NNE-SSW durant le métamorphisme mésozonal), et Corsini (1987) pour la succession des événements de la zone de Skhour, nous considérons que cette dernière constitue, en marge du Môle côtier, un domaine en cisaillement plat vers le SE (Fig.II.10). Ceci conduit à envisager pour cette partie méridionale des Rehamna, un chevauchement oblique par rapport à la limite actuelle des blocs crustaux (accident des Ouled Zednès) (Fig.II.10c).

Les variations brutales des taux de déformation, l'évolution du métamorphisme dans l'accident des Ouled Zednès et le chevauchement tardif supposé dont est l'objet le conglomérat de Kef El Mouneb, laissent penser que ce chevauchement des Rehamna Orientaux sur le Môle côtier a intéressé une large bande de terrain aujourd'hui disparue. Les structures de ce domaine occulté constituaient, pour la phase majeure, une transition entre les tectonites linéaires (Rehamna Centraux) et plano-linéaires (Rehamna Orientaux) des domaines aujourd'hui juxtaposés.

On privilégie ainsi la succession dans le temps de plusieurs phases de déformation à directions différentes: 1-déformation ductile en cisaillement plat vers le SW, contemporaine du début du métamorphisme mésozonal; la base des terrains des Rehamna Centraux montre des minéraux de haut degré de métamorphisme (Grenat, Staurolite) eux-mêmes déformés; 2-serrage Est-Ouest entraînant le chevauchement vers l'Ouest du domaine oriental, et se terminant par le bombement de la zone de Skhour (P2). Le premier épisode est commun aux Rehamna Centraux et Orientaux. Son intensité semble maximale dans le compartiment chevauché depuis les niveaux stratigraphiquement les plus bas et aussi les terrains les plus métamorphiques (Sud des Rehamna Centraux), jusqu'au plan de chevauchement principal enraciné dans l'accident des Ouled Zednès (Fig.II.10). Les chevauchements vers l'Ouest sont associés au pic du métamorphisme de la partie supérieure de la pile. Ils correspondent aux rejeux cisailants S1-2 du domaine oriental, et aux plans S/C des conglomérats de Kef El Mouneb. Cette compression Est-Ouest tardive déplace les isogrades et surimpose par translation de phase 2, à la partie supérieure des Rehamna Centraux une paragenèse du pic de métamorphisme de la phase 1.

Le serrage Est-Ouest se termine dans les Rehamna Centraux par la vossure anticlinale d'axe N-S du plan S1. Cet anticlinal cône montre une charnière ample au Sud du domaine, et resserrée au Nord contre la Faille Médiane: seul son flanc oriental est préservé, et c'est pourquoi les foliations sont pratiquement toujours pentées vers l'Est. Cette déformation ample est comparable à celle qui, plus à l'Ouest, déforme les séries paléozoïques des Rehamna occidentaux. C'est la phase de serrage généralisée Est-Ouest de la Meseta de Michard *et al.* (1976).

L'équivalent de la zone de Skhour dans les Jebilet ("zone centro-occidentale") (Fig.II.3) montre un cadre structural tout à fait comparable, avec une linéation d'étirement subméridienne (Fig.II.4) portée par un plan en moyenne faiblement penté, et qui moule lui aussi une forme anticlinale. Les plis hectométriques à vergence ouest évoquent l'existence de nappes sans qu'une telle interprétation puisse être avancée avec certitude (Bouloton et Le Corre, 1985). Dans la zone du Sarhlef s.l., équivalent des Rehamna Orientaux, le plan de schistosité est toujours moyennement penté vers l'Est. Là, la linéation est plus difficile à définir qu'à l'Ouest, mal réglée en direction (Fig.II.4). Il est difficile d'attribuer à la limite entre les deux domaines (Bou-Gader et Sarhlef) une valeur identique à l'accident des Ouled Zednès, dans la mesure où cette limite litho-structurale n'est pas clairement reconnue. Huvelin (1975-77) considère la succession des "formations" de Bou-Gader, Skhirat, Sarhlef, comme l'empilement d'"unités" déversées vers l'Ouest, sans bouleversement évident de l'ordre stratigraphique (Cambrien du Bou-Gader, à l'Ouest sous les formations de

l'Ordovicien-Dévonien, puis du Viséen-Namurien du Sarhlef, à l'Est). Le Corre et Bouloton (1987) interprètent cette zone de transition des Jebilet, à partir des structures à la fois subméridiennes à l'Ouest et chevauchantes à l'Est, comme l'une des branches d'une "structure en fleur" associée à une zone cisailante-décrochante. Les chevauchements E-W ne seraient dans ce schéma qu'une conséquence localisée du mouvement décrochant dextre de phase 1. Dans cette interprétation, notre phase majeure chevauchante NE-SW ne serait pas reconnue dans les Jebilet.

## II-5-METAMORPHISME ET EXISTENCE D'UNE NAPPE DE SOCLE (en collaboration avec M. GUIRAUD)

Dans les Rehamna Centraux et Orientaux, la cartographie des isogrades (Michard *et al.*, 1982) montre que le métamorphisme augmente vers le Sud. Dans la zone de Skhour, les isogrades sont très serrés et faiblement pentés, la pile métamorphique au dessus du "socle" (Sidi Ali) ne dépassant probablement pas quelques centaines de mètres. Au Nord de Skhour, le métamorphisme est anchizonal (illite + phengite). A partir de Skhour vers le Sud, les isogrades successifs sont: chlorite, biotite, grenat, staurotide et localement disthène. En se dirigeant vers les Rehamna Orientaux, la région de Barourh correspond à la zone de plus haut degré métamorphique. Les micashistes contiennent alors quartz + muscovite + staurotide + disthène + biotite + ilménite (Fig.II.11a et Table). On trouve aussi du grenat mais dans des lits à grenat + biotite seulement. Les paragénèses précédentes sont considérées comme la signature du pic de métamorphisme. Les roches contiennent également de la chlorite tardive.

Dans la région de Kef El Mouneb, on observe dans les pélites de la base, l'assemblage à quartz + phengite + chlorite + biotite + grenat + ilménite (Table). Dans les conglomérats du sommet de Kef El Mouneb, soit environ 50 mètres plus haut, on observe l'assemblage à quartz + phengite + staurotide + grenat + disthène + chlorite + titano-magnétite (Table). Le disthène est presque toujours associé à la chlorite (Fig.II.11b). Le grenat n'est pas présent dans toutes les lames, mais l'assemblage à grenat + staurotide + disthène + chlorite est extrêmement répandu et pose un problème car toutes les phases sont à l'équilibre et forment une paragénèse. Le grenat est alors très riche en MnO. C'est la cas aussi, mais à un moindre degré, du staurotide et de la chlorite (Table). Ces données sont similaires à celles d'Albee (1972) pour la répartition de Fe, Mg et Mn dans les minéraux des roches pélitiques. La présence de cette paragénèse à quatre phases est attribuée à l'existence de MnO en tant que constituant indépendant.

### II-5-1-ANALYSE PÉTROGÉNÉTIQUE ET RELATION DE PHASES

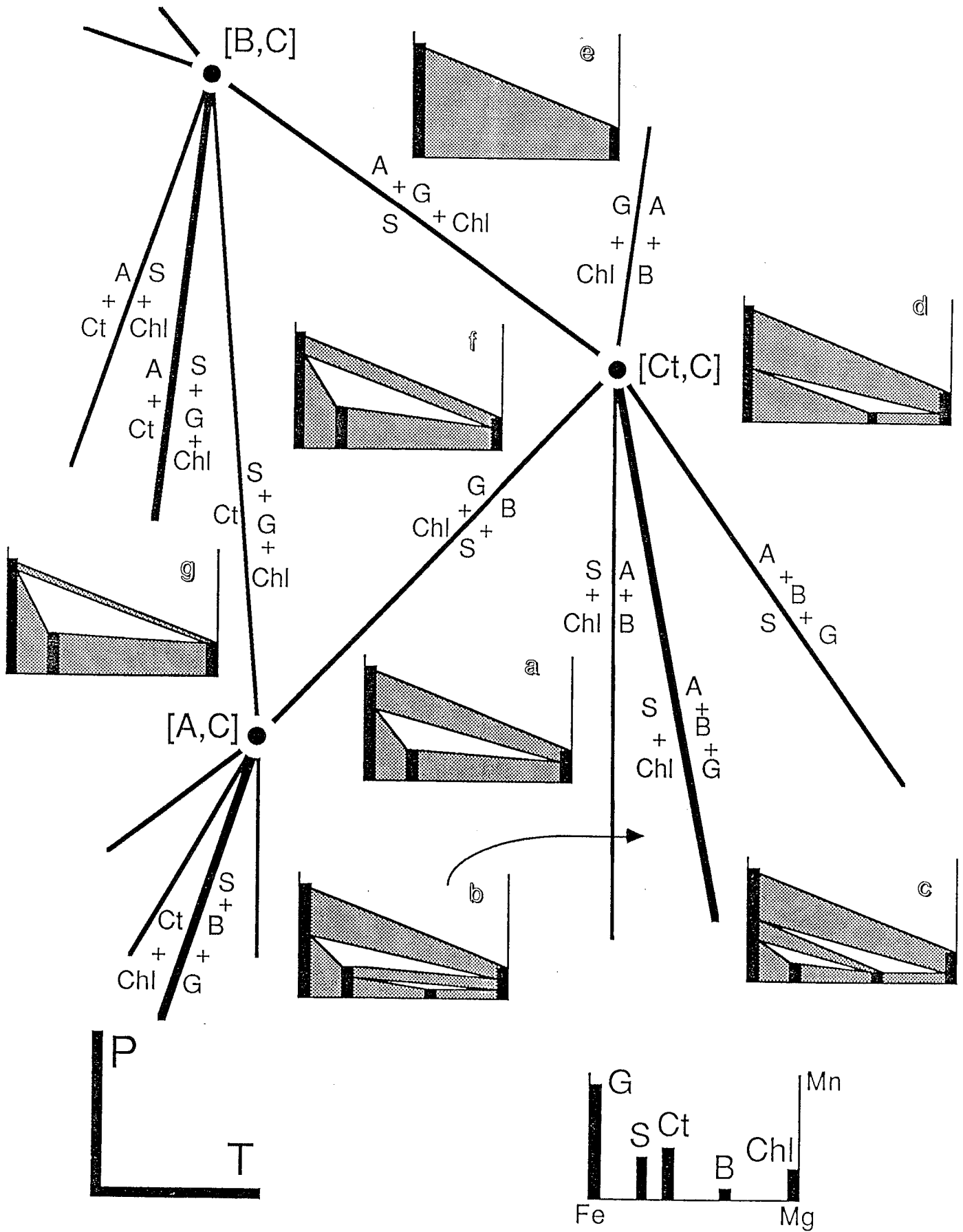
On se référera à la grille pétrogénétique établie pour le système KFMASH ( $K_2O$   $FeO$   $MgO$   $Al_2O_3$   $SiO_2$   $H_2O$ ) par Harte & Hudson (1979) (Fig.II.11). La paragénèse comprenant disthène + staurotide + biotite est limitée à basse température par la réaction  $S+Chl=A+B$  et à haute température par  $S=A+B+G$ . Les diagrammes de type T-XFe, où  $XFe=Fe/(Fe+Mg)$  (Thompson, 1976), montrent que la paragénèse à grenat + biotite est compatible avec ces conditions. Ainsi, les assemblages des Rehamna Orientaux peuvent s'interpréter comme dérivant du métamorphisme de deux types de roches:

1-soit riches en Mg dont les conditions du pic du métamorphisme correspondent à l'assemblage staurotide + disthène + biotite, et;

2-soit riches en Fe dont les conditions du pic du métamorphisme correspondent à l'assemblage grenat + biotite.

Pour les conglomérats de Kef El Mouneb (Rehamna Centraux), on considère que MnO stabilise les minéraux de la paragénèse, et pour étudier les relations de phases on a dérivé une grille pétrogénétique pour le système KFMMnASH à partir de la grille pour le système KFMASH de Harte & Hudson (1979). A partir des données de microsonde et des travaux d'Albee (1972), on admet que MnO se concentre dans les minéraux dans l'ordre suivant: grenat >> chloritoïde >= staurotide >= chlorite >= biotite >= disthène. Ainsi, les réactions impliquant le grenat et à un moindre degré le chloritoïde et le staurotide sont déplacées dans l'espace PT de façon à stabiliser les assemblages à grenat, chloritoïde et staurotide. En d'autres termes, les réactions sans grenat, et à un moindre degré sans chloritoïde et sans staurotide, sont insensibles à l'effet du MnO et indiquent les directions du déplacement dans l'espace PT des points invariants dans le système KFMASH. Si MnO est considéré comme un constituant indépendant, ces directions correspondent à des réactions univariantes du système KFMMnASH. La grille pétrogénétique pour le système KFMMnASH autour des points invariants du système KFMASH [Biotite, Cordiérite], [Chloritoïde, Chlorite] et [Aluminosilicate, Cordiérite] est donnée en figure II.11. Les diagrammes de compatibilité ont été obtenus en projetant le diagramme AFM dans l'espace Fe-Mg-Mn à partir du disthène considéré en excès. La paragénèse à grenat + disthène + staurotide + chlorite correspond aux diagrammes 11a, b, f et g. Elle est limitée à basse température par la réaction KFMMnASH:  $A+Ct = S+G+Chl$ , et à haute température par:  $S+Chl=A+B+G$ ; à haute pression elle est limitée par la réaction KFMASH:  $S=A+G+Chl$  et à basse pression par la limite de stabilité du disthène. Le disthène étant considéré en excès dans ces roches, les conglomérats de Kef El Mouneb ne "voient" aucune des réactions sans aluminosilicate, c'est à dire que les réactions situées autour du point invariant [Aluminosilicate, Cordiérite] n'ont pas d'effet sur les assemblages à disthène. Le domaine de stabilité de la paragénèse à grenat + disthène + staurotide + chlorite n'est donc régi que par deux réactions continues dans le système KFMMnASH, soit  $S=A+G+Chl$  et  $S+Chl=A+B$ ; la dernière de ces réactions n'est présente que dans la partie haute température du domaine de stabilité de la paragénèse considérée. A cause de la pente négative dans le système KFMASH de la réaction continue  $S=A+G+Chl$ , une augmentation de température et/ou de pression entraîne la déstabilisation du staurotide au profit de l'assemblage grenat + disthène + chlorite. Ceci permet d'expliquer les textures observées où ces trois minéraux sont à l'équilibre (photo 1, planche I) ainsi que la zonation du grenat (Table). De même la déstabilisation de la chlorite pourrait refléter la réaction continue  $S+Chl=A+B$ . D'autres causes que la présence de MnO peuvent également influencer la géométrie de la grille pétrogénétique. Ainsi, dans le staurotide, ZnO est présent en quantité significative alors qu'il est négligeable dans les autres minéraux (Table). Son effet sera d'augmenter le champ de stabilité du staurotide, vers les hautes et les basses températures. La titano-magnétite et donc Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> peut aussi faire varier le champ de stabilité du staurotide, du disthène et du grenat (Ganguly, 1968). Ainsi, il est difficile de préciser les conditions PT atteintes dans les conglomérats de Kef El Mouneb. Toutefois, dans les pélites de la base, où le grenat est peu calcique et peu manganésifère (Table), une bonne estimation des températures est donnée par le géothermomètre biotite-grenat (Ferry & Spear, 1978) entre 410°C et 480°C.

*Fig. II. 11-Grille pétrogénétique et diagrammes de compatibilité pour le système KFMMnASH. La grille est construite en considérant quartz, muscovite et H<sub>2</sub>O en excès; les diagrammes de compatibilité sont projetés à partir de disthène, quartz, muscovite et H<sub>2</sub>O. Réactions KFMMnASH en traits épais; réactions KFMASH (Harte et Hudson, 1979) en traits fins. Abréviations identiques au texte: G: grenat; S: staurotite; Ct: chloritoïde; B: biotite; Chl: chlorite; A: aluminosilicate. Note: les diagrammes g, f et a rendent compte de l'évolution de la paragénèse à grenat + staurotide + chlorite au cours d'une augmentation de température.*





Ainsi, malgré les effets possibles de ZnO et/ou de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, on considère que les conglomérats de Kef El Mouneb sont de plus haute température que les pélites sous-jacentes. La température maximum pouvant être atteinte est celle de la réaction KFMMnASH: S+Chl = A+B+G qui se trouve dans le domaine PT du pic du métamorphisme des Rehamna Orientaux. Comme ce métamorphisme, associé à une intense déformation, n'intéresse que quelques dizaines de mètres d'épaisseur, et qu'aucun accident ne met en doute son caractère autochtone, la partie supérieure de Kef El Mouneb peut s'interpréter comme le résultat d'un métamorphisme inverse dû au chevauchement d'une nappe chaude, actuellement représentée par les Rehamna Orientaux. La limite cartographique entre Rehamna Orientaux et Centraux où est atteint le maximum du métamorphisme, l'accident des Ouled Zednès, constitue ainsi la racine de cette nappe, reprise par une tectonique post-métamorphe.

## II-5-2-RELATIONS CRISTALLISATION-DEFORMATION

Sur la base des relations entre cristallisation et déformation, on peut opposer les Rehamna Orientaux et la partie sud des Rehamna Centraux d'une part, au massif de Kef El Mouneb, d'autre part.

Dans le premier domaine, la foliation à biotite-muscovite est scellée par le disthène; en ce qui concerne le staurotide, sa cristallisation est tardive (les cristaux parfois de centimétriques présentent des contours nets), mais certains indices de cristallisation syntectoniques peuvent exister (rotation d'inclusions internes parallèlement à l'allongement des prismes; Photo 3, Pl.I). Le grenat est le plus souvent tardi- à post-tectonique (limites des faces nettes, pas de trace de rotation dans le cristal).

Dans les conglomérats de Kef El Mouneb, le staurotide et le grenat sont syntectoniques tandis que l'association à chlorite-disthène est syn- à post-tectonique (Photo 1, Pl.I). Dans les pélites de base de Kef El Mouneb, le staurotide, le grenat (à inclusions hélicitiques) et la biotite sont syntectoniques. Certaines textures montrent qu'une génération de biotite est anté-déformation (Photo 3, Pl.I).

Enfin, le disthène se présente aussi en amas centimétriques associés à du quartz tardif, à la fois à la partie supérieure de Kef El Mouneb et dans l'accident des Ouled Zednès (Barourh, Sidi Salah).

Ces observations au Kef El Mouneb sont importantes car elles impliquent l'existence d'une deuxième déformation à sa partie supérieure contemporaine du métamorphisme des Rehamna Orientaux. La présence de critères anté-, syn-, post- dans ce secteur est en effet apparemment incompatible avec un métamorphisme lié à la mise en place d'une nappe car le modèle de Thompson & England (1984) établi pour un cisaillement à l'échelle de la croûte montre que le pic du métamorphisme suit la déformation et, au Kef El Mouneb, l'amplitude du chevauchement et l'intensité du métamorphisme sont beaucoup plus faibles et, à fortiori, la cristallisation des minéraux du pic du métamorphisme (Di,St) doit être postérieure à la déformation. Cela implique que les minéraux du pic du métamorphisme au Kef El Mouneb se surimposent à la paragenèse des Rehamna Centraux liée au cisaillement N40°. En conséquence, les minéraux du pic du métamorphisme au Kef El Mouneb débutent leur cristallisation à la fin du cisaillement et la phénoblastèse mésozoïque apparaît tardive.

## II-6-CONCLUSION

L'étude structurale nous a conduit à admettre que deux "épisodes" successifs de déformation sont responsables de l'état actuel, et non pas une combinaison de deux régimes de déformation au cours d'un même épisode. La linéation de direction N35-40° omniprésente dans les Rehamna Centraux, et définie avec cette même direction dans les Rehamna Orientaux est la direction de transport liée à un cisaillement crustal. Dans le plan de cisaillement (accident verticalisé des Ouled Zednès), et dans le domaine en "nappe" (Rehamna orientaux), les leucogranites sont à la fois un reflet du gradient régnant en profondeur ainsi qu'une source de chaleur comme le suggère leur métamorphisme de contact. Pour Michard *et al.* (1982) la cristallisation du disthène qui implique une surcharge nécessaire d'une vingtaine de Km difficilement acceptable dans le contexte régional. Si le doute demeure quant à l'épaississement réel engendré par la tectonique cisailante NE-SW, puis chevauchante Est-Ouest, il n'en demeure pas moins que l'augmentation de pression liée à un épaississement crustal a sans doute joué un rôle important à l'origine des magmas granitiques.

D'un point de vue mécanique, il faut noter que la direction de transport change drastiquement pendant le laps de temps certainement court qu'est le métamorphisme. Au stade actuel, le détail des mouvements n'est pas défini avec précision, mais il convient de minimiser la part de la déformation imputable au serrage E-W, en regard du cisaillement horizontal qui le précède. A l'échelle du Maroc, l'accident des Ouled Zednès et probablement l'ensemble de la zone de cisaillement en marge du Môle côtier peut s'interpréter comme un décrochevement dont les composantes en décrochement et chevauchement varient au cours du temps. Ceci renforce l'idée du rôle majeur de cette zone de cisaillement comme frontière entre les différents blocs hercyniens.

	RE39A G 1(c)	RE39A G 1(p)	A15 G 2(c)	A15 G 2(p)		RE33 S 1	RE49B S 1	A11 S 3	RE49B Ky 1	A11 Ky 3	A11 Il 3	RE39A Mt 1
SiO2	36.80	36.90	37.33	37.72	SiO2	28.26	28.61	28.08	37.11	37.08	0.25	0.19
TiO2	0.13	0.15	0.10	0.03	TiO2	0.42	0.65	0.56	0.01	0.01	64.38	13.14
Al2O3	20.55	20.30	21.15	21.42	Al2O3	52.94	54.44	54.79	61.93	62.42	0.17	0.20
Cr2O3	0.00	0.01	0.07	0.13	Cr2O3	0.05	0.03	0.11	0.00	0.02	0.01	0.14
FeO	14.38	15.79	32.08	36.79	Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.43	0.16	0.00	38.49
MnO	23.17	21.25	5.98	1.15	FeO	10.72	11.24	11.65	0.00	0.00	23.03	41.54
MgO	1.45	1.57	1.24	1.82	MnO	1.29	0.95	0.25	0.07	0.06	1.33	0.02
CaO	2.50	2.49	3.09	2.57	MgO	1.57	1.04	1.97	0.00	0.01	0.00	0.00
					ZnO	1.06	1.86	0.20	0.00	0.00	1.40	0.05
tot	98.98	98.47	101.04	101.63	tot	96.31	98.82	97.61	99.55	99.76	90.57	93.77
Si	6.024	6.060	6.000	6.007	Si	7.929	7.853	7.734	1.007	1.003	0.013	0.061
Ti	0.016	0.019	0.012	0.004	Ti	0.089	0.134	0.116	0.000	0.000	2.440	3.197
Al	3.964	3.928	4.005	4.019	Al	17.500	17.607	17.781	1.980	1.990	0.010	0.076
Cr	0.000	0.001	0.009	0.016	Cr	0.011	0.007	0.024	0.000	0.000	0.000	0.036
Fe2	1.969	2.169	4.312	4.900	Fe3	0.000	0.000	0.000	0.009	0.003	0.000	9.371
Mn	3.213	2.958	0.814	0.155	Fe2	2.515	2.580	2.684	0.000	0.000	0.971	11.241
Mg	0.354	0.384	0.297	0.432	Mn	0.307	0.221	0.058	0.002	0.001	0.057	0.005
Ca	0.439	0.438	0.532	0.439	Mg	0.657	0.426	0.809	0.000	0.000	0.000	0.000
					Zn	0.220	0.377	0.041	0.000	0.000	0.052	0.012
tot	15.978	15.957	15.981	15.972	tot	29.227	29.205	29.247	2.998	2.999	3.542	24.000
XFe	0.848	0.849	0.936	0.919	XFe	0.793	0.858	0.768				
alm	32.95	36.45	72.41	82.70								
spe	53.78	49.70	13.67	2.61								
pyr	5.93	6.48	4.99	7.29								
gro	7.33	7.37	8.93	7.41								

	RE49B Chl 1	A11 Chl 3	A11 B 3	A15 B 2	RE33 Mu 1	A11 Mu 3
SiO2	24.98	26.11	35.52	35.18	44.60	46.91
TiO2	0.08	0.26	1.39	1.58	0.22	0.21
Al2O3	20.39	23.39	19.66	18.78	33.76	36.54
Cr2O3	0.06	0.03	0.17	0.05	0.06	0.01
FeO	29.97	19.98	16.84	20.59	1.99	0.63
MnO	0.54	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
MgO	6.76	18.56	12.83	7.95	0.33	0.67
ZnO	0.17	0.06	0.00	0.13	0.16	0.07
CaO	0.45	0.04	0.00	0.15	0.11	0.00
Na2O	0.10	0.06	0.14	0.20	1.46	1.33
K2O	0.37	0.11	7.20	7.57	8.22	8.97
tot	83.87	88.60	93.75	92.19	90.91	95.34
Si	5.699	5.276	5.352	5.515	6.198	6.168
Ti	0.014	0.040	0.158	0.186	0.023	0.021
Al	5.481	5.568	3.490	3.469	5.527	5.661
Cr	0.011	0.005	0.020	0.006	0.007	0.001
Fe2	5.718	3.376	2.122	2.699	0.231	0.069
Mn	0.104	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	2.299	5.590	2.882	1.858	0.068	0.131
Zn	0.029	0.009	0.000	0.015	0.016	0.007
Ca	0.110	0.009	0.000	0.025	0.016	0.000
Na	0.044	0.024	0.041	0.061	0.393	0.339
K	0.108	0.028	1.384	1.514	1.457	1.505
tot	19.617	19.924	15.448	15.349	13.938	13.902
XFe	0.713	0.377	0.424	0.592	0.772	0.345

Table des analyses microsondes effectuées par M. Guiraud, sur les minéraux des roches des Rehamna Centraux (G:grenat; S:staurotide; Ky:disthène; Il:ilménite; Mt:titano-magnétite; Chl:chlorite; B:biotite; Mu:moscovite).

### III-REHAMNA: LE MASSIF GRANITIQUE DE SEBT DE BRIKIINE

#### III-1-CADRE GÉOLOGIQUE

Le corps granitique de Sebt de Brikiine est situé à la limite entre le Môle côtier ou bloc stable de la Meseta côtière (Michard, 1967) et les Rehamna orientaux (Fig.III.1). L'accident des Ouled Zednès, qui constitue la limite entre ces deux domaines à évolution hercynienne distincte, longe le Sud-Est du massif et occulte, au Sud, le domaine de la zone des Skhour, bien représenté au Nord. C'est le long de cet accident majeur que se localisent, au niveau structural actuel d'affleurement, les formations les plus déformées et les plus métamorphiques de l'encaissant du granite: les quartzites ordoviciens, pincés dans cet accident et bordant le granite sur plusieurs kilomètres, y sont intensément étirés. A l'Est de l'accident majeur, le domaine "mobile" des Rehamna orientaux est constitué de terrains datés du Paléozoïque inférieur au Viséen diversement déformés et métamorphisés.

Les Rehamna centraux, marge orientale déformée et métamorphisée du Môle côtier, à l'Est de la Faille Médiane, viennent buter contre le granite dans sa partie nord. Malgré les déformations importantes que connaissent ce domaine, la cartographie des terrains du Paléozoïque inférieur montre (Corsini et al., 1988) que la même pile stratigraphique se retrouve de part et d'autre de la Faille Médiane. Celle-ci, qui représente dans les Rehamna un tronçon de l'accident majeur de Rabat-Tichka (Michard, 1969; Michard et al., 1982), constitue ici un couloir de déformation de quelques centaines de mètres de largeur dans lequel les roches (schistes et quartzophyllades) sont déformées selon un plan NNE-SSW subvertical. Les axes des plis associés à cette faille sont subhorizontaux et orientés selon la direction de l'accident (Fig.III.2). La linéation d'allongement et d'étièrement des objets est subparallèle aux axes de plis, et donc aussi, à la linéation d'intersection. Cette Faille Médiane représente pour Michard et al. (1982) un vaste couloir de cisaillement dextre dont le jeu se poursuit (Michard et al., 1978) après le paroxysme hercynien, dans les conglomérats tardi-orogéniques datés de l'Autunien (Fossé de Mechra-Ben-Abbou à vingt-cinq kilomètres au Nord de Skhour des Rehamna). La continuité vers le Sud de cet accident à travers le massif des Jebilet, proposée par Michard (1969), s'appuie sur l'analogie structurale qui existe entre ces deux massifs paléozoïques (voir également Le Corre et Bouloton, 1987). Dans le domaine qui nous intéresse ici, l'accident vient buter contre la bordure nord du massif granitique de Sebt de Brikiine, à l'Est du Jbel Tenntana, et entraîne localement l'orthogneissification du granite. Ceci indique que l'on a affaire à un accident scellé par la mise en place du granite, mais dont les rejeux post-datent cette mise en place. La partie ouest du massif est par ailleurs longée par un accident parallèle à la Faille Médiane, ou faille du Lakhdar, inclus dans le même système: la Zone de Cisaillement de la Meseta occidentale (Corsini; 1988).

Les relations cartographiques de cette Faille Médiane avec le massif de Sebt de Brikiine ne sont pas banales dans le contexte du Maroc hercynien. Déjà, dans le Massif central marocain, le granite d'Oulmès (ou Walmès) occupe une position particulière dans un accident majeur, de direction NNE-SSW de sens senestre (Diot et al., 1987).

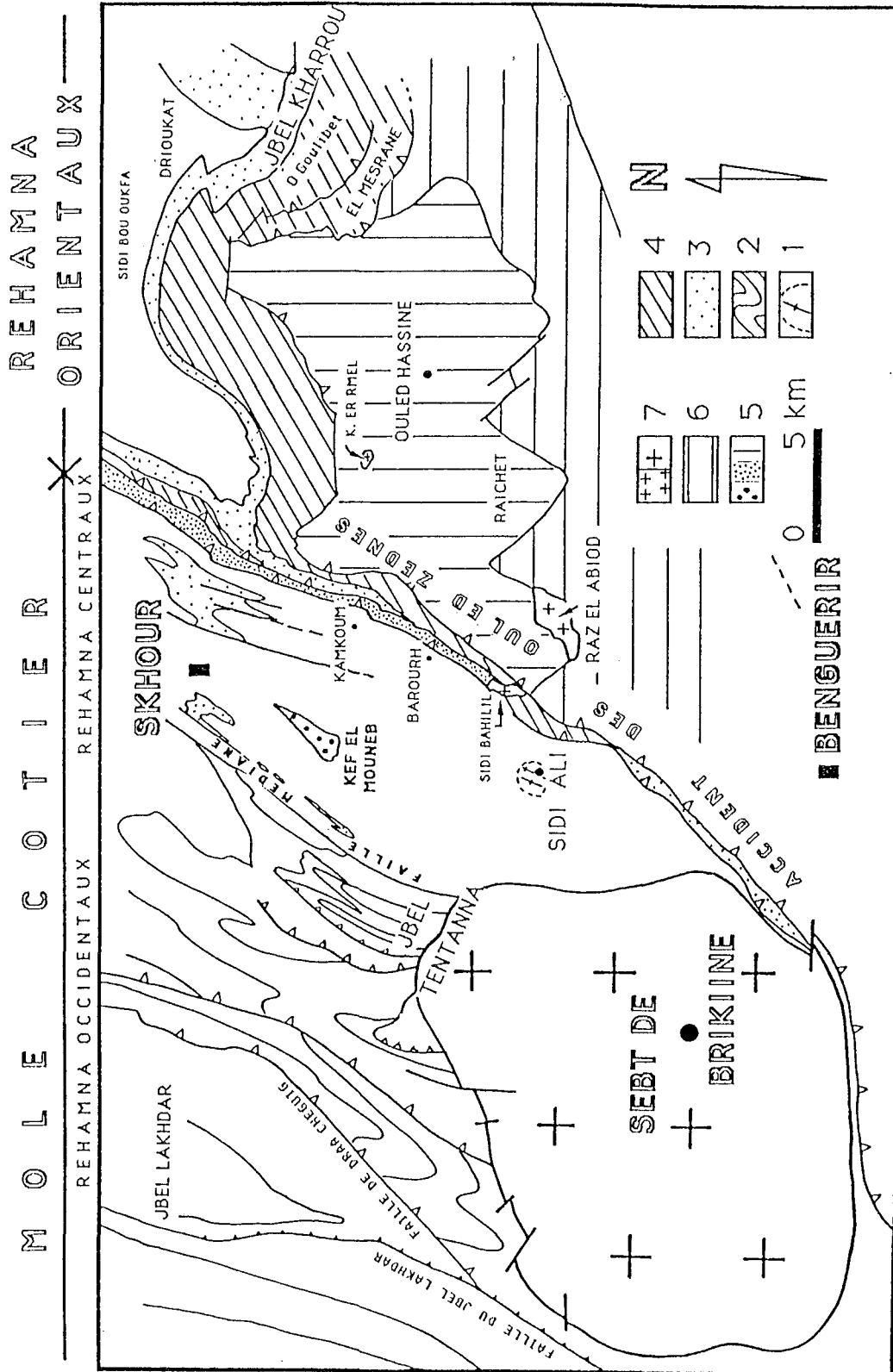
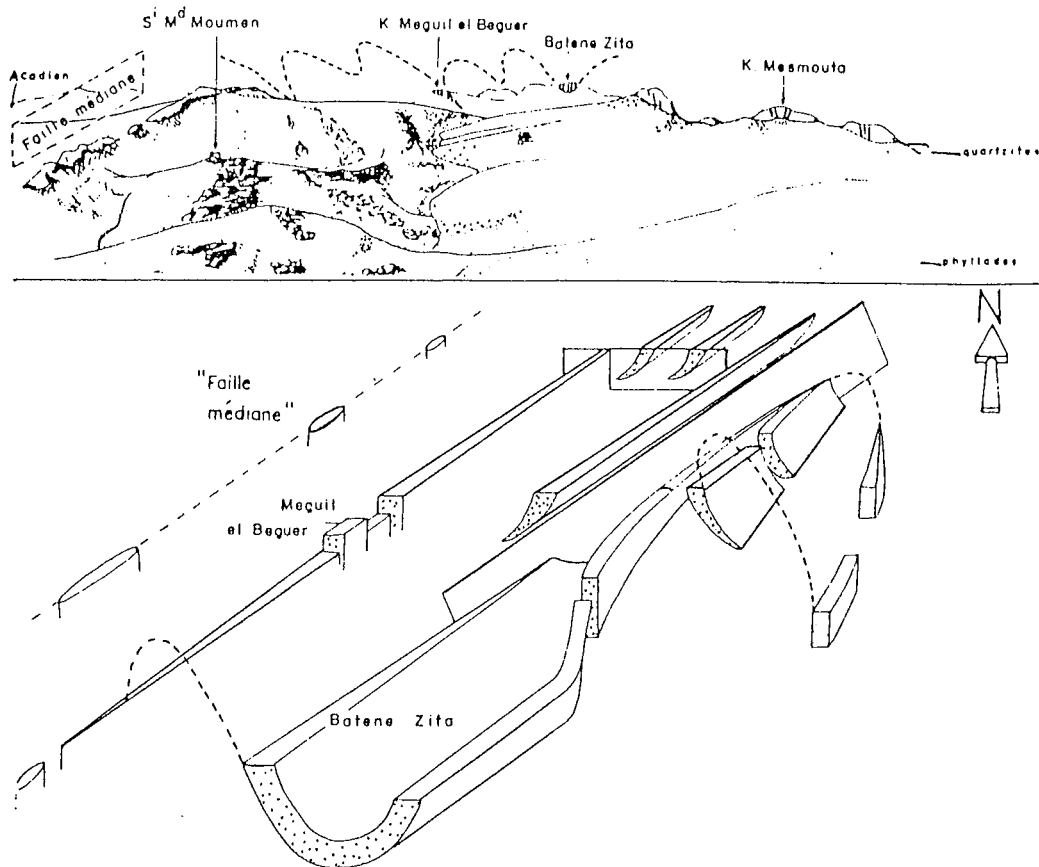


Fig.III.1-Le massif de Sebt de Brikiine dans son encaissant paléozoïque.  
 1:Précambrien (rhyolites de Sidi Ali); 2:Cambro-ordovicien des Rehamna occidentaux; 3:quartzites (Ordovicien inf.) des Rehamna centraux et orientaux; 4:Ordovicien supérieur; 5:Dévonien à Viséen indifférencié (des Ouled Hassine, de la Bande des Ouled Zednes, du Kef El Mouneb); 6:Viséen sup. à Namurien (Schistes de Lalla Tittal); 7: granites; ne sont pas figurées les séries métamorphiques des Rehamna centraux (Cambrien à Dévonien ?).



*Fig.III.2-Etirement et lenticulation tectonique des quartzites ordovi-ciens des Skhour occidentaux à proximité de la Faille Médiane, qui les sépare du Cambrien occidental, d'après Piqué (1972). Panorama vu du Sud et bloc-diagramme du secteur nord.*

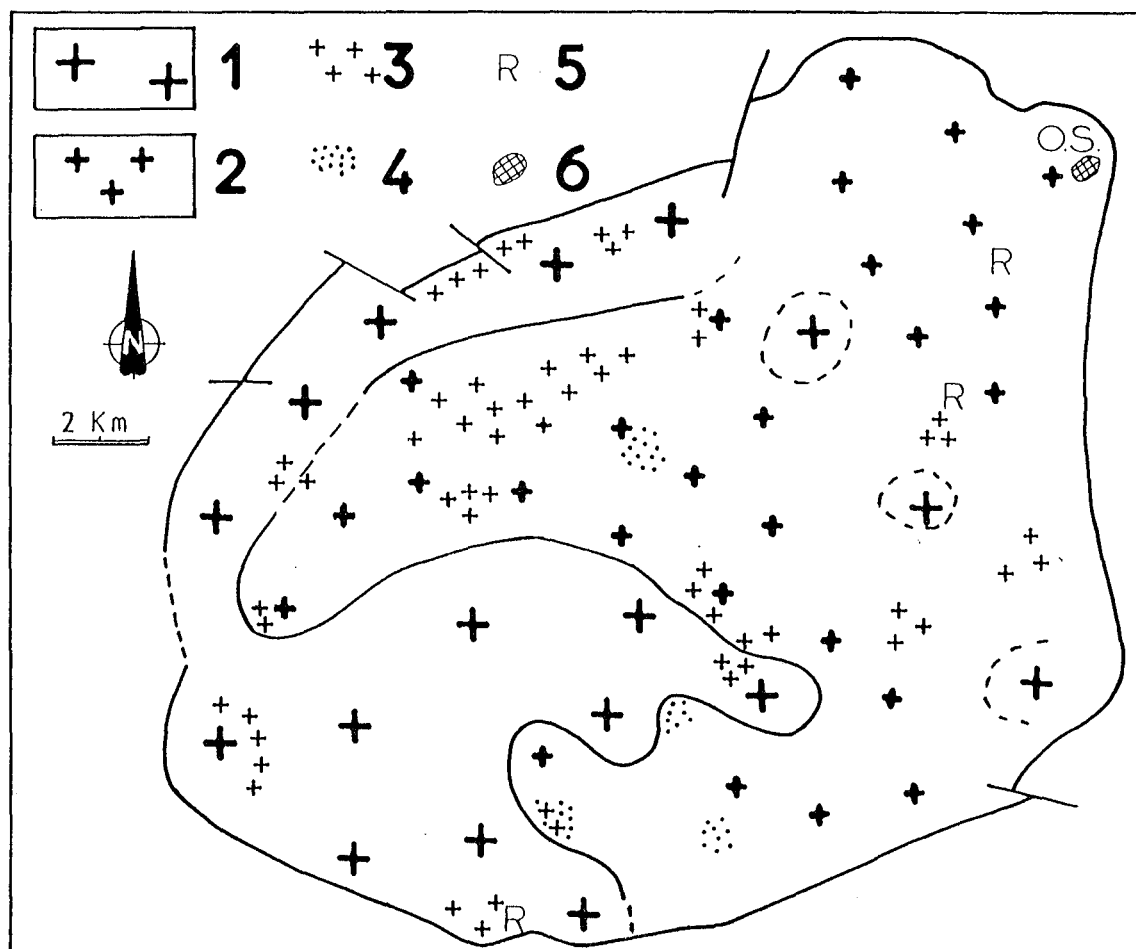
Le **massif de Sebt de Brikiine**, d'environ 250 Km<sup>2</sup>, présente une forme plus ou moins circulaire et constitue une dépression topographique à l'Ouest de Benguerir (Fig.III.1). L'accès du massif est facilité par la présence de pistes rayonnantes à partir du Douar de Sebt de Brikiine. L'altération, très importante, masque une grande partie du massif (25 % environ) et principalement les faciès à gros grain qui ne sont souvent visibles que sur les berges érodées des oueds, les reliefs étant constitués surtout par du granite à grain fin plus résistant.

Les données géophysiques indiquent que ce corps magmatique est nettement distinct et différent en taille de l'ensemble des corps leucogranitiques de petite dimension (Raz el Abiod, Kef er Rmel, Sidi Bahilil) visibles dans les Rehamna orientaux; il est comparable toutefois sur la carte gravimétrique au **granite de Moulay Kerkour** détecté sous les sédiments tertiaires de la Bahira centrale entre Rehamna et Jebilet, et qui affleure sur une faible surface près de Benguerir.

### III-2-LE GRANITE: AGE, FACIES PETROGRAPHIQUES

#### III-2-1-AGE

L'âge Rb/Sr (RT) de ce granite déterminé par Tisserant (1977) et actualisé avec  $\text{ISr} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{an}^{-1}$  (Steiger et Jager, 1977) est de  $282 \pm 2 \text{ Ma}$  (avec  $\text{SrO} = 0,7047 \pm 26$ ). Un autre âge Rb/Sr (RT) un peu plus récent de  $268 \pm 6 \text{ Ma}$  ( $\text{SrO} = 0,70555 \pm 117$ ) a été obtenu par Mrini (1985) sur des échantillons provenant du granite de Sebt de Brikiine, mais aussi de celui de faciès identiques de Moulay Kerkour situé au Sud-Est de Benguerir. Il s'agit donc d'un granite "tardi- à post-orogénique" pour la Meseta occidentale, d'âge comparable à celui d'Oulmès, ou du Ment, ou encore au faciès à deux micas du Zaër dans le Massif central.



*Fig.III.3-Les faciès granitiques du batholite de Sebt de Brikiine: carte schématique. 1: granite à gros grain porphyroïde; 2: granite à grain moyen à fin porphyrique; 3: granite à grain fin; 4: granite à grain fin "aplitique" à gros quartz automorphes. 5: Rhyolite; 6: Micropegmatite d'Ouled Selmoun. La toponymie appelée dans la description des faciès est donnée en figure II.5.*

#### III-2-2-LES PRINCIPAUX FACIES PETROGRAPHIQUES

La carte de faciès (Fig.III.3) présentée ici n'a pas de valeur cartographique réelle puisqu'elle est réalisée à partir des échantillonnages ponctuels effectués pour l'étude d'ASM. Elle constitue cependant une carte de tendance des grands traits pétrographiques. Le faciès "principal", à gros grain, porphyroïde est localisé surtout dans l'Ouest du massif; le faciès à grain moyen porphyrique occupe la presque totalité de la surface restante.

On distingue les faciès suivants (Fig.III.3):

- 1) à gros grain porphyroïde à amphibole et/ou biotite;
- 2) à grain moyen à fin porphyrique rose à biotite;
- 3) à grain fin s.s. à biotite;
- 4) à grain fin "aplitique" sans biotite à quartz prismatiques;
- 5) rhyolitique à microgranitique;
- 6) micropegmatitique à pyrite d'Ouled Selmoun.

Le faciès à grain fin "aplitique" dont l'échantillonnage a été évité dans la mesure du possible en raison de sa faible susceptibilité, occupe en fait une grande partie du centre du massif, sous forme d'entablements résistants à l'érosion, superposés au faciès à gros grains. Ce dernier se trouve ainsi très souvent en position sub-affleurante.

Les trois premiers faciès sont en général intimement associés sur un même affleurement. Les faciès à grains fin et moyen (2,3), de couleur rose, reposent habituellement en position subhorizontale à faiblement pentée sur le faciès à gros grain (1). Le passage entre faciès s'effectue, sur quelques décimètres à quelques mètres, par une diminution vers le haut de la taille des feldspaths. Ceci peut conduire, dans la zone de transition, à la superposition: granite à grain moyen porphyrique, granite à grain moyen, granite à grain fin.

Notre carte de faciès diffère notablement de celle, schématique également, de Sirna (1986) (Fig.III.4). Cet auteur distingue dans la partie nord du massif un faciès "grenu à biotite": la distinction entre celui-ci et le granite situé plus au Sud ne nous paraît pas justifiée. Par ailleurs, cet auteur a donné une importance exagérée au faciès à grain fin pauvre en biotite, ici nommé faciès "aplitique" sans biotite, alors que son soubassement à gros grains, que nous avons échantillonné ici, est bien visible, en particulier dans les vallées. Enfin, la continuité vers l'Est du granite à gros grain porphyroïde n'est pas clairement établie; en particulier, la grande taille du grain et la présence d'amphibole est bien établie dans l'Ouest du massif. Il nous semble donc difficile de faire de ce faciès un type pétrographique unique ceinturant toute la partie sud du batholite.

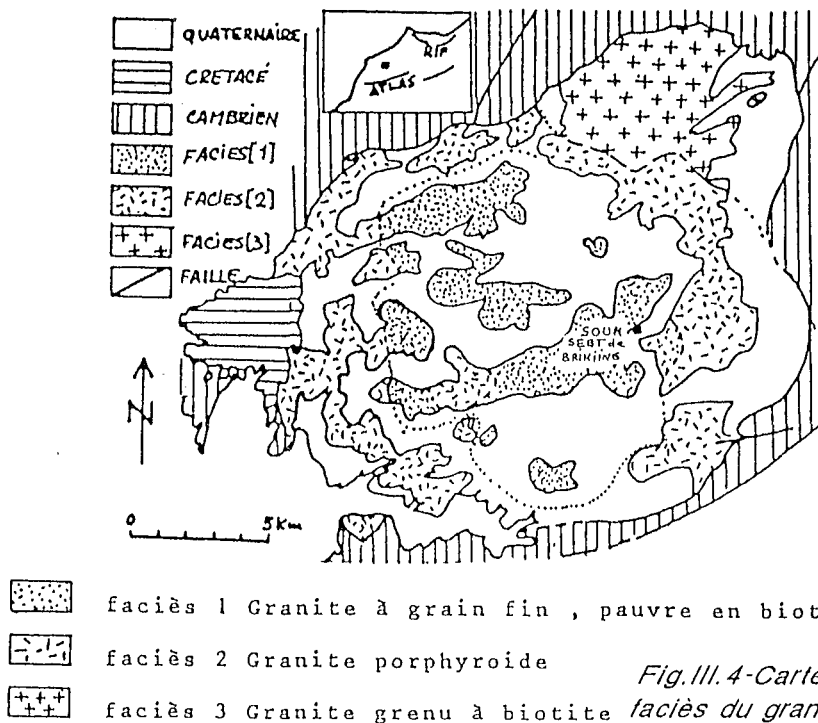


Fig.III.4-Carte schématique des faciès du granite de Sebt de Brikiine, d'après Sirna (1986).



**III-2-2-1-Le faciès à gros grain porphyroïde** (1 en Fig.III.3) a été reconnu dans toute la moitié Ouest du massif; il se charge en amphibole sur la bordure ouest. Il s'agit d'un granite monzonitique de chimisme intermédiaire entre calco-alcalin et alcalin (Nachit, 1986). Le faciès le plus courant montre de grands feldspaths potassiques subautomorphes (1 à 2 cm), parfois perthitiques, à tendance poecilitique incluant de petits cristaux de plagioclase et des ferromagnésiens. Ces derniers ne représentent qu'un faible pourcentage de la roche et sont disséminés en "amas" de quelques centaines de microns à quelques millimètres. Il s'agit d'amphibole verte (hornblende), et/ou de biotite en association avec de petits plagioclases, de l'apatite, du sphène, des zircons et des opaques. Cette association, caractéristique du faciès, permet des regroupements cartographiques. Elle pourrait correspondre selon Nachit (1986), à une déstabilisation de l'amphibole selon la réaction (Barrière, 1977):



La biotite peut donc être primaire, c'est à dire cristalliser à la place de l'amphibole, ou secondaire comme minéral réactionnel lors de la déstabilisation de celle-ci.

Une autre génération de biotite peut également apparaître en périphérie des grands cristaux de biotite primaire.

L'apatite, caractéristique de ce faciès, présente presque toujours un coeur grisâtre, "sale". Il pourrait s'agir soit d'inclusions apparues en début de cristallisation, soit d'apatites héritées dont la croissance s'est poursuivie dans le liquide magmatique.

C'est l'examen en plaque mince de cette association minéralogique particulière qui nous a conduit à proposer la cartographie de ce faciès. En ce sens, il ne nous est pas possible de distinguer dans le Nord du massif le faciès 3 de Sirna (1986) qui est, selon cet auteur: "de couleur grise et de pourcentage plus élevé en biotite que le reste du massif".

Par ailleurs, Rosé (1987) signale la présence, au Nord-Ouest du massif (Jbel Chouikhane), d'enclaves centimétriques sombres à bords diffus, à amphibole et sphène. Cette minéralogie est tout à fait comparable à celle décrite plus haut, et dans ce cas nos "amas" pourraient correspondre à de telles enclaves basiques en voie d'assimilation. Elles ne remettent donc pas en cause notre distribution des faciès. Cependant, que la présence de ces enclaves plus ou moins bien assimilées peut signifier que le granite originel avait une composition différente et que l'on observe aujourd'hui différents stades d'un mélange magmatique. Il conviendrait alors d'étudier du point de vue géochimique le faciès du secteur ouest du massif, après séparation de ses "enclaves", encore visibles dans la matrice granitique.

**III-2-2-2-Les faciès à grain moyen à fin, à biotite** (2 en Fig.III.3) constituent une grande partie des reliefs (10 à 20 m) qui dominent le reste du batholite. De couleur rose, pauvres en ferromagnésiens, ils sont parfois riches en poches de pegmatite à quartz + Fk, ou en miarolles. Le passage granite à grain gros (à moyen) - granite à grain fin à biotite peut également être souligné par la présence de stockscheiders plus ou moins plats ( piste à l'Ouest de Bou Achrine). Ces faciès, dont la mise en place semble tardive par rapport au granite à gros grain, peuvent être considérés comme des faciès hypovolcaniques dont la souce est à rechercher dans une cristallisation fractionnée de l'ensemble du batholite. Etant par ailleurs les plus pauvres en biotite, ils pourraient représenter un liquide résiduel, dont la cristallisation plus ou moins rapide serait fonction de la proximité du toit du batholite.

**III-2-2-3-Le granite à grain fin à biotite** (3 en Fig.III.3), localement à hornblende verte à l'Ouest est un faciès présentant une fluidalité "en tourbillons" marqués par des alignements de biotite. Son apparition est plus fréquemment à l'Ouest du massif où il est en relation avec le faciès à gros grain. Dans ce faciès à grain fin, nous avons assimilé le granite orbiculaire du Jbel Chouikhane décrit par Sirna (1986) au Nord-Est du massif dont le granite interstitiel est comparable. C'est dans ce secteur également que Rosé (1987) décrit les enclaves à hornblende verte et sphène, caractéristiques du faciès à gros grain porphyroïde. Ce granite pourrait donc, par sa composition et cette association, être lié au faciès à gros grain et n'en représenter qu'un sous-faciès textural.

**III-2-2-4-Le granite à grain fin "aplitique"** (4 en Fig.III.3) se présente sous forme de filons ou de dominos tectoniques métriques. Il souligne un épisode cassant fini-magmatique et peut apparaître dans tous les faciès précédents. De fréquentes enclaves de granite à grain plus grossier soulignent son caractère intrusif dans un encaissant déjà solidifié. Au Sud du massif, près de l'Oued Bou Chane, il semble sceller une fracturation qui pourrait traduire, si près du contact avec l'encaissant, l'effondrement d'une voûte granitique, mais on n'observe pas de blocs d'encaissant associés. Les ferromagnésiens sont rares dans ce faciès très clair. La biotite est pratiquement absente; la muscovite apparaît sporadiquement. Curiosité de ce faciès, on rencontre des cristaux de quartz de cinq à vingt centimètres de diamètre, automorphes et d'origine probablement géodique, antérieurs à la mise en place du granite qui les moule (Bou Achrine au Nord-Ouest de Sebt, et au centre-sud du massif, à deux km du contact avec l'encaissant).

**III-2-2-5-Les rhyolites et microgranites** (5 en Fig.III.3), à gisement plus ou moins filonien, sont visibles dans la partie est du batholite sur le méridien de Douar Ferareha, entre ce point et Sebt de Brikiine, ainsi qu'à l'extrême Sud près de l'Oued Chibane où ils se poursuivent dans l'encaissant.

Les faciès (4 et 5) apparaissent donc comme postérieurs à la mise en place du massif dans lequel ils s'injectent à la faveur d'accidents cassants. Il n'est pas exclu, étant donné leur répartition géographique à l'Est du massif, qu'ils résultent de rejeux de la "Faille Médiane" avec laquelle ils sont en continuité directionnelle à l'intérieur du massif.

**III-2-2-6-La "micropegmatite" à pyrite d'Ouled Selmoun** (6 en Fig.III.3) forme la colline située immédiatement à l'Ouest de ce douar. Il s'agit d'une roche à quartz automorphe et feldspath potassique rose plurimillimétrique, sans silicate ferro-magnésien, mais dans laquelle la pyrite, limonitisée, en cristaux millimétriques à centimétriques, peut constituer plus de 10% de la roche. Sa position au Nord-Est du massif, peut s'expliquer soit par la concentration dans ce secteur des liquides magmatiques au toit du batholite qui, ici plus encore qu'ailleurs, serait proche de la topographie actuelle, soit par une injection filonienne tardive puisque ce faciès est aussi proche cartographiquement des filons de rhyolite.

### **III-2-3-FACIES STRUCTURAUX**

Les textures sont en général typiques des roches magmatiques (cf. dessins texturaux de Rosé, 1987). La déformation à "l'état intermédiaire", selon l'appellation donnée par Bouchez et Guineberteau (1986), et Diot et al. (1987), correspondant aux mouvements du magma enregistrés lorsque la charge cristalline est très élevée, sont surtout présentes dans le faciès à très gros grains (Photo ) dans la partie ouest du massif. On observe en effet fréquemment des feldspaths fendus ou tronçonnés, et dont les "ouvertures" sont scellées par du quartz.

Les orthogneiss et mylonites sont localisés dans des couloirs cisailants verticaux subméridiens de largeur n'excédant pas quelques mètres, situés dans le prolongement d'accidents de l'encaissant. Ils sont essentiellement situés au Nord et à l'Est du massif (Koudiat, Douar Ferareha au Sud du Jbel Tenntana, et Ouled Selmoun). Il s'agit soit d'une orthogneissification diffuse avec déformation plastique du quartz sans recristallisation (Douar Ferareha), soit d'une déformation plus sévère conduisant à une recristallisation poussée du quartz ou à l'apparition d'une mylonite franche de quelques mètres de largeur au sein d'un granite sans déformation (accident N-S au Sud de Koudiat). Le jeu de ces accidents est en général décrochant mais de sens variable: dextre dans le cas de Douar Ferareha, senestre au Sud de Koudiat, où l'accident visible dans le granite est dans le prolongement de celui qui décale cartographiquement le contact granite-encaissant. Ce sens senestre tardif de direction N-S est connu sur des accidents proches appartenant à la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale: faille du Lakhdar et de Draa Chegug (Corsini, 1988).

Enfin, il n'existe nulle part ailleurs dans le massif de déformation à l'état solide suffisamment intense pour conduire à une orthogneissification massive de la roche.

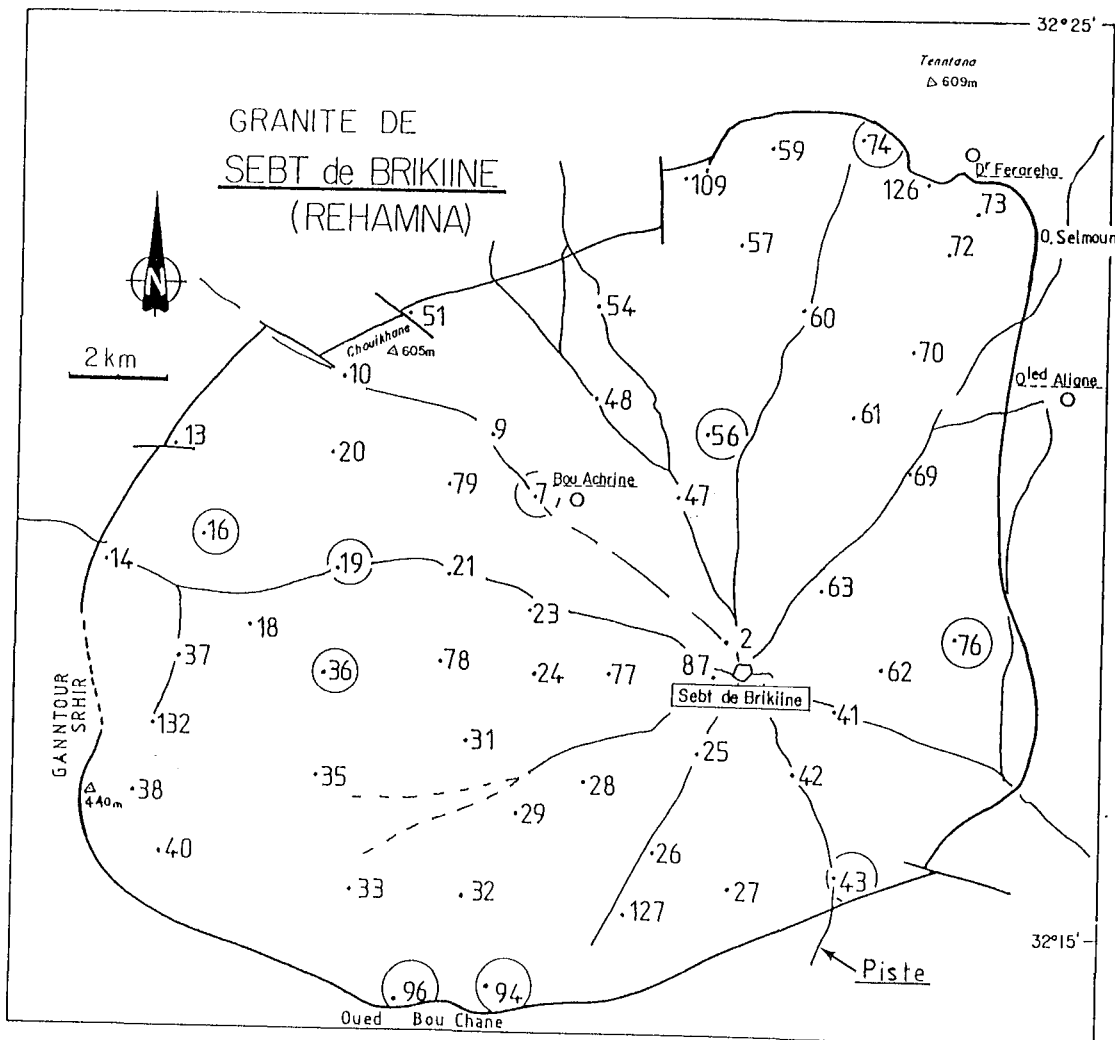


Fig. III.5-Localisation des échantillons ASM sur le granite de Sebt de Brikiine. Les sites cerclés ont fait l'objet d'une mesure au Kappabridge.

### III-3-SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE ET ANISOTROPIE

Les faciès de ce massif ne se prêtent pas au relevé selon une maille régulière des mesures structurales classiques, effectuées, à l'aide des cristaux marqueurs des fabriques planaires ou linéaires (feldspath, biotite et/ou amphibole). L'étude entreprise en ce sens s'est révélée décevante. En effet, soit le grain est trop fin pour permettre une lecture directe des plans et des lignes, soit dans les faciès plus grossiers, les marqueurs habituels ne montrent pas d'allongement préférentiel déterminant (feldspath) ou sont en quantité trop faible dans la roche (micas); ils ne permettent donc pas de "lire" la fabrique de forme liée à l'écoulement magmatique. Dans le meilleur des cas, on obtient une mesure acceptable du plan de la foliation magmatique, mais la mesure de la ligne dans ce plan est toujours délicate et incertaine. Les relevés d'orientation effectués à partir d'échantillons sciés selon différentes sections se sont également révélés incertains. Les mesures d'anisotropie de la susceptibilité magnétique constituent ainsi les seules données structurales sur ce massif. Elles sont considérées comme fiables dès lors que l'on constate que la même mesure d'orientation se répète (approximativement) sur les différents échantillons d'un même site, et ceci quel que soit l'appareil de mesure utilisé.

Cinquante-six sites ont été échantillonnés par carottage (Fig.III.5). Ce nombre est limité du fait de la mauvaise qualité d'affleurement du massif, en particulier près du contact Est du pluton ou le défaut d'affleurement conduit à une certaine inhomogénéité de la densité de prélèvement.

Pour les échantillons de ce massif, les mesures de susceptibilité et d'anisotropie ont été effectuées sur l'appareil **DIGICO** du Centre de Faibles Radio-Activités (CFR) de C. Laj à Gif-sur-Yvette. Sur les sites pour lesquels une dispersion des directions des axes principaux de l'ellipsoïde d'ASM de chacun des échantillons est apparue trop importante, une ou plusieurs mesures complémentaires ont été réalisées sur le susceptomètre **MINISEP** de MOLSPIN (LDT), du Laboratoire de Pétrophysique et Tectonique de l'Université de Toulouse. Ces deux appareils de type "spinner" ont une sensibilité équivalente d'environ  $15 \times 10^{-5}$  SI (volume standard de 12.9 cm<sup>3</sup>). Enfin, les échantillons "douteux", en général très peu susceptibles et très peu anisotropes, ont été mesurés à nouveau sur le matériel **KAPPA-BRIDGE** de Grenoble (LGIT, IRIGM) par Charles Aubourg. Ce dernier appareil, à échantillon fixe, basé sur le principe de la compensation de champ (méthode du zéro), est plus sensible que les précédents de presque deux ordres de grandeur ( $3.8 \times 10^{-8}$  SI). Sur la majorité des sites considérés comme douteux (sites 7, 16, 36, 56, 74, 94, 96), les mesures au KAPPABRIDGE confirment totalement celles qui avaient été effectuées au MINISEP ou au DIGICO. Pour certains sites inexploitable avec le MINISEP (sites 19, 43, 76), les valeurs ici utilisées sont celles obtenues au KAPPABRIDGE (Fig.III.6).

SITE N°	KMAX DIGICO + MINISEP	KMAX KAPPABRI.	$\Delta^\circ$ KMAX	KMIN DIGICO + MINISEP(plan	KMIN KAPPABRI. correspondant)	$\Delta^\circ$ KMIN
7	12 S 2°	15 N 2°	5°	153 E 14°	0 E 7°	11°
16	177 N 29°	177 N 11°	18°	24 W 48°	14 W 54°	10°
19	176 N 49°	25 N 16°	42°	19 W 55°	42 W 71°	25°
36	8 S 14°	15 , 0°	16°	2 W 68°	10 W 58°	12°
43	158 S 80°	6 S 12°	70°	6 E 83°	20 E 50°	34°
56	20 N 3°	20 , 0°	3°	30 W 29°	20 W 20°	10°
74	44 N 39°	33 N 20°	21°	132 N 41°	130 N 34°	7°
76	114 E 16°	68 E 16°	46°	144 E 30°	158 E 24°	9°
94	13 S 23°	8 S 4°	20°	125 S 27°	124 S 26°	1°
96	9 S 21°	8 S 2°	13°	109 S 23°	102 S 23°	3°

*Fig.III.6-Tableau de comparaison entre les orientations de Kmax et / Kmin respectivement acquises sur les appareils DIGICO+MINISEP et KAPPABRIDGE, pour les sites dont les écarts entre mesures sur un même appareil ou sur des appareils différents se sont révélés trop importants. L'écart angulaire  $\gamma^\circ$  Kmax entre la moyenne Kmax(DIGICO+MINISEP) et Kmax(KAPPABRIDGE) est supérieure à 40° sur trois sites; la mesure retenue est celle du KAPPABRIDGE.*

### III-3-1-SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE (K)

#### III-3-1-1-INTENSITE DES SUSCEPTIBILITES

Ils s'agit des valeurs de la susceptibilité moyenne ou globale ("Bulk"=  $K_{max}+K_{int}+K_{min}/3$ ). Ces valeurs mesurées sur les appareils DIGICO et MINISEP sont tout à fait comparables à celles obtenues sur le KAPPABRIDGE après la correction de paramètre d'appareil proposé par Jover (1986):

1) multiplication par 0.707 pour obtenir l'équivalence avec les données du DIGICO, elles même calibrées à l'aide de standards échangés avec le laboratoire de F. Hrouda (KAPPABRIDGE; Prague);

2) multiplication par 0.62 tenant compte du fait que la mesure au KAPPABRIDGE est rapportée à un volume standard de 8 cm<sup>3</sup>, et non de 12.9 cm<sup>3</sup>, volume réel approximatif de chaque échantillon (la mesure DIGICO ou MINISEP est rapportée à ce dernier volume).

Le diagramme de susceptibilité moyenne par site (Fig.III.7) présente deux familles principales, fonction de la nature du granite rencontré:

-1 Le faciès à grain moyen à fin donne une susceptibilité allant de 2 à 200 10<sup>-5</sup> SI;

-2 Le faciès à gros grain, présente une susceptibilité toujours supérieure à 100 10<sup>-5</sup> SI, et qui peut atteindre 900 10<sup>-5</sup> SI. Les faciès à grain fin, associés sur le terrain au faciès grossier, montrent également de fortes susceptibilités (échantillons 16,56,51), ce qui confirmerait la filiation existant entre ces faciès.

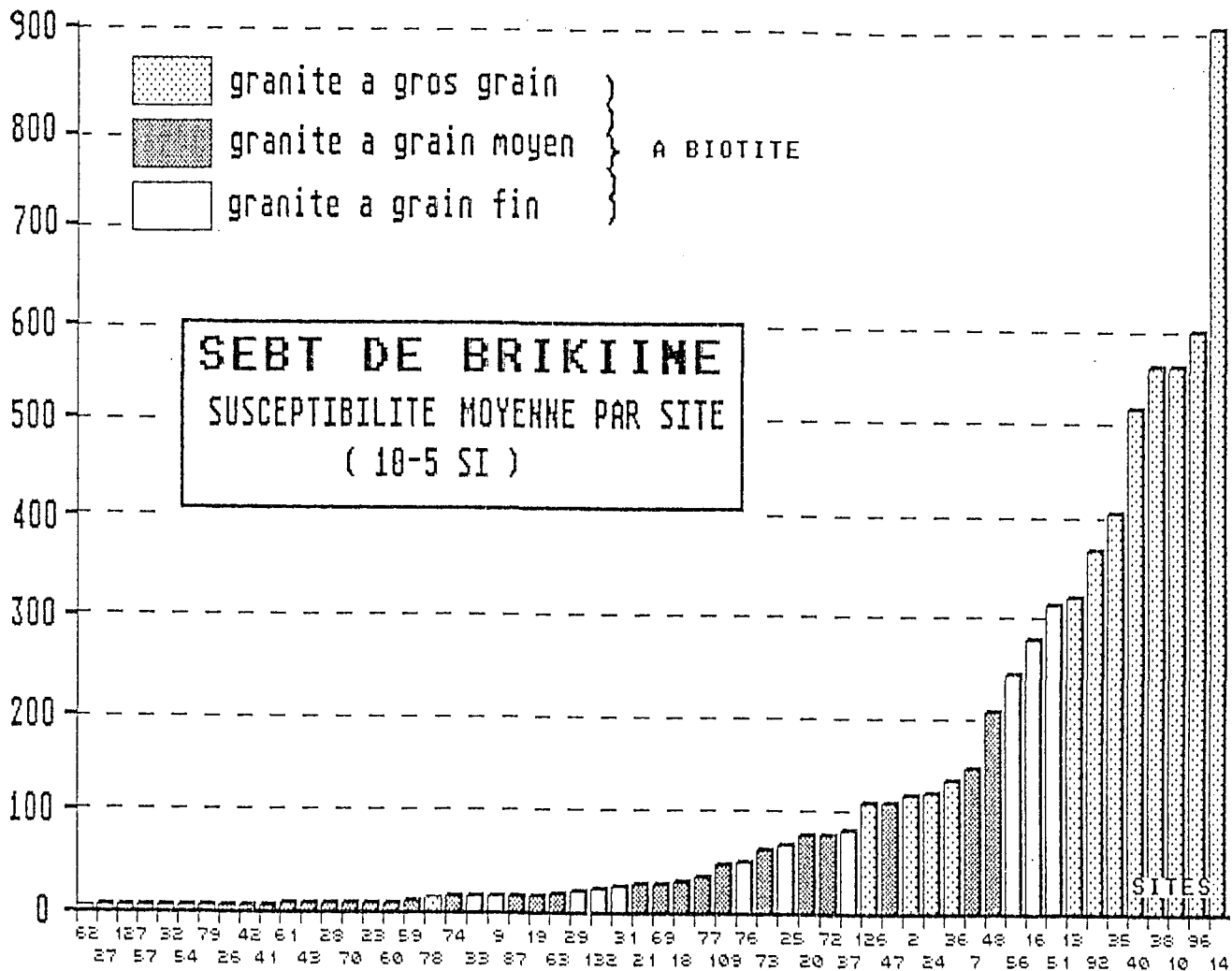


Fig. III. 7-Susceptibilité magnétique moyenne (Bulk) classée par valeurs croissantes, et représentée par sites et faciès.

### III-3-1-2-MINERALOGIE MAGNÉTIQUE

Les phases minérales responsables de la susceptibilité magnétique n'ont pas fait l'objet d'une étude particulière. On se réfère donc aux travaux récents de Rochette (1987,1988), de Jover (1986) et de Jover *et al.* (sous presse) qui montrent qu'en général:

-1 Les **faibles susceptibilités** ( $< 200 \cdot 10^{-6}$  SI) sont le plus fréquemment dues aux minéraux paramagnétiques, tels les silicates ferrières (biotite, amphibole), et excluent la présence de minéraux ferro- ou ferri-magnétiques;

-2 Les **fortes susceptibilités** sont dues à la présence supplémentaire de minéraux ferromagnétiques, tel que certains sulfures (pyrrhotite monoclinique), ou oxydes (magnétite).

Les fortes susceptibilités mesurées à l'Ouest sont attribuées à la présence à la fois de minéraux paramagnétiques (amphibole et/ou biotite) et de minéraux ferromagnétiques. Ces derniers ont été reconnus en lame mince dans les associations à amphibole et/ou biotite + sphène + opaques (oxydes et/ou sulfures).

### III-3-1-3-CARTE DES INTENSITES DE SUSCEPTIBILITE

La répartition des valeurs de K sur le massif (Fig.III.8) se superpose assez bien à la carte des faciès (Fig.III.3), à l'exception des faibles valeurs du centre-sud qui se poursuivent à travers le faciès à gros grain jusqu'à proximité du contact ouest du granite.

Les très fortes valeurs de susceptibilité sont en majorité réparties en périphérie du massif, et au centre, entre Bou Achrine et Sebt de Brikiine, là où sont reconnus les faciès à gros grain ou bien les faciès plus fins qui leur sont associés.

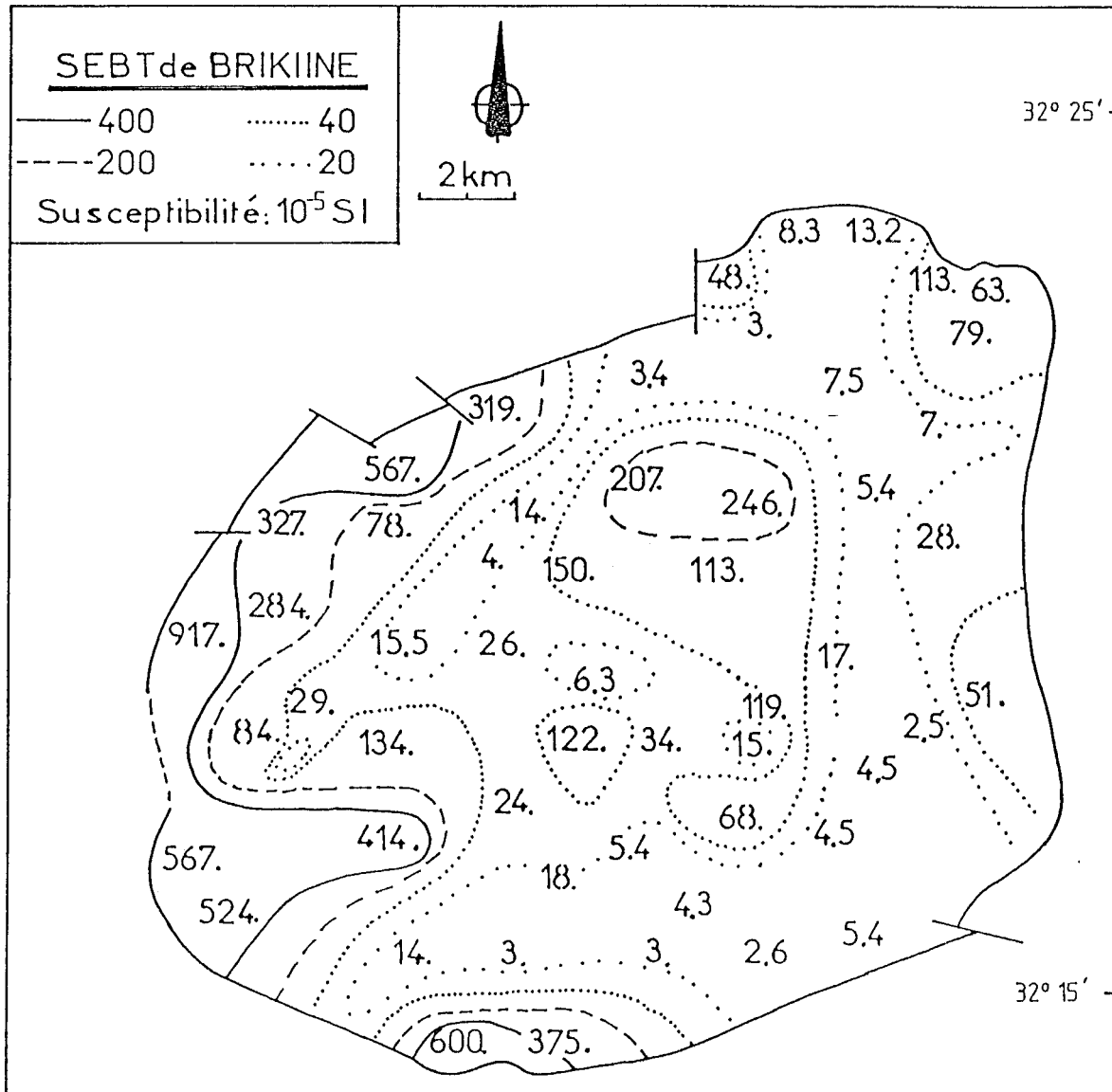


Fig.III.8-Carte et contours d'isovaleurs de la susceptibilité magnétique (K), établie à partir des valeurs moyennes du bulk de chaque site.

Les **faibles valeurs** qui apparaissent sur le méridien immédiatement à l'Est du Douar de Sebt peuvent être dues aux faciès hypovolcaniques voire "volcaniques" (rhyolites et microgranites reconnus dans ce secteur) ainsi qu'à un "lessivage" des ferromagnésiens des granites environnants. Une analyse détaillée de la minéralogie du granite confirmerait ce phénomène.

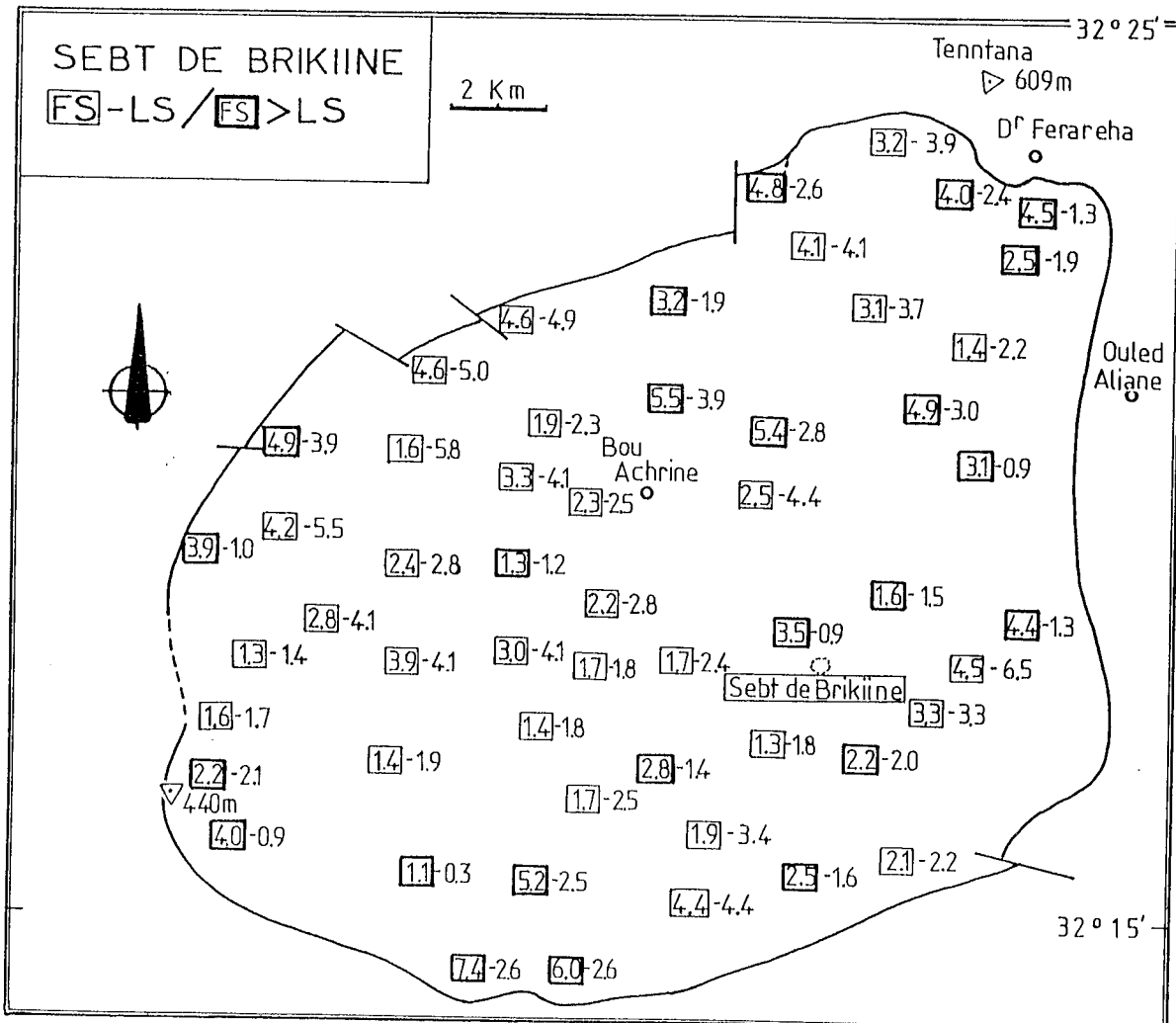
### III-3-2-ANISOTROPIE DE LA SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE

#### III-3-2-1-ASPECT QUANTITATIF

Les intensités **Kmax, Kmoy et Kmin** des axes de l'ellipsoïde d'anisotropie permettent de calculer l'intensité de l'anisotropie totale  $P\% = (K_{max}/K_{min}) - 1 * 100$ . Celle-ci est comprise entre ##% et ##%, avec une moyenne de ##%. Il est plus intéressant de travailler sur les paramètres qui quantifient l'anisotropie linéaire, ou  $LS\% = (K_{max}/K_{moy}) - 1 * 100$ , et l'anisotropie planaire, ou  $FS\% = (K_{moy}/K_{min}) - 1 * 100$  (Fig.III.9).

Ces paramètres indiquent que l'anisotropie planaire ou linéaire est toujours  $\leq$  à 7%. L'histogramme de répartition de  $(LS+FS)\% / 2$  (Fig.III.10) montre que la moitié seulement des échantillons présente une anisotropie notable, comprise entre trois et cinq pour cent.

La répartition des valeurs de **FS%** (Fig.III.11a) indique que le caractère planaire de l'anisotropie augmente du centre vers le centre-nord et vers la périphérie du massif. Une zone très peu planaire, et d'ailleurs peu anisotrope en moyenne (LS% également faible), apparaît nettement le long d'une bande E-W passant par le douar de Sebt de Brikiine.





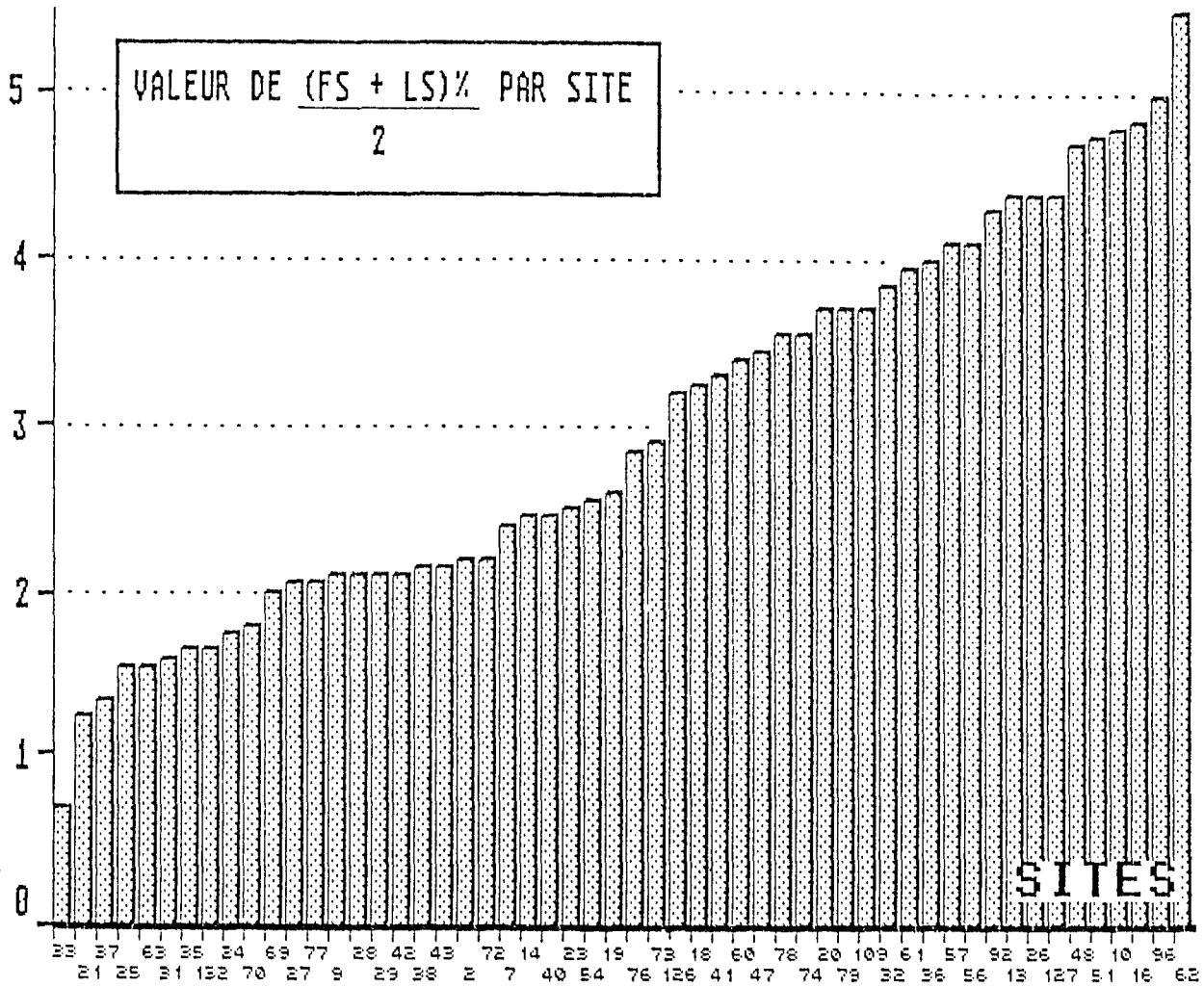


Fig.III. 10-Histogramme de  $LS\%+FS\%/2$  par site.

La carte des valeurs de **LS%** (Fig.III.11b) fait apparaître deux domaines fortement linéaires, situés dans les secteurs N et NW, S et SE du massif. La bande E-W faiblement anisotrope passant par Sebt de Briklène se prolonge avec de faibles valeurs de **LS%**, vers le NE du massif, isolant totalement les domaines fortement linéaires du Nord et du Sud.

Ces deux cartes d'intensité de l'anisotropie isolent donc un large domaine faiblement anisotrope, la bande E-W de 2 à 5 Km de largeur, où à la fois **LS%** et **FS%** sont très faibles. Par ailleurs, à l'exclusion des bordures NW et S du massif, mais toujours à proximité immédiate de l'encaissant, on voit que les zones de forte anisotropie planaire ne correspondent pas en général à une forte anisotropie linéaire et inversement.

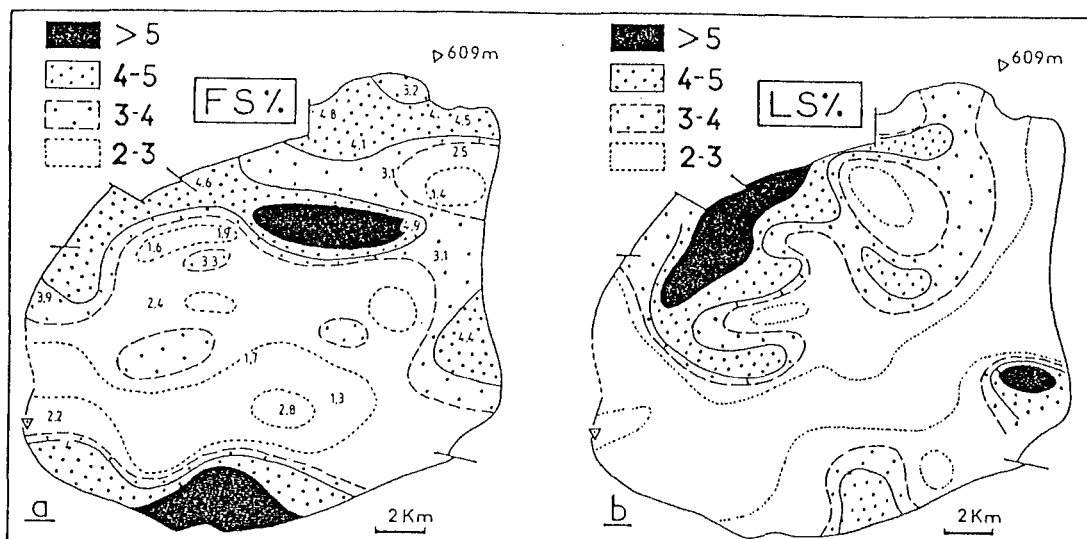


Fig.III.11-Cartes d'isovaleurs de FS% (a) et de LS% (b) établies à partir des valeurs brutes de la Fig.III.9.

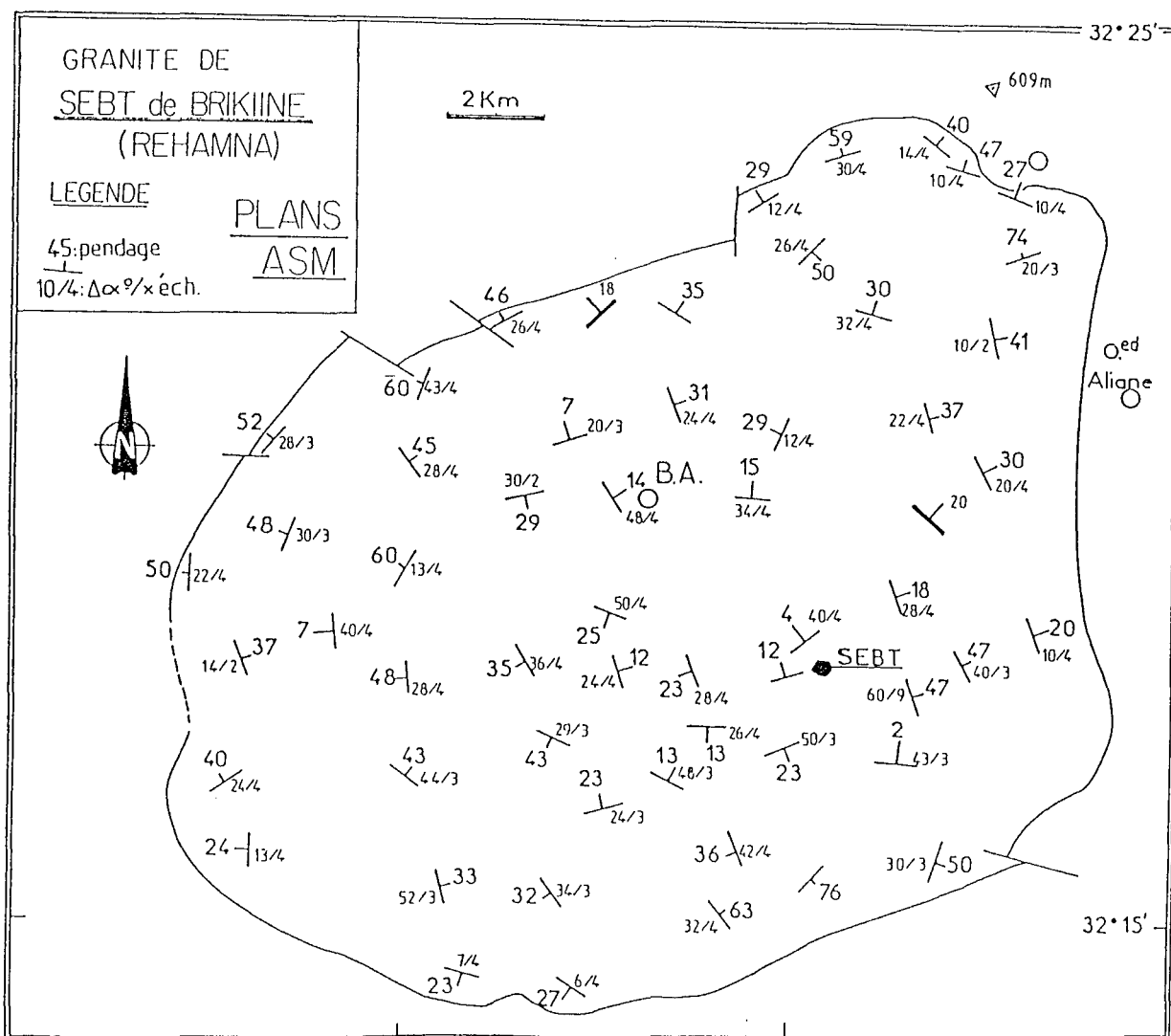
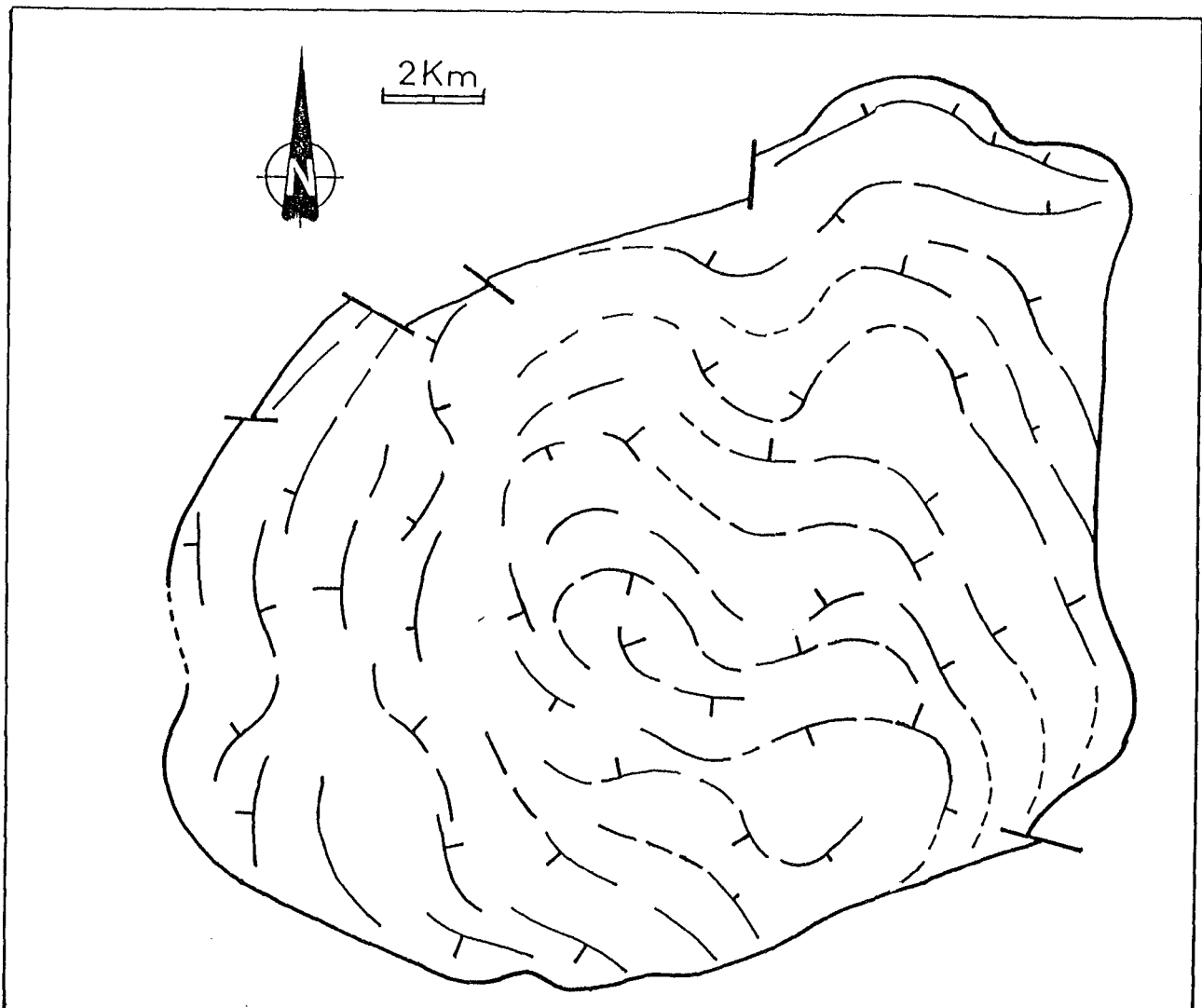


Fig.III.12-Carte des foliations magnétiques du granite ( / Kmin) de Sebt de Brikiine.  $\frac{\gamma}{\alpha} \times \frac{1}{x}$  éch.: écart moyen à la moyenne calculée sur x échantillons par site. Les orientations des plans mesurés directement sur le terrain (5 stations) sont représentées en caractère gras. B.A.: Bou Achrine.

### III-3-2-2-ASPECT DIRECTIONNEL

La carte des **foliations magnétiques** (Fig.III.12) ou plans perpendiculaires à  $K_{min}$  et la carte des trajectoires de ces plans (Fig.III.13) montrent qu'en bordure du massif, des directions sont parallèles aux contacts ou faiblement sécants sur eux, sauf au SSE où ceux-ci sont franchement sécants. A l'intérieur du massif on trouve une organisation plus ou moins concentrique des directions. Les sens fréquemment alternés des pendages ne doivent pas être considérés comme irréalistes, puisque les pendages sont dans l'ensemble faibles, comme l'indique la carte des isovaleurs des pendages (Fig.III.14). Cette carte, ainsi que le stéréogramme des plans de foliation (Fig.III.15a) confirment clairement la disposition cartographique en dôme de ces plans, le pôle du meilleur plan calculé étant orienté selon  $170^\circ S 81^\circ$  (pendage du plan moyen:  $9^\circ$ ).



*Fig.III.13-Carte des trajectoires de la foliation magnétique établie à partir des données de la Fig.III.12. Dans l'ensemble,sauf au SE,les plans moulent le contact cartographique avec l'encaissant*

La carte des **linéations magnétiques** ou  $K_{max}$  (Fig.III.16) montre une nette direction préférentielle autour de NNE-SSW, confirmée par le stéréogramme correspondant (Fig.III.15b). Les deux-tiers des mesures de lignes sont situés dans un cône de  $25^\circ$  centré sur le meilleur axe calculé à  $13 N$

8°. Cette remarquable homogénéité directionnelle est altérée par quelques lignes qui tendent vers une orientation SE-NW en deux endroits: (1) le long de la bande E-W de faible anisotropie au Sud de Sebt de Brikiine, et (2) à l'Ouest d'Ouled Aliane. Dans ce dernier secteur, la virgation des lignes pourrait s'interpréter comme un cisaillement senestre selon NW-SE sur des plans moyennement à fortement pentés (voir Fig.III. 4). Il faut noter qu'il existe une analogie entre cette bande particulière en NW-SE et la discontinuité pétrographique relevée ici par Sirna (1986). En l'absence d'une cartographie plus détaillée des faciès qui permettrait de mettre en évidence la nature de ces contacts lithologiques, nous retiendrons que la structure complexe de la partie nord-est du massif peut effectivement correspondre à l'agencement de deux unités pétrographiques distinctes.

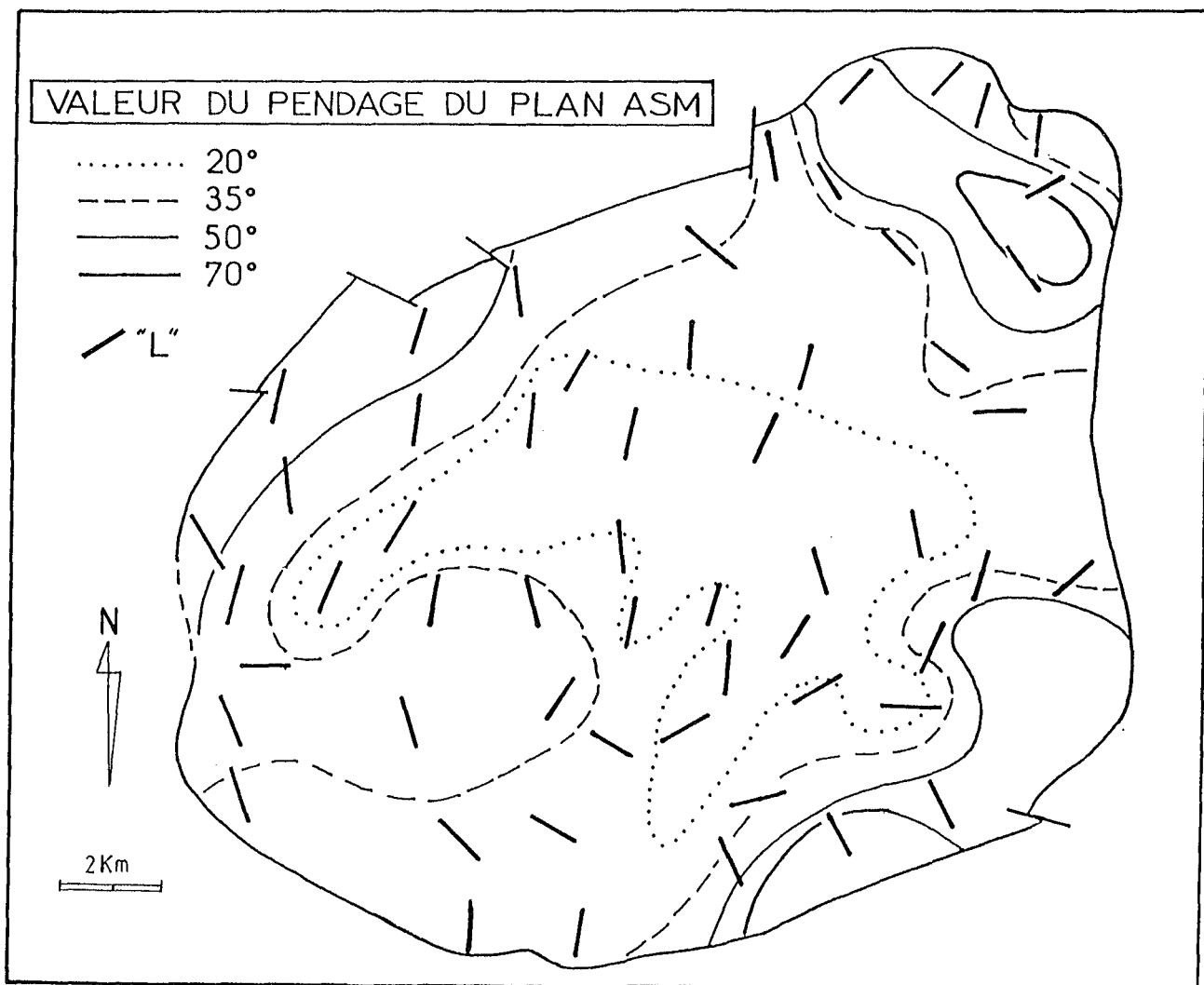


Fig.III.14-Carte d'isovaleurs des pendages du plan de foliation magnétique, et des traces de la linéation magnétique.

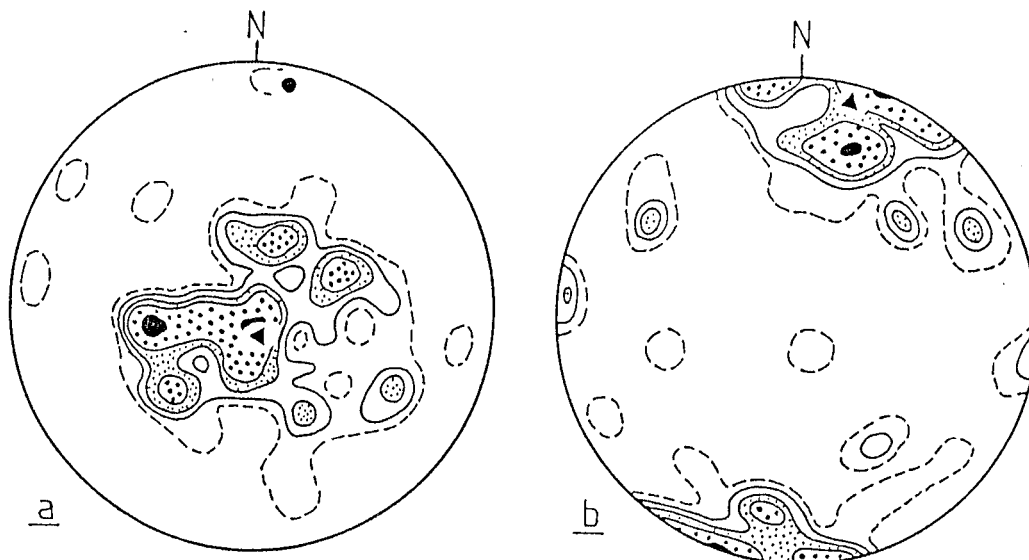


Fig.III. 15-Stérogammes (a) des plans de foliation et (b) des linéations magnétiques. Densités: 1-2,2-3,3-4,4-8 et >8% (54 mesures);triangles: Pôle du Meilleur Plan à N170 S 81° (a) et Meilleur Axe à N13 N 8° (b); en a le meilleur axe calculé, à N11 N 8° (point), matérialise l'axe de zone des plans de foliation.

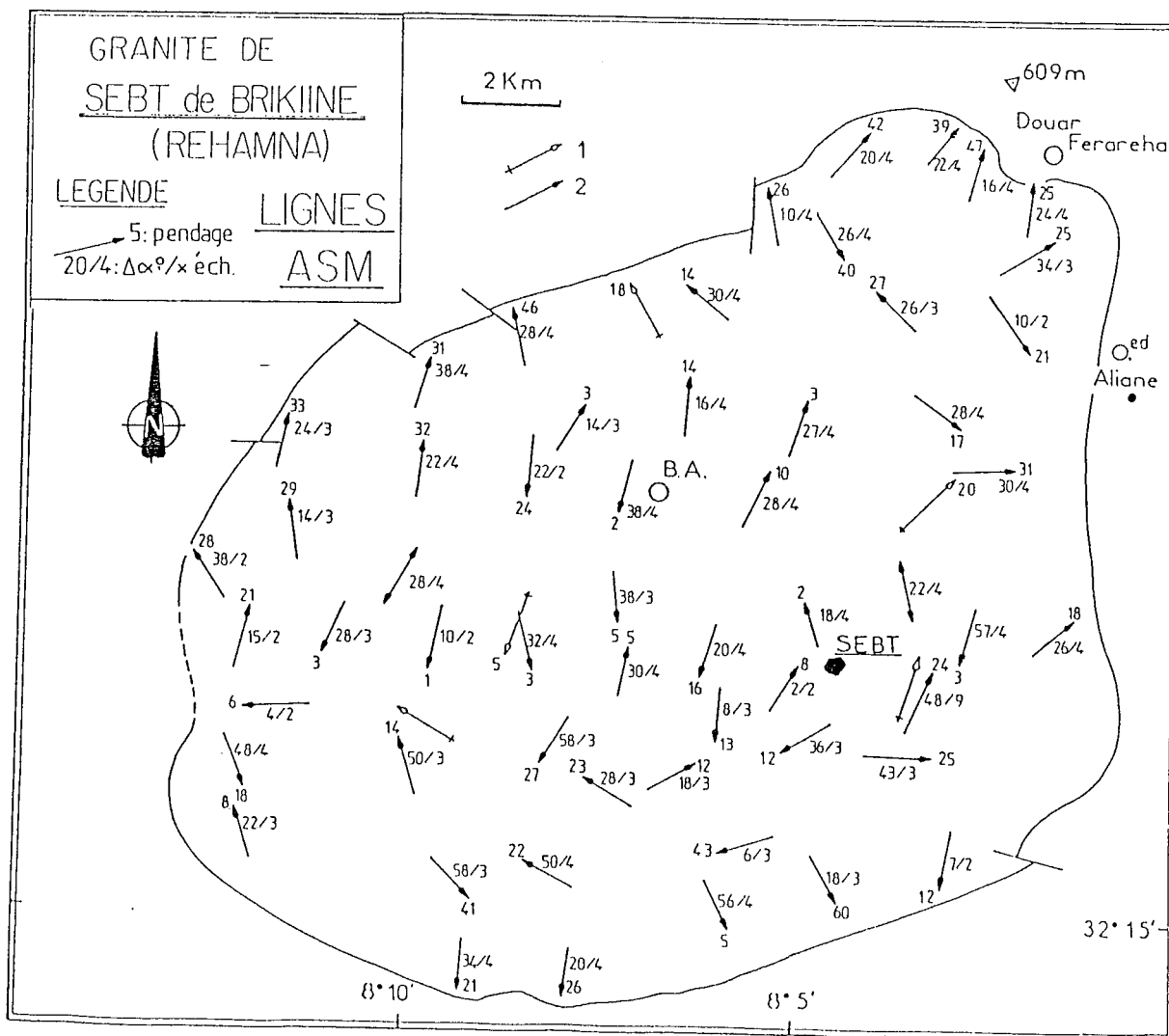


Fig.III. 16-Carte des linéations magnétiques sur le granite de Sebt de Brikiine. Δα°/x écha:écart moyen à la moyenne calculée sur x échantillons par site. Les orientations des linéations mesurées directement sur le terrain (5 stations) sont données avec le figuré 1. B.A.: Bou Achrine

### III-4-DISCUSSION SUR L'A.S.M.

#### III-4-1-RELATIONS ENTRE SM ET FACIES PETROGRAPHIQUES ET TEXTURAUX

Nous avons vu au paragraphe III.3.2.2 que, dans la partie nord du massif, la bande NW-SE située à l'Ouest d'Ouled Aliane, pourrait s'installer le long de la discontinuité pétrographique (granite porphyroïde / granite grenu à biotite) de la carte de Sirna (1986); Fig.III.4). Nous avons également noté que cette discontinuité n'apparaît pas de façon claire sur notre carte des faciès (Fig.III.3), ni sur notre carte des susceptibilités (Fig.III.8). Il n'empêche que, structurellement, cette discontinuité existe, par ses linéations obliques sur la tendance générale, et par ses foliations se redressant brutalement (Fig.III.14).

Au Sud du massif, la bande E-W de faible susceptibilité (comparer les figures III.8 et III.14) et à linéations magnétiques NW-SE, pourrait correspondre à des transitions pétrographiques brutales. Ces transitions sont suggérées par la limite avec le faciès porphyroïde à gros grain, à fortes susceptibilités immédiatement à l'Ouest ( $414 \times 10^{-5}$  SI) et au Sud de cette bande ( $600 \times 10^{-5}$  SI).

Partout ailleurs, la tendance que nous avons noté (§III.2.2.) à la superposition des trois principaux faciès (porphyroïde à gros grain; à grain moyen à fin porphyrique; à grain fin à biotite) avec contacts plats ou faiblement pentés, se retrouve dans l'organisation générale en dôme des plans de foliation (comparer les figures III.3 et III.14).

Ces cohérences d'orientation, imprimées sur des roches de natures variées, ont été étudiées en détail sur le site n°41 (Fig.III. 17 et légende). Là, trois faciès sont intimement associés de part et d'autre de contacts graduels faiblement pentés au Nord. Les mesures magnétiques, regroupées, sont indépendantes des faciès, et sont cohérentes avec les mesures structurales de terrain.

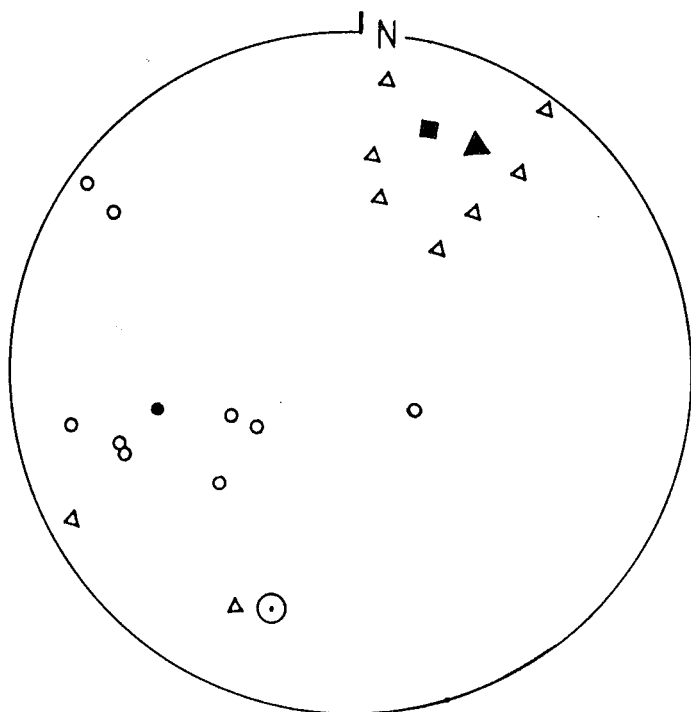
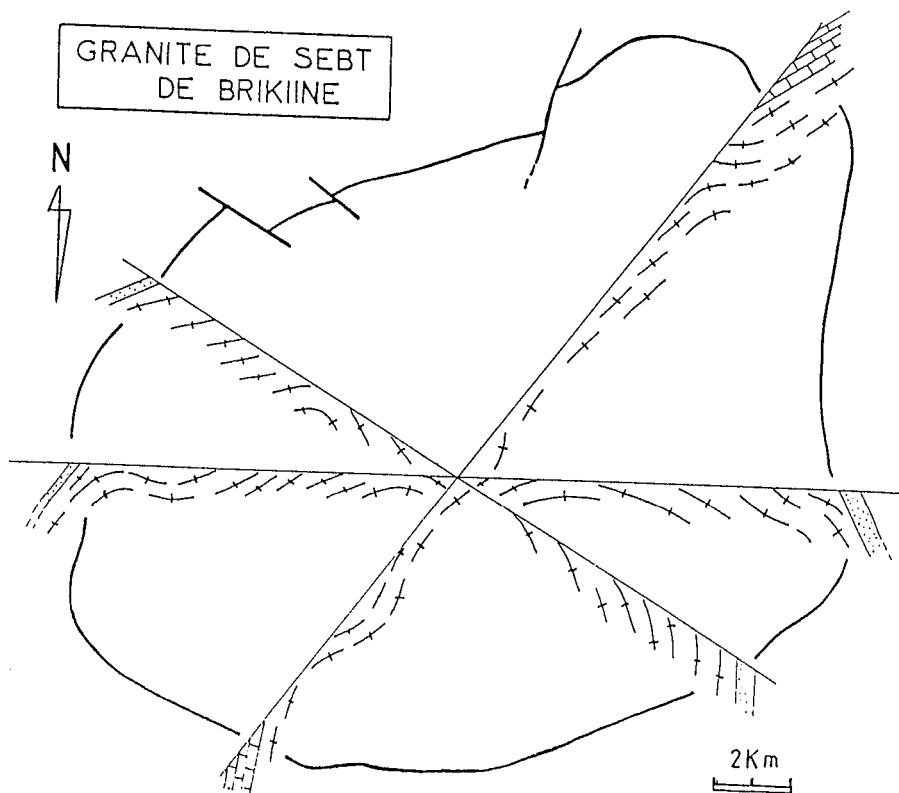


Fig.III.17-Etude détaillée du site 41 (2km à l'ESE de Sebti, sur la piste), où différents faciès sont superposés. Triangles vides :  $K_{max}$ ; triangles pleins : moyenne de  $K_{max}$  ( $N27 N24'$ ); carré plein : linéation mesurée sur le terrain; cercles vides :  $K_{min}$ ; cercle plein : moyenne des  $K_{min}$  ( $N78 N42'$ ); cercle pointé : pôle du plan de foliation mesuré sur le terrain ( $N20 S27'$ ).

### III-4-2-LES PLANS

On considère que les plans de foliation magnétique sont confondus avec les plans de la foliation magmatiques, comme c'est le cas pour d'autres massifs étudiés avec cette méthode ( Guillet *et al.*, 1983; Jover, 1986; Launeau *et al.*, 1988) et, comme on peut le montrer ici pour quelques mesures de terrain considérées comme significatives. Les foliations du massif montrent alors, en coupe E-W une forme en dôme très aplati à sa partie supérieure et à bords raides, aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest (Fig.III.18). C'est pourquoi, contrairement à Corsini (1988), on pense qu'il n'y a pas continuité du granite vers l'Est sous les Rehamna centraux. La forme du toit du granite est différente si l'on considère une coupe NNE-SSW, entre le Jbel Tenntana et le Sud du pluton. Là, les plans pendent moyennement vers le Nord au Nord, et vers le Sud au Sud sous l'encaissant. Le pôle du meilleur plan calculé des foliations, à  $N10^{\circ}N10^{\circ}$ , est confondu avec le meilleur axe de la linéation, à  $N 13^{\circ} N8^{\circ}$  (Fig.III.15). Ceci souligne une distribution des plans en zone autour d'un axe parallèle à la direction de la linéation. Cette relation plans-lignes est classique pour les granites en "lame" mis en place et transposés à l'état visqueux par cisaillement: par exemple, dans le Massif Central français (Jover et Bouchez, 1986) et dans les granitoïdes de la Haute-Moulouya (chapitre VI; Diot et Bouchez, sous presse). Toutefois, notre massif ne ressemble pas à ces massifs en "lame" qui sont très étendus: au contraire, le corps de Sebt de Brikiine est de taille modeste, et surtout, très bien circonscrit (voir données géophysiques, § III-7).



*Fig.III.18-Coupes structurales synthétiques à travers le granite de Sebt de Brikiine: les plans de foliation magmatique sont raides aux flancs Est et Ouest, et peu pentés au NE et au SW, en concordance avec les plans de foliation de l'encaissant.*

### III-4-3-LES LIGNES

Assimilables aux linéations magmatiques, leur orientation NNE-SSW dominante, n'est pas conciliable avec une ascension diapirique subverticale au droit du domaine actuel d'affleurement. On s'attendrait en effet à des linéations disposées concentriquement ou radialement, voire à des dispositions en hélice correspondant à une interférence entre alimentation magmatique et aplatissement au toit du pluton (Brun, 1981).

Ce très bon réglage directionnel de la linéation, associé à des plans qui dessinent un dôme à bords raides en coupe E-W et faiblement incliné en coupe NNE-SSW (Fig.III.18), suggère qu'il s'agit plutôt d'un corps magmatique allongé selon NNE-SSW, et dont la mise en place résulte d'un écoulement selon cette direction.

### III-5-COMPARAISON AVEC LES GRANITOÏDES DES REHAMNA ORIENTAUX

Les pointements granitiques de Sidi-Bahilil (0.1 Km<sup>2</sup>), Ras-el-Abiod (10 Km<sup>2</sup>) et Koudiat-er-Rmel (1 Km<sup>2</sup>) affleurent à l'Est de l'accident des Ouled Zednès (Fig.III.1) ou au coeur même de cette structure (Sidi Bahilil). Ces leucogranites sont très déformés à l'état solide: Sidi Bahilil dans tout son volume et Raz El Abiod à sa périphérie et à son toit. Ils ont connu des épisodes pneumatolytiques tardifs: filons de quartz, de pegmatite, muscovitisation associée à la cristallisation de tourmaline et de béryl (Huvelin, 1977; Bilal et Giret, 1987). Ces massifs, bien que dispersés, forment selon Marconnet (1987) un même batholite de grande extension sous la couverture paléozoïque. Des pointements de cornéennes et un réseau filonien à quartz principalement, disséminés dans tout le domaine, mais surtout dans le secteur de Raïchet (Fig.III.1) sont les témoins de ce batholite subaffleurant.

Les rapports isotopiques initiaux du strontium de ces leucogranites (Mrini, 1985), compris entre 0.70661 et 0.71160, indiquent une origine plutôt crustale avec une intervention possible d'un magma basique pour les plus faibles valeurs. Il n'y a pas, selon cet auteur, de liaison génétique directe entre ces massifs et celui de Sebt de Brikiine pour lequel le rapport isotopique initial indique une origine mantellique nettement plus marquée ( $S_{80}=0.70555$ ). L'âge Rb/Sr (RT) de ces leucogranites (265 Ma; ref. cit.) est comparable à celui de Sebt de Brikiine, mais la mauvaise définition de cet âge due à une dispersion sur l'isochrone ne permet pas de préciser si leur mise en place précède ou succède ce dernier. D'après les données sur la tectonique des Rehamna orientaux, cet âge serait postérieur à la déformation de leur encaissant. Compte tenu du caractère pneumatolytique marqué de ces granites, l'âge mesuré pourrait être un âge rajeuni. Leur mise en place pourrait ainsi être antérieure ou contemporaine de la déformation du domaine dans lesquels ils sont situés. L'orthogneissification dont ces granites sont l'objet, les oppose en effet au granite de Sebt de Brikiine à peine, ou très localement, déformé à l'état solide.

En conclusion, ces massifs dont la mise en place a pu être contemporaine du granite de Sebt de Brikiine, ont une origine distincte tant du point de vue de la pétrographie et de leur source que du contexte orogénique.

### III-6-L'ENCAISSANT DU GRANITE DE SEBT DE BRIKIINE

L'encaissant immédiat du granite est constitué uniquement par les séries du paléozoïque inférieur à moyen (Fig.III.1). A l'Est, ce sont les séries métamorphiques mésozonales des Rehamna centraux appartenant au Cambrien inférieur à moyen (Corsini et al., 1988) qui viennent buter contre le granite: leur foliation est très faiblement pentée près du contact sud-est, et moyennement à fortement pentée vers l'Ouest près du contact nord-est. Au SSE, le massif est jalonné par les quartzites ordoviciens en position chevauchante ("accident" des Ouled Zednès) des Rehamna orientaux. A l'Ouest, l'encaissant correspond à la série paléozoïque faiblement métamorphique du



"Môle côtier", structurée en vastes plis régionaux, de longueur d'onde kilométrique et d'axes orientés selon NNE-SSW (Guezou et Michard, 1976). Ces Rehamna occidentaux présentent par ailleurs un compartimentage en blocs séparés par les accidents directionnels de la Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale (Corsini, 1987). L'un de ces accidents, la faille du Lakhdar qui longe à l'Ouest le synclinal du même nom cartographié par Guezou et Michard (1976) passe à quelques centaines de mètres à l'Ouest du batholite.

La base de la série paléozoïque affleure au toit du massif au Nord (Jbel Tentana, Koudiat) et au Sud (Oued Bou Chane): ce sont les "Schistes à trous" de la formation de Lalla Mouchaa, équivalents de la "série du Bou Gader" des Jebilet, constitués de calcschistes du Cambrien inférieur (Michard *et al.*, 1982). L'épaisseur du paléozoïque inférieur ne dépasse pas ici quelques centaines, voire quelques dizaines de mètres, puisque, au Nord, sous les cipolins du Jbel Tentana comme de la Koudiat El Hamra (Fig.III.19), on trouve des arkoses comparables à celles qui, dans les Rehamna centraux, correspondent au remaniement de tufs rhyolitiques précambriens (Corsini *et al.*, 1988) et qui sont situées, comme ici, sous les calcschistes (cipolins) du Cambrien inférieur.

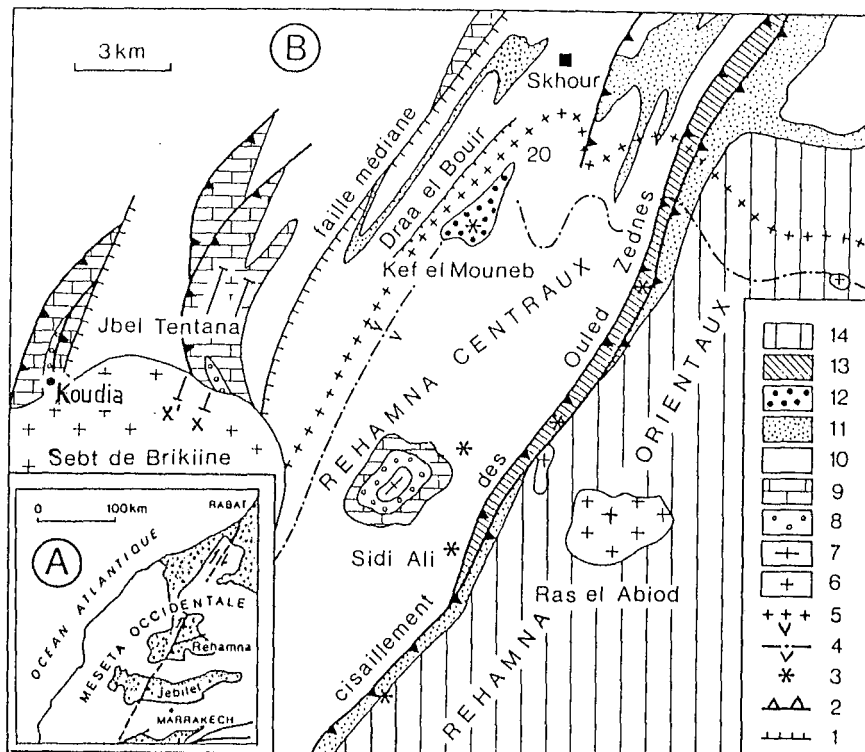


Fig.III.19-L'encaissant nord et est du granite de Sebte de Brikiine, d'après Michard *et al.* (1982) et les données de Corsini (1988). A-Localisation des Rehamna; B-Carte géologique: 1:Faille; 2:Chevauchements ductiles; 3:Occurrences à staurolite et disthène; 4:Isograde  $Gt+$ ; 5:Isograde  $Bi+$ ; 6:Granite hercynien; 7:Rhyolite du Précambrien; 8 et 9:Arkoses et cipolins du Cambrien inférieur; 10:Schistes et micaschistes du Cambro-ordovicien probable; 11: Quartzites ordoviciens; 12:Conglomérats du Dévonien probable; 13: Schistes, quartzites, calcaires et conglomérats du Siluro-Dévonien; 14:micaschistes et métavolcanites dévono-carbonifères probables.

Le métamorphisme de contact de ces séries (Michard *et al.*, 1982) se développe sur moins d'un kilomètre autour du batholite, sauf au Nord (Jbel Tentana), et au Sud (Oued Bou Chane) où son extension est plus importante (3-5 km) selon la direction NNE-SSW des plis régionaux (Bouybaouène, 1984). On peut donc penser que le granite s'enfonce avec un faible pendage sous sa couverture NNE et SSW.

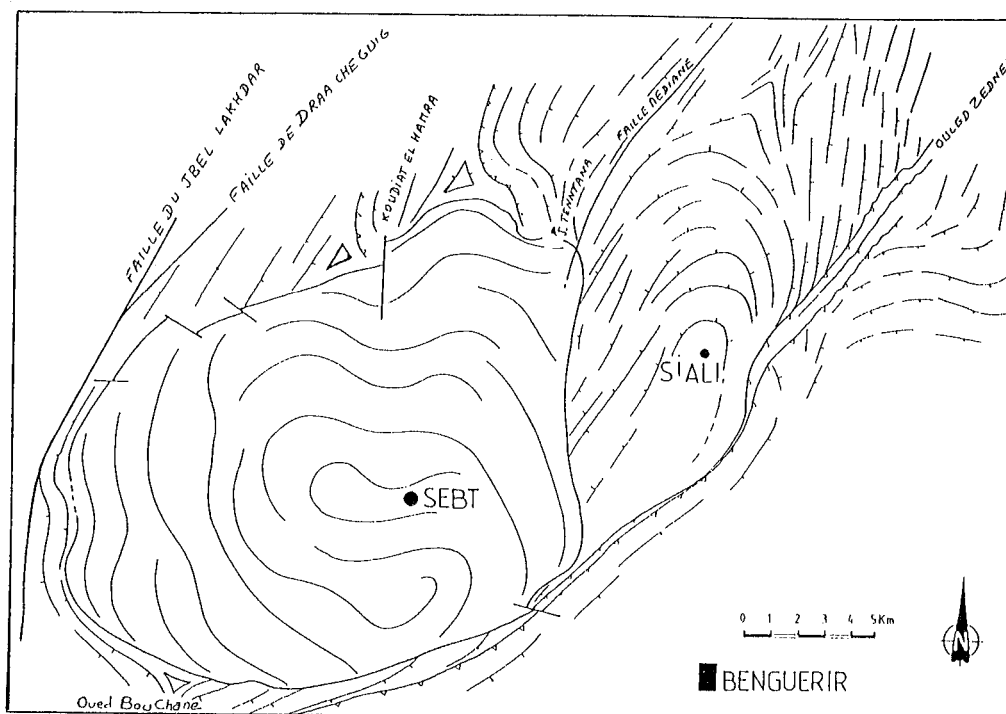


Fig.III.20-Trajeciores de la schistosité autour du massif de Sebt de Brikiine, et de la foliation dans le granite.

### III-6-1-TRAJECTOIRE DES PLANS DE SCHISTOSITE AUTOUR DU MASSIF

Dans les Rehamna centraux et orientaux, le plan de foliation (ou de schistosité de flux) présente une direction NE à NNE, et un pendage fortement penté à localement horizontal. Rappelons que, dans les Rehamna centraux, cette foliation porte une linéation d'étirement faiblement plongeante au NE, résultat d'une tectonique cisailante subhorizontale vers le SW en climat métamorphique mésozonal. Cette foliation primaire (S0-1) est reprise par un serrage Est-Ouest tardi-métamorphique qui confère à tout le domaine des Rehamna centraux et orientaux sa structure actuelle. Ce serrage est responsable de chevauchements vers l'Ouest, visibles à la frontière entre les deux domaines. Cette frontière est matérialisée par l'accident des Ouled Zednes qui, au Sud, oblitère totalement les terrains des Rehamna centraux, et se trouve donc en contact direct avec le massif de Sebt de Brikiine. Il est vraisemblable que c'est durant cet épisode compressif E-W que le Môle côtier acquiert lui aussi sa structure en vastes plis d'axes NNE-SSW.

A distance du granite, les directions des plans de stratification dans les Rehamna occidentaux, et de foliation dans les Rehamna centraux sont en moyenne orientées NNE-SSW (Fig.III.20). Au Nord-Ouest et à l'Est, les plans S0 ou S1 sont franchement sécants sur le contact granite-encaissant. A l'Ouest du massif et au Sud-Est, où l'accident des Ouled Zednes suit le contour cartographique du granite, on observe une bonne concordance entre le contact granite-encaissant et les plans structuraux de l'encaissant. Ailleurs, ces plans sont diversement sécants sur le contact du pluton. On met en évidence 3 zones de points triples de schistosité: au NE entre Koudiat et Jbel Tenntana; à l'Ouest de Koudiat, et au SW, près de l'Oued Bou Chane. Les points triples du Nord sont localisés au niveau de plans chevauchants vers l'Ouest; ceux du NE et du Sud sont dans des domaines où le

pendage de la schistosité et du contact granite-encaissant est faible. Ceci tend à minimiser la signification de ces points triples en termes de superposition de direction de compression.

### III-6-2-NATURE ET ORIGINE DE LA DEFORMATION DANS L'ENCAISSANT

La déformation associée à la mise en place du granite de Sebt dépend:

1-de la nature des formations concernées: selon leur compétence, elles réagissent différemment dans une même unité tectonométamorphique. C'est typiquement le cas des cipolins de la formation du Bou Gader, beaucoup plus que les quartzites, rigides, du môle côtier;

2-des domaines structuraux et métamorphiques, différents selon que ce sont les Rehamna occidentaux, centraux, ou orientaux qui sont concernés. La déformation associée à la mise en place du granite se superpose alors, soit à un S0 peu modifié (encaissant ouest), soit à une structure déjà fortement imprimée, S0-1 ou S1-2 (Rehamna centraux ou orientaux).

Ainsi, l'attribution à la mise en place du granite de telle structure planaire ou linéaire est parfois difficile à définir. Par exemple, dans les quartzites ordoviens qui jouxtent le granite au SE et qui appartiennent aux tectonites de l'accident des Ouled-Zednès, on n'observe pas de structures attribuables à cette mise en place: la roche présentait probablement des structures très pénétratives linéaires, en climat mésozonal, avant cette intrusion. Au contraire, les cipolins des Rehamna occidentaux, ont acquis un comportement ductile lors de la mise en place du granite.

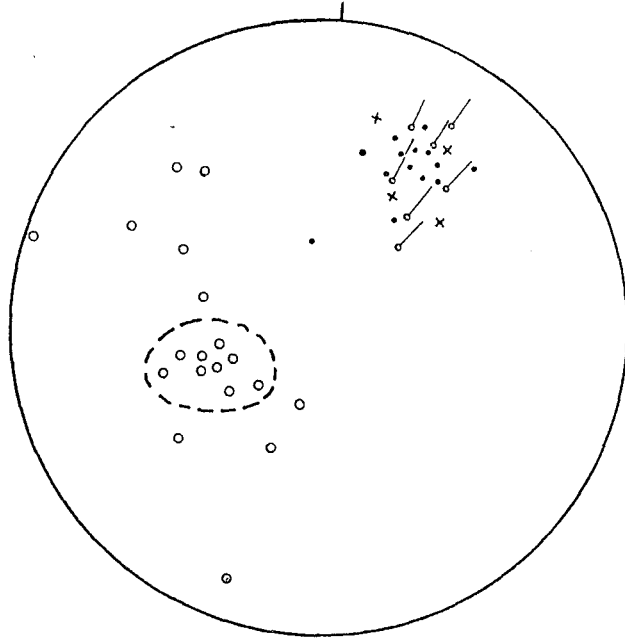
Dans le secteur du Jbel Tenntana (Nord), la schistosité des cipolins du Cambrien inférieur situés à quatre kilomètres au Nord du contact granite-encaissant (Ferme Prioux), est plan axial de plis décimétriques déversés vers l'Ouest et associés selon Piqué (1982) au serrage E-W tardif des Rehamna. Ce plan est fortement penté vers l'Est, et le contact ouest des cipolins est chevauchant (Michard et al., 1982) aussi bien au Jbel Tenntana, à l'Est, qu'à la Koudiat El Hamra, à l'Ouest. En s'approchant du granite, ce plan devient faiblement penté vers le NE, en même temps que croît le métamorphisme thermique. Deux hypothèses peuvent expliquer cette évolution:

1-Le serrage E-W est contemporain de la mise en place du granite; les structures observées au contact sont le reflet de l'interférence entre déformation régionale et mise en place. Les points triples de schistosité décrits au Nord et au Sud du massif prendraient alors une valeur de gonflement syntectonique (Brun, 1981);

2-Le serrage E-W est antérieur à la mise en place du granite: le plan de schistosité initial est déformé lors de la fermeture des plis et de l'aplatissement au contact du granite.

C'est cette dernière hypothèse que nous retenons comme le montre l'étude structurale qui suit.

Les axes des plis décimétriques sont orientés au NE-SW aussi bien à la Ferme Prioux (au Nord) que dans l'auréole métamorphique (Fig.III. 21). Mais, tandis qu'au Nord aucune linéation d'allongement n'est marquée dans la roche près du contact avec le granite, une remarquable linéation d'allongement-étirement à N25-30° apparaît dans les cipolins (Fig.III.21). Celle-ci se superpose à une linéation d'intersection S0-S1. La tectonique qui accompagne le métamorphisme de contact semble donc liée à un cisaillement selon NNE-SSW confiné au toit du granite.



*Fig.III.21-Structure de l'encaissant nord du granite de Sebti; 1: pôle des plans S0-1; 2: linéation d'étirement; 3: axe de plis; 4: pôle des fentes d'extension; Les mesures de S0 encerclées sont celles du Jbel Tenntana. Canevas de Wulff (int.).*

Ce cisaillement localisé n'est donc pas lié au serrage régional Est-Ouest. Il est peut-être synchrone ou plus probablement postérieur aux structures de la Ferme Prioux. A l'appui de cette dernière hypothèse, on observe que, lorsque le matériau est plus riche en quartz et donc moins ductile, c'est un nouveau plan de schistosité, faiblement penté au NE, qui se surimpose à celui de la déformation régionale. A l'appui d'un étirement NNE-SSW, localisé mais postérieur à la compression E-W, des fentes d'extension à remplissage carbonaté apparaissent dans tous les matériaux, perpendiculairement à la linéation d'étirement. Enfin le sens du cisaillement, déduit de l'asymétrie des structures en plaque mince, est tel que le haut de la série se déplace vers le SSW, parallèlement à cette linéation.

En réponse à cette déformation, les anticlinaux à matériel Cambrien inférieur du Jbel Tenntana et de Koudiat El Hamra à l'Ouest, se couchent vers l'Ouest à proximité du batholite. La dépression topographique, allongée selon Nord-Sud et qui s'intercale entre ces affleurements, constitue ainsi un synclinal formé de matériel paléozoïque post-Cambrien inférieur.

En conclusion, au Nord-Est du massif (Jbel Tenntana, Koudiat el Hamra) on met en évidence une importante déformation localisée à l'interface granite-encaissant, postérieure au serrage E-W régional, cisailante selon un plan faiblement penté selon une direction NNE-SSW et un sens probable vers le SSW. Le contour des auréoles de métamorphisme (Bouybaouène, 1984) allongées selon la direction NNE-SSW (Fig.III.22) renforce cette proposition.

Les structures affectant le même matériel (cipolins en particulier) au Sud du massif, indiquent également un faible pendage, ici vers le Sud, de l'encaissant au toit du massif. Là (affleurements de l'Oued Bou Chane), le plan de foliation porte lui aussi une linéation minérale et d'étirement très prononcée, ici encore, orientée NNE-SSW. Des plis d'entraînement ou en fourreaux, d'axes très obliques sur la linéation (60° environ) ou en voie de transposition selon celle-ci dans le plan de foliation indiquent le même sens de cisaillement qu'au Nord du massif: la partie supérieure des bancs de cipolins est cisailée vers le SSW. Cette déformation plastique, qui étire ces roches de façon très importante, se termine là encore par des fentes de tension perpendiculaires à la ligne. La différence principale d'avec les affleurements du Nord-Est réside ici dans l'absence de plis correspondant à la phase de serrage Est-Ouest. Cette observation renforce encore le caractère indépendant (et postérieur) de la déformation liée à la mise en place du granite par rapport au serrage E-W.

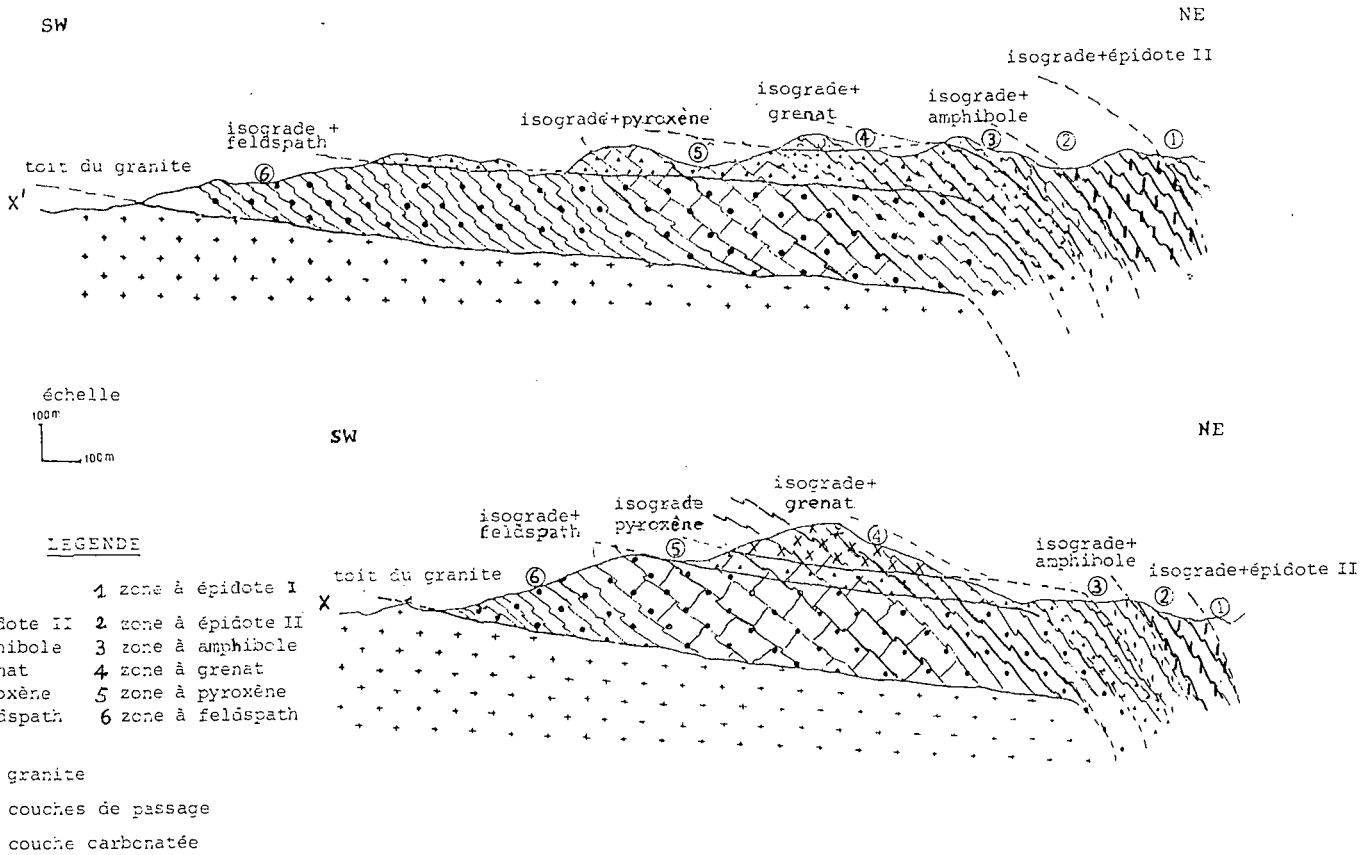


Fig.III.22-Le métamorphisme au Nord du granite de Sebti, d'après Bouybaouène (1984): Coupes synthétiques de répartition des isogrades et des zones à minéraux du métamorphisme de contact par rapport au toit du granite. Les coupes (x et x') sont localisées en Fig. III.19.

Enfin, à l'Est et au Nord-Ouest du massif, et contrairement aux contacts précédents la schistosité régionale est nettement sécante sur le contact granite-encaissant (Fig.III.20). Dans l'encaissant oriental, et sur une centaine de mètres dans les quartzophyllades cambriennes à proximité du contact, se superpose, à la foliation régionale des Rehamna centraux, une schistosité de fracture ou de crénelation, fortement pentée vers l'Est. Un métamorphisme de contact à andalousite et cordiérite s'associe à cette déformation. Un allongement subhorizontal, là encore de direction NS à NE-SW, est marqué par l'axe long des taches de métamorphisme mais leurs rapports axiaux ne dépassent jamais 3 en section XZ. Au Nord-Ouest du massif, c'est la stratification plissée des séries du Môle côtier qui vient buter contre le massif. La mauvaise qualité des affleurements ne permet pas d'observer le style de la déformation près du massif. Les seuls niveaux visibles sont en général des cornéennes quartzitiques sombres et très dures dans lesquelles on ne trouve pas de structure pénétrative remarquable.

### III-7-DONNEES GRAVIMETRIQUES

La carte gravimétrique de Van den Bosch (1981)(Fig.III.23) est dans l'ensemble compatible avec nos données structurales. C'est le cas de l'allongement NE-SW des contours de l'anomalie, parallèle à l'orientation des linéations, magmatiques dans le granite ou de déformation à l'état solide dans l'encaissant. Les courbes d'iso-gravité, très serrées à l'Ouest et très lâches au Nord s'accordent avec notre proposition de faire un contact granite-encaissant raide à l'Ouest (Fig.III.24) et peu penté vers le Nord au Nord (Fig.III.22).

Au Sud, le pendage sud de ce contact paraît plus redressé en gravimétrie ( $\alpha=65^\circ$ ; Fig.III.24) que ne le laisserait supposer le pendage des schistosités S0,1 mesuré dans l'encaissant ( $30^\circ$ ).

Enfin, à l'Est, l'espacement des courbes d'iso-gravité indique un pendage modéré du contact du granite vers l'Est. Les foliations magnétiques mesurées à l'intérieur du granite indiquent bien un pendage modéré vers l'Est (Fig.III.14) mais la couverture de mesures est ici particulièrement peu dense, les quelques mesures effectuées étant distantes du contact de plus de 1 km. Un contact oriental modérément penté serait en contradiction avec les pendages raides à verticaux de la schistosité associée au métamorphisme de contact de l'encaissant immédiat. On pense que la proximité à faible profondeur du socle précambrien des Rehamna centraux, mis en évidence par Corsini *et al.* (1988), diminue le contraste de densité nécessaire pour "isoler" le granite de son encaissant. On explique ainsi le faible pendage apparent du contact oriental déduit de la gravimétrie

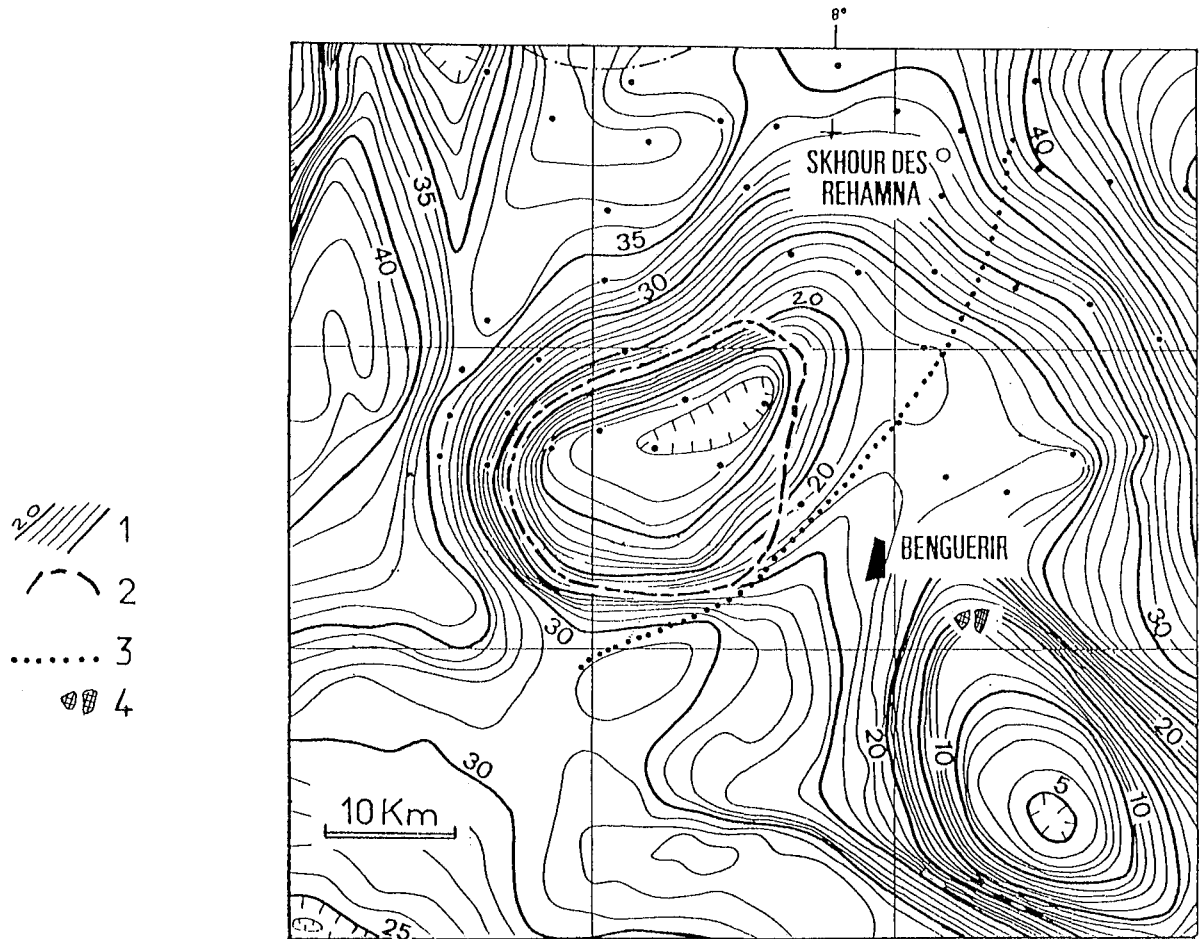


Fig.III.23-Carte des anomalies gravimétriques dans les Rehamna, d'après Van den Bosch (1981). 1: Courbes en milligals; 2: contour du granite de Sebti; 3: trace de l'accident des Ouled Zednès; 4: granite de Moulay Kerkour.

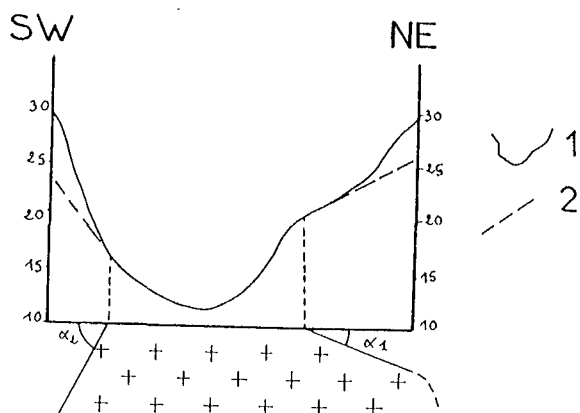


Fig.III.24-Coupe SW-NE du granite de Sebti (Bouybaouène, 1984) d'après son anomalie de Bouguer (Van den Bosch, 1981). 1: profil de l'anomalie; 2: tangente au point d'affleurement du granite;  $\alpha 1$  et  $\alpha 2$ : pendage du toit du granite. En ordonnée: milligals.  $\alpha 2$  calculé ici est supérieur au pendage de S 0-1 au Sud ( $30^\circ$ ).

Au Sud-Est de Benguerir, la gravimétrie indique également la présence d'un corps magmatique sous la plaine tertiaire de la Bahira située entre les Rehamna et les Jebilet (Fig.III.23). Le granite de Moulay Kerkour cité plus haut (III-2-1) appartiendrait à la partie nord de ce corps magmatique mais ses relations avec le massif de Sebt de Brikiine ne sont pas connues. Sa situation à l'Est de l'accident des Ouled Zednès suggère qu'il appartient soit:

- 1-au domaine des Rehamna orientaux: il serait alors à rattacher au vaste granite sub-affleurant signalé au Nord par Marconnet (1987) malgré une pétrographie comparable à celui du granite de Sebt de Brikiine;
- 2-au massif des Jebilet orientales: il serait alors comparable à celui des Oulad Ouaslam, beaucoup plus ancien, puisque daté à 350 Ma (Mrini, 1985);

- 3-au massif des Jebilet centro-occidentales, et alors en prolongement nord des massifs granitiques de Tabouchent-Bamega.

En l'absence de données plus précises, nous retiendrons que ce granite enfoui de Moulay Kerkour bien que d'âge comparable à celui de Sebt d'après Mrini (1985) appartient à un contexte géologique différent.

### III-8-DISCUSSION

#### III-8-1-LES RELATIONS PLANS-LIGNES et GRANITE-ENCAISSANT

Si l'on considère les relations granite-encaissant aux extrémités NE et SW, le pluton de Sebt de Brikiine apparaît comme syntectonique, responsable durant sa mise en place des structures observées dans l'encaissant, par exemple du "rubannement" et des linéations dans les cipolins, parallèles ou conformes en moyenne aux foliations et linéations magmatiques dans le pluton.

L'hypothèse émise par Sirna (1986) d'un corps magmatique différent, situé au Nord du massif, s'appuie sur des considérations pétrographiques qui ne nous semblent pas justifiées. Toutefois, les linéations magmatiques montrent une orientation différente du reste du massif à la limite cartographique supposée de ce granite "précoce" de Sirna. Si un tel corps existe bien au NE du massif, il faudrait attribuer à sa mise en place précoce les structures de l'encaissant nord. L'encaissant sud montrant les mêmes types de structure, probablement acquises de façon identique, on s'attendrait à trouver au Sud un corps identique au toit du granite, ce qui n'apparaît pas sur la carte de Sirna (1986).

Si l'on compare le style de déformation dans l'encaissant nord, les orientations de ses plans et de ses lignes, et la position des cipolins au toit du granite, il est troublant de constater l'analogie qui existe, avec la même série stratigraphique, à quelques kilomètres à l'Est dans les Rehamna centraux (Sidi Ali) mais, cette fois-ci, au toit d'une formation volcanique acide. Dans les deux cas, les cipolins surmontent des niveaux arkosiques grossiers qui sont utilisés, dans les Rehamna centraux, comme critère d'attribution au Précambrien de la formation volcanique sous-jacente (Corsini *et al.*, 1988). D'autres critères permettent cependant d'affirmer que l'on a affaire à deux contextes structuraux différents; ce sont:

- 1-un métamorphisme de contact au Jbel Tenntana (Bouybaouène, 1984 et Fig.III.22) et régional à Sidi Ali;

- 2-l'extension de la déformation, confinée au toit et à la bordure du granite de Sebt, et étendue à la zone de Skhour toute entière, dans l'autre cas (Michard *et al.*, 1982);

- 3-la superposition des déformations régionales et de contact dans les Rehamna centraux.

Enfin, on peut envisager que les critères permettant d'attribuer à une tectonique post serrage E-W les structures de l'encaissant métamorphique au Nord et au Sud ne soient pas généralisables à l'ensemble des structures du contact. Par exemple, le gonflement anisotrope du granite pourrait, à lui seul, rendre compte à la fois de ces structures et des plans fortement pentés de l'encaissant ouest et est. Le caractère syntectonique du granite ne serait alors pas clairement démontré.

### III-8-2-LES LINÉATIONS

Les lignes sont très régulièrement orientées en NE-SW et presque toujours faiblement plongeantes, que ce soit dans le granite ou dans son encaissant immédiat. Leur intensité est fonction: 1-de la nature du matériel concerné et; 2-de leur localisation dans ou autour du pluton. Elles sont par exemple fortement exprimées dans les cipolins et peu marquées sur les plans fortement pentés de l'Ouest (quartzites) et de l'Est (allongement faible des ocelles de cordiérite et des taches de métamorphisme dans les schistes). Le caractère linéaire de la déformation est néanmoins important mais nous avons vu que, dans le massif lui-même, il se localise surtout au toit (bordures NW et SE; Fig.III.11b). Le sens de cisaillement vers le SSW, déterminé dans l'encaissant, est identique au Nord et au Sud du massif. Ceci paraît exclure une mise en place par diapirisme, même anisotrope: on devrait alors observer des sens opposés, vers le Sud, au Sud du massif, et vers le Nord, au Nord.

Enfin, si l'on compare l'intense déformation linéaire dont sont l'objet les quartzites ordoviciens pincés dans l'accident des Ouled Zednès au Sud-Est du pluton, et l'absence de déformation du granite au plus près de cet accident, le caractère tardif du pluton est une fois de plus évident par rapport aux épisodes tectoniques des Rehamna centraux et orientaux. On ne doit donc pas comparer entre elles les lignes de même direction appartenant à ces deux domaines.

### III-8-3-LES FILONS TARDIFS

Il faut ajouter à cet environnement structural, dans la région du Jbel Tenntana-Ferme Prioux, des filons de microgranite de 4 à 8 mètres d'épaisseur et orientés également selon NNE-SSW (Fig.III.25).Leurs épontes (Bouybaouène, 1984) et leurs structures internes indiquent que leur remplissage magmatique s'est effectué soit verticalement (filon en extension de Lalla Mouchaa), soit horizontalement du Sud vers le Nord (filon décrochant dextre de la Ferme Prioux): ces filons pourraient avoir été injectés pendant la mise en place du granite de Sebt, mais aussi être plus tardifs, en relation avec les filons de microgranite et de rhyolite présents sur le même axe NNE-SSW, dans le granite lui-même. Qu'ils soient contemporains ou postérieurs à la mise en place du granite, ces filons traduisent, dans l'encaissant, l'existence d'ouvertures parallèles à la Faille Médiane. Ces ouvertures, qu'elles soient situées près de cet accident ou dans le granite lui-même, correspondent probablement au jeu ou au rejeu d'un important accident en profondeur.

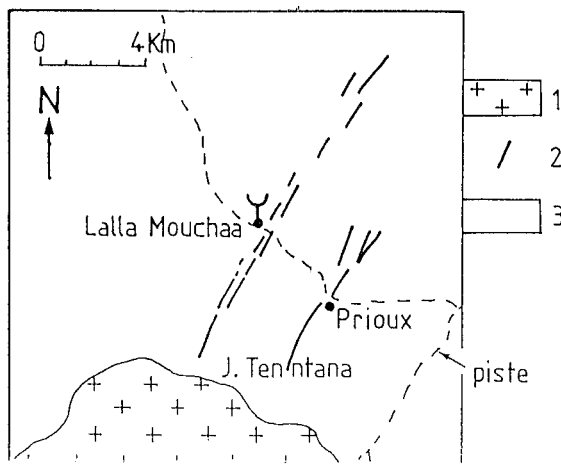


Fig.III.25-Localisation des filons "granitiques" au Nord du massif de Sebt, d'après Bouybaouène (1984) 1-granite; 2-filons; 3-Paléozoïque.



### III-8-4-MISE EN PLACE DU GRANITE DE SEBT: ESSAI DE MODELISATION

Ce pluton s'est probablement mis en place sous forme d'un seul corps granitique. Les mesures Rb/Sr de Mrini (1985) et Tisserant (1977) sur différents échantillons du massif ne montrent pas de dispersion suffisante sur l'isochrone pour envisager une mise en place en plusieurs étapes. On regrettera toutefois que les auteurs précédents n'aient pas précisé la pétrographie des échantillons mesurés. On note par ailleurs qu'aucune étude pétrographique ou géochimique n'a considéré le faciès à amphibole et/ou à enclaves basiques plus ou moins bien assimilées, caractéristique de l'Ouest du pluton. Nous faisons de ce faciès le plus basique le faciès principal, le plus étendu.

La mise en place du pluton, qui intervient très tard dans l'histoire hercynienne de la Meseta ( $282 \pm 2$  Ma selon Tisserant;  $266 \pm 6$  Ma selon Mrini) scelle, par son métamorphisme de contact et ses structures:

1-le jeu dextre de la Faille médiane immédiatement à l'Est du Jbel Tenntana, et;

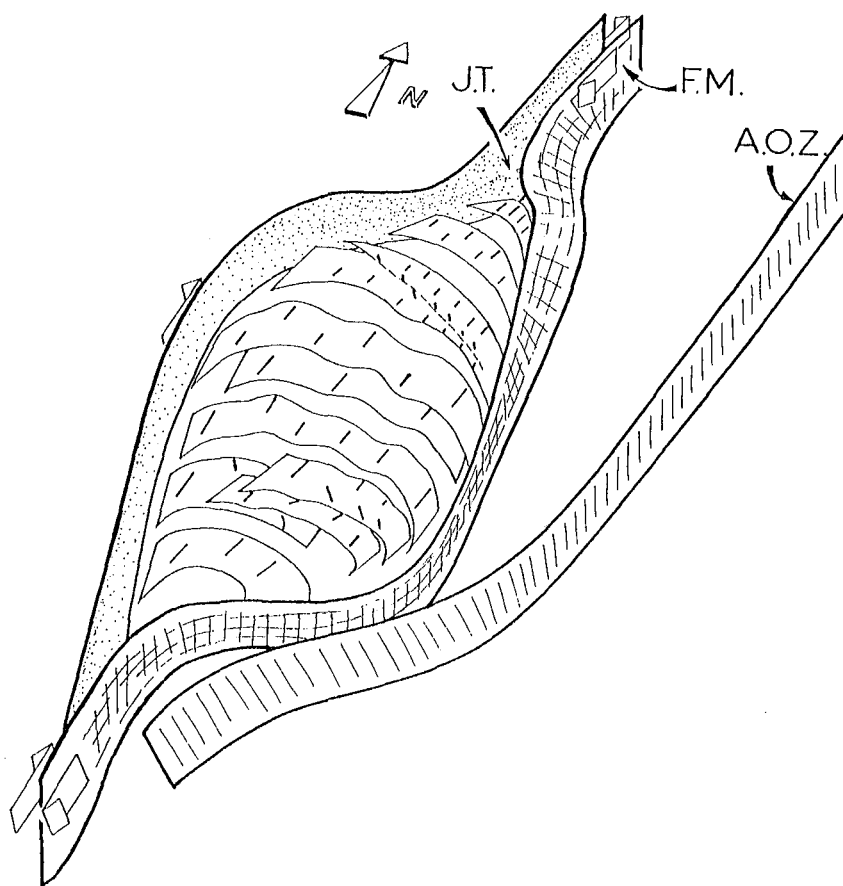
2-le métamorphisme mésozonal et la déformation pénétrative des Rehamna centraux.

Sur ce dernier point, l'hypothèse de Lagarde et Michard (1985) de cisaillements senestres dans les Rehamna centraux, synchrones de la mise en place du granite, ne nous paraît pas correcte. De tels cisaillements sur des plans de foliation à pendage Ouest correspondent pour nous (voir §.II) à la déformation cisailante subhorizontale et vers le Sud de la phase majeure des Rehamna centraux. Leur pendages localement redressés vers l'Ouest, à proximité de la Faille Médiane, doit être attribuée au serrage Est-Ouest que nous considérons comme antérieur à la mise en place du granite, ainsi qu'au fonctionnement dextre de la Faille Médiane. Plus à l'Est dans les Rehamna centraux ces foliations deviennent subhorizontales, à Sidi Ali, avant de prendre des pendages vers l'Est en se rapprochant de l'accident des Ouled Zednès.

Le granite de Sebt de Brikiine est structuré à l'état visqueux. La disposition en dôme des plans de foliation (Fig.III.14 et III.15a), et de ses linéations souvent faiblement pentées (Fig.III.15b et III.16) placent le niveau d'érosion actuel à proximité du toit du pluton. Ceci est compatible avec la position périphérique des faciès les plus basiques (Fig.III.8) et centrale des faciès les plus différenciés (Fig.III.8 et Sirna, 1985). Rappelons que ces foliations sont par ailleurs fortement pentées au Sud-Est et à l'Ouest du massif, et moyennement pentées au Nord-Est, à l'Est et au Sud-Ouest. Elles sont orientées en zone autour d'une linéation remarquablement constante en direction NNE-SSW, sauf exceptions locales au Nord et au Sud. Cette continuité directionnelle, qui se marque aussi dans l'encaissant immédiat du Cambrien inférieur déformé plastiquement contraint le modèle qui, d'emblée, ne peut être celui d'un diapir "isotrope" dans un encaissant passif.

On propose une mise en place dans une ouverture en baïonnette (Fig.III.26) de la croûte fragile préalablement structurée, c'est à dire, après la structuration des Rehamna centraux et orientaux (y compris l'accident des Ouled Zednès), après la phase de serrage Est-Ouest et après le fonctionnement dextre de la Faille Médiane. La direction de l'accident cisailant le long duquel est ménagé l'ouverture est N-S à NE-SW, contrainte par toutes les orientations des structures linéaires.

Le sens dextre de cet accident est contraint par la géométrie de la baïonnette. Un sens contraire placerait la branche sud du cisaillement en position sécante par rapport à l'accident des Ouled Zednès. Cet accident pourrait correspondre avec le rejeu diffus, sur une large bande de terrain, de la Faille Médiane; au Nord son mouvement serait encaissé au niveau des plis serrés et fortement étirés du Jbel Tenntana (Fig.III.26: JT).



*Fig.III.26-Modèle d'ouverture de la croûte le long d'un accident dextre et principales structures planaires et linéaires dans le pluton de Sebt. AOZ: Accident des Ouled Zednès; FM: Faille Médiane; JT: Jbel Tenntana.*

Si on replace dans ce contexte les anisotropies relevées dans le pluton (Fig.III.27a), on constate que des zones fortement anisotropes (planaires: tirets; linéaires:points) se placent le long de segments ENE-WSW du rhombe de Sebt, domaines en compression dans notre modèle. La figure III.27b montre que ces domaines coïncident grossièrement avec ceux dans lesquels la foliation du granite est redressée (zone pointillée:  $\geq 35^\circ$  de pendage).

Ainsi, c'est dans l'ouverture grossièrement Nord-Sud de l'encaissant, d'amplitude de 12 à 15 km, que se mettrait en place le granite selon une direction NNE-SSW. On rend compte des sens de cisaillement, vers le Sud, déterminés dans l'encaissant nord et sud du massif (flèches en Fig.III.27a) en supposant que le mouvement relatif du granite par rapport à son toit était vers le Nord. Enfin, on rend compte d'une partie du déplacement vers le Sud de l'encaissant est du pluton ( $\sim 8$  km) par la courbure de l'accident des Ouled Zednès (position initiale en pointillé en Fig.III.27a), se trouvant ainsi poinçonné au niveau du point triple: granite - Rehamna centraux - Rehamna orientaux. Symétriquement, on admet que 8 kilomètres environ de ce déplacement sont amortis dans l'encaissant Nord-Ouest, au front de l'autre face en compression du rhombe (Fig.III.27a).

Dans ce modèle qui rend compte de la continuité structurale du pluton et de son encaissant, en particulier dans l'axe de l'accident au Nord (Jbel Tenntana) et au Sud (Oued Bou Chane), on comprend alors la position des points triples de schistosité à ces emplacements. La mise en place des filons de microgranite et de rhyolite, aussi bien au sein du pluton que dans l'encaissant est attribuée à un rejeu tardif de la Faille Médiane s.l.

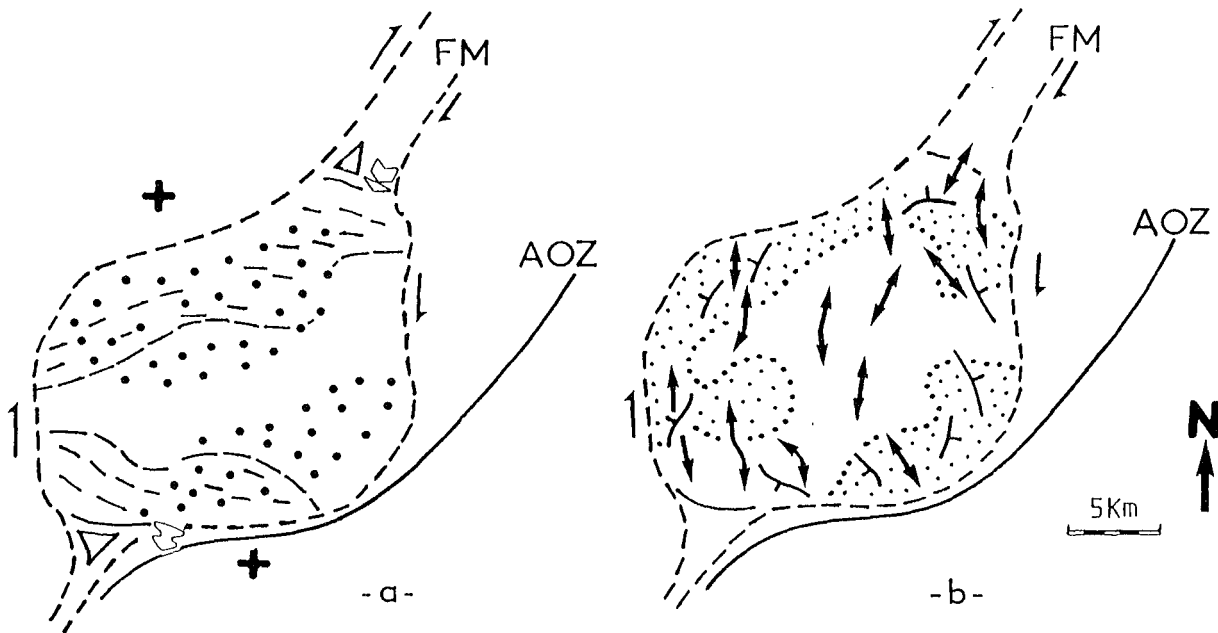


Fig.III.27.a-Les zones fortement anisotropes (tirets:planaires; points: linéaires) du granite se placent parallèlement aux faces en compression (croix) du rhombe.

b-Les zones à foliations les plus pentées (pointillés: pen dages  $\geq 35^\circ$ ) du granite se placent grossièrement en bordure des faces compressives du rhombe.

Nous avons déjà fait appel à ce type de modèle en pull-apart le long d'un accident décrochant pour le granite des Zaër (cf. Diot et Bouchez, 1986; chapitre IV)). D'autres auteurs ont évoqué cette géométrie pour rendre compte de la mise en place de plutons granitiques, lorsque comme ici, l'association entre zone cisailante et pluton s'impose pour des raisons de structure (Hutton, 1988), ou de structure et de forme imposée par les données gravimétriques (Guineberteau et al., 1987; Amice, thèse en préparation).

Dans un contexte plus large, la disparition des Rehamna centraux, à l'Est du massif, ne paraît pas spécialement liée à cette mise en place: les Rehamna orientaux ont en effet chevauché vers l'Ouest le domaine central antérieurement. Les épais niveaux quartzitiques pincés dans l'accident des Ouled Zednès ont constitué sans doute, dans la croûte, un écran que n'a pu franchir le magma granitique lors de sa montée. A l'appui de cette hypothèse, de tels niveaux de quartzites ordoviciens constituent également la bordure Nord-Est cisailante du granite des Zaër. Cette limite des Ouled Zednès a sans doute joué un rôle dans cette fracturation de la croûte en guidant le jeu de la Faille médiane qu'elle recouvre au Sud.

La différence majeure qui existe entre ce pluton et les granitoïdes des Rehamna orientaux reconnus sous la couverture paléozoïque (Marconnet, 1987), est la présence, dans ceux-ci, de minéraux hydratés ou liés à un deutérisme: muscovite, béryl, quartz d'exsudation. On attribue cette diversité régionale à la position structurale des massifs: malgré la proximité, les contextes sont très différents tant dans les structures que dans le métamorphisme. Bien que l'âge des granitoïdes du domaine oriental ne soit pas défini avec précision, ils sont affectés par la phase de serrage Est-Ouest (Lagarde et Michard, 1986). Ils sont donc probablement antérieurs au massif de Sebt de Brikiine. On peut supposer que les magmas alimentant ces derniers sont dûs à une fusion de la croûte (Mrini, 1986) consécutive au chevauchement des Rehamna orientaux sur le Môle côtier.

#### IV-LE MASSIF GRANITIQUE DES ZAER



## IV-2-ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE DU MASSIF DES ZAËR

Le massif des Zaër appartient à la Meseta occidentale (Michard, 1976) et, dans le Massif Central marocain (Fig.I.1), à l'Anticlinorium de Khouribga-Oulmès (Fig.IV.1) défini par Termier (1936). L'ellipse granitique que ce massif dessine en carte est intrusive au sein de terrains du Paléozoïque inférieur (Van Leckwijck et al., 1955), allant de l'Ordovicien au Dévonien (Fig.IV.2) faiblement métamorphiques (Piqué, 1979). Les terrains les plus anciens de cette série stratigraphique (Ordovicien et Silurien) sont localisés à l'Est de l'axe de l'ellipse granitique, le Dévonien affleurant surtout à l'Ouest.

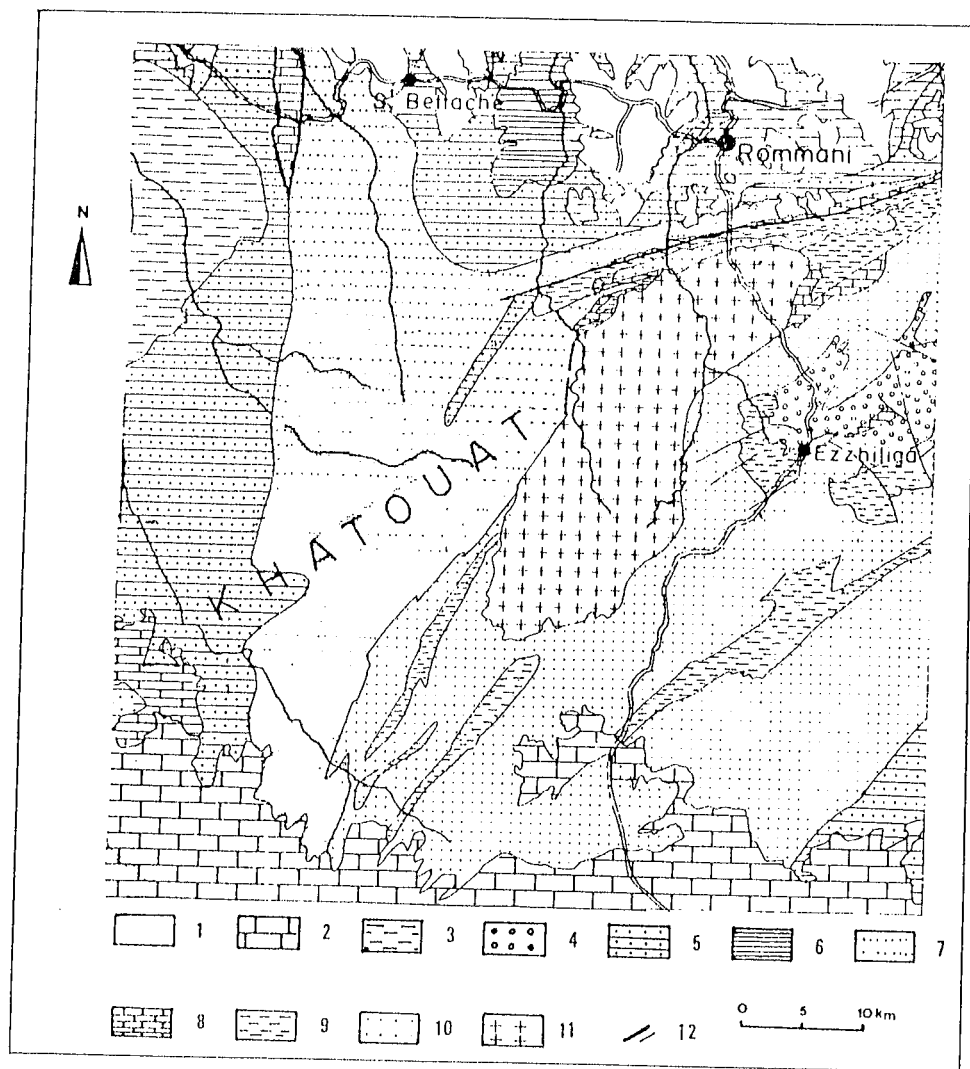


Fig.IV.2-Carte géologique de la région des Zaër, d'après la carte au 1/500 000 ème de la partie occidentale du Maroc (A. Piqué, 1979). 1:Miocène; 2:Crétacé; 3:Trias; 4:Wesphalo-Autunien; 5:Viséen supérieur - Namurien; 6:Viséen inf. et moyen; 7:Famméno-Tournaisien; 8:Dévonien inf. et moyen; 9:Silurien; 10: Ordovicien; 11:granite des Zaër; 12:failles principales et mineures.

La succession lithostratigraphique du Paléozoïque inférieur est constituée par:

**1-L'Ordovicien**, divisé en : (i)- **Llandeilo moyen et supérieur** essentiellement gréseux à la base, sous forme de schistes gréseux et micacés avec des intercalations de bancs de quartzites et de couches lenticulaires de minerais de fer oolithique. Vers le haut, cette série passe à des schistes tendres: ce sont les **Schistes d'Ouljet-Bou-Khémis (Termier, 1936)**.

(ii)- **Caradoc-Ashgill** formant un complexe quartzitique et schistogréseux dont les bancs de quartzite blanc constituent les reliefs principaux à l'Est du massif;

**2-Le Silurien**, qui comprend une série uniforme de schistes ampéltiques à graptolites emballant des concrétions carbonatées diagénétiques sombres à orthocères (par exemple, à 4 km au Sud d'Ezzhiliga sur la route de Rommani à Oued Zem);

**3-Le Dévonien** inférieur et moyen, localisé essentiellement au Nord-Ouest du massif, constitué d'une lithologie carbonatée. Le Dévonien supérieur, silico-carbonaté ne se rencontre qu'à l'Ouest du granite, où il constitue les reliefs du plateau du Khatouat.

**Au Nord-Ouest**, l'encaissant immédiat du granite est en contact, le long d'une zone complexe orientée ENE-WSW (**boutonnaire de Rommani**, El Wartiti *et al.*, 1986), avec la bordure sud-orientale du Bassin dévono-dinantien de Sidi Bettache (Piqué *et al.*, 1980). Ce bassin correspond selon Piqué (ref. cit.) à une ouverture en pull-apart le long de l'accident de Rabat-Tichka de sens dextre (Fig.IV.3). Cet accident crustal majeur jouerait ainsi dès la phase bretonne (~350 Ma) de l'orogénèse hercynienne (Hoepffner, 1987) et jusqu'au Viséen (~330 Ma), un rôle important du point de vue sédimentaire et structural dans cette partie de la Meseta, comme plus au Sud dans le Massif des Rehamna (Michard *et al.*, 1979).

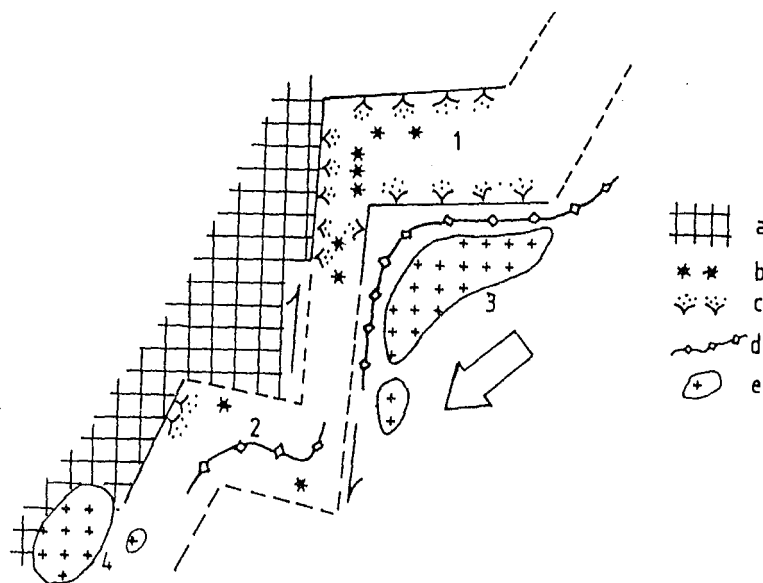


Fig.IV.3- Représentation schématique de la Zone de Cisaillement de la Meseta occidentale durant l'épisode synsédimentaire lié à une ouverture en baïonnette ("pull-apart"), d'après A. Piqué (1980). 1: Bassin de Sidi-Bettache; 2: Rehamna; 3: Granite des Zaër; 4: Granite des Rehamna; a: Bloc côtier; b: volcanisme; c: sédiments "chaotiques"; d: axes anticlinaux; e: granite intrusif.

A l'Est, la région d'Ezzhiliga a également subi une structuration hercynienne précoce (Cailleux, 1985), écho probable de la phase bretonne mieux connue dans l'Est du Massif central marocain. Les "écailles" d'Ezzhiliga témoins de cette tectonique définie par Cailleux, constituent des redoublements de séries le long de contacts plats dont le jeu a précédé la phase plicative intrawestphalienne, à axes de plis N 80°. La répétition des terrains de la série paléozoïque que forment ces écailles, en particulier celle des épais bancs quartzitiques ordoviciens, constitue les corniches abruptes qui dominent le pays des Zaër. A la lueur de ces données récentes, ces écailles antévésiennes et leur signification structurale conduisent à revoir le sens donné par Van Leckwijck *et al.* (1955) à l'Anticlinorium Khouribga-Oulmès: les anticlinaux et synclinaux définis par ces auteurs n'apparaissent pas comme des structures simples monophasées, mais comme le résultat d'une tectonique polyphasée, associant successivement écaillage et plissement, et conduisant aux "arcs" d'Ezzhiliga.

Le métamorphisme régional et la déformation croissent régulièrement de l'Ouest vers l'Est (Piqué, 1979): du degré anchizone dans la région de Sidi Bettache, il atteint l'épizone au droit de l'axe granitique (Fig. IV.4).

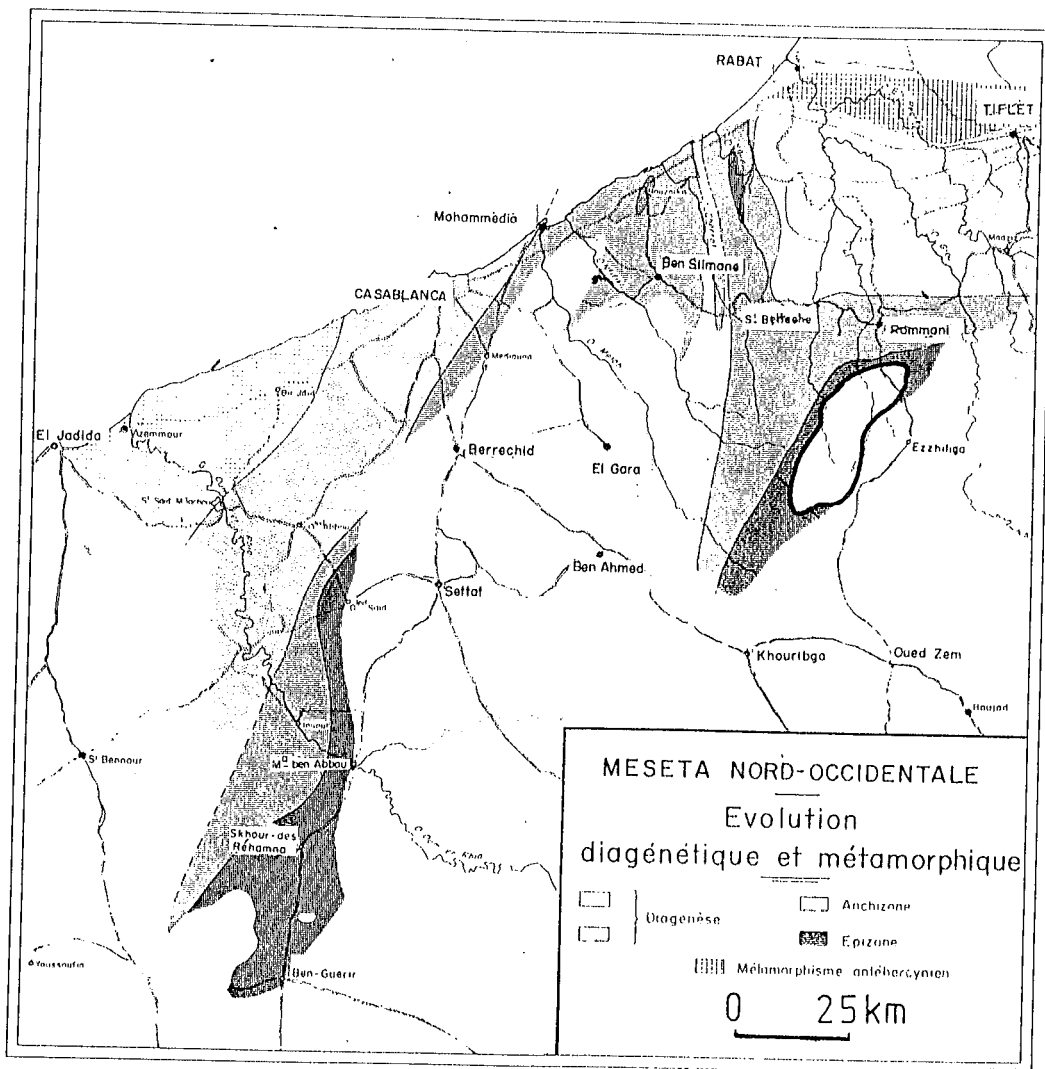


Fig. IV.4- Carte de l'évolution du métamorphisme, d'après A. Piqué (1979).



En conclusion, le pays des Zaër apparaît comme l'émergence d'un domaine relativement profond situé en marge sud-est d'un bassin sédimentaire actif du Dévonien inférieur au Viséen supérieur, et en bordure ouest d'un domaine modérément structuré par la phase majeure de l'orogénèse hercynienne et dans lequel on reconnaît une tectonique précoce (phase bretonne).

#### IV-3-LES GRANITES DES ZAËR

Le pluton des Zaër, s'étend sur environ 400 kilomètres carrés, et constitue une ellipse allongée suivant une direction NE-SW. Il est composé de deux corps granitiques nettement définis, tant du point de vue cartographique que des faciès pétrographiques. Ce sont:

1-Un granite à biotite, de composition granodioritique ( $\text{SiO}_2 \sim 70\%$ ) qui occupe la plus grande surface (220 km<sup>2</sup>) et constitue la partie allongée du massif.

2-Un granite à deux micas (monzogranitique), de composition moyenne plus acide que le faciès à biotite seule ( $\text{SiO}_2 \sim 75\%$ ); de forme subcirculaire sur environ 180 km<sup>2</sup>, il recoupe cartographiquement l'ellipse précédente dans sa partie sud-est.

#### IV-3-1-AGES RADIOMETRIQUES

Les travaux de Mrini (1985) ont montré que les deux faciès principaux définissent deux isochrones différentes (Rb/Sr sur roche totale), qui fournissent deux âges distincts:  $303 \pm 13$  Ma pour le granite à biotite et les enclaves associées et,  $279 \pm 11$  Ma pour les faciès à deux micas.

Les rapports isotopiques initiaux du strontium montrent que dans le faciès à biotite ( $S_{ro} = 0.7050 \pm 3$ ) l'apport mantellique est dominant alors que la contribution crustale est nettement affirmée dans le faciès à deux micas ( $S_{ro} = 0.7093 \pm 13$ ). Ces résultats, et ceux relatifs aux données Sr-Nd (Mrini, 1985), suggèrent comme le pense Giuliani (1982) qu'il n'y a pas de liaison génétique entre les deux principaux faciès: le faciès à deux micas ne serait pas issu d'une différenciation par cristallisation fractionnée à partir d'un magma d'origine profonde qui produit le granite à biotite, mais proviendrait d'une fusion plus tardive impliquant de la croûte continentale.

#### IV-3-2-PETROGRAPHIE

##### IV-3-2-1-Le granite à biotite seule ou granodiorite

Au sein de ce faciès à biotite seule, Mahmood (1980) a distingué deux sous-faciès, à partir d'observations portant, d'une part sur la texture et la couleur de la roche, et d'autre part sur l'abondance relative des principaux minéraux: ce sont le granite à tendance porphyroïde (type I) et le granite à gros grain (type II). En carte, le type I occupe la périphérie de la partie nord du massif ainsi que toute la partie sud; le type II occupe le cœur de la partie nord du massif, au Nord du granite à deux micas (Fig. IV.5).

Les distinctions essentielles entre ces sous-faciès portent:

1-sur la taille des grains: dans le type I, la taille du grain varie selon la nature des minéraux, les plagioclases de 1 à 2 cm ressortent nettement d'un fond de grains de quartz et de feldspath potassique de 1 à 6 mm; dans le type II, la texture est isogranulaire à gros grains, de 0,5 à 1,5 cm pour le plagioclase comme pour le feldspath potassique, de 3 à 6 mm pour le quartz.

2-la quantité de biotite: ce minéral est plus abondant dans le type I, où il se présente souvent sous forme d'amas de feuillets allongés sub-automorphes, que dans le type II.

Ces variations de faciès ne constituent pas pour autant de discontinuité pétrographique. Le passage entre les deux sous-faciès est progressif, les minéraux ne présentant pas de variations déterminantes de composition (plagioclases An30, inclusions d'apatite et de zircon au sein des biotites dans un type comme dans l'autre).

Localement, certains affleurements de granite déformé, à biotite et muscovite, qui bordent le contact ouest du granite à deux micas, sont rapportés par Giuliani (1982) au granite à biotite seule dont ils constitueraient des faciès évolués.

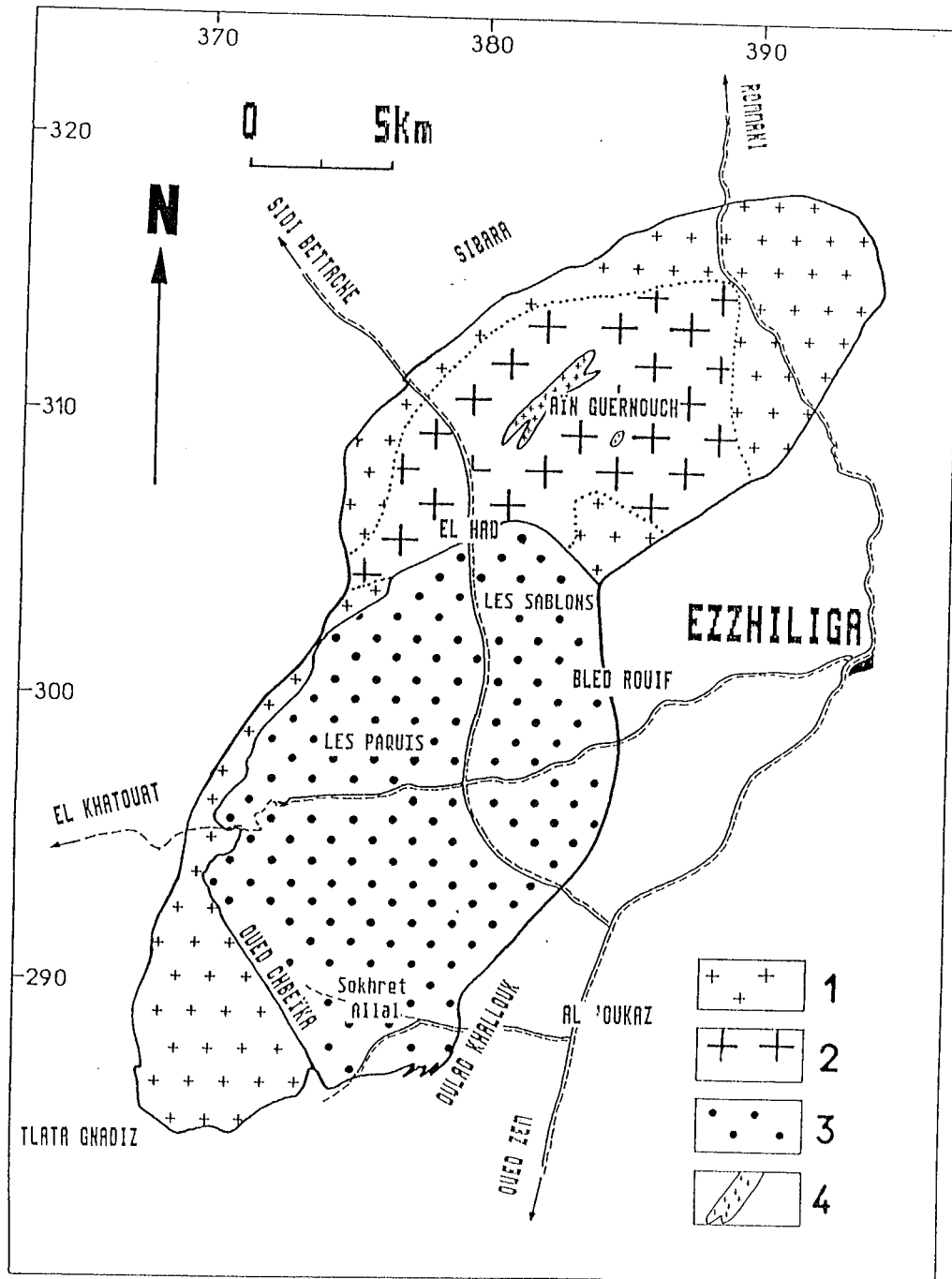


Fig.IV.5-Carte des faciès granitiques du pluton des Zaër d'après A. Mahmood (1985). 1: Type I (granodiorite sub-porphyriforme de bordure); 2: Type II (granodiorite équigranulaire centrale); 3: monzogranite à deux micas; 4: granite apatitique d'Aïn Guernouch.

Les **enclaves** basiques microgrenues, très fréquentes dans le granite à biotite, sont totalement absentes dans le faciès à deux micas. Ces enclaves sont de taille très variable, allant du centimètre au mètre, et de forme arrondie ellipsoïdale. Leur texture est à grain fin (~1 mm) propre aux roches éruptives, et leur minéralogie montre de la biotite, de l'amphibole (hornblende verte) subautomorphe, du plagioclase en cristaux automorphes zonés, un feldspath alcalin et du quartz, soit tardif et interstitiel, soit subautomorphe.

Des enclaves d'encaissant apparaissent également en extrême périphérie du granite à biotite: leur forme est anguleuse allongée (cf. photo. , planche ).

L'enclave basique décimétrique de **Sidi Mohamed El Kebir** au Sud du massif, décrite par Mahmood (1980), montre une texture pseudo-doléritique à plagioclases jointifs et à interstices remplis de biotite et d'amphibole (hornblende verte et actinolite). Ce faciès filonien basique pauvre en quartz est assez fréquent; les enclaves de ce type peuvent elles-mêmes contenir des enclaves anguleuses d'encaissant.

#### **IV-3-2-2-Le granite à deux micas ou monzogranite**

Ce faciès, de teinte claire souvent rosée, est hétérogranulaire. Les plagioclases automorphes (An<sub>8</sub> à An<sub>25</sub>), de 2 à 15 mm de longueur, se distinguent du fond grenu à quartz (2 à 3 mm), à petits feldspaths potassiques xénomorphes, à biotite et muscovite (2 à 10 mm). La muscovite est un minéral déterminant dans la reconnaissance de ce faciès. Il est possible (Giuliani, 1982) de distinguer au moins deux générations de cristaux: des muscovites I isolées de grande taille, ou en association avec la biotite; des muscovites II, en fines aiguilles, qui se développent aux extrémités de la muscovite I, en bordure des biotites, ou dans le feldspath potassique, voire dans le plagioclase. Ce problème de muscovite primaire, muscovite secondaire a, depuis Giuliani, été étudié très en détail dans les granites à deux micas du Massif Central français (Monier, 1980; Friedrich, 1984 p.131-164). Sur la base d'arguments cristallographiques et en s'appuyant sur les travaux de Pichavant (1981), ces auteurs admettent que la muscovite I, subautomorphe, accolée à la biotite ou engrenée dans le quartz peut avoir coexisté avec le liquide silicaté (P=2 à 3 Kbar; T=600-700°C). Par contre, il est admis que les diverses formes de muscovite II correspondent à des "remplacements" ultérieurs. Un grenat alumineux apparaît dans un faciès rosé, de type aplitique, d'extension limitée, et fréquent près du contact avec l'encaissant sud-est. Ce faciès de granite constitue pour Giuliani (1982) une variété plus riche en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Dans la partie sud-est du massif près **d'El Oukaz** (x=378,9; y=288), un **faciès à biotite seule**, associé à des pegmatites à orthose et grandes biotites automorphes (2 à 4 cm) apparaît au sein du granite à deux micas, loin du contact avec le granite à biotite. Ses relations avec le granite à deux micas ne sont pas visibles. Une analyse chimique permettrait sans doute de savoir s'il s'agit d'une enclave de granodiorite ou d'un faciès associé au granite à deux micas. Dans cette dernière hypothèse, on aurait ici un faciès "primitif" du granite à deux micas avant son éventuelle muscovitisation précoce.

#### **IV-3-2-3-Le granite à muscovite seule**

Ce faciès est visible au Sud de la **Ferme Les Paquis** en Fig.IV.5, au cœur du faciès à deux micas. Le passage d'un faciès à l'autre est graduel, par disparition de la biotite. Les plagioclases ont une composition comparable à ceux du granite à deux micas, et la muscovite semble correspondre à la transformation d'anciennes biotites, parfois présentes sous forme de fragments.

#### IV-3-2-4-Le granite aplitique d'Aïn Guernouch

Ce faciès constitue un affleurement allongé selon NE-SW sur environ 4 km au sein du granite à biotite (Fig.IV.5 et 9). Le contact avec le granite à biotite est brutal. Il s'agit d'un granite isogranulaire à grain fin, à biotite et muscovite. Du point de vue géochimique, selon Giuliani (1982), ce faciès présente une forte affinité avec le granite à deux micas (voir aussi § IV-3-4-5 en ce qui concerne les conditions de mise en place).

#### IV-3-2-5-Filons granitiques et rhyolites

Ces filons granitiques sont localisés essentiellement dans la granodiorite, à l'Ouest et au Nord-Ouest du granite à deux micas (Fig.IV.9). Il s'agit le plus souvent de microgranite dans lequel des phénocristaux de feldspath potassique, de plagioclase, de biotite et de quartz à figures de corrosion, baignent dans un fond microcristallin de quartz, muscovite et feldspath potassique.

Les rhyolites quant à elles sont également situées dans le granite à biotite, et apparaissent à la faveur d'accidents cassants. Le principal filon, de 10 à 150 m de largeur, traverse toute la partie nord du granite à biotite selon une direction SW-NE (Fig.IV.16), et se poursuit jusque dans l'encaissant nord. La rhyolite constitue les collines immédiatement à l'Est et à l'Ouest de Souk El Had. A l'Ouest de cette localité (voir infra), on trouve de façon discontinue dans des ouvertures liées à des fractures. Dans tous les cas, ces rhyolites incluent des fragments décimétriques à centimétriques de granite à biotite. La texture hyaline est celle d'un verre volcanique où les éléments figurés, autres que les "enclaves" granitiques, sont rares. Leur relation avec les autres faciès est étudiée au §IV-3-4-3.

#### IV-3-3-FACIES STRUCTURAUX

La déformation enregistrée à l'état visqueux, c'est à dire lorsque le granite se présentait sous forme d'une suspension de cristaux (minéraux accessoires, biotite, une certaine quantité de feldspath) dans une matrice liquide silicatée (>> 40%), se marque par des anisotropies qui seront étudiées plus loin. Au cours de cette déformation, les cristaux du granite ne subissent pas de déformation interne. On traitera ci-dessous des déformations acquises juste avant, et après la cristallisation totale du magma et, qui s'impriment dans les minéraux (feldspath, quartz).

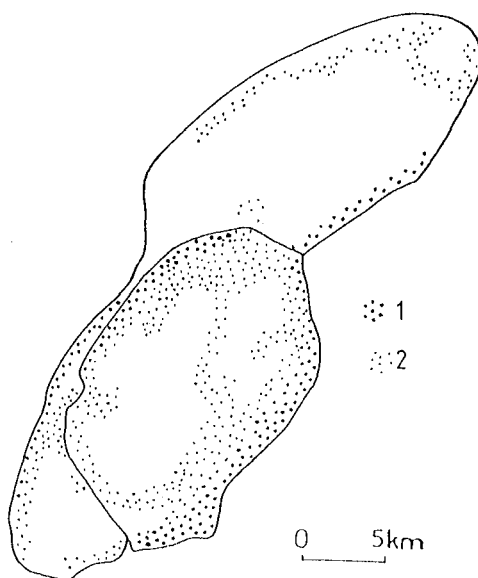


Fig.IV.6-Carte de répartition des faciès structuraux.  
1: déformation à l'état solide  
2: déformation à l'état intermédiaire.

**IV-3-3-1-La déformation à l'état intermédiaire**, enregistrée dans la roche avant sa cristallisation totale (Guineberteau et al., 1987) est nettement imprimée dans le granite à deux micas, plus rarement dans la granodiorite. Elle est marquée surtout par des cassures ou des flexions dans les feldspaths (voir photo, planche Zaër), scellées par des cristallisations de quartz non déformé. Dans le massif cette déformation est essentiellement localisée à la périphérie de la granodiorite et du monzogranite. Dans ce dernier, elle est aussi mieux développée puisqu'on la trouve localement au coeur du massif, en continuité avec la déformation à l'état solide périphérique (Fig. IV.6). Dans les domaines où s'exprime une déformation à l'état solide du granite, cette déformation à l'état intermédiaire n'est pas reconnaissable.

Dans la **granodiorite**, le domaine principal où la déformation à l'état intermédiaire est diagnostiquée, correspond au sous-faciès de type I défini par Mahmood, c'est-à-dire, à la partie externe du corps granitique. Ces observations rejoignent celles, texturales, de cet auteur qui considère que lors de sa mise en place, le magma granodioritique déjà rigide sur ses bordures a pu se déformer sous la pression exercée par le coeur encore fluide.

Dans le **monzogranite**, la déformation à l'état intermédiaire s'exprime à l'intérieur du massif, en continuité avec la déformation à l'état solide bien visible sur sa bordure sud-est (voir § suivant), mais aussi à l'approche du contact ouest avec la granodiorite. Cette continuité de faciès structuraux suggère que, dans le monzogranite, il y a eu aussi continuité de la déformation depuis l'état magmatique jusqu'à l'état solide le long des bordures, en passant par l'état intermédiaire, presque partout exprimé.

**IV-3-3-2-La déformation à l'état solide** du granite s'exprime de façon variable dans les deux faciès. Nous avons distingué cinq classes d'intensité de déformation en fonction des microstructures du quartz:

- 1- pas de déformation à l'état solide: quartz de grande taille sans extinction onduleuse;
- 2- très faible déformation: quelques sous-joints dans le quartz (extinctions onduleuses);
- 3- faible déformation: sous-joints nombreux, microstructures en damier où les plages de quartz restent globuleuses;
- 4- orthogneissification naissante: microstructure en mosaïque des grandes plages de quartz constituées de petits cristaux; fracturation et début de granulation des feldspath;
- 5- très forte déformation: l'orthogneissification est franche avec déformation de tous les minéraux; les plages de quartz sont allongées, voire en rubans, sont remplacées par une mosaïque de nombreux grains; granulation des feldspaths; flexuration des micas avec glissement selon les clivages; apparition de plans de cisaillement "C".

La répartition en carte de ces microstructures (Fig. IV.7) montre:  
1- que la granodiorite est déformée sur sa bordure nord-est et sud-ouest; cette déformation atteint l'orthogneissification franche;

2- qu'une très forte déformation apparaît en bordure est du monzogranite, au contact avec son encaissant (voir § IV-6-2-2).

Au Sud-Ouest (Oued Chbeïka) par contre, la déformation reste modérée au contact entre faciès et tend à diminuer de part et d'autre de celui-ci. On peut supposer ici que cette déformation centrée sur le contact peut être en rapport avec la mise en place du monzogranite. Ainsi, au Sud-Ouest du massif, il semble qu'à la déformation de la granodiorite près du contact avec son encaissant ouest, se superpose une déformation liée au monzogranite: c'est à l'extrémité Sud-Ouest de la granodiorite, où la distance entre l'encaissant ouest et le monzogranite est la plus importante (~ 5 km) que l'indépendance entre deux déformations s'observe le mieux puisqu'un isthme faiblement déformé et orienté en Nord-Sud sépare deux domaines plus forte-

ment déformés: à l'Ouest, le contact granodiorite-encaissant, et à l'Est, le contact granodiorite-monzogranite. En se dirigeant vers le Nord-Ouest, la largeur d'affleurement de la granodiorite n'excède pas quelques centaines de mètres et le contact entre faciès ne constitue plus alors un domaine où se concentre la déformation: on passe alors d'un domaine très déformé, au contact ouest de la granodiorite, à un domaine peu déformé, au coeur du monzogranite. Ce n'est alors qu'en périphérie Nord-Ouest du monzogranite que l'orthogneissification apparaît clairement, pour disparaître totalement dans la granodiorite, soulignant l'importance de ce contact.

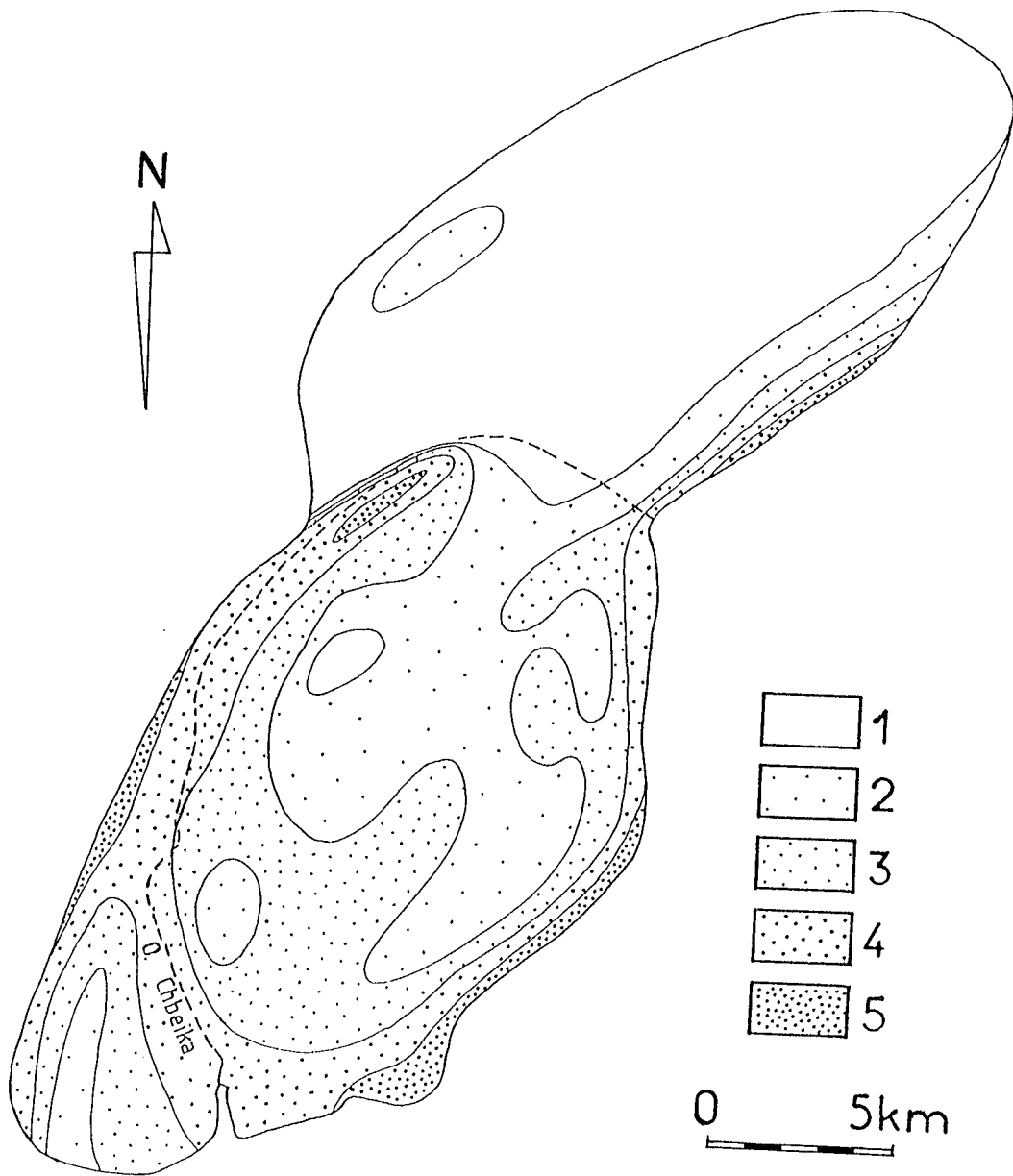


Fig.IV.7-Carte de la typologie de la déformation à l'état solide depuis le type non déformé (1) jusqu'à l'orthogneissification franche (5).

#### IV-3-4-LES RELATIONS GRANODIORITE-MONZOGRANITE

Les contacts qui permettent le mieux de comprendre les relations entre les deux corps magmatiques sont situés, (1) au Sud dans l'Oued Chbeïka et, (2) au Nord-Est, à l'Ouest de Souk El Had. Le contact ouest du monzogranite, jalonné localement par un faciès à grain fin à deux micas (SIV-3-2-1) est rarement visible en raison, d'une part de l'altération importante et, d'autre part du fait que la déformation ductile masque les relations magmatiques primaires.

##### IV-3-4-1-Contact sud granodiorite-monzogranite

Sur les affleurements de l'Oued Chbeïka, le monzogranite apparaît clairement comme intrusif au sein de la granodiorite puisque on trouve (a) au sein du monzogranite des enclaves anguleuses décimétriques à métriques de granodiorite (Fig.IV.8), et (b) un contact entre les deux faciès associé à du granite à grain fin et des pegmatites (stockscheider à muscovite). La granodiorite a donc subi un épisode cassant scellé par ces faciès de bordure du monzogranite. Par ailleurs, des filons d'aplite et de pegmatite intrusif dans la granodiorite sont clairement recoupés par ce contact (Fig.IV.8).

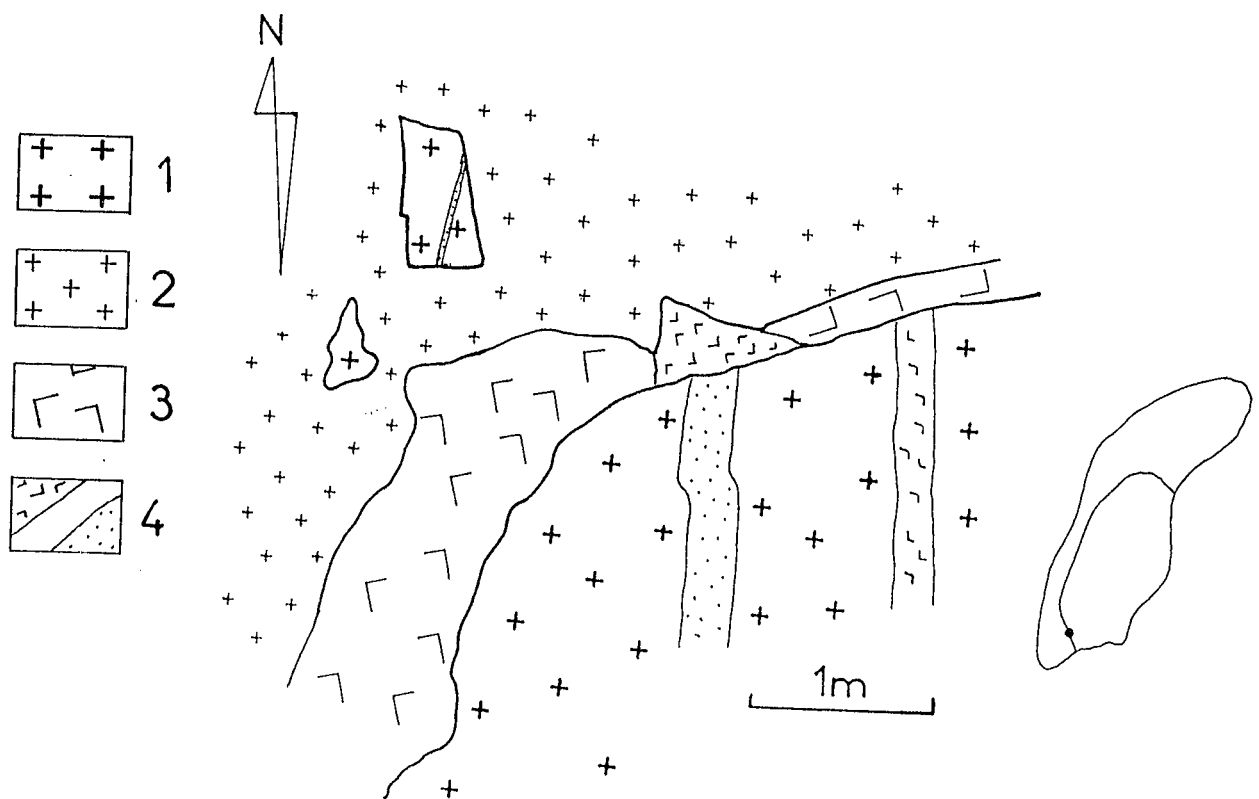


Fig.IV.8-Le contact granodiorite-monzogranite dans l'Oued Chbeïka. 1:granodiorite;2:monzogranite;3:stockscheider à muscovite;4:pegmatite et aplite

#### IV-3-4-2-Contact nord-est granodiorite-monzogranite

On observe des relations identiques à celles décrites ci-dessus entre les deux corps magmatiques, mais ici, la limite entre les deux faciès granitiques est plus difficile à cartographier. Des panneaux décimétriques de granodiorite sont noyés dans le granite à deux micas, soulignant encore une déformation fragile de la granodiorite au moment de la mise en place du monzogranite.

#### IV-3-4-3-Les filons de rhyolite et de microgranite

Les relations entre les deux corps magmatiques du Zaër peuvent également être étudié sous l'aspect de la présence, au sein de la seule granodiorite, des filons de rhyolite décrits plus haut (§IV-3-2-5). Le filon principal se poursuit cartographiquement sur plus de 15 km vers le **NE**, de Souk El Had près du contact entre les deux faciès (Fig.IV.9) jusqu'à l'encaissant nord de la granodiorite. Au Sud de Souk El Had, le tracé de ce filon principal prend une direction **SE-NW**. Cette roche, décrite par Mahmood (1985), ressemble à un verre volcanique de teinte brun-rose, parfois à une rhyolite franche. Elle inclut des éléments lithiques bréchiques, décimétriques à centimétriques, de granodiorite. Le volume très important qu'elle représente exclut, à priori, que ce matériel fondu soit généré par friction tectonique (pseudotachylite), d'autant plus que la granodiorite encaissante, ainsi que les éléments figurés de ces filons ne présentent pas de trace de déformation à l'état solide pouvant expliquer ce phénomène.

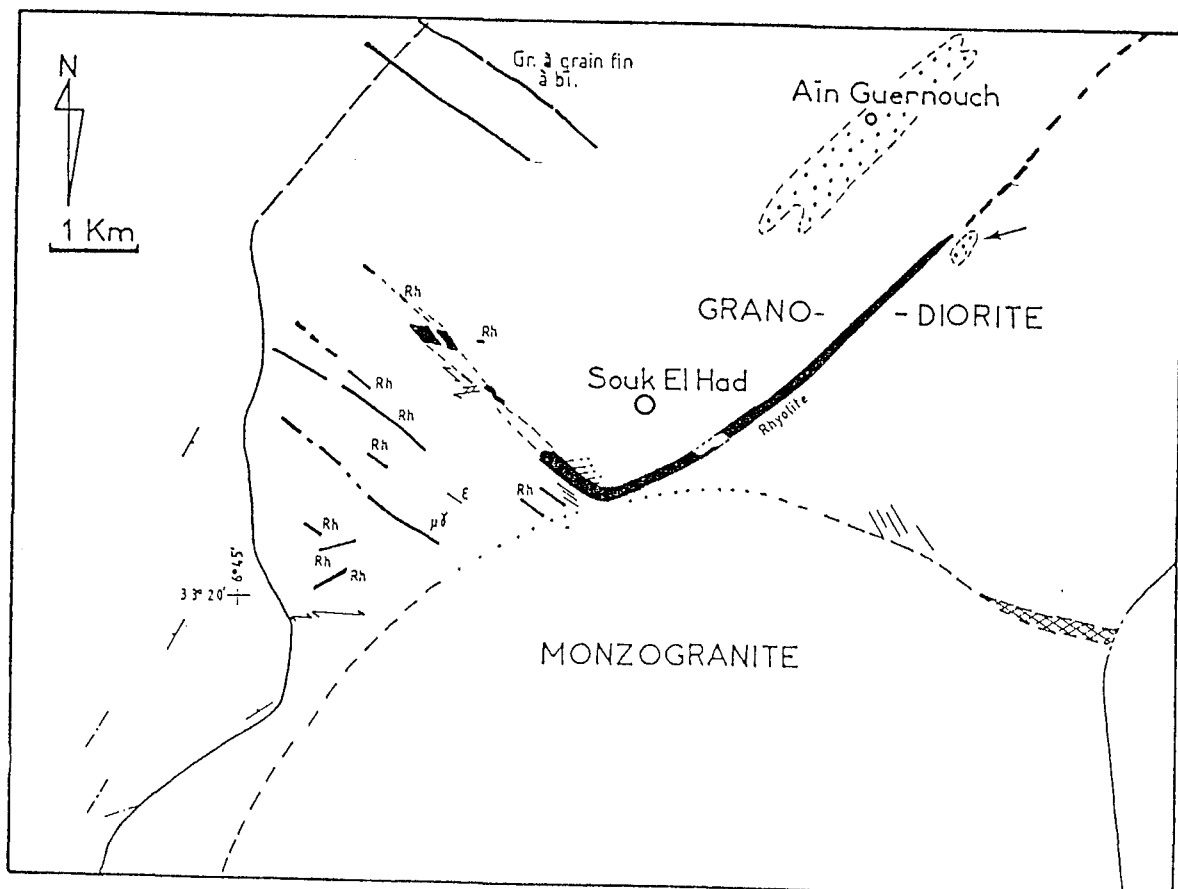


Fig.IV.9-Les filons de rhyolite et les granites aplitiques dans la région de Souk El Had et d'Aïn Guernouch. 1: rhyolite (Rh) et microgranite (μγ); 2: granite à grain fin à deux micas.



A l'Ouest de Souk El Had, ces injections rhyolitiques ne sont pas continues mais localisées au sein de "dominos" tectoniques le long d'un accident complexe NW-SE, et aussi sous forme de filons hecto- à kilométriques, subverticaux, de 5 à 10 mètres de puissance et de même direction (Fig. IV. 9). Ces filons, contrairement aux injections principales de Souk El Had, ne montrent pas d'enclaves de granite. Plusieurs hypothèses peuvent être proposées pour expliquer leur origine:

1-Il s'agit d'un phénomène tardif qui n'a pas de relation directe avec les granites du Zaër.

2-Ce phénomène correspond à un événement magmatique associé à la mise en place de la granodiorite dans sa phase fini-magmatique, raison pour laquelle le volcanisme en question est absent du monzogranite.

3-Ces injections sont associées à la mise en place du monzogranite et en sont l'équivalent volcanique. La déformation fragile est alors directement liée à cette mise en place.

La première hypothèse peut, a priori, être rejetée dans la mesure où elle ne permet pas d'expliquer pourquoi les injections sont strictement confinées à la granodiorite. Dans la deuxième hypothèse, il s'agirait d'un événement magmatique intervenu entre la cristallisation totale de la granodiorite et la mise en place du monzogranite. Rien ne s'oppose à cette hypothèse, mais l'origine du magmatisme reste un problème à résoudre. C'est pourquoi, la troisième hypothèse reste la plus satisfaisante dans la mesure où le problème du matériel originel de ces injections est résolu. Il est de plus tout à fait remarquable de constater que la bissectrice du "V" cartographique constitué par les filons principaux NW-SE et NE-SW, est commune avec celle de la courbure du contact nord du monzogranite. Il s'agirait ainsi de filons associés à une déformation fragile directement liée à la mise en place du monzogranite. Dans ce cas, compte tenu des directions des accidents (NE-SW et NW-SE) et de l'incertitude existant quant à leur sens, cette fracturation pourrait correspondre: 1-à la poussée du Nord vers le Sud d'un poinçon constitué par le monzogranite lui-même (Fig. IV.10a); ou bien résulter: 2-d'une compression E-W, des directions NW-SE senestre et NE-SW dextre représentent alors des fractures associées (Fig. IV.10b).

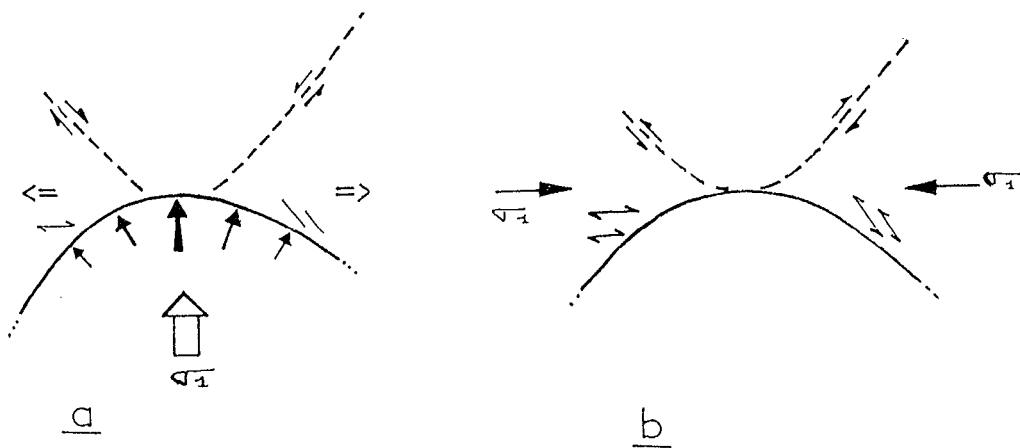


Fig. IV.10-Hypothèses de mise en place des filons de la région de Souk El Had - Aïn Guernouch. a: apparition de discontinuités responsables de la mise en place des filons par déplacement vers le Nord du monzogranite au sein de la granodiorite (hypothèse du poinçon); b: contrainte principale orientée E-W (compression régionale). Dans les deux cas sont figurés les sens de cisaillement théoriques aux épontes des filons ou accidents.

Nous pensons qu'une direction de contrainte N-S liée au déplacement vers le Nord d'un poinçon de monzogranite est l'hypothèse la plus probable. En effet, les structures de déformation à l'état solide du monzogranite (voir infra) peuvent être interprétées comme le résultat d'un tel déplacement, au moins tardi-magmatique.

On retrouve des filons d'orientation identique (NW-SE) et affleurant, dans la granodiorite, sur plus de deux kilomètres plus au Nord dans la région de Sibara (localité: voir Fig. IV.5). Mais il s'agit ici de filons de granite à biotite à grain très fin, de quatre à cinq mètres de puissance. Ces filons se poursuivent jusque dans l'encaissant métamorphique. Ces intrusions granitiques pourraient, compte tenu de leur orientation et de leur gisement tardif par rapport à la granodiorite, être liées au même épisode effusif que celui qui a prévalu pour les rhyolites.

#### **IV-3-4-4-Métamorphisme et relations granodiorite-monzogranite**

Dans l'encaissant métamorphique au Sud-Est et à l'Est du massif, les cornéennes situées près du contact avec le monzogranite montrent toujours deux épisodes métamorphiques que l'on peut attribuer à deux événements magmatiques distincts. Aux minéraux du premier événement (andalousite surtout) attribués à la mise en place de la granodiorite, se superposent, après un épisode de déformation et de rétro-morphose, des néoblastes d'andalousite ou de sillimanite (photo , planche ) que l'on peut attribuer à la mise en place du monzogranite (voir § IV-6-3).

#### **IV-3-4-5-Conclusion**

Les contacts entre les deux faciès principaux du massif des Zaër indiquent une mise en place en deux temps: le monzogranite recoupe nettement le faciès à biotite seule alors que celui-ci est déjà solidifié et mécaniquement fragile. Cette conclusion est en accord avec les résultats de Giuliani (1982) qui indiquent une discontinuité chimique majeure entre ces deux faciès. Des injections de matériel magmatique peuvent accompagner la mise en place du monzogranite: ce sont les filons de rhyolite et de granitoïde, intrusifs dans la granodiorite.

Le granite à grain fin à deux micas d'Aïn Guernouch, dont l'extension est parallèle au "filon" principal de rhyolite, et dont la transition avec la granodiorite est abrupte, pourrait également avoir été injecté pendant cet épisode filonien. Par l'altération de sa zone d'affleurement, l'absence d'observations précises sur la géométrie de ce granite, qui permettraient d'évaluer les conditions de sa mise en place (filonien franc ou faciès cogénétique de la granodiorite), ne nous permet pas de prendre position sur ce point. Toutefois, un autre affleurement du même faciès, à l'Est et à proximité du "filon" principal de rhyolite (Fig. IV.9, flèche) montre qu'il ne s'agit pas d'un cas isolé, et qu'une telle hypothèse est plausible. Des recherches systématiques sur les contacts de ces granites à grain fin à deux micas permettraient de trancher: la recherche d'enclaves de granodiorite dans ce granite à grain fin, si fréquentes au sein des rhyolites, lèverait à coup sûr cette incertitude.

#### **IV-3-5-ANISOTROPIE DE LA SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE (ASM)**

Les 77 stations d'échantillonnage (77) sur lesquelles cette étude est basée, représentent une maille moyenne à peu près régulière de 2 x 2 km (Fig. IV.12). Certains secteurs n'ont pu faire l'objet de prélèvement, soit à cause de l'altération, soit parce que d'accès difficile: c'est le cas du domaine forestier accidenté situé à l'Ouest d'Aïn Guernouch. La répartition entre les deux principaux types pétrographiques est équivalente, puisque 39 sites sont placés dans la granodiorite et 38 dans le granite à deux micas. Le protocole de prélèvement des échantillons est le même que sur d'autres massifs: sur chaque site, deux carottes d'un pouce de diamètre et de 8 à 10 cm de long sont extraites, espacées 2 à 50 mètres.

Les mesures de susceptibilité et d'anisotropie ont été effectuées sur l'appareil **DIGICO** du Centre de Faibles Radio-Activités (CFR), au Laboratoire de Paléomagnétisme dirigé par Mr C. Laj à Gif-sur-Yvette, et aussi sur le susceptomètre **MINISEP** de **MOLSPIN(LDT)**, du Laboratoire de Pétrophysique et Tectonique de l'Université de Toulouse. Dans l'ensemble, les mesures se sont révélées de bonne qualité: les quatre échantillons d'un même site ont fourni en général des orientations des directions principales de l'ellipsoïde d'ASM groupées à moins de 20° de leur moyenne. Ces mesures d'ASM ont souvent confirmé, au moins en ce qui concerne le plan d'anisotropie ( $\frac{1}{2} K_{min}$ ), les mesures d'orientation des structures magmatiques planaires relevées directement sur le terrain, les plus aisées à identifier. En ce qui concerne les structures linéaires, toujours très difficile à mesurer sur site, la comparaison avec les orientations de  $K_{max}$  n'a pu être effectuée que dans les secteurs à affleurements favorables, c'est à dire possédant de nombreuses faces d'orientations différentes. C'est le cas en particulier de certains domaines à linéations subhorizontales du monzogranite où, par ailleurs, un certain taux de déformation à l'état solide est imprimé dans la roche. Dans ces cas favorables, les orientations de  $K_{max}$  et de la linéation magmatique ( $\pm$  état solide) se sont avérées peu différentes.

#### IV-3-5-1-La susceptibilité magnétique

Dans ce massif des Zaër, la susceptibilité magnétique se révèle comme un bon indicateur du faciès pétrographique. En effet, hormis quelques valeurs particulières, l'histogramme figure IV.12 montre que les faibles susceptibilités (comprises entre 1 et 10  $10^{-5}SI$ ) proviennent du monzogranite, et que les fortes susceptibilités (comprises en moyenne entre 9 et 20  $10^{-5}SI$ ) proviennent de la granodiorite. Les susceptibilités moyennes sont de 3,9  $10^{-5} SI$  pour le monzogranite et de 13,2  $10^{-5} SI$  pour la granodiorite. Cette approche confirme donc la discontinuité pétrographique et chimique mise en évidence par Giuliani (1982).

La minéralogie responsable de ces faibles valeurs de susceptibilité implique surtout les minéraux paramagnétiques tels que principalement la biotite et/ou la muscovite ferrifère. En effet, d'après les travaux de Rochette (1987) et de Jover *et al.* (1989), où les différentes contributions des minéraux à la susceptibilité globale sont examinées, toute contribution notable des minéraux ferro- ou ferrimagnétique (tels que la magnétite, ou certains sulfures comme la pyrrhotite monoclinique ou la smythite) résulterait en une susceptibilité nettement plus élevée. Pour les valeurs de susceptibilité qui nous concernent ici, c'est la matrice (Rochette, 1987), ou phase paramagnétique, qui domine, par l'effet du fer principalement contenu dans les réseaux silicatés. On peut donc avancer que la biotite est le principal minéral responsable de la susceptibilité magnétique.

En supposant que la teneur en fer des biotites est identique partout dans le massif, c'est le pourcentage de ce minéral qui est détecté par le susceptomètre et qui conduit à cette répartition bimodale. De façon plus précise, en utilisant la relation établie par Rochette (1987), qui relie la teneur en fer atomique d'une roche à sa susceptibilité:  $K = -14 + 25,2 dt$ , on trouve que la teneur moyenne en  $Fe^{2+}$  de la granodiorite est de 2,1 %, et que celle du monzogranite est de 0,8 %. L'usage de cette formule implique, comme cela est rappelé dans Amice et Bouchez (1989), que le fer ne s'exprime pas sous la forme  $3+$ , sinon il faudrait connaître les pourcentages relatifs de  $Fe^{2+}$  et  $Fe^{3+}$ , et que la roche ne contienne pas de  $Mn^{2+}$ , autre cation à l'origine d'un faible paramagnétisme.

$K$  en  $10^{-6} SI$ ;  $d$  = densité de la roche;  $t$  = teneur en  $Fe^{2+}$   
[-14 : diamagnétisme (quartz + feldspath) ;  $d \approx 2,7$ ]

#### IV-3-5-2-L'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique

##### IV-3-5-2-1-Aspect quantitatif

Les valeurs de l'anisotropie totale  $P\%$  = sont comprises entre 2 et 8%, près de la moitié d'entre elles étant supérieures à 5%. Les valeurs les plus faibles de  $P\%$  tendent à se localiser dans la granodiorite (Fig.IV.12). L'échantillonnage ayant évité les tectonites de bordure, ces valeurs sont considérées comme représentatives de la fabrique magmatique du granite.

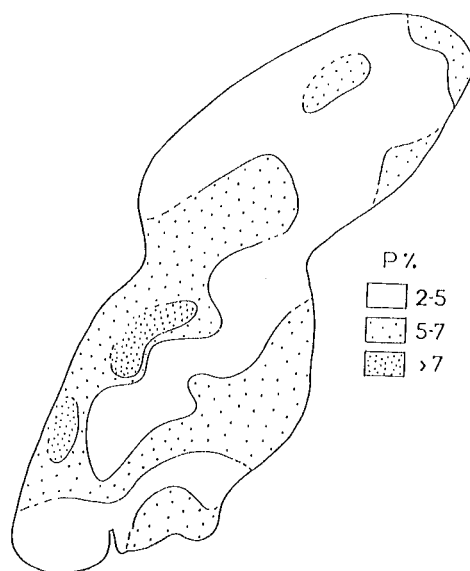


Fig.IV.11-Carte d'iso-intensité du paramètre  $P\% = [(K_{max}/K_{min}) - 1] * 100$  de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique.

Afin de mieux cerner les contributions relatives de  $K_{max}$  et de  $K_{min}$  à l'anisotropie totale, on a établi les cartes de  $LS\%$  et  $FS\%$  (Fig.IV.13a et b), avec:  $LS\% = [(K_{max}/K_{int}) - 1] * 100$ , et  $FS\% = [(K_{int}/K_{min}) - 1] * 100$ . Ces cartes d'iso-intensité montrent que:

a- le caractère linéaire n'a pas de relation forte avec les faciès ou les limites pétrographiques. Cependant, dans la granodiorite on note une augmentation de  $LS\%$  sur la bordure nord-est du massif. Dans le monzogranite la périphérie nord et nord-est semble présenter de fortes valeurs de  $LS\%$ ; par contre, les faibles valeurs dominent le long du contact sud avec la granodiorite.

b- les plus faibles valeurs de  $FS\%$  sont localisées dans la granodiorite et au coeur du monzogranite. Le caractère planaire augmente nettement en périphérie du monzogranite, dans un faciès comme dans l'autre, là où ceux-ci sont en contact à l'Ouest et au Sud, mais également à l'Est près du contact du monzogranite avec l'encaissant.

Ces deux cartes indiquent que les domaines fortement linéaires ne recouvrent pas en général les domaines fortement plans. Le contact entre granodiorite et monzogranite, bien matérialisé par de fortes valeurs de  $FS\%$  n'apparaît nullement sur la carte de  $LS\%$  où il correspond aussi bien à de fortes, qu'à de faibles valeurs.

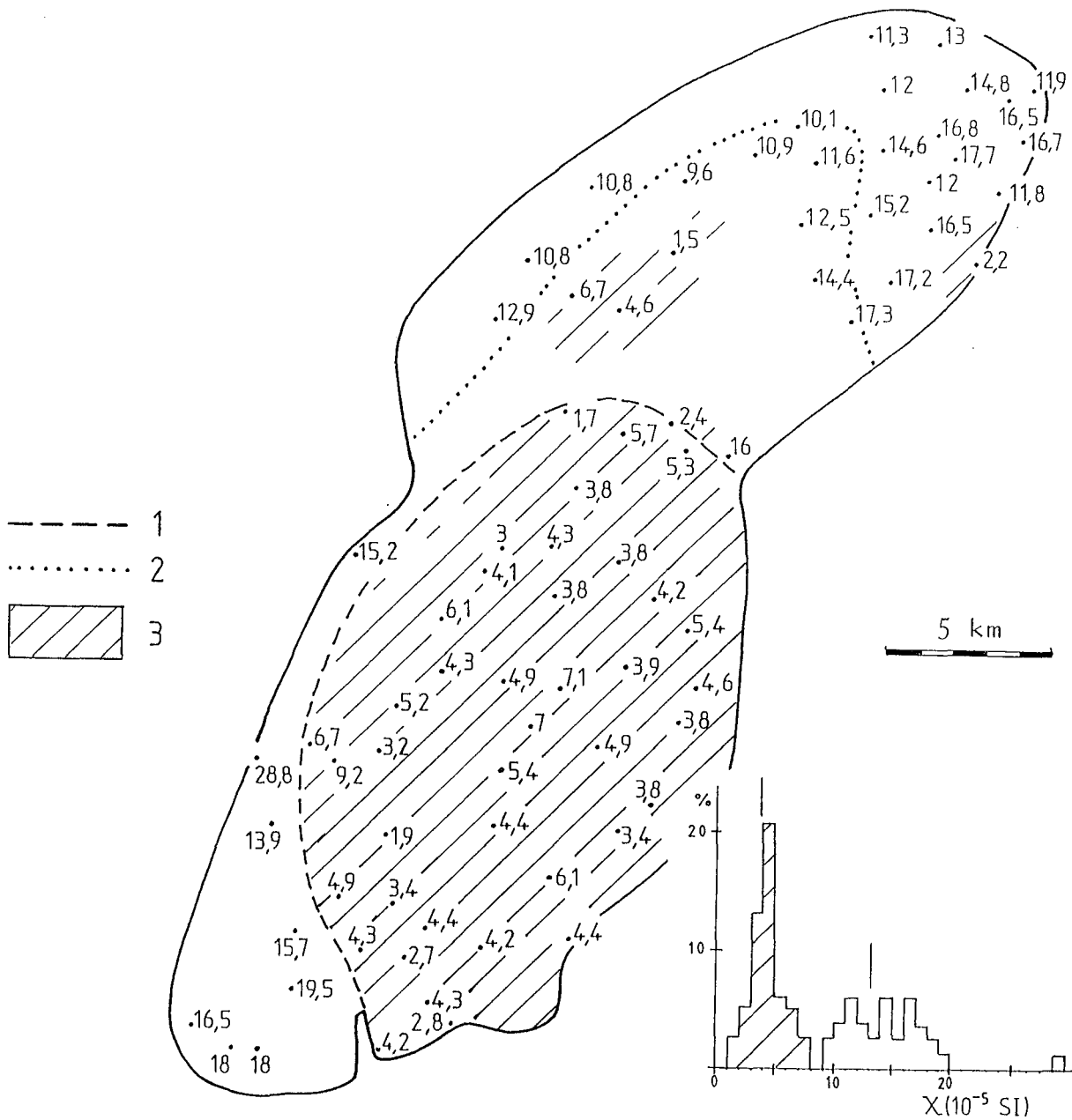


Fig.IV.12-Carte d'intensité de la susceptibilité magnétique sur le pluton des Zaër et histogramme correspondant à ces mesures (le trait correspond à la moyenne calculée pour chaque faciès). Unités en  $10^{-5}$  SI. La susceptibilité magnétique ici reportée est celle de la valeur  $K_z$ , parallèle à l'axe de la carotte cylindrique, obtenue directement avec l'appareil "Bulk" de MOLSPIN. Elle ne diffère que de quelques pourcents de la "vraie" valeur de la susceptibilité moyenne  $K_{moy} = 1/3(K_{max} + K_{int} + K_{min})$ ; 1: limite granodiorite-monzogranite; 2: dans la granodiorite, limite type I / type II de Mahmood (voir § IV.3.2.1); 3: domaine des susceptibilités «  $9 \cdot 10^{-5}$  SI.

Le diagramme de LS en fonction de FS (Fig.IV.14), où chaque faciès est représenté différemment confirme qu'il n'y a pas, à priori, de relation directe entre la forme de l'ellipsoïde d'anisotropie et le faciès. L'absence de distribution préférentielle de long de la droite  $LS = FS$  traduit l'absence de corrélation entre LS et FS. La majorité des points est cependant groupé autour de cette droite, c'est-à-dire dans le domaine planolinéaire au sens large, les valeurs plus fréquentes d'anisotropie linéaire ou planaire étant de l'ordre de 2 à 3%.



Fig.IV.13-Carte d'iso-intensité des paramètres  $LS\% = [(K_{max}/K_{int}) - 1] * 100$  et  $FS\% = [(K_{int}/K_{min}) - 1] * 100$  de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique. a: carte de  $LS\%$ ; b: carte de  $FS\%$ .

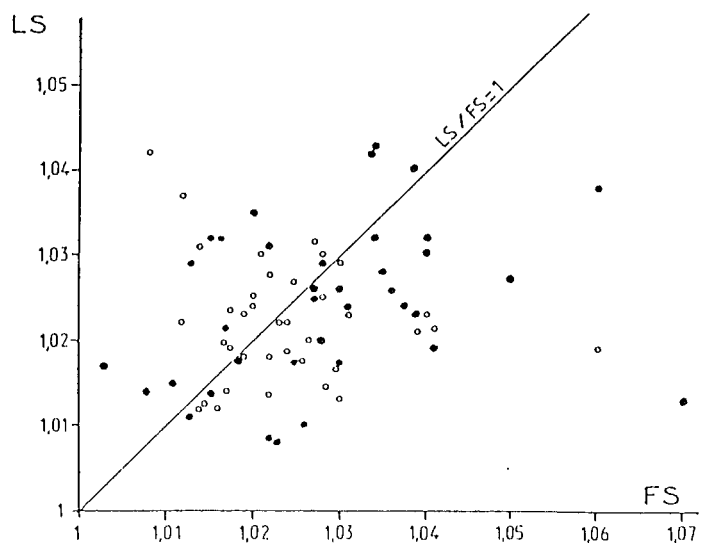


Fig.IV.14-Anisotropie de la susceptibilité magnétique: diagramme de  $LS$  en fonction de  $FS$  par faciès: points: monzogranite; ronds: granodiorite.

#### IV-3-5-2-2-Aspect directionnel

La carte des **foliations magnétiques** (Fig.IV.15a)(ou plans perpendiculaires à  $K_{min}$ ) souligne la différence remarquable qui existe entre les deux corps magmatiques. Aux directions en moyenne NNE-SSW des plans fortement pentés dans la granodiorite, s'oppose l'organisation concentrique des plans faiblement à moyennement pentés au sein du monzogranite. Dans le monzogranite, cette disposition concentrique s'organise autour d'un domaine situé dans la partie sud-ouest de ce faciès. Assimilée aux foliations magmatiques, cette organisation en dôme pourrait indiquer la proximité du toit du monzogranite. Une hypothèse tout à fait opposée peut être formulée pour la granodiorite: le niveau d'érosion actuel serait situé relativement bas dans la structure du corps magmatique.

Les stéréogrammes des pôles de ces plans (Fig.IV.15c) confirment ces répartitions différentes: dans la granodiorite les plans sont fortement pentés avec un meilleur plan à  $N35 W 85^\circ$ . Cette valeur moyenne calculée correspond approximativement à un plan subvertical passant par le grand axe de l'ellipse du Zaër. Dans le monzogranite, la répartition des pôles n'est pas homogène; elle montre trois domaines de densité élevée correspondant à des plans moyennement pentés. Le meilleur plan calculé est situé à  $N O E 55^\circ$ ; son pôle est proche de la densité maximale (12% des mesures) mais cette valeur est irréaliste puisqu'elle moyenne des plans pentés dans toutes les directions. Cependant, la majorité des plans est effectivement pentée moyennement vers l'Est.

La carte des **linéations magnétiques** (ou  $K_{max}$ ) (Fig.IV.15b) associées aux plans montre:

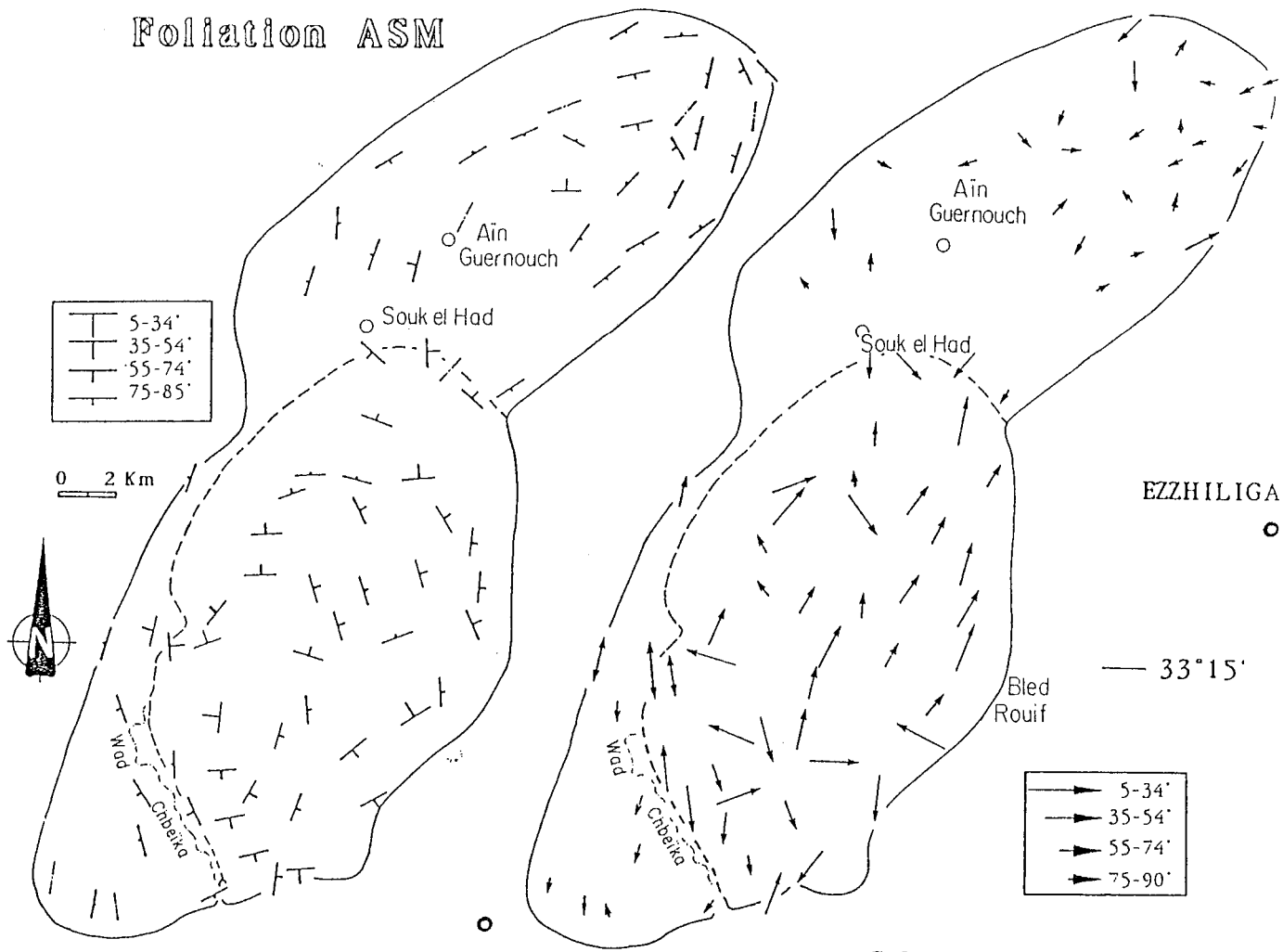
1-pour la granodiorite des lignes toujours fortement pentées à subverticales et;

2-pour le monzogranite, des lignes faiblement pentées à subhorizontales, et orientées en moyenne dans le quadrant NNE. Au Sud du domaine, là où la trace des plans présente un écart à la disposition concentrique, on constate une disposition radiale des lignes.

Les stéréogrammes de  $K_{max}$  (Fig.IV.15c) confirment bien les forts pentages de ces lignes dans la granodiorite, avec un meilleur axe situé à  $N10^\circ S 80^\circ$ ; plus de la moitié des mesures est située dans un cône de  $25^\circ$  autour de cette direction subverticale. Dans le monzogranite, les lignes dont le meilleur axe calculé est situé à  $N20^\circ N 26^\circ$  sont orientées en moyenne selon une direction NNE-SSW et sont faiblement pentées.

*Fig.IV.15-Anisotropie de la susceptibilité magnétique: a: carte des foliations magnétiques; b: carte des linéations magnétiques; c: Diagrammes de densité des pôles des plans de foliation dans la granodiorite ( $K_{min} Gr$ ) et le monzogranite ( $K_{min} Mo$ ) et des linéations dans la granodiorite ( $K_{max} Gr$ ) et le monzogranite ( $K_{max} Mo$ ). Contours: 2-4, 4-6, 6-8, >8%; triangle: pôle du meilleur plan de foliation et meilleur axe des linéations.*

# Foliation ASM

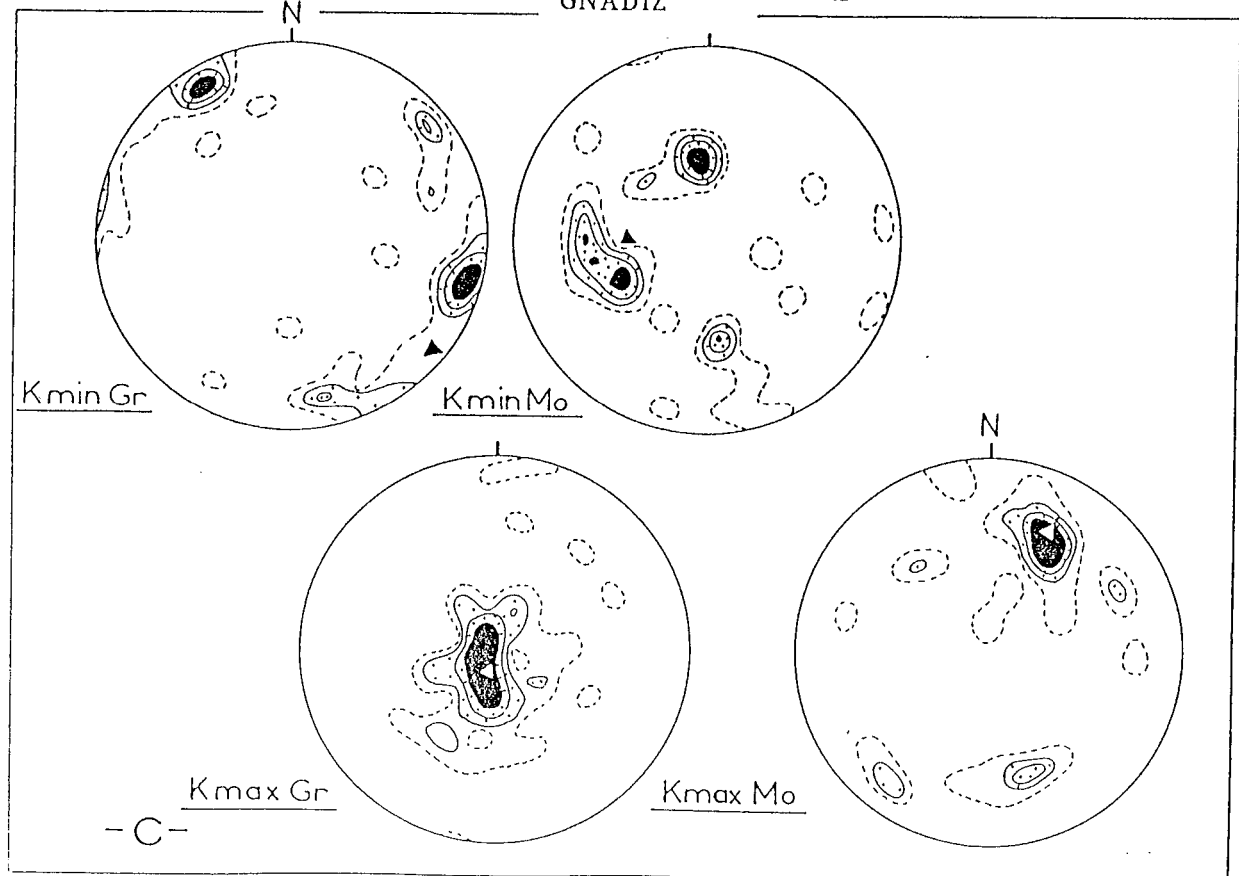


-a-

SOUK TLATA GNADIZ

-b-

# Lincation ASM





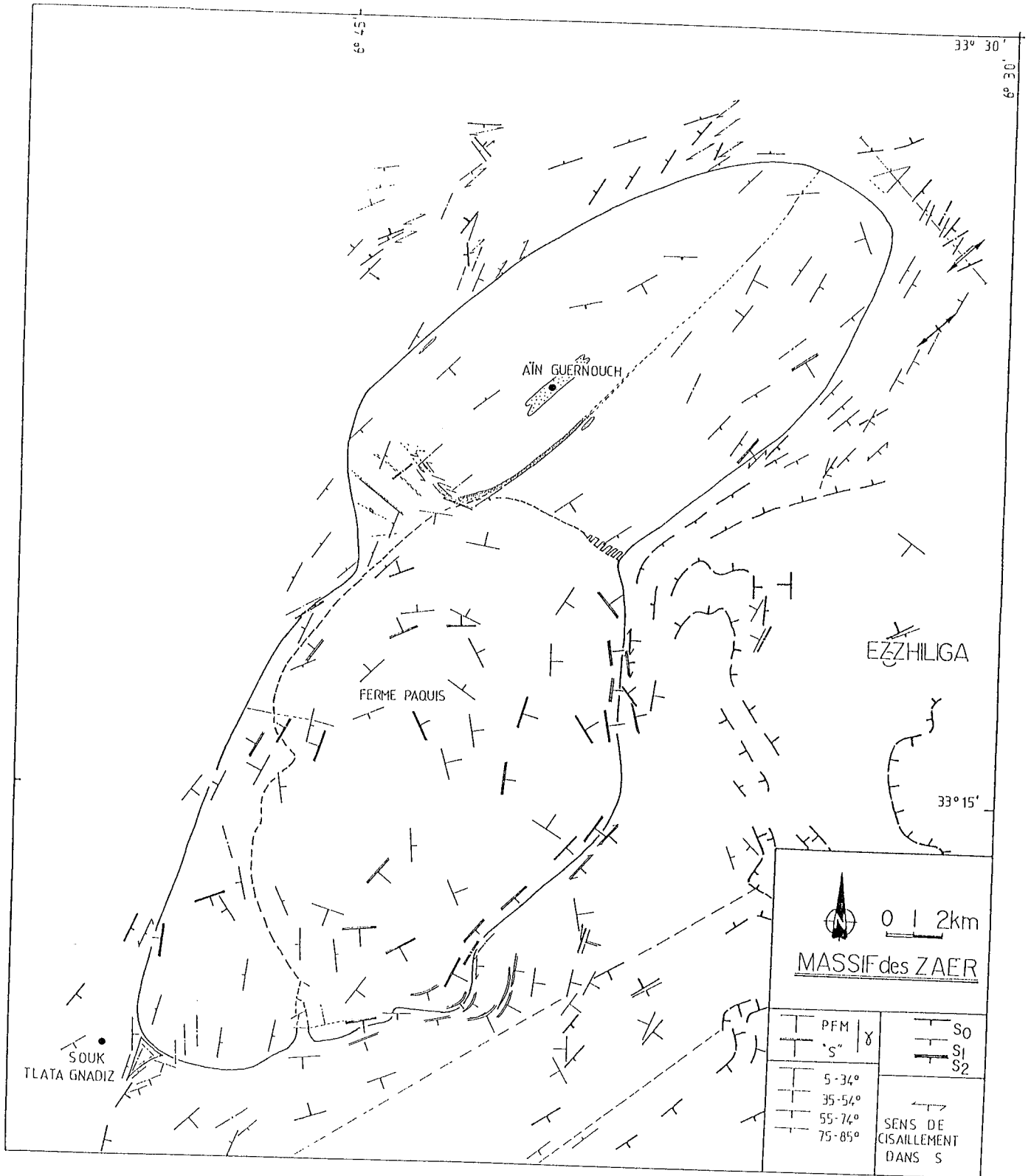


Fig.IV.16-Carte des foliations magmatiques (PFM) mesurées à l'aide des marqueurs structuraux (biotites, feldspaths), et des plans de la déformation à l'état solide (plan "S", en symboles gras) dans le granite des Zaër. Dans l'encaissant paléozoïque, plans structuraux S 0-1 et S 2.

#### IV-4-DISCUSSION SUR LES STRUCTURES MAGMATIQUES

Les plans de la **foliation magmatique** mesurés sur le terrain à l'aide de marqueurs tels que les cristaux de biotite ou de feldspath montrent en carte (Fig.IV.16) une très bonne correspondance avec les plans déduits de l'ASM. Ceci confirme dans le cas du Zaër au moins, la valeur de cette technique de l'ASM pour l'étude des granitoïdes.

En ce qui concerne la **linéation magmatique**, il n'a pas été procédé à des mesures systématiques, en raison de la difficulté que représente ici ce type de mesure. En effet les surfaces parallèles au plan de la foliation magmatique sont rares sur le terrain, et les mesures d'orientation que l'on peut y faire sont peu précises.

Si l'on considère que les plans "magnétiques" déduits de l'ASM représentent la foliation magmatique, et que la linéation magmatique est superposable à l'axe long de l'ellipsoïde d'ASM comme cela a été montré dans des travaux antérieurs (Guillet *et al.*, 1983; Bouchez et Jover, 1986; Jover et Bouchez, 1986; Bernier *et al.*, 1987), les structures magmatiques nettement discordantes au sein des deux faciès principaux du Zaër indiquent clairement que deux types distincts de mise en place doivent être considérés.

Pour la **granodiorite**, la régularité des structures suggère que nous nous situons ici à un niveau relativement profond d'un édifice magmatique: l'ascension en moyenne verticale du magma n'est pas déviée par un effet de voûte comme ce serait le cas au toit d'un massif circonscrit. De plus, la continuité structurale semble établie entre les parties Nord et Sud du massif. Bien sûr, les directions moyennes des foliations varient d'environ 10° entre ces deux domaines, mais cette faible variation ne suffit pas pour imaginer, comme cela a été proposé (Lagarde, 1987) que ces deux parties de la granodiorite constituent deux corps magmatiques différents imbriqués l'un dans l'autre.

Dans le **monzogranite** au contraire, les plans de la foliation magmatique montrent une organisation en dôme (Fig.IV.17) que l'on peut assimiler au toit d'un diapir, hypothèse proposée par Mahmood (1985) à partir d'arguments texturaux. Toutefois, les lignes de la fluidalité magmatique, régulièrement orientées selon NNE-SSW, sont incompatibles avec une mise en place de ce type. Au toit d'un batholite, on s'attendrait à rencontrer des linéations présentant une symétrie autour d'un axe vertical, c'est à dire ayant une disposition soit radiale, soit concentrique, soit encore en spirale. Les seules données qui fourniraient des arguments en ce sens sont les linéations radiales, qui occupent le centre-Sud du monzogranite (Fig. IV.15b). Selon nous, ces lignes, d'extension cartographique limitée, s'interprètent plutôt comme celles d'une racine d'alimentation du magma. Le magma granitique issu de cette racine serait alors injecté selon une direction dominante NNE-SSW, aussi bien à travers la granodiorite qu'à travers l'encaissant paléozoïque. L'ouverture permettant l'injection du monzogranite à l'intérieur de la granodiorite ou à sa marge orientale pourrait résulter d'un système en pull-apart le long d'accidents profonds de la croûte déjà sollicités lors de la mise en place de la granodiorite.

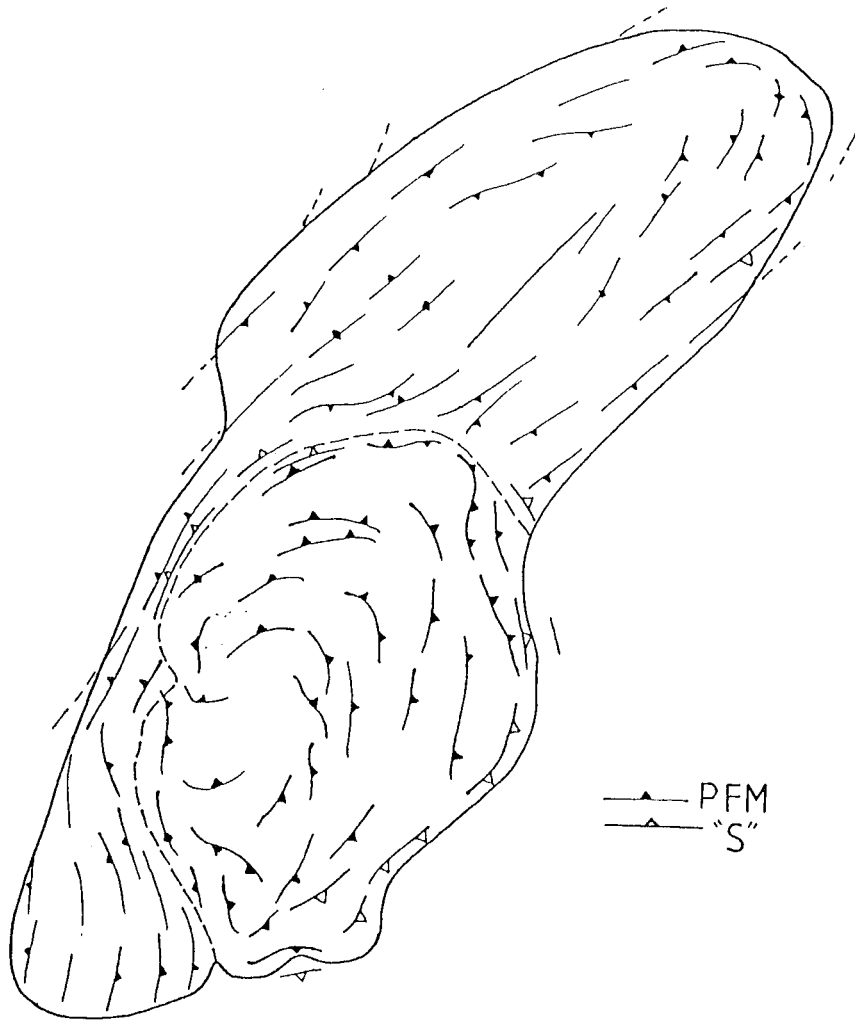


Fig. IV.17-Carte synthétique des trajectoires des plans de foliation du Zaïre.

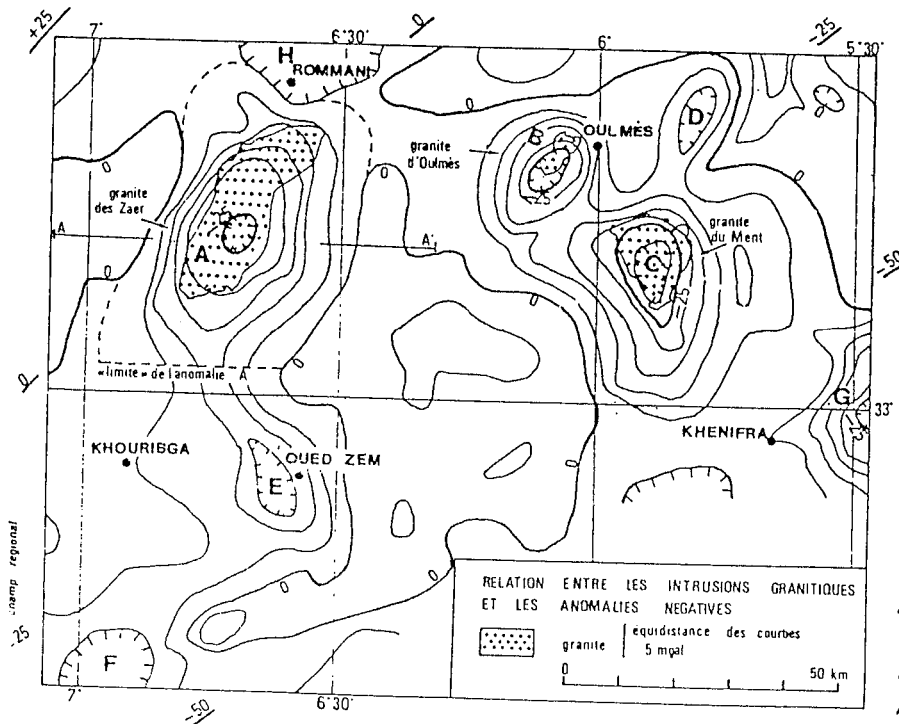


Fig. IV.18-Carte gravimétrique au 1: 1.000.000 des anomalies résiduelles du Maroc central. D'après Van Den Bosch (1974).

#### IV-5-DONNEES GRAVIMETRIQUES

Dans le massif des Zaër on ne dispose pas, comme cela est le cas dans certaines études récentes où structure et gravimétrie sont couplées (Guillet et al., 1985; Guineberteau et al., 1987), de carte gravimétrique détaillée permettant d'obtenir des informations décisives sur la forme du pluton. Il existe cependant une carte gravimétrique à petite échelle du Maroc central (Fig.IV.18), établie par Van Den Bosch (1974), qui montre bien que les principaux massifs granitiques de la Meseta correspondent à de fortes anomalies négatives. Sur cette carte, on constate que les anomalies résiduelles reflètent bien la forme elliptique du massif des Zaër sur lequel elles sont centrées. Les courbes d'anomalies négatives sont resserrées sur le contact ouest et plus espacées à l'Est. Ceci tendrait à montrer que l'interface granite-encaissant et le plongement du corps magmatique, est plus fort à l'Ouest qu'à l'Est. Cette dissymétrie des pendages des contacts est compatible avec nos données structurales au Sud-Est du massif, domaine du monzogranite. Rien n'indique cependant qu'il faut envisager une importante extension du pluton granitique vers l'Est: nos données structurales (cf. §.IV-4) suggèrent plutôt une extension vers le Sud du monzogranite; nos données sur l'encaissant oriental (cf. §.IV-6-2) n'apportent pas d'arguments allant dans le sens d'un granite sous-jacent. D'ailleurs, dans la coupe E-W proposée par Van Den Bosch (1974), il est considéré une régionale (anomalie de grande longueur d'onde) assez fortement pentée vers le Sud-Est, ce qui conduit à construire des pendages du contact granite-encaissant à peu près égaux et opposés (Fig.IV.19).

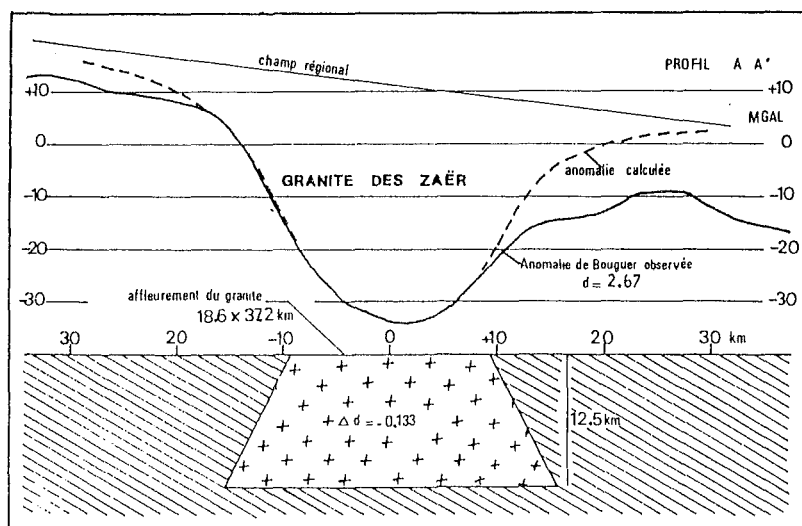


Fig.IV.19-Coupe schématique E-W du granite des Zaër (coupe AA' de la Fig.IV.18) établie à partir de l'étude des anomalies gravimétriques négatives du massif (coupe au 1:500.000); d'après Van Den Bosch (1974).

#### IV-6-L'ENCAISSANT DU GRANITE.

Dans l'optique d'une mise en place en deux temps des granites des Zaër, les structures associées au premier événement ne doivent s'imprimer de façon non ambiguë que dans l'encaissant extérieur au domaine "d'influence" du monzogranite. L'encaissant de ce dernier devrait par contre montrer la superposition des structures relatives aux deux événements. En ce sens, nous étudierons successivement l'encaissant de la granodiorite, puis celui du monzogranite au Sud-Est du massif.

##### IV-6-1-L'ENCAISSANT DE LA GRANODIORITE

A partir du contact ouest, et jusqu'à une distance plurikilométrique dans l'encaissant paléozoïque, les plis de grande longueur d'onde de la première phase de plissement P1 (Piqué, 1979) montrent une virgation cartographique (Fig. IV.20) allant d'une direction N50° (région de Sibara, encaissant occidental du massif) à N160° (à l'Ouest; région sud du bassin de Ben Slimane). Cette virgation de plus de 60° dont la charnière se situe dans la région de Bir El Mekki, à plus de 10 km du flanc ouest du pluton, est accompagnée de chevauchements vers le Sud dans les secteurs où la virgation des plis P1 est maximum (Sud de Bir El Mekki), et de chevauchements vers l'WNW à NW en se rapprochant du granite (El Mechroukat), là où les structures montrent des directions N30° à N60° E (Fadli, 1983).

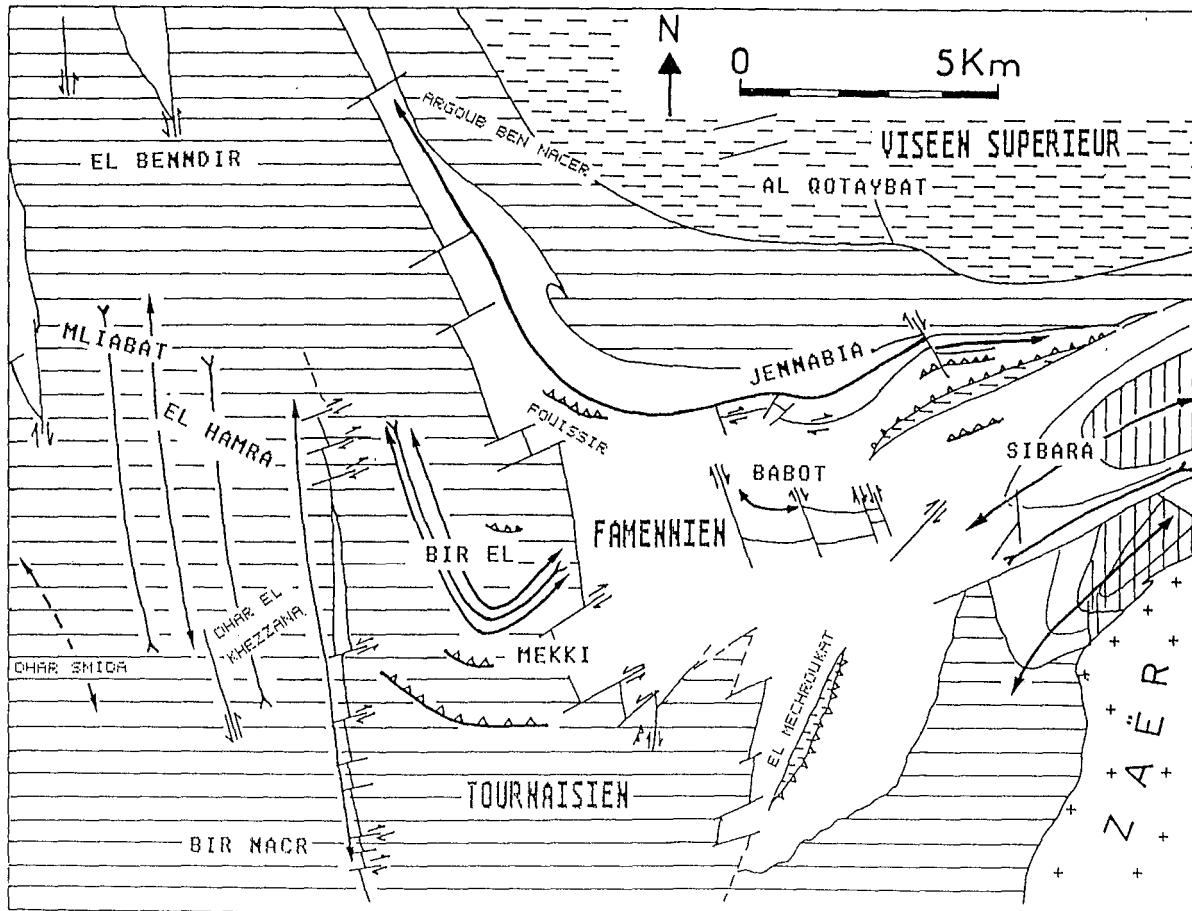


Fig. IV.20 - Les directions axiales dans la partie occidentale du Maroc central (d'après Piqué, 1979 et Fadli, 1983).

L'encaissant immédiat des Zaër, est caractérisé par l'abondance de niveaux durs constitués de quartzites ordoviciens et de carbonates dévoniens (à l'Ouest). Ces formations, et les cornéennes pélitiques du contact, fournissent les reliefs principaux. Leur orientation est celle de l'axe d'allongement du granite, sauf pour l'encaissant nord et nord-ouest qui subit une réorientation brusque vers une direction proche de Est-Ouest. Cette direction est celle d'un accident majeur contre lequel vient buter la terminaison nord du granite (voir photo satellite planche et Fig.IV.21a). Vers le Sud par contre cette orientation autour de NE-SW demeure constante jusqu'à la limite sud du Massif central.

Sur le terrain, au Sud, à l'Est et au Nord-Est du massif, la répétition des bancs de quartzite est due à un plissement de faible longueur d'onde (Fig.IV. 21b), selon un axe de direction N 35° à N 45°, dont l'amplitude augmente à l'approche du massif. Les charnières de ces plis sont parfois visibles, mais ce sont surtout les flancs, formant des crêtes allongées selon NE-SW sur parfois plusieurs kilomètres, qui constituent le caractère structural le plus marquant. Ces plis sont ceux décrits par Piqué (1975, 1982) et Fadli (1983): ils correspondent à la première phase de plissement régional (P1).

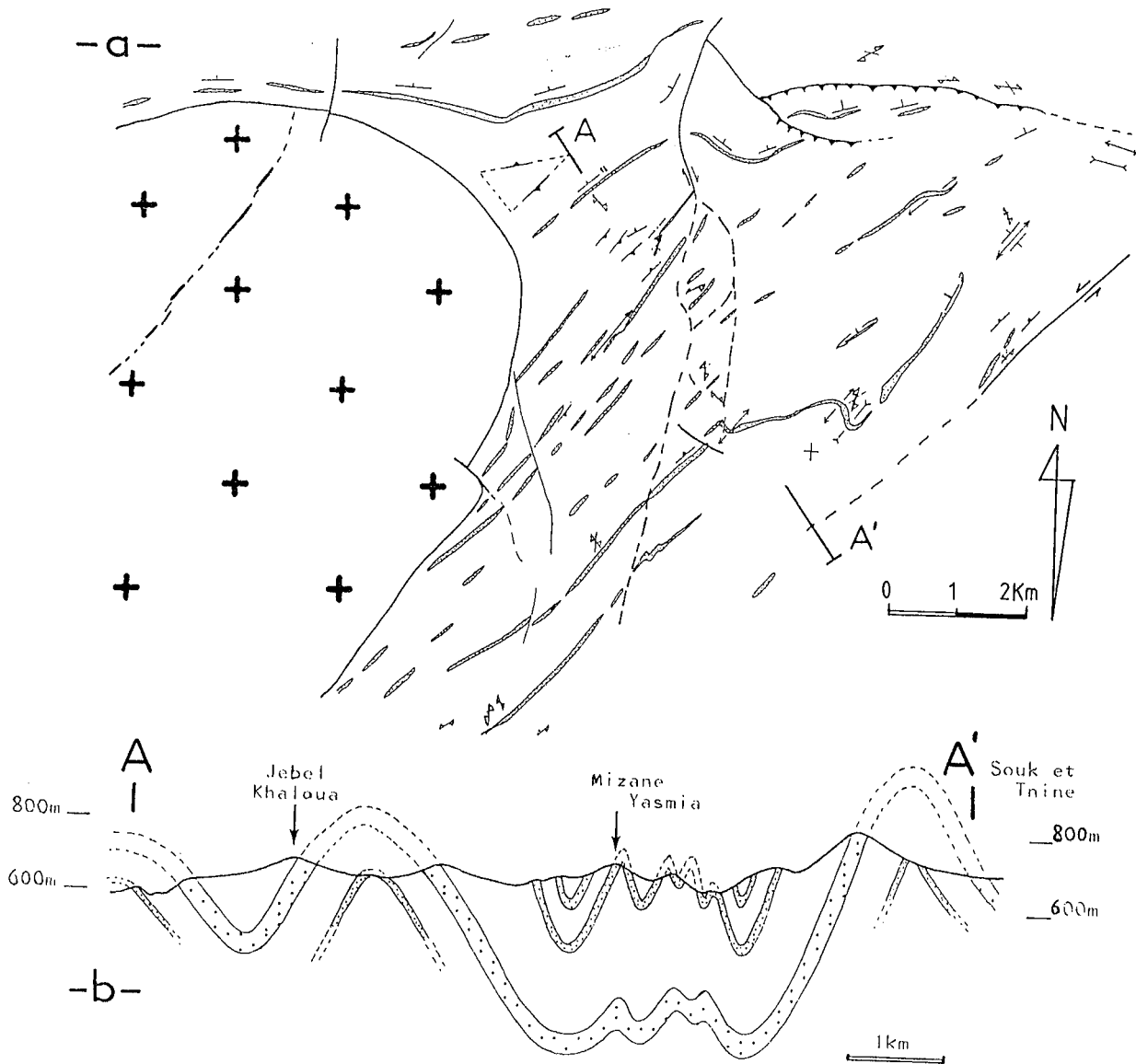


Fig.IV.21-Carte structurale de l'encaissant au Nord-Est du Zaër (a): au Nord les directions NE-SW des plis 1 soulignées par les niveaux gréseux (en pointillés) sont oblitérées par des structures de direction E-W, chevauchantes vers le Sud; b: coupe selon AA'.

### IV-6-1-1-La première phase de plissement: les plis P1

On a vu qu'à proximité immédiate du granite, les stratifications moulent le massif sur ses bordures ouest et est. Puisque dans les terminaisons nord et sud, ces mêmes niveaux viennent buter contre le granite, on déduit que ce plissement est antérieur à, ou synchrone de la mise en place du granite. Selon Vandeven (1969) et Piqué (1975), ce plissement est contemporain d'un métamorphisme régional, dont le degré culmine et atteint l'épizone sur le futur centre de mise en place du Zaër. La schistosité associée est de type flux dans les niveaux pélitiques, soulignée par des néocrystallisations orientées de muscovite, de chlorite et localement de biotite. Ainsi, cette phase "régionale" paraît indissociable de l'axe du domaine granitique auquel elle est confinée, et où elle s'exprime avec le plus d'ampleur. La carte de typologie de la schistosité (Fig. IV.22) montre bien la superposition du domaine d'intrusion du granite avec celui où la schistosité est la plus intense.

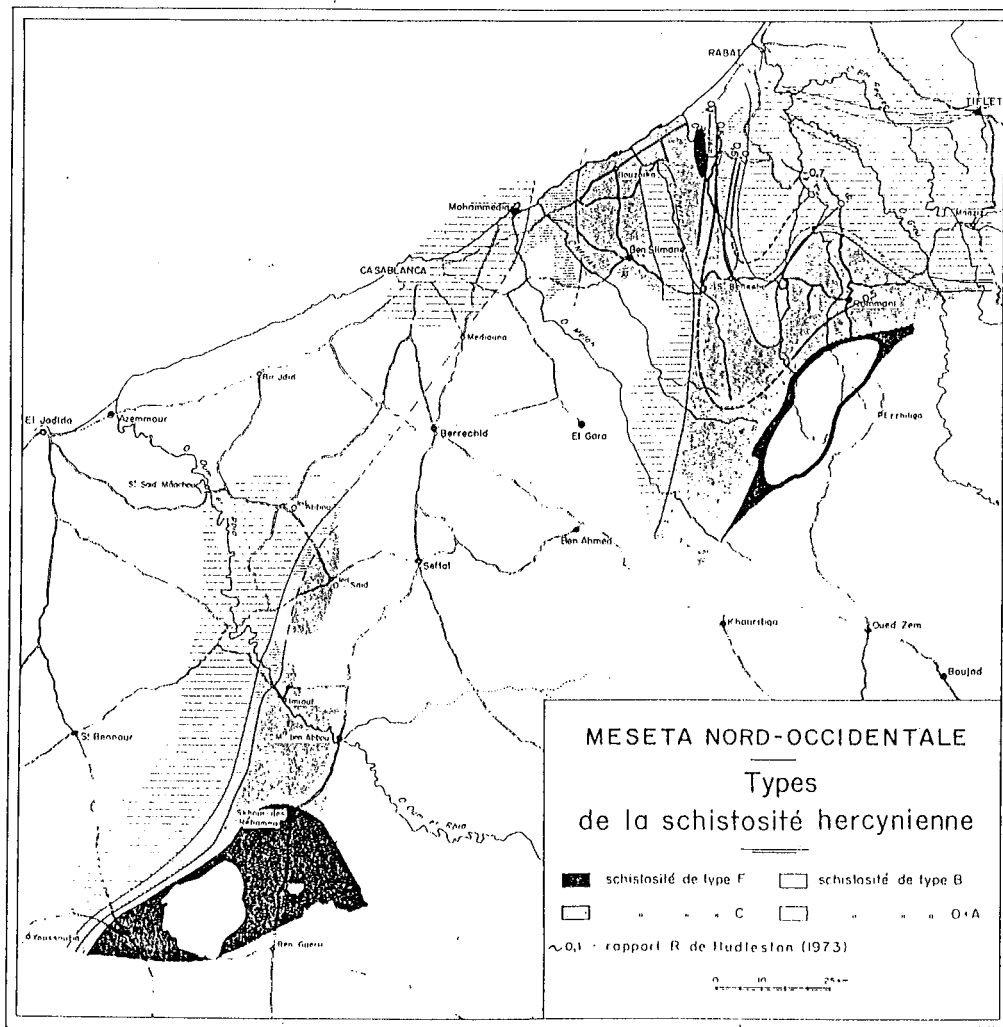


Fig. IV.22-Carte de la typologie de la schistosité dans la partie ouest du Massif central d'après Piqué (1979). Schistosité de type A: débit non planaire et non pénétratif; type B: débit planaire et non pénétratif; type C: débit planaire et pénétratif; type F: schistosité de flux.

C'est dans les terminaisons Nord-Est et Sud du granite que plis d'axes subhorizontaux s'expriment le mieux, car ils sont très serrés, en raison probablement d'une plus forte intensité de la déformation, mais aussi à la faveur (au moins au Nord-Est, voir Fig.IV.21b) de la répétition de niveaux repères de grès ou de quartzite interstratifiés dans les schistes.

(i) **Au Nord-Est** (Fig.IV.21), la schistosité de flux est subverticale et orientée en moyenne selon  $N35^\circ$  (Fig.IV.23a); en carte, la trajectoire de cette schistosité semble déterminer localement un point triple (Fig.IV.21a). Une linéation parallèle à l'axe des plis apparaît fréquemment: il s'agit le plus souvent d'une "fibrosité" sur les plans de schistosité mais aussi parfois d'une franche linéation d'étirement en moyenne subhorizontale et d'orientation NE-SW.

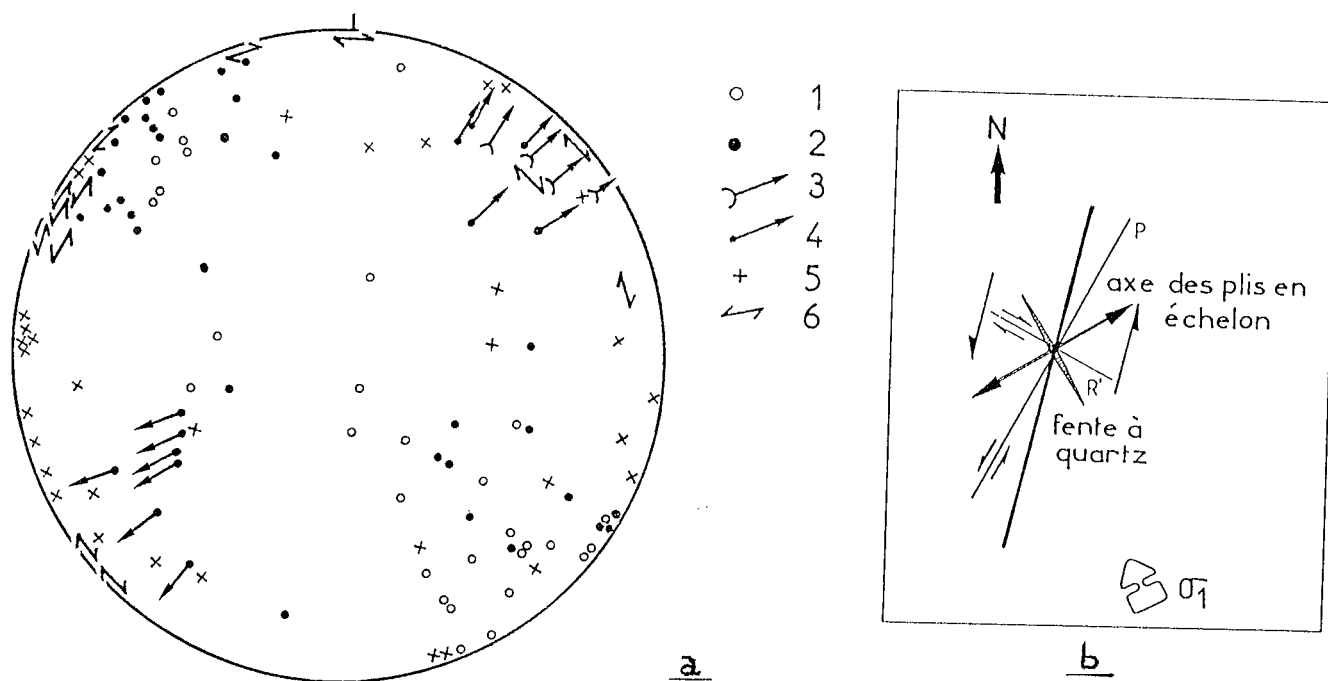


Fig.IV.23-Structure de l'encaissant au Nord-Est du massif du Zaër; a: Stéréogramme des plans  $S_0$  (1),  $S_1$  (2), axe de  $P_1$  (3), linéation d'étirement (4), pôle des fentes à quartz (5) et pôle des plans de cisaillement et sens correspondant (6); b: Système de Riedel correspondant aux fentes en échelon de cet encaissant, et aux structures plicatives régionales.

Les seules figures de déformation qui s'ajoutent à ces plis et à leur schistosité associée sont des fentes en échelon affectant principalement les bancs de quartzites, mais également les schistes. Ces fentes, subverticales, sont grossièrement orientées selon deux directions dominantes (Fig.IV.23a): NNE-SSW, plus ou moins parallèle à la schistosité, et NNW-SSE. Les plans qui enveloppent ces fentes font ressortir deux familles de cisaillements subverticaux: l'une senestre selon NNE-SSW, et l'autre dextre en NW-SE, et aussi de façon mineure, selon ENE-WSW. La large répartition de ces fentes sur le canevas ne permet pas à coup sûr d'en faire le résultat d'une dynamique unique (familles conjuguées), mais les cisaillements qu'elles traduisent sont compatibles avec un modèle de type Riedel dans une zone où le cisaillement régional moyen est subméri dien à NNE, et de sens senestre (Fig.IV.23b). Dans l'hypothèse raisonnable où les fentes à quartz, tardives par rapport au plissement, résultent du même régime de



contraintes régionales, les plis P1 dont il est question ici, à axes proches de l'horizontale, peuvent alors s'interpréter comme des plis en échelon de la couverture paléozoïque à l'aplomb d'un cisaillement profond du "socle" selon une direction Nord-Sud à NNE-SSW et de sens senestre. De manière analogue, Piqué *et al.* (1980) interprètent les plis dispersés en direction de la région de Ben Slimane, comme associé à l'accident de sens dextre de Rabat-Tichka. Ainsi, pour cette extrémité nord du massif, la contrainte principale dans la couverture paléozoïque des Zaër aurait une direction WNW-ESE, proche de celle de la famille principale des fentes à quartz (Fig.IV.24b).

(ii) Dans la terminaison sud du granite, on retrouve une disposition identique des bancs de quartzite en flancs et charnières de plis droits d'orientation moyenne toujours NNE-SSW (Fig.IV.24). Ici encore, au sein des schistes, la trajectoire des plans de la schistosité associée au plissement d'axe horizontal moule le contour sud du batholite à son contact immédiat, et conduit à définir un point triple de schistosité plus nettement que dans la région nord en raison de la bonne qualité des affleurements (région de Souq Tlata Gnadiz).

Sur le plan de schistosité, on observe une linéation d'allongement ou de microgaufage d'orientation moyenne NNE-SSW, et horizontale comme au Nord-Est, parallèle aux structures régionales, orientée ici à N30°. Localement, sur le flanc ouest de la granodiorite, nous avons pu mettre en évidence que cet allongement correspond à un cisaillement subhorizontal de sens senestre.

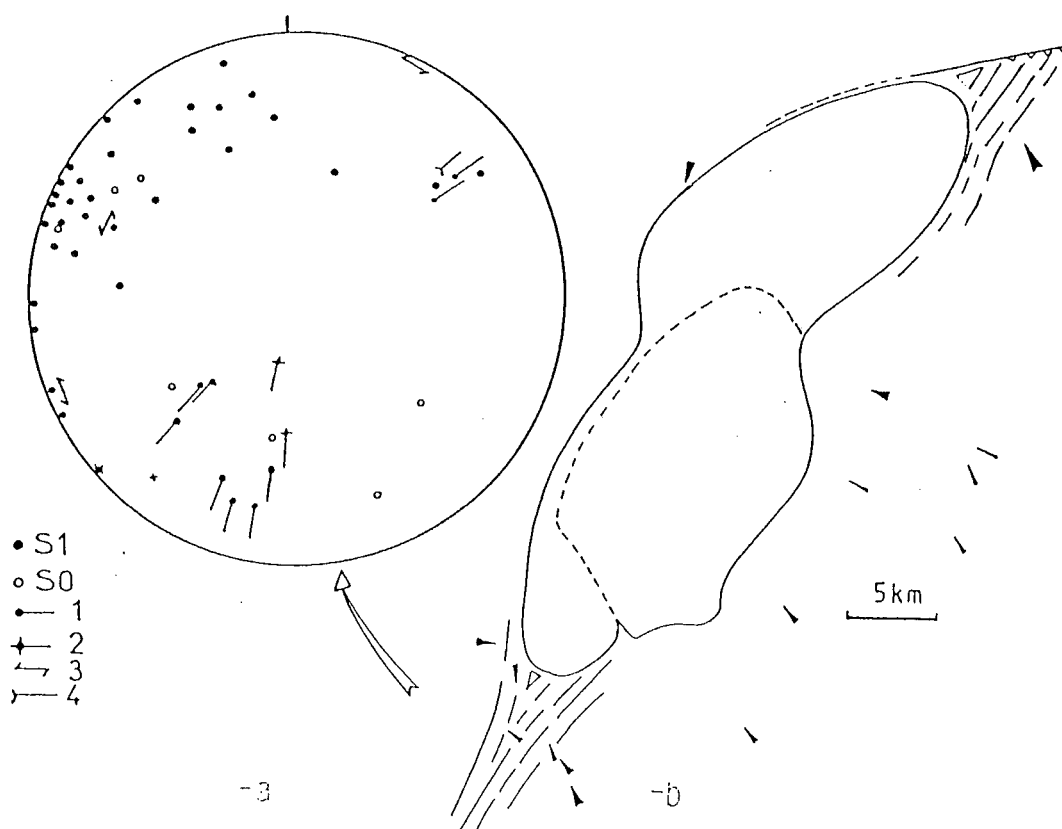
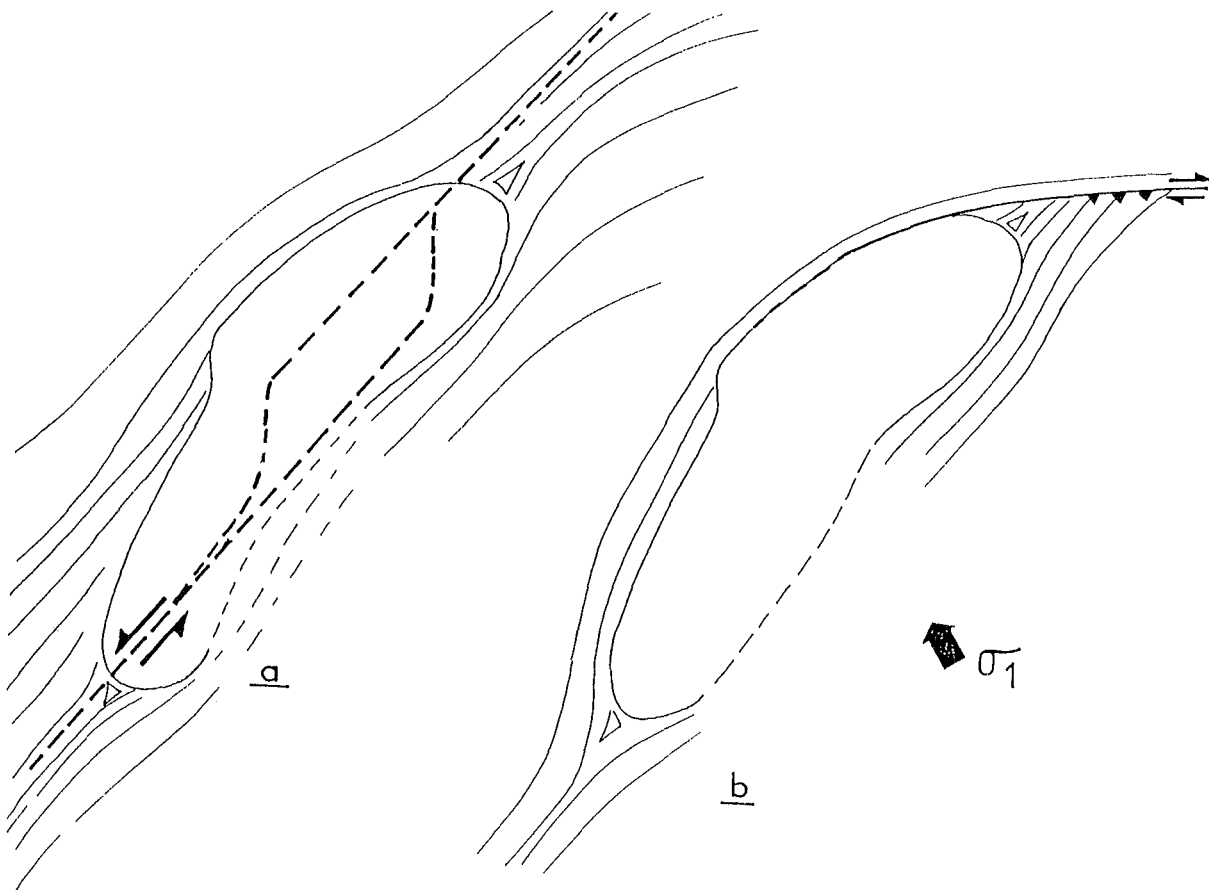


Fig.IV.24-Structure de l'encaissant au Sud du massif des Zaër; -a: Stéréogramme; -b: Trajectoires de la schistosité; les flèches indiquent la direction moyenne de la contrainte principale déduite de l'observation des fentes à quartz de l'encaissant.

En l'absence d'autres figures de déformation, nous avons, comme au Nord-Est, cherché à définir l'orientation de la contrainte principale à partir des fentes à quartz souvent organisées en bandes de cisaillement au sein des niveaux quartzitiques, les plus fragiles. Ces résultats, obtenus à la fois à proximité de la granodiorite au Sud, et à distance du monzogranite à l'Est, conduisent à placer l'orientation moyenne de la contrainte principale dans le secteur NW-SE (Fig.IV.24b), conformément à celle définie au Nord.

**En conclusion**, de l'étude des terminaisons nord-est et sud de la granodiorite, nous pouvons dire que les structures observées sont, dans l'ensemble, organisées de façon homogène et dérivent d'un même phénomène tectonique.

L'hypothèse d'un cisaillement profond de la croûte, de direction NW à subméridienne et de sens senestre, convient pour l'interprétation des structures du massif à la fois au Nord et au Sud (Fig.IV.25a). Du point de vue géodynamique, et à condition d'évoquer le jeu d'un **cran** en pull-apart, cette hypothèse permet l'ouverture de la croûte en profondeur, et la montée du magma granodioritique. Ce n'est pas le cas si l'on considère les plis régionaux NNE-SSW comme résultant d'un simple serrage de direction ESE-WNW qui tendrait au contraire à fermer le domaine concerné. Par ailleurs, le plissement ne semble pas être le résultat d'un gonflement du granite lié à la montée du magma dans sa couverture, dans la mesure où ce plissement s'exprime hors de l'ellipse granitique, selon la même géométrie d'ensemble, tant au Nord qu'au Sud, jusqu'à la limite du massif central de la Meseta marocaine.



*Fig.IV.25-a-Schéma structural interprétatif de la mise en place de la granodiorite des Zaër à l'aplomb d'un cisaillement senestre NE-SW avec pull-apart du socle; b-Cisaillement dextre N70° en limite nord du massif, localement chevauchant vers le Sud.*

Cette interprétation est par ailleurs compatible avec les données de la région d'Oulmès, située à moins de quarante kilomètres à l'Est du Zaër. Là, sur la base d'un faisceau d'arguments faisant intervenir les trajectoires des axes de plis, les sens de cisaillement déterminés sur le terrain, et les gradients de déformation à l'approche de l'axe d'Oulmès, il a été proposé, indépendamment de la présente étude, que le granite d'Oulmès, d'âge peu différent de celui du Zaër (290-300 Ma pour le granite principal; Mrini, 1985), perce sa couverture paléozoïque à l'aplomb d'un cisaillement du socle de direction subméridienne et de sens senestre (Diot *et al.*, 1987). Nous aurions donc ici une relation "socle"-couverture paléozoïque identique à celle d'Oulmès, où les plis en échelon sont plus ou moins parallèles à l'accident profond, et plus serrés au droit de la zone cisailante. Selon cette hypothèse, la régularité des structures dans l'axe de l'ellipse granitique des Zaër, sur une distance supérieure à cinquante kilomètres, conduirait à admettre que le cisaillement du socle en question intéresserait une grande partie de la Meseta marocaine.

(iii) **Vers l'Ouest, et à distance du granite** sur le plateau du Khatouat, dans la région de Bir El Mekki (Fig.IV.20), la virgation de ces plis 1 et de la schistosité associée, est considérée (Piqué, 1975; Fadli, 1983) comme synchrone du plissement régional. Nos propres conclusions sont compatibles avec le modèle présenté par Fadli (1983), pour lequel le "Bloc" du Khatouat constitue un **"coin" de socle poussé vers le Sud**, entre le "Bloc" Cherrat à l'Ouest et le "Bloc" du Zaër à l'Est (Fig.IV.26). Les cisaillements conjugués engendrés par cette tectonique du "socle" profond sont **dextres** à l'Ouest (limite Cherrat-Khatouat, ou "accident" Rabat-Tichka) et **senestres** à l'Est (limite Khatouat-Zaër). Pour Fadli (1983) cependant, le cisaillement senestre s'exprime au Nord du granite du Zaër, entre le "Bloc Khatouat" et le "Bloc Zaër" (Fig.IV.26), alors que nous considérons que le cisaillement en question passe à l'aplomb même du pluton (Fig.IV.26:cartouche, et Fig. IV.27).

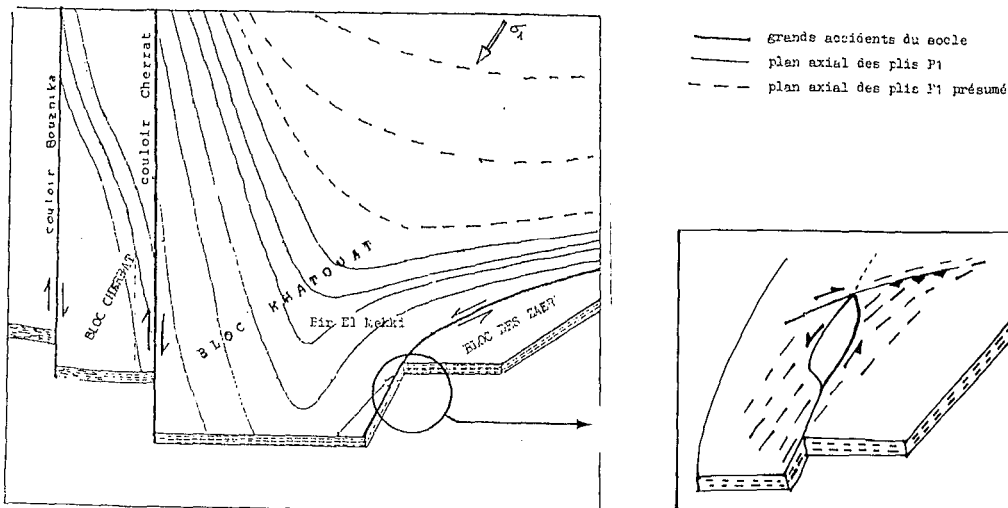


Fig.IV.26-Modèle schématique des structures régionales: mouvements du socle et virgation des plis de la couverture, d'après Fadli (1983). En cartouche, notre proposition de modification de cette figure, tenant compte des figures IV.25 a et b.

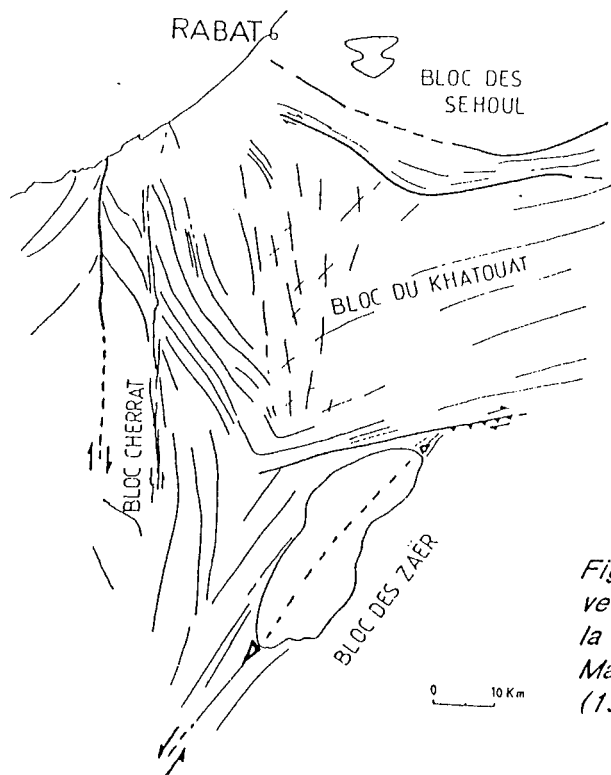


Fig. IV.27 - Carte interprétative des structures majeures de la partie Nord-occidentale du Massif central, d'après Piqué (1979) modifiée.

Cette tectonique traduit le déplacement relatif vers le Sud du bloc des Sehoul (Fig. IV.28), dont les terrains métamorphiques du Paléozoïque inférieur chevauchent vers le Sud ceux, ordoviciens à dévoniens de la zone de Rabat-Tiflet (Fig. IV.28). C'est après le dépôt du Viséen supérieur qu'intervient en effet, dans cette zone de Rabat-Tiflet un plissement d'axe E-W à N120°, parallèle à la limite sud du bloc des Sehoul. Les décrochements tardi-hercyniens N120° à NW-SE dextres et subméridiens senestres indiquent une contrainte principale orientée NNW-SSE (Fig. IV.29; Piqué, 1979), et donc dans le même secteur que celle que nous envisageons pour la mise en place des Zaër.

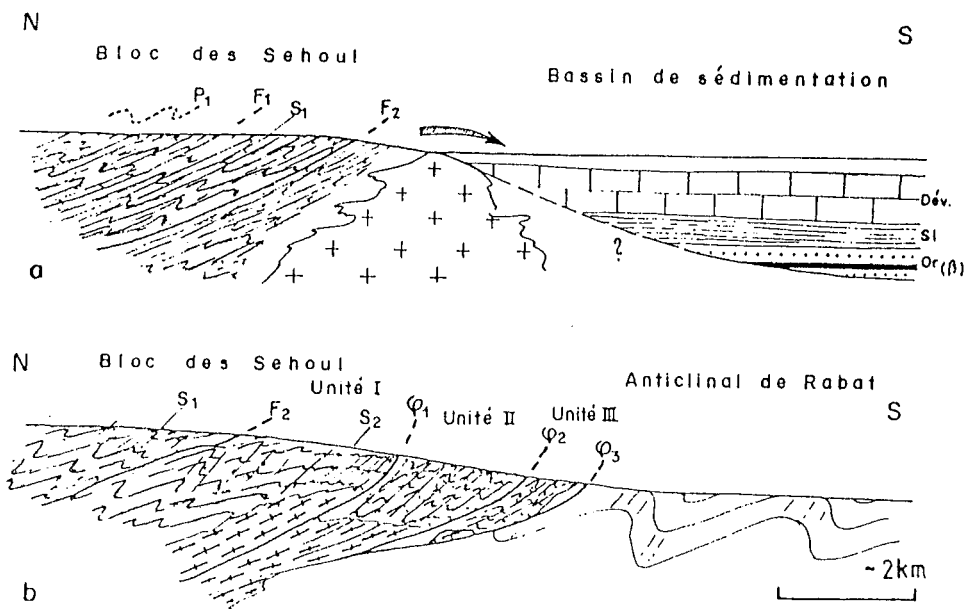


Fig. IV.28 - Le contact des Grès et Phyllades de l'Oued Bou-Regreg (Bloc des Sehoul) avec l'anticlinorium de Rabat, d'après Piqué (1979). a: Au Dévonien, le Bloc des Sehoul, déjà structuré, constitue l'une des zones d'apport du bassin de sédimentation (Sidi Bettache) b: Marge sud du Bloc des Sehoul: état actuel schématisé.

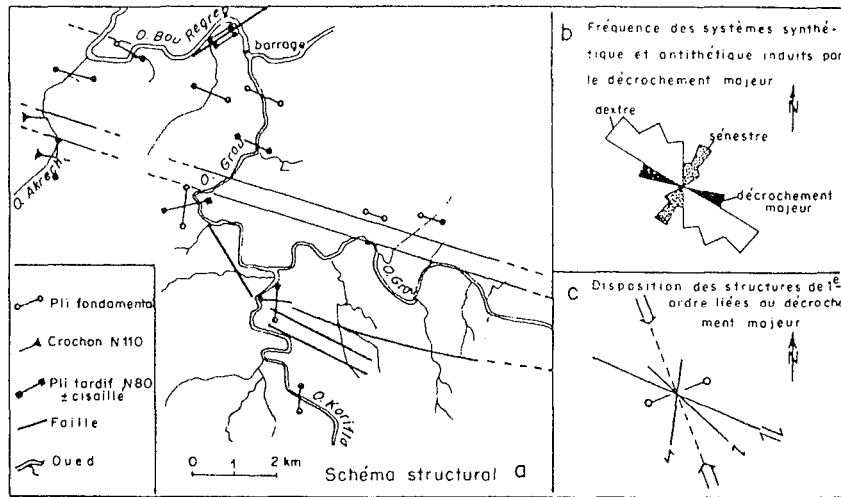


Fig. IV.29 - La faille des Ouled-Mimoun dans la région de Rabat, d'après Piqué, 1979). Au Nord de cet accident dominent les directions N120° caractéristiques du Bloc des Séhoul; au Sud, on retrouve des directions structurales subméridiennes.

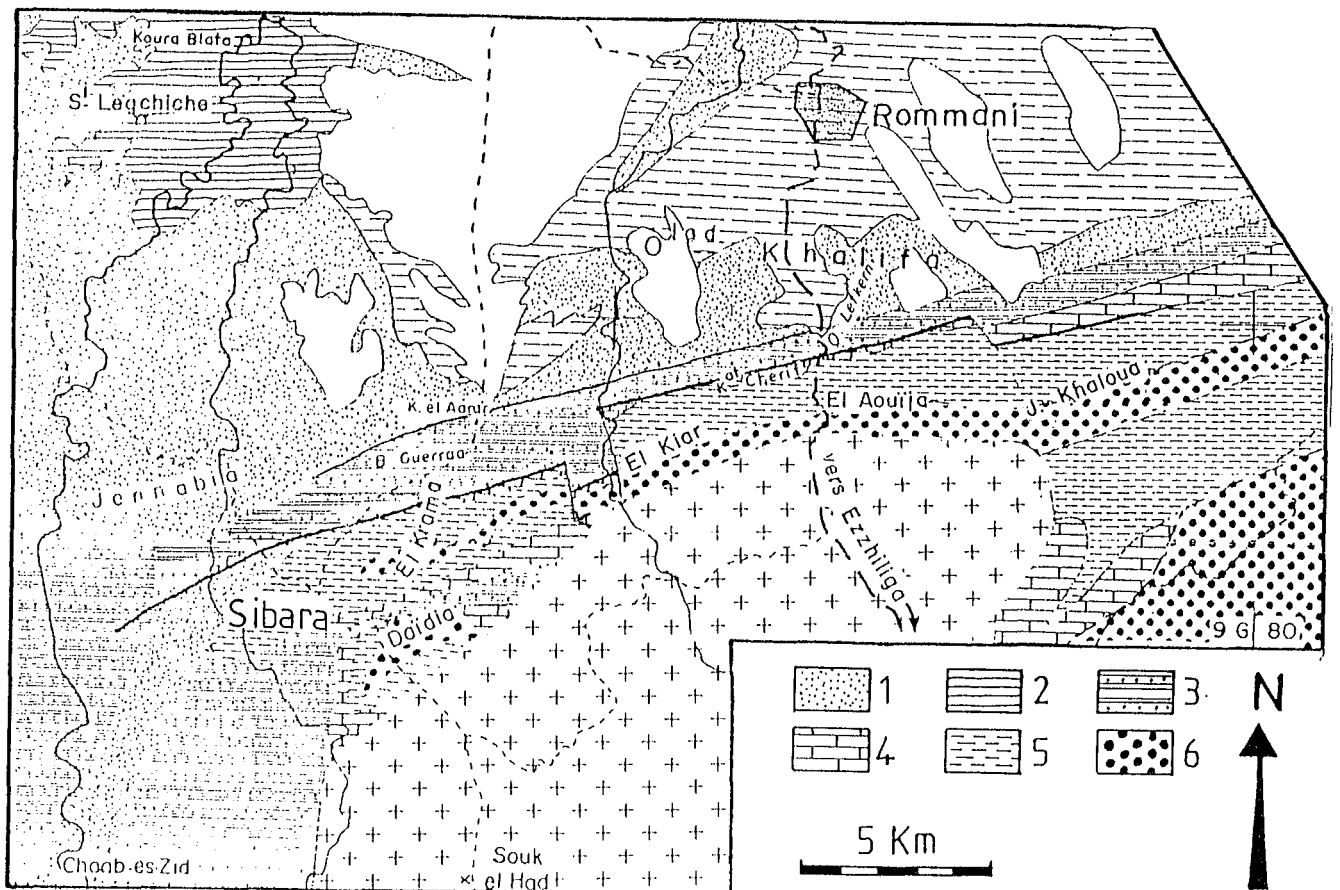


Fig. IV.30 - Carte géologique de la région nord du massif des Zaër (extrait de la carte de la partie occidentale du Maroc central de Piqué, 1979). 1- Viséen sup.; 2- Viséen inf.; 3- Famenco-Tounaisien; 4- Dévonien inf. et moyen; 5- Silurien; 6- Ordovicien quartzitique.

#### IV-6-1-2-Les plis P2 et le cisaillement dextre au nord du massif

##### (i) Description.

Au schéma structural précédent, il faut ajouter les **déformations contemporaines de la mise en place de la granodiorite**, localisées dans la région de **Sibara** sur la **bordure nord-ouest du massif** et qui se poursuivent au delà de la terminaison nord-est du massif. En effet, dans cette région, les structures parallèles à la bordure nord-ouest du massif se poursuivent vers l'Est (Fig.IV.21a) avec une orientation constante N80°, et recoupent nettement les structures N35° étudiées plus haut. Plus à l'Est, ce contact à N80° est nettement chevauchant vers le Sud (Zarhaoui, travaux en cours).

Le contexte stratigraphique (Piqué, 1979) fait apparaître les niveaux de l'Ordovicien au Sud, en bordure nord du granite, mais vers le Nord, on passe en moins d'un kilomètre aux séries attribuées au Silurien puis au Dévonien (calcaire essentiellement). Par ailleurs, sur la carte au 1/500.000 de la partie occidentale du Maroc, Piqué (1979) a dessiné un important accident directionnel ENE-WSW (accident de la Koudiat Chérif) qui oblitère localement une partie des terrains calcaires du Dévonien inférieur à moyen (Fig. IV.30).

Dans ce secteur, on observe toujours le plissement P1 d'axe subhorizontal: les bancs de grès, les cipolins ainsi que la schistosité associée aux niveaux pélitiques moulent dans l'ensemble la bordure du granite (Fig.IV.31). Mais à cette déformation se superpose un plissement d'axe toujours très fortement plongeant. Il s'agit de plis déformant la stratification, mais aussi la schistosité associée aux plis 1 auxquels ils sont donc clairement postérieurs. Ces plis sont bien visibles dans les niveaux de cipolins dérivés des calcaires dévoniens, ainsi que dans les grès ou même les quartzites de l'Ordovicien. Ils sont centimétriques à métriques, toujours asymétriques et en "Z", ce qui confirme au passage qu'il s'agit bien ici d'une deuxième phase de déformation: en effet, des plis asymétriques d'une phase 1 seraient alternativement en "S" ou en "Z" selon le flanc du pli d'une deuxième phase, d'axe subhorizontal. Ces plis asymétriques soulignent donc **un épisode cisailant de sens dextre** parallèlement à la bordure nord-ouest du massif (Fig.IV.25b). Dans les niveaux compétents (grès-quartzites) on observe un étirement des flancs longs des plis avec, localement, l'apparition de fentes en échelons dextres. Dans les schistes, cette déformation entraîne souvent des rejeux cisailants parallèlement au plan de schistosité 1. Dans les cipolins (près de la route Rommani-Ezzhilliga par exemple) cette déformation s'effectue de manière ductile (plis et replis multiples très étirés), ce qui indique qu'elle est contemporaine du métamorphisme de contact, et donc liée à la mise en place de la granodiorite. Par ailleurs, l'absence de déformation à l'état solide du granite dans ce secteur nord-ouest précise que cette déformation 2 a cessé au plus tard à la fin de la mise en place de la granodiorite. Enfin, l'absence, ici, d'orientation des andalousites ou de déformation des cornéennes au contact immédiat du granite, précisent que le métamorphisme thermique monophasé a pris fin après cette deuxième phase de déformation.

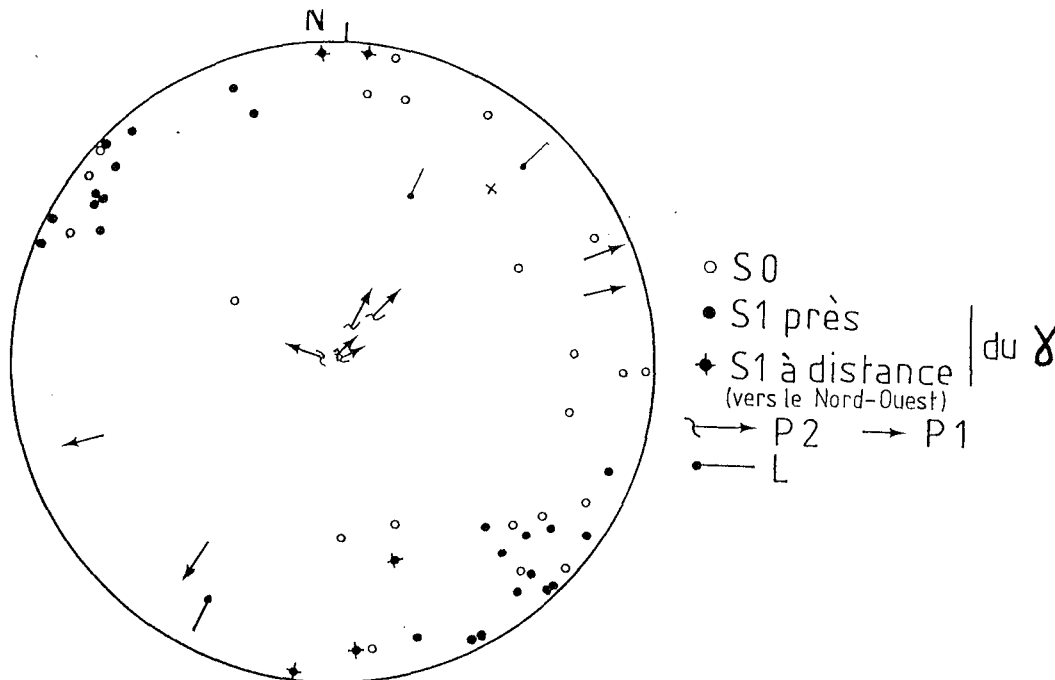


Fig.IV.31-Structures de la région de Sibara au Nord-Ouest du Zaër.

**(ii) Relation avec le schéma de mise en place du granite.**

Dans le schéma de la mise en place de la granodiorite du Zaër, le cisaillement dextre selon une direction voisine de N70° est compatible avec le régime des contraintes qui prévaut pour la première phase de plissement. Par ailleurs, en Meseta occidentale, les mouvements décrochants N70° dextres ont déjà été décrits (Michard, 1976; Lagarde, 1985) comme conjugués des cisaillements senestres subméridiens.

Chronologiquement, et au moins dans notre secteur, cette déformation est tardive par rapport au mouvement senestre subméridien décrit plus haut, puisqu'elle oblitère les grandes structures kilométriques NNE-SSW qui lui sont associées (Fig.IV.25). Elle intervient durant la mise en place de la granodiorite et peut avoir joué un rôle dans l'ouverture de la croûte au Nord du massif en association avec le mouvement senestre. En effet, on observe au même lieu que la localisation de ce cisaillement dextre, une courbure du massif dans sa partie nord, ainsi qu'une rotation de 5 à 10° de sens horaire des structures magmatiques au Nord-Est du massif (Fig.IV.15a).

**(iii) Extension des structures de phase 2.**

Cette orientation des structures régionales selon la direction N70° se retrouve également à une dizaine de kilomètres plus au Nord, dans la boutonnière paléozoïque de Rommani (Wartiti *et al.*, 1986). Ce secteur complexe (Fig.IV.32) montre tout d'abord une première phase de plissement synschisteux de directions N30° à l'Ouest, et N80° à l'Est, reprise par des knicks associés à des décrochements senestres subméridiens. Des mouvements dextres N70° à N110° complètent ce schéma structural. Nous retrouvons donc, ici encore, une histoire tectonique compatible avec les observations de Fadli (1983) et les nôtres: la seule différence d'avec les données de cet auteur concerne les knicks décrochants senestres subméridiens, absents dans notre domaine; ils sont localisés dans des couloirs de déformation qui, d'après leur orientation, sont tout à fait compatibles avec notre modèle structural. Ces couloirs cisailants correspondent probablement aux zones de mouvements les plus importants du socle qui se répercutent dans la couverture, après une première phase de plis, sans doute en échelon, selon un schéma comparable à celui de la région d'Oulmès (localisation au droit d'un accident majeur).

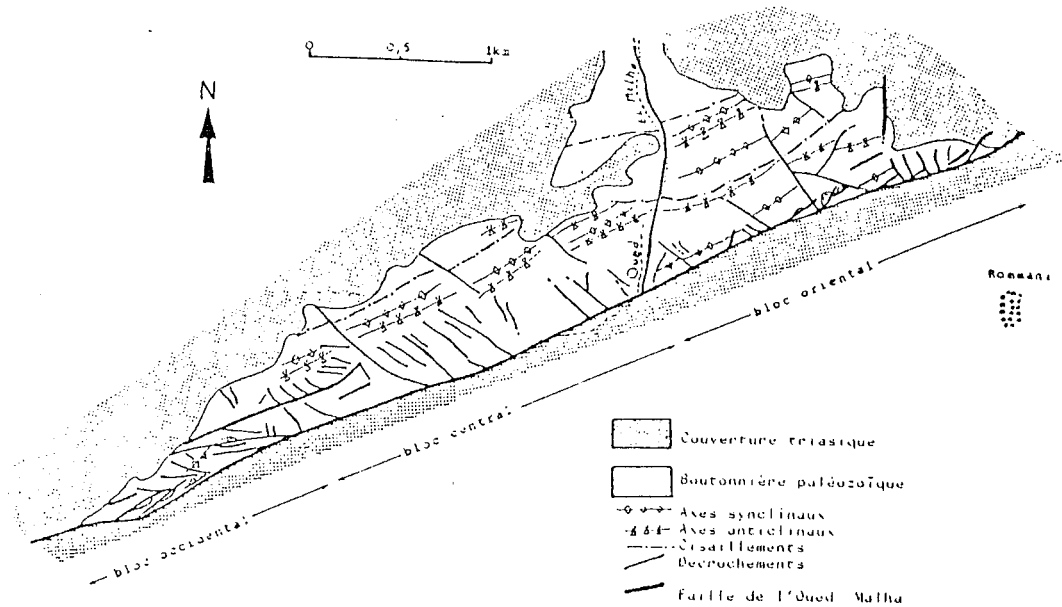


Fig.IV.32-Schéma structural de la Boutonnière de Rommani d'après Wartiti et al. (1986)

#### IV-6-1-3-Déformation de l'encaissant Est et Sud-Ouest, en continuité avec les structures de la granodiorite

D'autres structures pénétratives sont visibles dans l'encaissant de la granodiorite en continuité avec une déformation à l'état solide du pluton: elles sont confinées au contact immédiat du granite (moins d'un kilomètre) sur ses **bordures est et sud-ouest**, où celui-ci est déformé (Fig.IV.7). La déformation se traduit, dans l'encaissant, par une accentuation des structures de la phase 1, conduisant à un rejeu en cisaillement du plan de schistosité parallèlement à une nette linéation d'étirement. Des filons d'aplite et de pegmatite, injectés dans l'encaissant, sont également déformés par ces cisaillements. La linéation est ici toujours faiblement plongeante selon NE-SW (Fig.IV.23). Le sens des cisaillements associés (fentes à quartz des niveaux compétents proches du granite, microstructures sigmoïdes) indique un jeu senestre de l'interface granite-encaissant, postérieur au métamorphisme de contact (andalousites rétrotransformées et déformées). Cette déformation s'inscrit donc dans un continuum du jeu régional de sens senestre selon une direction subméridienne. Son âge serait postérieur au cisaillement dextre de phase 2 visible au Nord-Ouest du massif, puisque celui-ci apparaît comme synmétamorphe (§ IV-6-1-2). En conclusion, ces deux systèmes décrochants, N70° dextre et subméridien senestre, coexisteraient après la phase de plissement majeur, mais s'expriment en des lieux différents: N70° dextre au Nord du massif, et subméridien senestre au Sud et à l'Est.

#### IV-6-2-L'ENCAISSANT DU MONZOGRANITE

Contrairement à ce que l'on observe en règle générale près des contacts avec la granodiorite, l'encaissant immédiat du monzogranite est ici constitué de schistes d'âge ordovicien à silurien. Dans ces formations peu compétentes, et plus particulièrement au Sud dans la région du **Bled Rouif-Al'Oukaz** où les shales sont bien développés, une ou plusieurs schistosités apparaissent, toujours faiblement à moyennement pentées vers le Sud ou le Sud-Est. Au Nord, par contre, où le contact monzogranite-encaissant est orienté en N-S, les shales en question sont réduits à quelques centaines, voire quelques dizaines de mètres, entre le batholite et les bancs de quartzites ordoviens qui constituent, vers l'Est, un écran à la déformation.



#### IV-6-2-1-La phase 1

A grande distance du monzogranite (>5 km), on retrouve le plissement P1 d'axe subhorizontal, en continuité avec ce que l'on observe régionalement. On observe une schistosité régionale S0-1 dans les niveaux compétents, et S1 dans les shales et pélites. Ces plans, orientés au NE-SW (Fig.IV.33a), ont en général des pendages moyens à forts. Localement, en s'approchant du massif, ils deviennent moyennement pentés vers le S-E. Dans les shales, le plan de schistosité porte une linéation d'étirement faiblement plongeante, plus ou moins parallèle à la linéation d'intersection S0-S1: le plus souvent il s'agit d'une "fibrosité" de type schistes ardoisiers, mais il peut s'agir d'un net allongement souligné par l'étirement et le tronçonnement selon YZ d'éléments de microconglomérats (tranchée de la route Ezzhiliga-Oued Zem à 4 km au Sud d'Al Oukaz). Ce plissement d'axe subhorizontal d'orientation moyenne N45-50° semble donc, ici encore, associé à une déformation cisailante d'ampleur régionale.

Le plissement s'atténue vers l'Est dans le pays d'Ezzhiliga où les formations quartzitiques qui constituent les reliefs montrent des pendages de S0 faibles à moyens vers l'Est.

Un métamorphisme thermique intervient pendant et après cette phase tectonique: localement on observe des orientations préférentielles de biotite plus ou moins parallèles à la linéation d'étirement mais les andalousites ne semblent pas présenter d'orientation privilégiée.

La trajectoire de ces linéations d'intersection-étirement montre (Fig. IV.33b) une évolution depuis des directions franchement NE-SW au Sud vers des directions N100° en se rapprochant du massif. Ces variations depuis la direction initiale N50°, correspondent à une rotation liée sans doute à la deuxième phase de déformations, dont les effets les plus nets sont localisés à l'interface monzogranite-encaissant étudiée plus loin.

#### IV-6-2-2-La phase 2

Elle est d'abord marquée, à distance du monzogranite (2,5 km), par l'apparition d'une schistosité de crénulation S2 (photo , planche ) plan axial de plis d'entraînement à axes souvent courbes. Cette schistosité est faiblement à moyennement pentée, et orientée depuis une direction sub-méridienne jusqu'à Est-Ouest (Fig.IV.34), en passant par le quadrant NE, en fonction de sa position par rapport au contact granite-encaissant. En effet, la trace cartographique de la schistosité moule constamment la limite du monzogranite (Fig.IV.16). Près de celle-ci, l'intensité de la déformation augmente rapidement, et l'on passe en quelques centaines de mètres d'une schistosité de crénulation à une schistosité pénétrative dans les schistes, ou foliation dans les roches plus compétentes. L'orientation de ces plans est en continuité avec celle de la déformation à l'état solide enregistrée au toit du granite sous forme de plans C/S ou de franche orthogneissification. Cette déformation s'exprime, au Sud, sur plusieurs centaines de mètres et, à l'Est, sur quelques dizaines de mètres de largeur à partie du contact (cf. §.IV-3-3-2)

Ces plans de foliation, aussi bien dans le monzogranite que dans son proche encaissant, sont toujours porteurs d'une linéation d'étirement L2 d'agrégats de quartz très marquée, orientée en moyenne selon une direction subméridienne (Fig. IV.33c et IV.34a, symbole n°5).

Selon cette ligne, les andalousites rétro-morphosées plus ou moins totalement en amas micacés, sont étirées et tronçonnées dans S2. Cette déformation intervient donc clairement après un premier métamorphisme thermique. L'observation en plaque mince montre que le plan de schistosité, ou bien transpose totalement le plan S1 porteur des minéraux du métamorphisme (S2), ou bien utilise le plan précédent comme plan de cisaillement (S1-2).

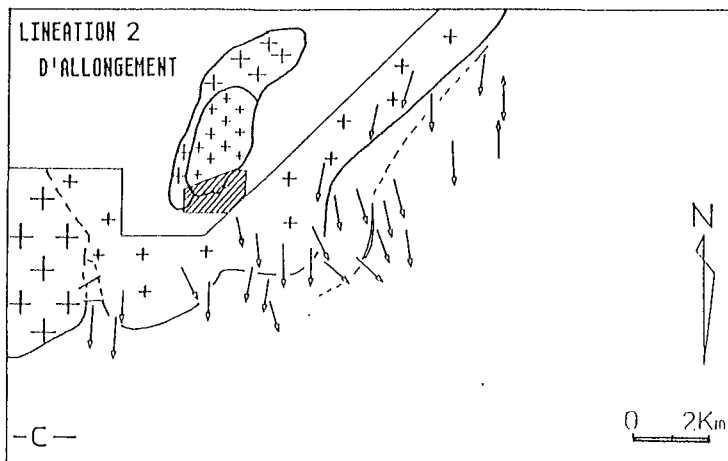
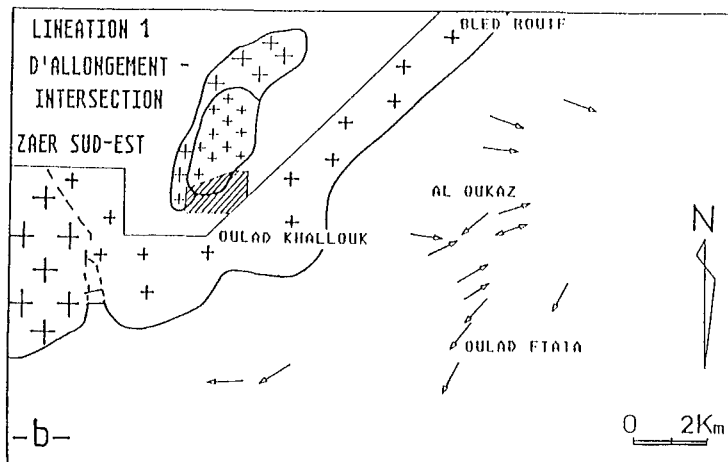
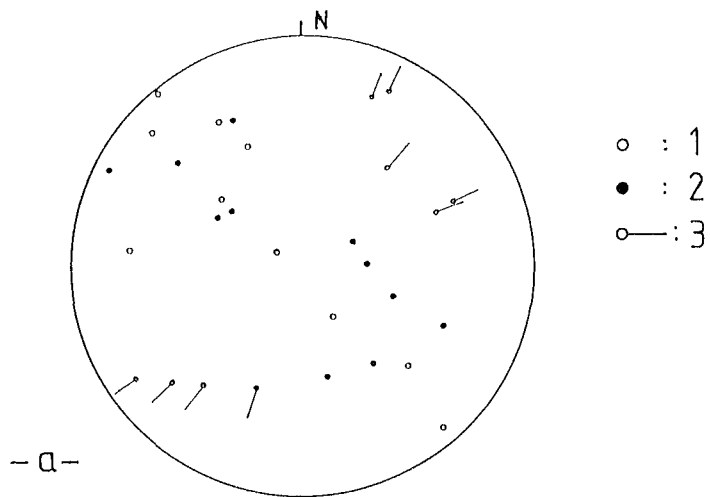


Fig.IV.33-Encaissant paléozoïque au Sud-Est du monzogranite. a: diagramme des structures de la phase 1 à distance du granite; 1: S 1; 2: S 0 3: linéation d'intersection et/ou d'étirement de la phase 1. Cartes des trajectoires des linéations de la phase 1 (b) et de la phase 2 (c).

La distribution précise entre l'un ou l'autre des mécanismes précédents est délicate, comme c'est fréquemment le cas lorsqu'une déformation cisailante oblique une structure pré-existante: il y a probablement glissement sur le plan antérieur si l'obliquité entre schistosité 1 et 2 est faible, et transposition si l'obliquité est initialement élevée (Fig.IV.34b).

Cette phase 2, localisée ici à l'interface monzogranite-encaissant, ne correspond pas à celle décrite dans la région de Sibara, ou au Nord du Khatouat. D'une part les structures engendrées sont différentes. D'autre part et, en admettant que la mise en place du monzogranite est postérieure à celle de la granodiorite, la phase 2 évoquée ici est plus récente que celle du Nord, puisqu'elle est tardive par rapport à la mise en place du monzogranite.

#### IV-6-2-3-Cinématique et âge de la phase 2

**a-Dans les schistes près du contact sud**, là où la schistosité montre un pendage faible à moyen vers le S-E, des pegmatites, des aplites et des filons de quartz sont boudinés et déformés par cisaillement parallèlement à la linéation d'étirement N-S. De plus, certains niveaux magmatiques (microgranite ?) en lame dans l'encaissant sud (Oulad Khallouk), sont également fortement orthogneissifiés et témoignent de l'intensité de la déformation.

Les figures observées à proximité immédiate du granite (transposition de filons dans le plan de schistosité, stries, fentes de tension en échelon) indiquent toujours clairement que **l'encaissant métamorphique se déplace vers le Sud par rapport au granite**. La même conclusion peut être déduite à distance du granite ( $\geq 500$  m), par l'observation des plis d'entraînement.

**b-En se dirigeant vers le Nord** (Al'Oukaz; Bled Rouif), le contact monzogranite-encaissant prend tout d'abord une orientation NE-SW, puis Nord-Sud: la trace cartographique de la **schistosité S2** suit régulièrement celle du contact (Fig.IV.16); son pendage est alors moyennement penté vers l'Est (Fig.IV.34a2 et a3). Il s'agit bien, ici encore, d'une S2 mais limitée à une bande de terrain d'un à deux kilomètres de largeur à partir du contact. Cette schistosité est plan axial de plis d'axes N60 à N90° moyennement plongeants vers l'Est, bien visibles à distance du granite (1.5 km du contact) dans les niveaux schisto-gréseux. La **linéation** d'allongement associée présente une orientation dans les quadrants NE à SW, faiblement plongeantes pour les valeurs subméridiennes, à moyennement plongeantes pour les valeurs autour de N130°. Elle correspond, ici encore, à l'étirement d'agrégats de quartz dans le plan de schistosité, mais aussi, en se rapprochant du granite, elle est soulignée par le tronçonnement des andalousites dans S2. Il est toutefois difficile de distinguer cette linéation d'étirement L2 d'une linéation minérale, L1 probable, de biotite, également orientée à N120°, mais pouvant résulter d'une rotation de sens horaire (Fig.IV.33b) lors de la phase 2.

Enfin, tout à fait au Nord-Est du monzogranite, la direction des bancs de quartzites est parallèle au contact (Fig.IV.16 et 34a3); la zone déformée est réduite à quelques centaines de mètres et le plan de schistosité des niveaux incompetents interstratifiés entre les bancs de quartzite est proche du S0 de ces quartzites: il s'agit ici d'un plan S0-2 composite, fortement penté en général, dans lequel les andalousites sont réorientées et tronçonnées. Sur ces plans de l'encaissant immédiat, marqués aussi dans le granite (plans C/S), le cisaillement est dextre. Il confirme les observations précédentes et indique **un déplacement de l'encaissant du monzogranite vers le Sud**, qu'il s'agisse de sa couverture paléozoïque, ou de la granodiorite. Ces résultats sont conformes à ceux de Lagarde (1987) (Fig.IV.35).

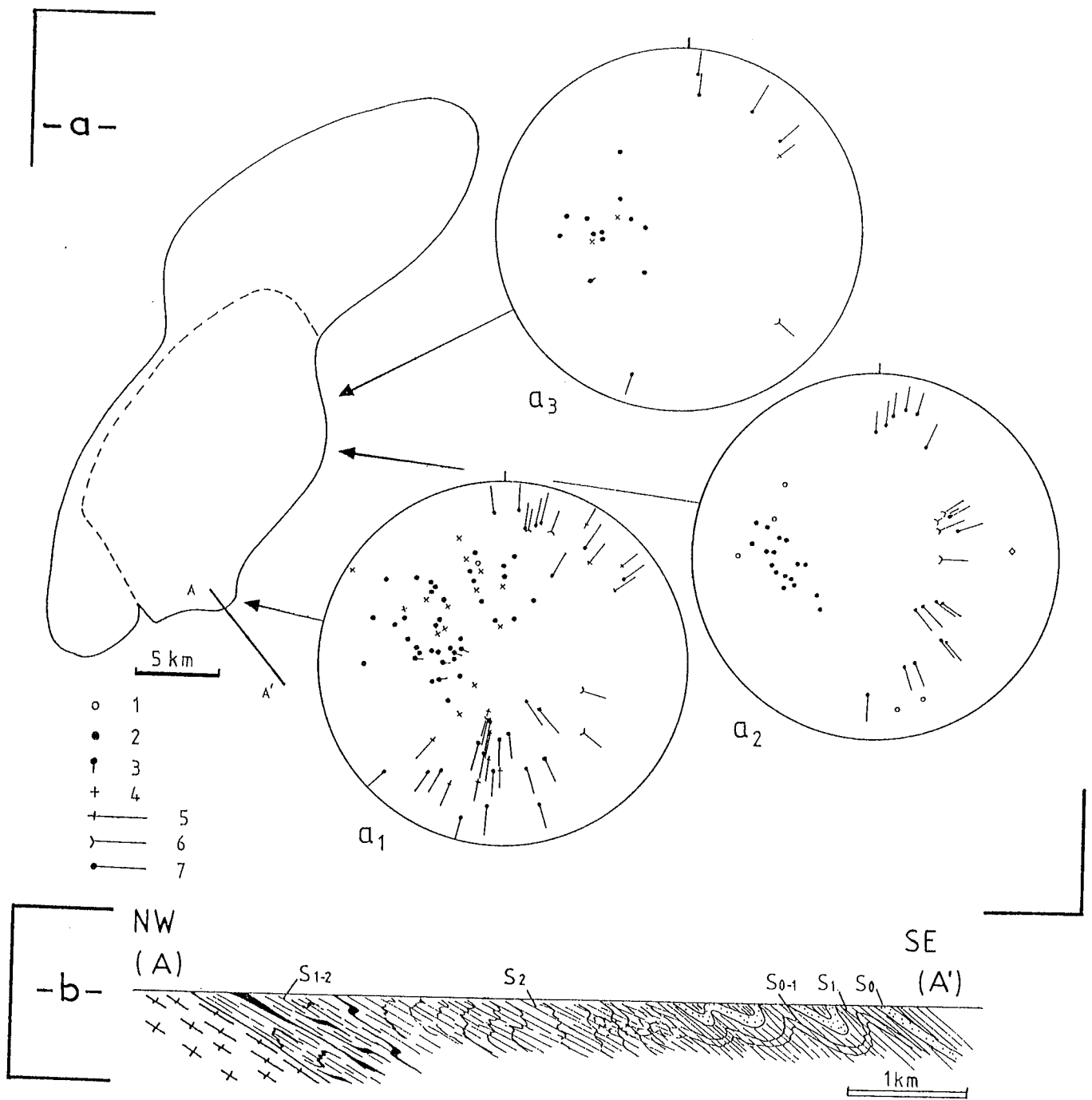
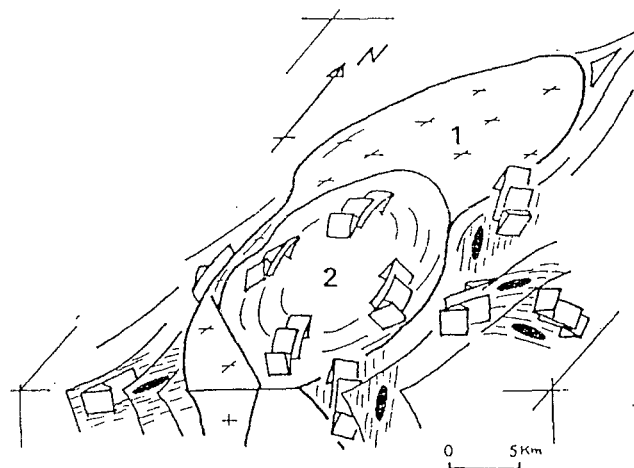


Fig.IV.34-L'encaissant oriental du Monzogranite. *a*: diagrammes structuraux. 1: plans S<sub>0</sub>; 2: S<sub>1</sub>; 3: S<sub>2</sub> dans l'encaissant. 4: plan S dans le granite; 5: linéation d'allongement dans le granite; 6: axe de pli P<sub>2</sub> dans l'encaissant; 7: linéation d'étirement et/ou minérale de l'encaissant. *b*: coupe schématique interprétative NW-SE selon AA'.



*Fig.IV.35-Cinématique des déformations dans le massif des Zaïr, d'après Lagarde (1985). 1:granodiorite; 2:monzogranite. Les cisaillements indiqués par cet auteur autour du monzogranite correspondent bien à un déplacement vers le Sud de l'encaissant de ce corps magmatique.*

En conclusion, par rapport à la période de mise en place du monzogranite, cette déformation cisailante est contemporaine à tardive. On observe en effet sur la bordure est du monzogranite toute une gradation depuis des structures magmatiques franches jusqu'à des structures orthogneissiques (§ IV-3-3-1 et -2), en passant par l'état intermédiaire, soulignant bien la continuité dans le temps et l'espace entre la déformation magmatique et la déformation régionale de phase 2. Cette déformation intéresse un vaste domaine qui ceinture le monzogranite (granodiorite, et encaissant est). Par rapport à cet encaissant, le monzogranite apparaît comme s'étant déplacé vers le Nord, que ce soit avant, pendant et après sa cristallisation totale. Cette tectonique, bien que localement très intense et intéressante une large bande de terrain ( $\geq 5$  km) en bordure sud-est du monzogranite, n'est pas liée à un événement d'ampleur "régionale" dans la mesure où elle est confinée à l'interface monzogranite-encaissant. La continuité des structures de l'état magmatique jusqu'à l'état solide est vérifiée en ce qui concerne les plans et lignes liées à cet événement, puisque d'une part, les plans de foliation de la déformation à l'état solide du monzogranite ou les plans "S" de son encaissant immédiat sont très proches des plans de la foliation magmatique, et d'autre part, parce que les linéations portées par ces plans sont d'orientation moyenne Nord-Sud, comme le sont les lignes de la linéation magmatique.

Remarque: Cette phase II liée à la mise en place du monzogranite pourrait être responsable de la minéralisation en wolframite, cassitérite et scheelite (Giuliani, 1980) concentrée dans des filons de quartz au Sud du massif (région de Sokhret Allal, Fig.IV.36). En effet, ces filons sont perpendiculaires au plan moyen et surtout perpendiculaires à la linéation d'étirement du granite (Fig.IV.37). Ils souligneraient alors, en marge de la zone de déformation ductile du granite, un étirement de la matière (pull-apart) parallèlement à la linéation moyenne N-S. Cette interprétation est différente de celle de Giuliani (1982) pour qui ces filons représentent des plans d'ouverture (fentes de tension N100°) associés à des cisaillements senestres orientés à N135°, lesquels n'apparaissent pas de façon évidente dans les directions structurales. On pourrait voir là, de façon tout à fait analogue à ce que l'on observe pour les filons de quartz tardifs d'Oulmès (Chap. V, Fig.6), des fentes de tension.

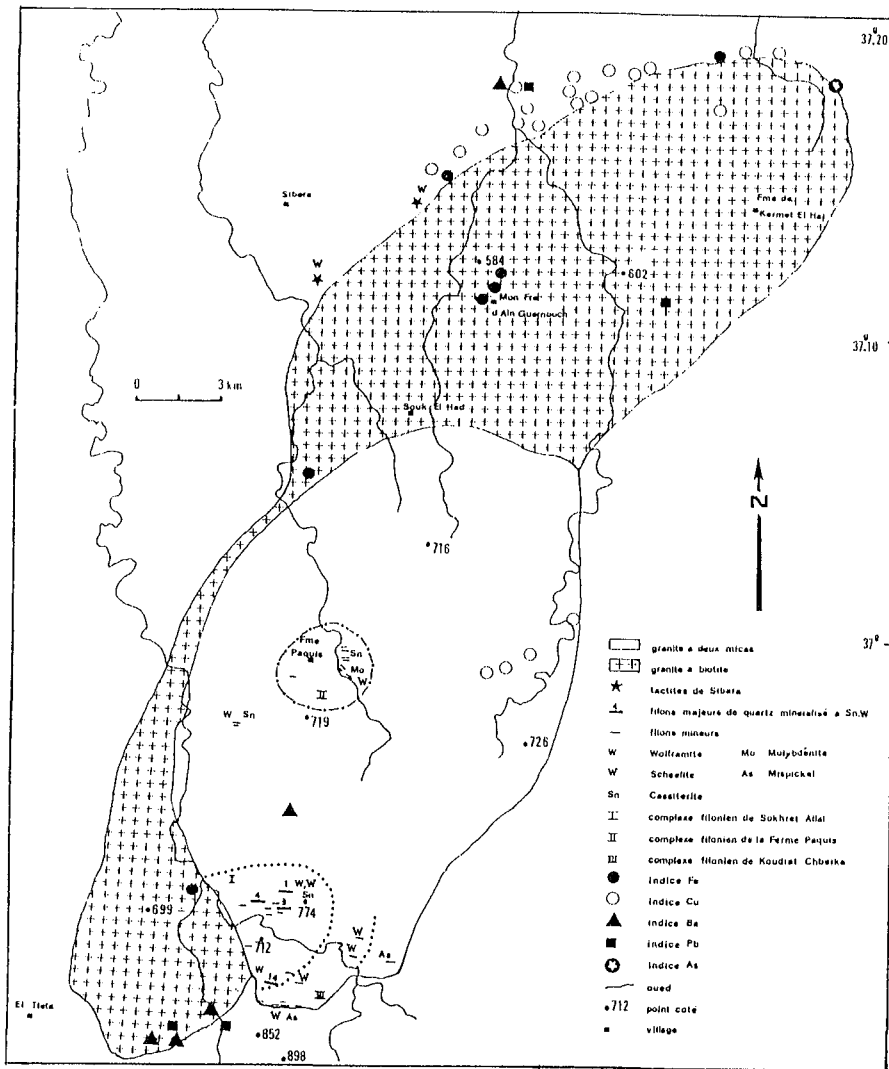


Fig.IV.36-Principaux indices minéralisés du massif des Zaër et de son encaissant paléozoïque, d'après Giuliani (1982).

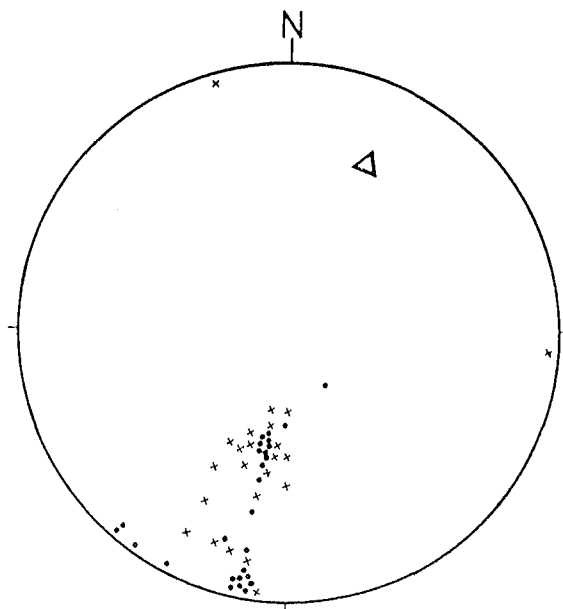
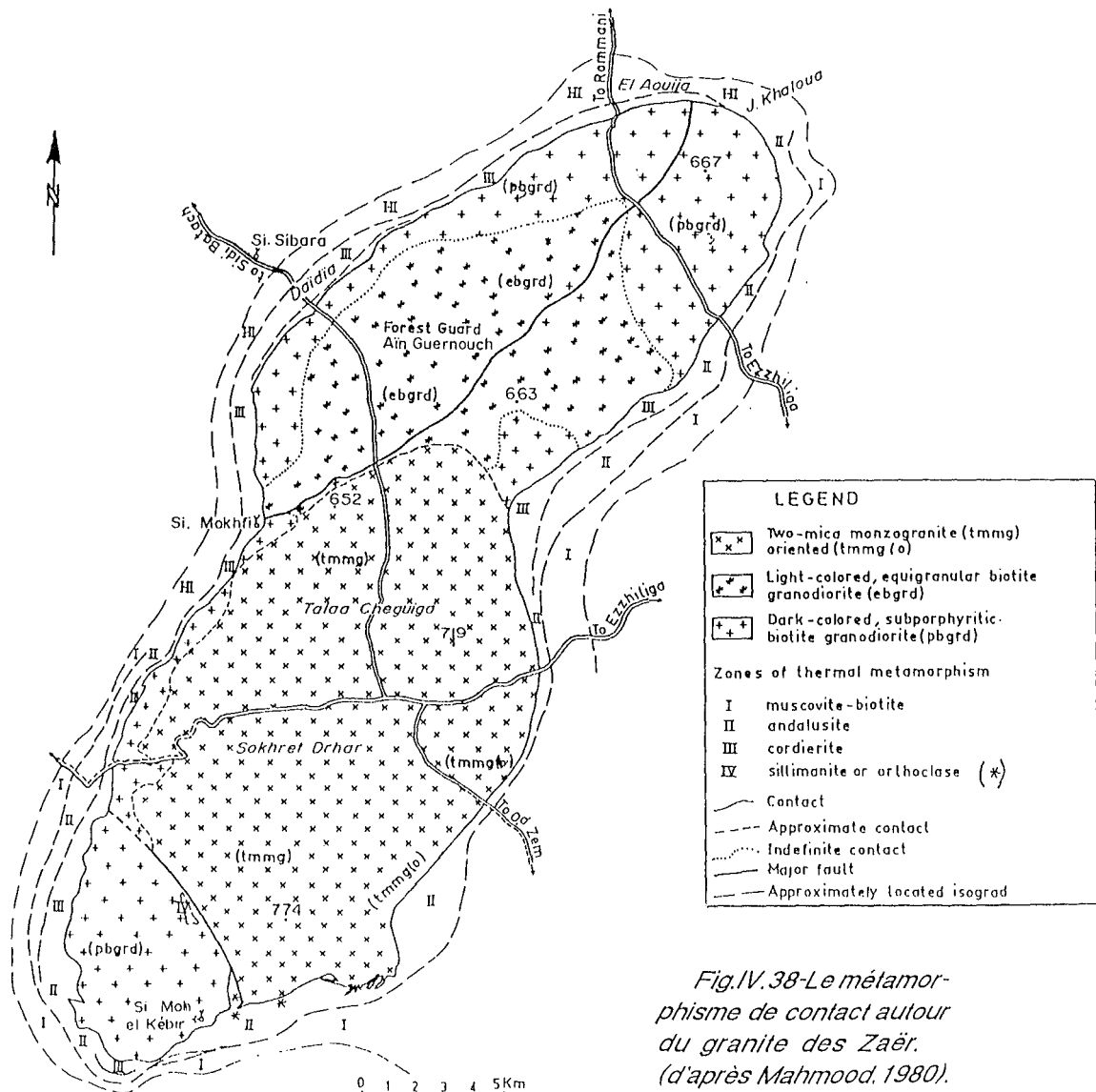


Fig.IV.37-Pôles des filons (croix) et filonnets (points) de quartz du complexe filonien de Sokhret Allal au Sud du Zaër, d'après Giuliani (1982) et (triangle): orientation de la linéation moyenne (magmatique et orthogneissique) dans le granite (cf. Fig. IV. 15c). Wulff, hémisphère inf.

**IV-6-3-LE METAMORPHISME DE CONTACT**

Ce sujet n'est étudié qu'en fin de chapitre car il fournit des arguments supplémentaires à la mise en place en deux épisodes des massifs des Zaër. En effet, un métamorphisme de contact à biotite et andalousite, localement à cordiérite (Fig.IV.38) correspond à la mise en place de la granodiorite. Postérieur à la phase 1 de plissement régional qu'il scelle, il semble se poursuivre durant la phase 2 (cisaillement dextre) au Nord de la granodiorite. Autour du monzogranite, il apparaît un métamorphisme engendrant des minéraux identiques, mais dans l'encaissant sud, près du contact entre les deux faciès granitiques (région de Sidi Mohamed El Kébir), deux métamorphismes se superposent indiquant que deux épisodes thermiques se sont succédé. Les cornéennes de cette région montrent en effet qu'une première génération d'andalousite et des biotite précède une seconde génération à andalousite ou sillimanite. Les andalousites I sont rétrotransformées, transformées en muscovite, tandis que la sillimanite croît en général au dépens de la biotite primaire (Photo , planche ). Ces observations suggèrent que deux ondes de chaleur distinctes se sont succédé.

En dehors de cette zone particulière autour du monzogranite, on ne retrouve pas la trace de ces deux événements thermiques. On pense donc que le monzogranite ne recoupe pas l'auréole de métamorphisme de la granodiorite, et que son emprise cartographique est plus étendue vers l'Est que celle de la granodiorite. Cette argumentation sur un métamorphisme en deux temps est enfin confortée par le fait que, partout où ils sont visibles, les minéraux du métamorphisme de contact liés à l'intrusion du monzogranite sont déformés par la phase 2 structurellement identifiable, et diversement rétrotransformés (photo , planche ).



*Fig.IV.38-Le métamorphisme de contact autour du granite des Zaër. (d'après Mahmood, 1980).*

#### IV-7-CONCLUSION: mise en place des massifs des Zaër dans le contexte régional

Nous avons montré que les structures magmatiques associées aux deux corps granitiques du Zaër ont des patrons d'orientation distincts, correspondant à deux épisodes successifs de mise en place.

La montée du magma **granodioritique** vers 300 Ma, et dont la source a pu être profonde (composante mantellique), a pu s'effectuer à l'aplomb d'un accident cisailant senestre du "socle", de direction subméridienne. Là, la couverture paléozoïque pourrait être déchirée de la façon schématisée en figure IV.25. Dans l'ouverture (pull-apart) ainsi ménagée, la granodiorite s'est injectée parallèlement aux épontes, selon des plans subverticaux NNE-SSW en moyenne, parallèlement à des lignes fortement pentées en moyenne dans ces plans (Fig.IV.15). A distance de cet accident du socle, la couverture paléozoïque se déforme de façon souple pour former les trainées de plis (en échelon) de direction moyenne NE-SW.

Pour une orientation moyenne NW-SE de la contrainte principale majeure dans la région (Fig.IV.24), la contrainte tangentielle résolue maximum est senestre selon NNE-SSW, et dextre selon ENE-WSW. Ceci est tout à fait compatible avec l'accident de socle que nous évoquons ici, et avec l'accident dextre N70° de Sibara qui limite la granodiorite au Nord. Ces deux directions conjuguées sont déjà bien connues ailleurs en Meseta (Lagarde, 1987; Diot *et al.*, 1987). On ne peut établir avec certitude si le pull-apart résulte d'un découpage simultané selon ces deux familles de fracture, dans cette région hétérogène d'affrontement entre "blocs" (Séhoul, Khatouat, Zaër), ou bien s'il s'installe originellement selon l'accident senestre. Contrairement à Lagarde (1987) qui privilégie le jeu des accidents dextres (ENE), nous considérons que les jeux senestres (NNE) sont plus importants que les jeux dextres qui semblent plus tardifs et moins pénétratifs (aspect recoupant de l'unique accident dextre de Sibara).

Du point de vue régional, on doit rappeler les travaux de Piqué (1979) et Fadli (1983) effectués au Nord-Ouest du plateau du Khatouat (Fig.IV.25). Là, des accidents cisailants dextres subméridiens précèdent des accidents senestres attribués à l'éjection vers le Sud de la zone du Cherrat (Fig.IV.40). Ces structures, et celles des plis P1 et des chevauchements du plateau du Khatouat (Piqué, 1979), conduisent à envisager un mouvement vers le Sud du bloc du Khatouat (Fadli, 1983) qui s'individualise par fracture de la croûte, sous la poussée du bloc des Séhoul (Fig.IV.27). Dans cette optique, le massif des Zaër, situé en limite sud-est du bloc du Khatouat, est exactement le symétrique du couloir de Cherrat décrit ci-dessus.

Vers 280 Ma, le monzogranite, d'affinité nettement plus crustale, prend place au sein de la granodiorite. Ses structures planaires, clairement discordantes sur celles de la granodiorite (Fig.IV.15), dessinent une forme en dôme aplati. Son aire d'alimentation (Fig.IV.41) est située au Sud de ce dôme, et la direction de sa mise en place, qui concerne aussi l'encaissant sud-est, est à peu près N-S à NNE-SSW (Fig.IV.15). On propose que cette mise en place s'est effectuée, au sein d'une granodiorite déjà totalement cristallisée et partiellement refroidie (Fig.IV.8), par ouverture fragile de la granodiorite (Fig.IV.41). La position de cette ouverture par rapport à l'axe de la granodiorite, et son extension possible vers le Nord sous le corps précédent (Fig.IV.41) sont hypothétiques. Il en est de même pour une éventuelle translation (vers le Sud) de tout le matériel (encaissant + granodiorite) situé au dessus de la surface de découplage  $\phi$  de la figure IV.41. Cette surface de cisaillement est suggérée par le fait que, aux structures magmatiques et fini-magmatiques du monzogranite, succède, en continuité cinématique, une forte déformation à l'état solide (en particulier des bordures sud-est et est) selon des plans faiblement pentés (au sud-est) qui concernent aussi l'encaissant paléozoïque déjà affecté par le métamorphisme thermique lié au monzogranite.



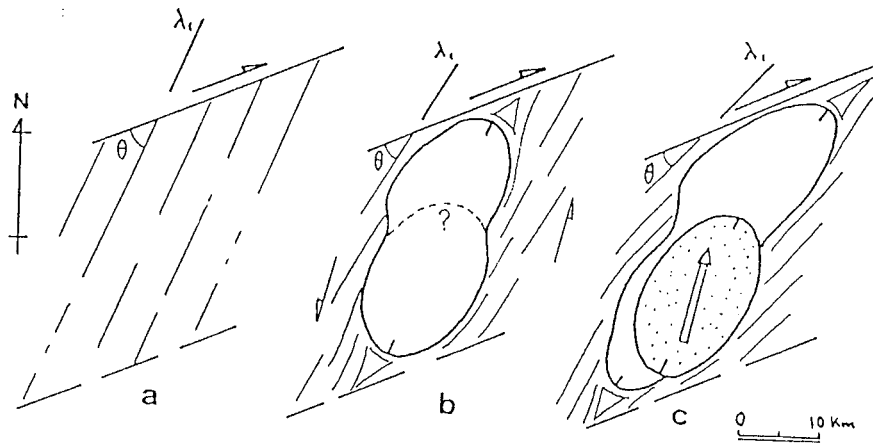


Fig.IV.39-Reconstitution de la déformation crustale enregistrée par le granite des Zaër, d'après Lagarde (1987).

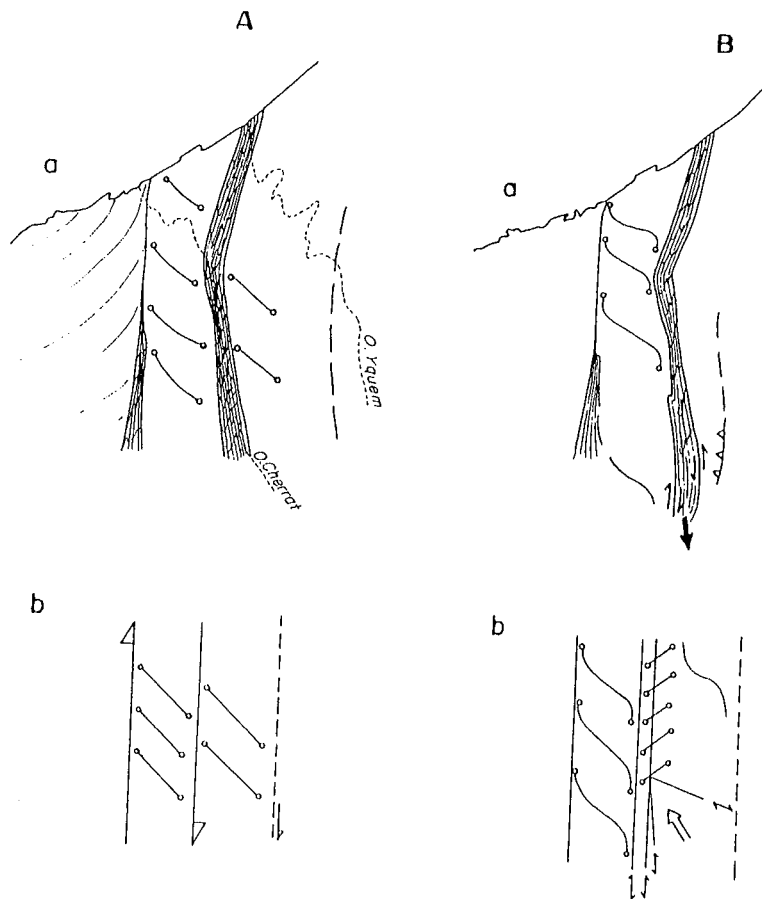


Fig.IV.40-Structuration de la zone de l'O. Cherrat-Ben Slimane, d'après Piqué (1979). a-Formation de plis P1 N140° en échelon dans les lanières (zones de Ben Slimane et du Bas O. Yquem), et de plis N-S cisillés dans des couloirs étroits par le jeu de décrochements synschisteux. b-Torsion des axes des P1 aux limites des lanières. Jeu en tiroir de la zone de l'O. Cherrat expulsé vers le Sud. Le jeu senestre de la faille bordière orientale de la zone de l'O. Cherrat détermine l'apparition d'une contrainte de second ordre responsable des plis P2 locaux N50°. (en haut: schémas cartographiques; en bas: modèles théoriques).

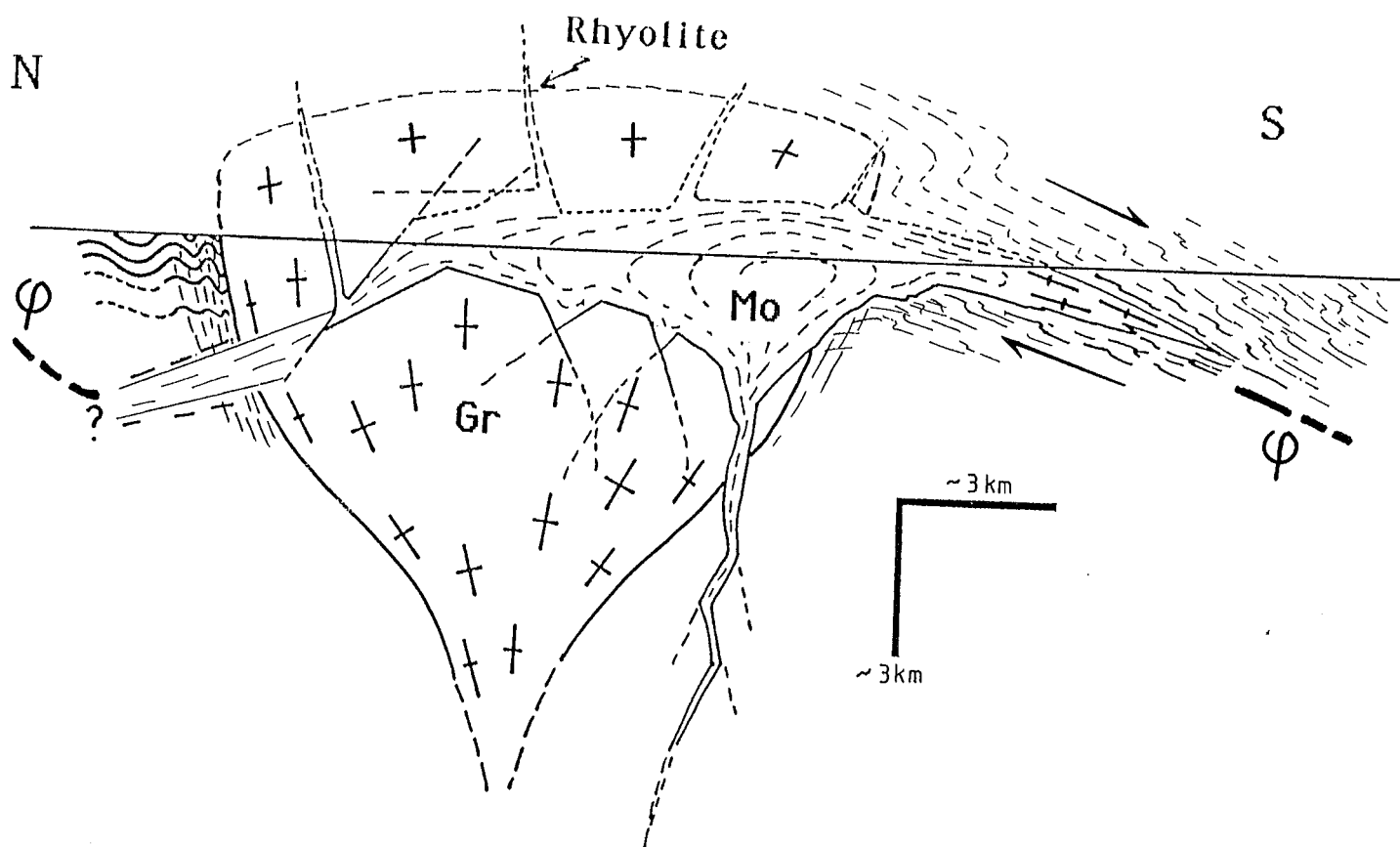


Fig.IV.41-Modèle structural de mise en place du monzogranite au sein de la granodiorite. L'hypothèse envisagée ici est celle d'une injection du monzogranite en domaine fragile; une partie du magma qui alimente le monzogranite fournit le matériel des filons de rhyolite.(Gr: granodiorite; Mo: monzogranite).

V-LE GRANITE D'OULMES (MASSIF CENTRAL)

## Le granite d'Oulmès (Maroc central) : structure de l'état magmatique à l'état solide et modèle de mise en place

par HERVÉ DIOT \*, JEAN-LUC BOUCHEZ \*\*, MOHAMED BOUTALEB \*\*\* et JEAN MACAUDIÈRE \*\*\*\*

*Mots clés.* — Granite, Structure, Cinématique, Cisaillement, Hercynien, Maroc, Oulmès.

*Résumé.* — Une étude des orientations des structures d'écoulement du granite d'Oulmès, enregistrées de l'état magmatique ou visqueux à l'état solide, jointe à une étude structurale plus classique de l'encaissant immédiat et des filons de granite et de quartz, met en évidence la généralité d'une direction d'extension NNE-SSW subhorizontale, qui précède probablement, accompagne et post-date la mise en place du massif.

La disposition subverticale et de direction NNE des plans de l'écoulement à l'état magmatique suggère que le massif granitique d'Oulmès constitue l'émergence, à la faveur d'un dôme diapirique local, d'une crête granitique jalonnant une zone de cisaillement du socle mésétien, de direction N010°E. Dans l'état intermédiaire entre visqueux et solide, ce dôme poinçonne sa couverture (aplatissement et étirement NNE) qu'il métamorphose (andalousite, biotite, et localement grenat, staurolite et cordiérite). Au toit de ce dôme les structures de déformation à l'état solide sont identiques dans le granite et dans la couverture : elles expriment toutes un étirement selon NNE.

On note un écart angulaire systématique de 10° à 20° et plus, entre, d'une part la direction de l'écoulement à l'état visqueux du granite (N010°E) et, d'autre part 1) la direction de l'extension dans la couverture immédiate (N020°E) ; 2) l'axe de zone de la schistosité principale (N030°E), parallèle au grand axe du massif assimilé à une ellipse, et 3) les axes des plis régionaux (N030° à 060°E). Ces données angulaires, exprimant une rotation anti-horaire, de NE (et même ENE) vers NNE en direction du granite où la déformation est maximum, s'intègrent bien dans un modèle de cisaillement socle-couverture de la Méséta ; elles indiquent, outre un taux de cisaillement élevé, un fonctionnement senestre de cet accident crustal mésétien, de direction subméridienne.

### The Oulmes pluton (central Morocco) : structures from magmatic state to solid state and model of emplacement

*Abstract.* — The emplacement kinematics of the Oulmes granite has been studied by recording the orientation of its internal flow structures and dikes. The flow structures reveal a transition from magmatic or viscous to solid state deformation with a persistent subhorizontal extension axis trending NNE. The almost vertical and NNE trending magmatic flow planes within the granite point to an origin in a deep seated shear zone. During shear, a local accumulation of magma tends to rise with, at a state intermediate between viscous and solid, a subsequent punching and metamorphism of the cover rocks (flattening and NNE extension ; andalousite, biotite and locally garnet, staurolite and cordierite aureoles). Along its cooling roof, the granite and the cover rocks display solid state structures denoting the same kinematics : horizontal extension parallel to NNE.

A systematic angle of 10° to 20° and more is observed between the shear zone, considered as parallel to the magmatic flow planes and axes (N010°E) and 1) the extension direction within the cover rocks (N020°E) ; 2) the zone axis of the foliation planes, parallel to the long axis of the massif, and 3) the regional fold axes (N030° to N060°E). This anticlockwise angular variation toward the granite where linear deformation is maximum is consistent with a model of folded cover rocks over a sinistral transcurrent shearing mesetian basement.

#### I. — INTRODUCTION.

Le massif granitique d'Oulmès, de type essentiellement calco-alcalin, constitue l'un des stocks granitiques de la Méséta marocaine. Il appartient au domaine mésétien oriental ou Plateau central marocain [Michard, 1976], au sud-est de Rabat (fig. 1), et se place entre le massif des Zaër (45 km à l'Ouest) et celui du Ment (20 km au Sud-Est). Les nombreuses données radiochronologiques sur le granite d'Oulmès font ressortir des âges compris entre 260 et 300 Ma [K/Ar, Choubert *et al.*, 1965 ; Rb/Sr, Tisserand, 1977 et Mrini, 1985], la période 290-300 étant considérée comme celle de la mise en place [Mrini, 1985] contemporaine du métamorphisme des micaschistes de l'encaissant immédiat [K/Ar sur phyllites : 290 ± 6 Ma ; Huon, 1985]. Ces âges, proches de ceux des faciès à biotite des Zaër [298 ± 3 : Rb/Sr sur roche totale, Giuliani, 1982 ; et 303 ± 13 : Rb/Sr sur roche totale, Mrini, 1985] sont plutôt plus anciens que ceux du leucogranite des Zaër [279 ± 11 : Rb/Sr sur roche totale, Mrini, 1985] et des granites du Ment (251 ± 6 : Rb/Sr sur muscovite, Tisserand, 1977 ; 261 ± 10 : K/Ar, Choubert *et al.*, 1977 ; 270 ± 3 : leucogranite, et 279 ± 6 : granite à biotite : Rb/Sr, Mrini, 1985].

Le massif d'Oulmès affleure sur une trentaine de km<sup>2</sup>

dans « l'anticlinorium Khouribga-Oulmès » [Termier, 1936], au sein des terrains du Paléozoïque inférieur et moyen. L'encaissant immédiat du granite est constitué par des schistes et grès cambro-ordoviciens. C'est à la minéralisation en étain-tungstène localisée au sein de filons de quartz que l'on doit l'intérêt porté à ce granite, concrétisé par le remarquable travail de Termier, Agard et Owendenko [1950].

En s'appuyant sur la carte et les nombreuses observations des auteurs précédents, on se propose ici d'étudier les structures de l'écoulement magmatique issues de la mise en place ultime de ce massif. Les déformations finimagmatiques (dans l'« état intermédiaire » ou/et à l'état solide) qui accompagnent et prolongent la mise en place, essentiellement localisées au toit du granite, seront éga-

\* École Normale Supérieure de Marrakech, BP S 41, Marrakech, Maroc.

\*\* Lab. Tectonophysique, Univ. Nantes, 44072 Nantes, France.

\*\*\* École Nationale des Industries Minières (ENIM) Rabat, Maroc.

\*\*\*\* École Nationale Supérieure de Géologie, BP 452, 54001 Nancy, France.

Note déposée le 27 août 1985, présentée à la séance du 7 octobre 1985 ; manuscrit définitif reçu le 3 juin 1986.

lement décrites. On rejoindra alors les questions de la relation entre le granite et son encaissant métamorphique immédiat, sujet déjà abordé par Piqué [1976] dans le cadre des hercynides marocaines. Enfin, on analysera la position spatiale des filons, dont certains sont porteurs de minéralisation Sn/W, et leur relation avec les structures magmatiques et fini-magmatiques. La synthèse des données structurales, élargie à l'encaissant éloigné du granite, en particulier à l'Est, permettra de proposer un modèle de localisation du granite dans une zone de cisaillement de la Méséta, subméridienne et décrochante senestre. Les conditions d'affleurement sont bonnes (fig. 1) en particulier au sud du massif ; la partie nord-est est recouverte par une épaisse arène ; au centre, le granite montre les formes d'érosion classiques, en dalles ou en boules.

II. — LE GRANITE D'OULMÈS.

a) *Les faciès pétrographiques.*

Il s'agit d'un granite « circonscrit » qui affleure au sein des schistes cambro-ordoviciens selon une ellipse dont le grand axe (8,5 km) dirigé en SSW-NNE, est à peu près le double du petit axe. En reprenant et en simplifiant la carte géologique de Termier *et al.* [1950], on voit que le faciès le plus fréquent est un granite à deux micas, à grain moyen (fig. 1a) ; il constitue le volume principal du massif. Un faciès à grain fin à deux micas (fig. 1b) apparaît au centre du massif ; à la carrière d'El Karit, un faciès particulièrement riche en micas, se présente sous forme d'un pointement lardé de filons minéralisés et isolé du massif principal. En de nombreux points, on note aussi la présence d'un granite aplitique (fig. 1c). Termier *et al.* [1950] ont également distingué un faciès « feuilleté » dû principalement à l'orientation des micas ; ce faciès apparaît comme une transition structurale entre le granite à structure magmatique franche et les roches métamorphiques de l'encaissant. Ce « feuilletage » confère au granite une structure concordante sous les schistes et grès paléozoïques, contrairement au batholite voisin du Ment qui, comme le remarque Raguin [1957], présente une structure discordante sur un encaissant plissé.

b) *Méthodologie structurale.*

Le granite présente une charge plus ou moins grande en feldspath potassique (FK), plagioclase, biotite, muscovite et quartz. Sur le terrain, lorsque le quartz se présente en grains équants ou globulaires, on considère que la roche n'a pas subi de déformation à l'état solide [Bouchez *et al.*, 1981]. En effet, le quartz appartient à la paragenèse de cristallisation finale et, étant le minéral le plus ductile du granite, il est le premier à enregistrer une déformation post-solidus, à haute ou moyenne température. Au microscope, l'état non déformé se caractérise par des grains de quartz en grandes plages, arrondies en général, et sans sous-structure importante de déformation (sous-joints, joints, nouveaux grains).

Parmi les granites non déformés à l'état solide, on peut encore distinguer deux cas. Ceux dont la paragenèse en

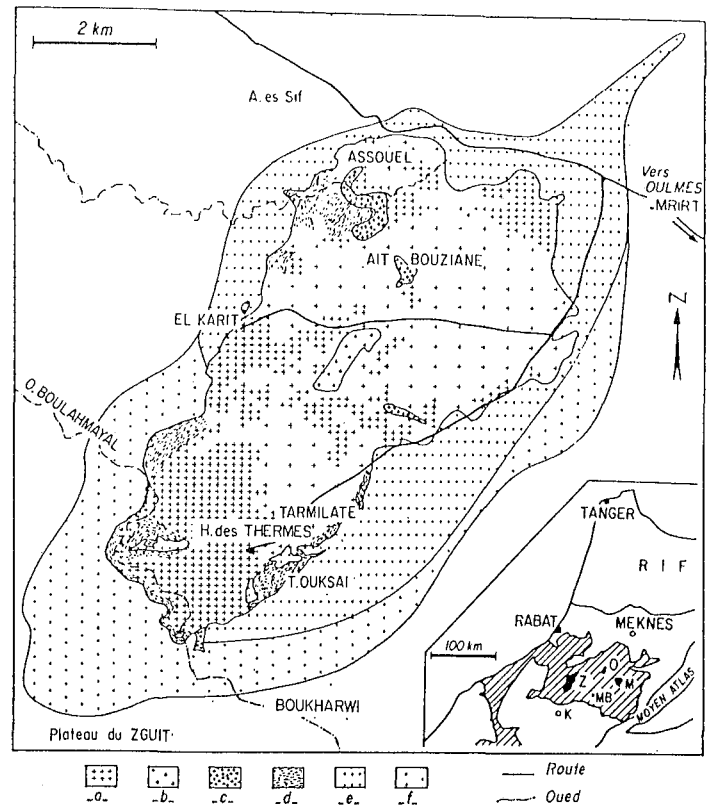


FIG. 1. — Le socle nord-mésétien du Maroc et carte du massif d'Oulmès, d'après Termier *et al.* [1950], simplifiée.

Cartouche : hachures : terrains paléozoïques ; en noir : les granites du Massif central marocain : M : Ment ; O : Oulmès ; Z : Zaër ; localités : MB : Moulay Bou'azza ; K : Khouribga. Légende : a : granite à deux micas et grain moyen ; en croix serrées : zones d'affleurement ; b : granite à deux micas et grain fin ; c : aplites ou granite aplitique ; d : granite « feuilleté » de Termier *et al.* Encaissant : e : zone à andalousite et biotite ; f : zone à biotite seule.

FIG. 1. — The northern Meseta of Morocco and geological sketch of the Oulmes granite body, simplified from Termier *et al.* [1950].

Cartoon : oblique lines : Paleozoic terranes ; in black : granites of the Central Massif : M : Ment ; O : Oulmes ; Z : Zaër ; localities : MB : Moulay Bou'azza ; K : Khouribga. Caption : a : two-mica coarse to medium-grained granite ; dense crosses : outcrops ; b : two-mica fine-grained granite ; c : aplitic granite ; d : «foliated» granite of Termier *et al.* = deformed in the solid state. Country-rocks : e : andalousite + biotite zone ; f : biotite zone.

minéraux fragiles (surtout FK et plagioclase) est indemne de déformation : on diagnostique alors une microstructure magmatique au sens strict. Dans le cas où les feldspaths, essentiellement les FK, sont tordus, fracturés ou cassés, on diagnostique une microstructure de déformation dans l'« état intermédiaire » [Bouchez et Guineberteau, 1984]. Cet état est celui que connaît le granite lorsque la charge cristallisée constitue un squelette rigide, le liquide résiduel (20 à 40 % du total ; réf. cit.) proche de la composition eutectique, occupant les interstices.

La déformation à l'état solide du granite, est caractérisée par la forme elliptique des plages de quartz. Au microscope ces plages sont chargées en sous-grains, voire en nouveaux

grains formant des plages polycristallines. Lorsque la déformation à l'état solide est intense, on observe les microstructures caractéristiques des orthogneiss, à quartz en ellipses très allongées, voire en rubans, à micas fréquemment kinkés et à feldspaths « granulés ». Cette déformation efface alors les structures antérieures. Il devient impossible : 1) de déterminer les orientations des structures magmatiques *s.s.* ; et 2) de reconnaître l'existence d'une empreinte éventuelle de la déformation dans l'« état intermédiaire ». Ce cas se rencontre principalement en périphérie sud du massif et au Nord-Ouest (Assouel) : il correspond à peu près au faciès « feuilleté » de Termier *et al.* [1950]. Les distinctions microstructurales précédentes constituent un cadre simplifié qu'il n'est pas toujours possible de reconnaître tel quel sur le terrain, les limites de faciès microstructuraux étant progressives.

c) *L'écoulement magmatique s.s.*

Sur le terrain, l'étude des *orientations magmatiques s.s.* est abordée en mesurant l'orientation moyenne des feldspaths potassiques de grande taille (MKF) (fig. 2), très fréquents dans le massif, ainsi que celle des micas. Une présentation détaillée de cette méthode est donnée dans Bouchez *et al.* [1981] et Mollier [1984]. L'organisation planaire moyenne des éléments précédents définit le plan de la fluidalité magmatique (PFM) ; la direction de la fluidalité

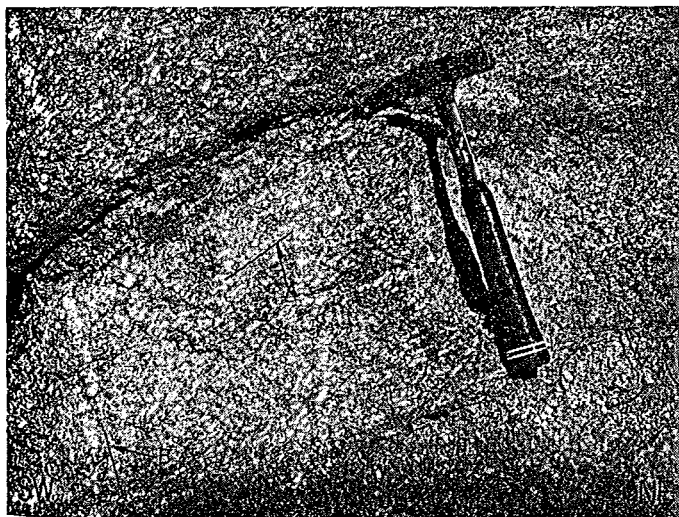


FIG. 2. — Sur une dalle de granite à grain moyen, au cœur du massif, disposition préférentielle selon A des mégacristaux de feldspath potassique soulignant la trace du plan de la fluidalité magmatique (PFM). Selon B : filonnet feldspathique précoce subvertical, « transversal » (à peu près perpendiculaire à la direction de la fluidalité magmatique du granite). Les épontes floues et les ondulations souples du filonnet attestent que la déformation du granite, probablement dans l'état intermédiaire, n'est pas achevée lors de la mise en place du filonnet.

FIG. 2. — Typical outcrop of porphyroid medium-grained granite (center of the massif). A : trace of the planar preferred disposition of the K-feldspars ; B : early feldspar-enriched dikelet, with irregular walls emplaced nearly perpendicular to the magmatic flow direction.

magmatique (DFM) est donnée par l'orientation linéaire moyenne de ces mêmes marqueurs. En fait, la DFM est souvent difficile à déterminer directement sur le terrain par la moyenne de l'allongement des marqueurs, observée en section parallèle au PFM ; on obtient souvent la DFM avec une assez bonne précision, en déterminant l'axe de rotation (axe de zone) de la disposition planaire elle-même [Guillet *et al.*, 1983]. La détermination directe et plus précise de DFM s'effectue au laboratoire, à partir d'échantillons orientés de grande taille sciés parallèlement au plan PFM moyen, en déterminant graphiquement l'allongement moyen des MKF dans ce plan [Mollier, 1984]. De telles mesures de DFM ont été réalisées sur environ 25 % de la couverture structurale du massif ; elles ont été rendues nécessaires dans le cas où les FK ne sont pas de grande taille (inférieur à 1 cm) ou encore lorsque l'orientation magmatique est peu prononcée.

L'écoulement magmatique est bien exprimé au sein du granite à deux micas et à grain moyen (faciès principal), là où celui-ci n'a pas subi de déformation postérieure à ce stade magmatique, principalement hors de la périphérie du massif. On note dans l'ensemble une orientation très homogène des plans de la fluidalité (fig. 3a). Si l'on excepte la bordure nord du massif, la zone d'Assouel en particulier, due à un cisaillement tardif (voir § IV-b et fig. 8a) ces plans PFM présentent une direction moyenne autour de NNE-SSW, avec des pendages moyens à forts, vers l'Est principalement (fig. 3b). En bordure nord, l'adjonction de quelques PFM de direction E-W à NW-SE atténue l'homogénéité précédente (fig. 3c).

Les directions de la fluidalité magmatique (DFM) également homogènes sur l'ensemble du massif (fig. 3d), sont subhorizontales (sauf exception) et de direction constante NNE (fig. 3e) : 75 % des DFM mesurées se placent à  $\pm 24^\circ$  de la direction moyenne calculée (meilleur axe) situé à  $12^\circ$  E, S  $1^\circ$  (fig. 3e).

On remarque le quasi-parallélisme qui existe entre ce meilleur axe calculé des DFM ( $12^\circ$  E, S  $1^\circ$ ) et le pôle calculé du meilleur plan passant par les pôles des PFM ( $11^\circ$  E, N  $3^\circ$  pour la figure 3b et  $15^\circ$  E, N  $8^\circ$  pour la figure 3c). Ceci indique, comme cela a déjà été souvent observé dans les granites syntectoniques [Bouchez *et al.*, 1981 ; Guillet *et al.*, 1983 ; Mollier, 1984] que le PFM se dispose en zone autour de la direction de l'écoulement magmatique.

d) *La déformation à « l'état intermédiaire ».*

Sur le terrain, lorsque l'on se dirige vers les faciès « feuilletés » périphériques, il est fréquent de rencontrer des structures non typiquement déformées à l'état solide (quartz globuleux à l'affleurement, peu ou pas de sous-structures de déformation au microscope) mais dans lesquelles les structures magmatiques *s.s.* sont perturbées. C'est le cas par exemple, de façon parfois spectaculaire, au sud de l'Hôtel des Thermes, dans la falaise de l'Oued Boulahmayal. Les MKF, disposés habituellement selon des plans subverticaux (structure magmatique *s.s.*) tendent à se rapprocher de l'horizontale selon un dispositif « en accordéon » à l'échelle décimétrique. Il s'agit le plus souvent de MKF différemment orientés, mais on peut observer qu'il s'agit

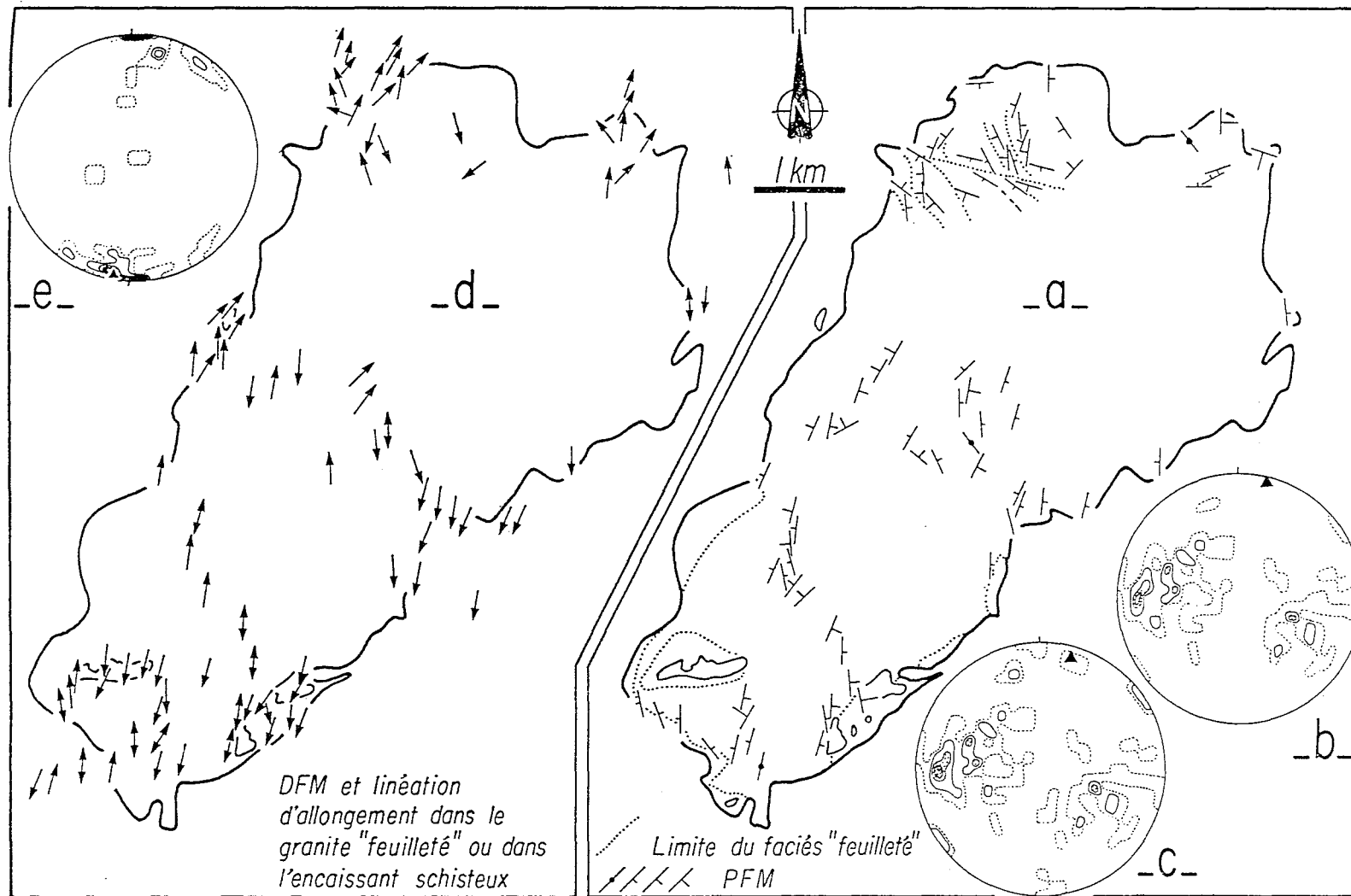


FIG. 3. — Structures planaires magmatiques (a, b, c) et linéaires (d, e) du granite d'Oulmès.

a : carte des plans de la fluidalité magmatique *s.s.* (PFM) et/ou des structures planaires de l'écoulement dans l'état intermédiaire (voir texte) ; b : diagramme des orientations des PFM, à l'exception du domaine nord ; 62 mesures ; canevass de Schmidt, hémisphère inférieur ; contours : 1,6-3,2-4,8 et 6,4 % ; triangle noir : pôle calculé du meilleur plan de la distribution (PMP), orienté à 12°E, N3° ; c : tous les PFM ; 72 mesures ; mêmes conventions que pour b ; contours : 1,4-2,8-4,2 et 5,5 % ; triangle : PMP à 15°E, N8° ; d : carte des directions de la fluidalité magmatique (DFM), des directions d'allongement (axe long des quartz ellipsoïdaux) dans le faciès « feuilleté » et des linéations d'allongement (agrégats, étirement et tronçonnement des minéraux) dans l'encaissant schisteux du granite ; e : DFM seules pour l'ensemble du massif ; 33 mesures ; mêmes conventions que pour la figure 3b ; contours : 3,6-9-12 et 15 % ; triangle : meilleur axe calculé de la distribution (MA) orienté à 12°E, S1°.

FIG. 3. — Planar magmatic flow planes (MFP : a, b, c) and linear structures (d, e).

a : map ; data concerning the « intermediate » state have been included ; b : orientation diagram of the MFP poles excluding the northern border zone ; Schmidt, lower hemisphere ; triangle : pole of the calculated best fitting plane (BFP 12°E, N3° : azimuth N12°E ; plunge N3°) ; 62 measurements ; c : MFP poles for the whole massif ; triangle : BFP : 15°E, N8° ; d : map of the magmatic flow directions (MFD ; viscous state), quartz elongation (long axis of the quartz ellipsoids : « foliated » granite), and stretching lineations in the country-rocks. e : orientation diagram of the MFD for the whole massif ; 33 measurements ; triangle : calculated best fitting axis (BFA) : 12°E, S1°.

parfois du même MFK fracturé et kinké. En section perpendiculaire à l'axe de rotation des figures précédentes, les micas (biotite et muscovite) se disposent alors souvent selon deux plans préférentiels, l'un fortement penté et l'autre proche de l'horizontale. C'est à cette disposition des micas et accessoirement des feldspaths que nous attribuons la naissance du « feuilletage » souvent proche de l'horizontale, observé par Termier *et al.* [1950]. On pense que cette microstructure particulière reflète la déformation du granite dans « l'état intermédiaire » [Bouchez et Guineberteau, 1984]. Quelques observations microscopiques confirment cette interprétation : MFK cassés et à interstices remplis de quartz non déformé.

La difficulté de délimiter précisément l'extension géographique de ce faciès microstructural, ainsi que l'absence de frontière franche avec les deux autres types principaux, nous a amené à regrouper les mesures d'orientations correspondantes soit dans le faciès magmatique *s.s.* (PFM : fig. 3b et DFM : fig. 3e) soit dans le faciès de déformation à l'état solide (fig. 4b et 4c). Ainsi dans le diagramme de la figure 3b la présence de nombreux pôles de plans en position subhorizontale est-elle à attribuer principalement aux faciès microstructuraux dont il est question ici.

#### e) La déformation à l'état solide.

C'est le domaine du faciès « feuilleté » *s.s.* de Termier *et al.* [1950], dans lequel le granite, sur une partie de sa périphérie, est orthogneissifié à divers stades. Sur le terrain, l'orthogneissification naissante s'exprime bien par l'aspect ellipsoïdal des grains de quartz. Ce critère est assez précis puisque une ellipticité de l'ordre de 1,5/1 est déjà bien décelable à l'œil nu. A ce stade, la structure correspondante vue au microscope est marquée par de nombreux nouveaux grains issus de la déformation à l'état solide. Les mesures structurales sont alors classiques, analogues à celles habituellement effectuées dans les tectonites : *foliation et linéation d'agrégat* (fig. 4a). Contrairement à la détermination de la DFM, celle de la linéation minérale est particulièrement facile à réaliser dans les granites : c'est la mesure de l'axe long des ellipsoïdes de quartz, en « grains de riz ».

Le plan de foliation du granite est en moyenne subhorizontal, nettement disposé en zone autour du pôle du meilleur plan calculé, de direction 5° E, S 4° (fig. 4b). La linéation associée, d'orientation moyenne calculée 9° E, S 10° (fig. 4c) est, là encore, très proche de l'axe de zone des plans de foliation.

### III. — LES FILONS.

Les filons ne sont ici étudiés que comme marqueurs de la déformation fragile que subit le bâti au cours des derniers stades de sa mise en place (filons déformés) et/ou après sa rigidification totale. Dans les secteurs minéralisés (El Karit, Tarmilate, plateau du Zguit) la chronologie et le contenu des filons en minéraux et en fluides feront l'objet de travaux spécifiques (équipe de A. Weisbrod, en préparation). Conformément à Termier *et al.*, il est pratique d'opposer les filons inclus dans le massif granitique, géné-

ralement rectilignes, des filons qui traversent la couverture schisteuse dont les géométries sont plus variables.

#### a) Les filons au sein du granite.

Les filons les plus *précoces* sont des aplites souvent associées à des renflements pegmatoïdes et parfois à du quartz seul (fig. 5a) ou accompagné de muscovite. La relative rareté de ces filons, qui par ailleurs ne sont pas très continus, empêche de proposer un diagramme de leurs orientations. Il ressort cependant une tendance à la disposition dans le secteur nord-est avec des pendages forts à moyens vers le Sud-Est. On peut montrer que de tels filons peuvent être antérieurs à certaines venues granitiques de type granite à deux micas (fig. 5a ; au sud du massif).

Les filons à quartz « seul », postérieurs et plus rectilignes que les précédents peuvent aussi apparaître de façon discontinue dans le granite banal à deux micas, sous forme de relais en échelons. Leur disposition dans le plan horizontal (fig. 5b), suggère que le milieu granitique encaissant était soumis à une contrainte tangentielle horizontale, senestre selon NNW-SSE, lors de l'ouverture de ces filons.

On peut aussi montrer que le granite à grain fin, au cœur du massif (fig. 1b), était mobile postérieurement à la mise en place de certains filons de quartz. Dans le cas de la figure 5c, la planéité, l'épaisseur et l'orientation E-W subverticale (voir infra) du filon de quartz, suggère que ce filon était injecté dans le granite « banal » déjà induré avant que ne s'injecte le granite à grain fin. Dans ce même secteur, la présence de languettes pluridécimétriques de granite à grain fin au sein du granite à gros grain porphyroïde, sans contours tranchés mais discordantes sur la structure de ce dernier, confirme l'injection tardive du grain fin dans un milieu subsolidus, à comportement fragile-ductile. Enfin, l'observation de tronçons de filons de quartz isolés dans le granite « banal », au sud du massif (fig. 5d), à proximité du toit, souvent associés à des lambeaux d'encaissant, suggère que ce dernier a subi localement une fusion quasi-totale, fusion ayant préservé les filons de quartz.

Les exemples précédents sont relatifs aux filons précoces. En revanche, les autres filons de quartz sont, en majorité, plans, continus et subverticaux.

Les directions les plus fréquentes sont ESE-WNW (fig. 6) : 65 % des filons sont mesurés dans le secteur N090° à N125° E ; la tendance bimodale de cette distribution de filons synchrones suggère une géométrie conjuguée. Dans le diagramme de la figure 6, les directions NNE-SSW à NE-SW, en partie dues aux filons précoces (voir supra, et rares arguments d'intersections), sont surtout dues aux filons non nécessairement précoces du Nord-Ouest du massif (Assouel), comme le montre bien la carte de Termier *et al.* [1950, Fig. 20]. On remarquera que la direction moyenne calculée, à N107° E, de la famille principale (N090-125° E) est à 5° près perpendiculaire à la direction moyenne calculée des DFM (fig. 3e), et à 8° près perpendiculaire à celle de la linéation fini-magmatique d'agrégat-étirement dans le granite (fig. 4c). Ces filons, « transversaux » au sens de Marre [1982], correspondent au remplissage des joints de tension ultime du bâti.



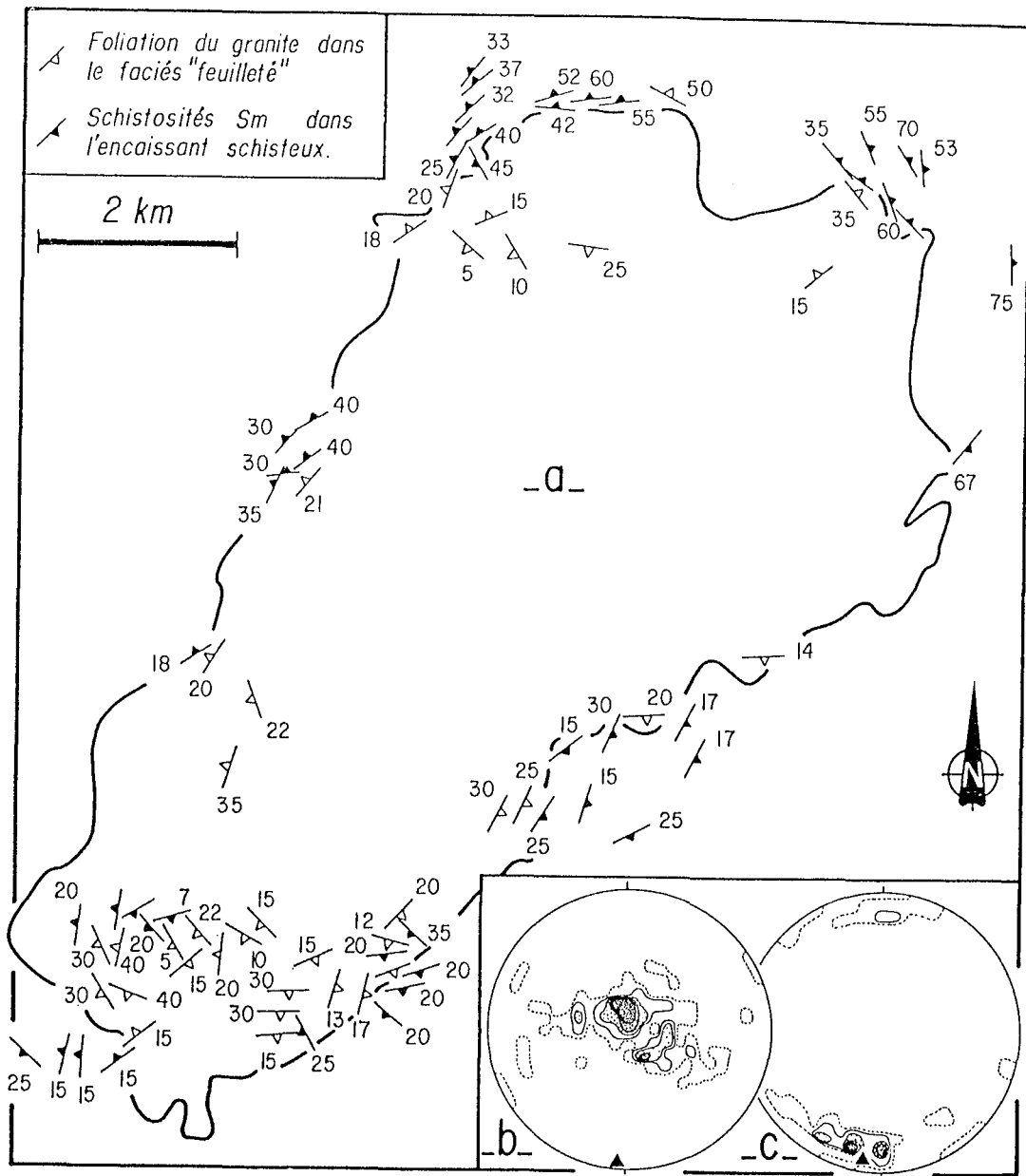


FIG. 4. — Structures de déformation à l'état solide du granite d'Oulmès et de son encaissant immédiat (voir aussi figure 7b et 9B).  
 a : carte des plans de foliation dans le granite « feuilleté » et des schistosités (Sm) dans l'encaissant ; b : diagramme des plans de foliation du granite « feuilleté » pour l'ensemble du massif ; 67 mesures, mêmes conventions que pour la figure 3b ; contours : 1,5-3,4,5-6 et 7,5 % ; triangle noir : PMP, orienté à 5°E, S4° ; c : diagramme des linéations (agrégats, axe long des ellipsoïdes de quartz) du granite « feuilleté » pour l'ensemble du massif ; 32 mesures ; contours : 3-6-9 et 12 % ; triangle : MA, orienté à 9°E, S10°.

FIG. 4. — Solid state deformation of the granite.

a : foliation planes in the « foliated » granite and Sm foliations within the very neighbouring country-rocks (see also figure 7b and 9B); b : planes of the « foliated » granite for the whole massif ; 67 measurements ; triangle : pole of the BFP : 5°E, S4° ; c : orientations of the long axis of the quartz-ellipsoids in the « foliated » granite ; 32 measurements ; triangle : BFA : 9°E, S10°.

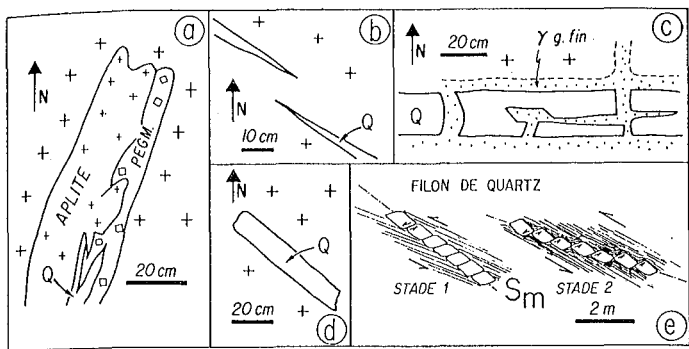


FIG. 5. — De nombreux filons ne post-datent pas les derniers épisodes de la déformation du granite (a à d) ou de l'encaissant (e). Voir texte.

FIG. 5. — Numerous dikes which do not post-date the late deformation stages of the granite (a to d), or of the country-rocks (e).

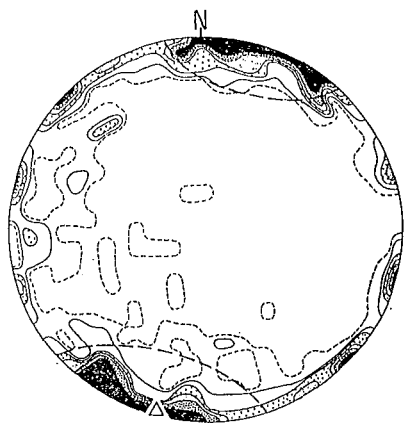


FIG. 6. — Les filons de quartz au sein du granite.

Diagramme d'orientation (176 mesures); mêmes conventions que pour la figure 3b; contours: 0,5-1-2-3 et 5%; triangle: MA, orienté à 12° E, S3°. 57% des pôles des plans sont contenus dans les petits cercles d'ouverture 30°, centrés sur MA.

FIG. 6. — Quartz dikes within the granite massif.

Orientation diagram of their poles: 176 measurements. Triangle: BFA: 12° E, S3°. 57% of the poles are contained in the small circles (half-aperture of 30°) centered on BFA.

#### b) Les filons dans l'encaissant.

Les deux directions principales précédentes (NE et SE) sont bien représentées dans l'encaissant, en particulier au Sud sur le plateau du Zguit [voir Termier *et al.*, 1950, Fig. 20], mais les pendages sont très variables et souvent faibles à modérés; les géométries, irrégulières, traduisent la forte déformation qu'a subi l'encaissant, pendant et après leur injection.

Un écheveau de filons de granite, franc, aplitique à pegmatitique, de puissance décimétrique à métrique, est lié au massif principal. Il se présente, soit 1) en filons concordants et continus, parallèles à la schistosité, unique anisotropie planaire de l'encaissant immédiat; ils suggèrent une injection dans ce plan d'anisotropie, soit 2) en filons discordants qui sont alors diversement cisailés et boudinés

(coupe de l'encaissant sud). Cette dernière géométrie se retrouve aussi pour de nombreux filons de quartz (fig. 5e et Termier *et al.* [1950]), dont certains étaient en place avant l'injection de filons de granite à grain fin (chantier Marsouin au sud d'El Karit).

L'encaissant a donc subi des déformations cisailantes sub-parallèles à la schistosité principale. L'observation de filons de quartz doublement boudinés, se présentant en miches oblongues, indique en outre l'existence d'un fort aplatissement de cette couverture.

#### IV. — L'ENCAISSANT DU GRANITE.

Les séries paléozoïques enveloppant le granite ont fait l'objet d'une étude régionale par Termier [1936]. Dans l'encaissant immédiat, Termier *et al.* [1950] ont étudié l'auréole métamorphique du granite et plus récemment, Piqué a abordé l'aspect tectonométamorphique.

##### a) Les schistosités.

Piqué [1976] montre l'évolution des schistosités en se rapprochant du massif. Pour cet auteur, l'histoire tectonométamorphique des schistes et grès de cet encaissant est directement liée à la montée syntectonique du granite. A la schistosité naissante hors de l'auréole métamorphique, à quelques kilomètres du contact, succède une schistosité de flux puis une foliation au contact du matériel magmatique. L'auteur attribue à deux phases superposées l'acquisition de la foliation près du contact: une première phase « D<sub>1</sub> », responsable d'un plissement et d'une schistosité S<sub>1</sub> à pendage relativement fort, est relayée par une phase « D<sub>2</sub> », également symmétamorphe, marquée par des glissements et cisaillements le long des plans de foliation, et qui oblitère les structures du premier épisode. Lors de cette phase « D<sub>2</sub> », les plans S<sub>0</sub> se transposent parallèlement à la schistosité S<sub>1</sub>, qui, elle-même, s'aplatit à l'approche du granite. Enfin une schistosité tardive S<sub>3</sub>, se manifeste par une crénulation et des plans de fracture régulièrement espacés, plus ou moins obliques sur la foliation.

Cette présentation traduit la difficulté de l'analyse du passage rapide, entre deux domaines: 1) au large du granite (environ 1,5 km du contact pour l'Ouest), un domaine non métamorphique à anchimétamorphique, affecté de plis cylindriques ouverts à schistosité subverticale, de fracture dans les niveaux compétents, et de flux (S<sub>1</sub>) dans les niveaux incompétents (fig. 7a), et 2) à proximité du granite, un domaine de plus en plus métamorphique à chlorite-muscovite, biotite, andalousite et localement cordiérite [Termier *et al.*, 1950], staurotite et grenat [Dahmani *et al.*, 1985], à schistosité très pénétrative (S<sub>m</sub>) moyennement à faiblement pentée (fig. 7b), et à plis transposés. Ainsi, si on appelle S<sub>m</sub> la schistosité principale de l'encaissant immédiat du granite, elle correspond soit:

1) à la reprise de S<sub>1</sub> par une nouvelle schistosité indépendante; ceci permet d'envisager que la structuration régionale est indépendante de la mise en place du granite;

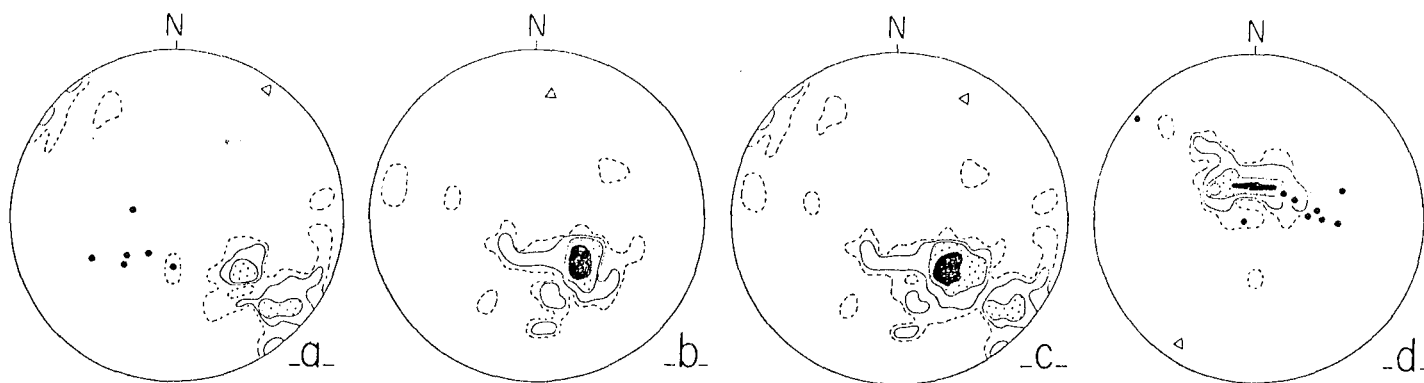


FIG. 7

FIG. 7. — La schistosité ( $S_1$  et/ou  $S_m$ ) dans l'encaissant immédiat du granite ; diagrammes d'orientation des pôles.

a : coupes du Nord-Ouest du massif (route d'Oulmès et Oued Assouel), à une distance supérieure à 1 km du granite. 40 mesures (2,4 et 8 %); triangle : PMP à 35°E, N6° ; cercles : pôles des plans de la stratification ( $S_0$ ). b : mêmes coupes que a-, mais à distance inférieure à 1 km du granite. 64 mesures (1,3,6 et 10 %); triangle : PMP à 6°E, N27°. c : somme des diagrammes a et b. 104 mesures (1,2,4 et 8 %); PMP à 28°E, NE18°. d : coupes du Sud et Sud-Est du massif (Oued Boulhamayal, Ait Boukharwi et plateau du Zguit), de 0 à 2 km du granite. 48 mesures (2, 4, 8 et 12 %). PMP à 31°E, SW12° ; cercles : pôles de  $S_0$  (voir aussi figure 9B).

FIG. 7. — Cleavage ( $S_1$ ) and/or foliation ( $S_m$ ) of the neighbouring country-rocks of the granite.

a : NW area (Oulmes road and Assouel oued), at a distance greater than 1 km to the contact with the granite. 40 meas. ; triangle : PBP at 35°E, N6° ; circles : bedding poles. b : same as a, but closer than 1 km to the contact. 64 meas. PBP at 6°E, N27°. c : a + b. 104 meas. PBP at 28°E, NE18°. d : SE area (Oued Boulhamayal, Ait Boukharwi and Zguit) at a distance between 0 and 2 km from the contact. 48 meas. Faint girdle distribution around PBP at 31°E, SW12°. circles : bedding poles (see also figure 9B).

2) à l'évolution, ou même la transposition de  $S_1$ , dans un continuum de déformation entre la structuration de la Méséta marocaine et la mise en place du granite [= schistosité  $S_{1-2}$  de Dahmani *et al.*, 1985].

Cette dernière interprétation nous paraît plus conforme aux observations : il n'y a pas d'indications claires de superposition de  $S_1$  et de  $S_m$ , et surtout, le passage  $S_1$ - $S_m$  est progressif par enroulement autour d'un axe sub-horizontale d'azimut NNE, comme l'indiquent de façon exemplaire les données des coupes effectuées au Nord-Ouest (fig. 7a, b, et c) et au Sud (fig. 9b) du massif. Les schistosités plates à proximité du granite sont illustrées, outre par les coupes du Nord-Ouest (fig. 7b), par celles du Sud du massif (plateau du Zguit), où l'on note encore une tendance à l'enroulement autour d'un axe NNE, parallèle au grand axe cartographique de l'ellipse formée par le massif (fig. 7d, et fig. 9B, partie ouest de la coupe). Notons ici l'observation,

sur le plateau du Zguit dans l'axe du granite (près du lieu-dit Oum Grinat), de rejeux cisailants horizontaux senestres, parallèlement à  $S_1$ - $S_m$ . Les autres débits tardifs [ $S_3$  de Piqué, 1976] ainsi que les lignes associées (intersections, axes de gauffrages...) ne sont pas étudiés ici.

#### b) Les linéations.

Les linéations correspondant à l'événement principal sont de mieux en mieux marquées en se rapprochant du granite. On distingue une linéation : 1) d'intersection parallèle aux axes des plis à distance du granite ; elle devient plus pénétrative dans  $S_m$  en se rapprochant du granite ; 2) d'allongement des galets des faciès microconglomératiques (Bled Assouel au Nord-Ouest et Oum Grinat au Sud) ; 3) minérale marquée par la distribution des biotites (et/ou chlorites), ou par l'orientation préférentielle des andalousites dans  $S_m$  ; 4) définie par l'axe long d'ellipses minérales dans  $S_m$  :

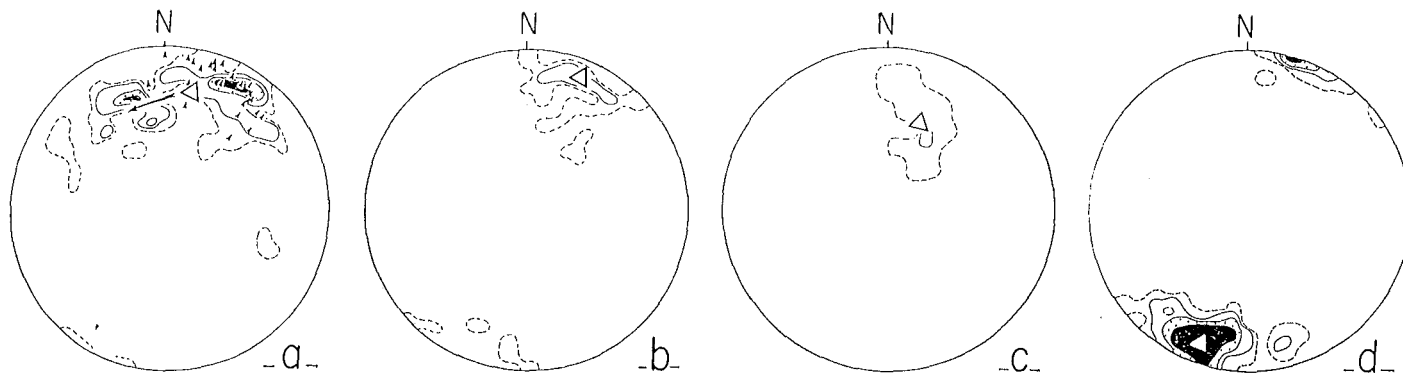


FIG. 8

FIG. 8. — Les linéations d'agrégat-intersection-étirement de l'encaissant immédiat du granite.

a : coupes du Nord-Ouest (cf. figure 7a). 59 mesures (2,4,8 et 12 %) ; triangle : MA à 11°E, N26°. Les directions NNW à NW correspondent à des réorientations (flèche) le long d'un couloir cisaillant tardif N120°E, qui affecte aussi le granite (orthogneissification de l'Oued Afçal). b : secteurs sud-ouest et nord-est. 18 mesures. MA à 21°E, N13°. c : secteur de la pointe nord immédiate du massif où le plongement nord des lignes est plus prononcé. 9 mesures. MA à 20°E, N30°. d : secteurs sud et sud-est (cf. figure 7d). 78 mesures (1,5, 3,6 et 9 %). MA à 19°E, S14°.

FIG. 8. — Lineations (aggregate-intersection-stretching) of the country-rocks neighbouring the granite.

a : NW area (see figure 7a). 59 meas. ; triangle : BFA at 11°E, N26°. NW to NNW directions correspond to reoriented lines (arrow) toward a late shear zone, oriented at N120°E, also affecting the granite (Oued Afçal). arrows : fold axes. b : SW and NE areas. 18 meas. ; BFA at 21°E, N13°. c : northern extremity of the massif. 9 meas. ; BFA at 20°E, N30°. d : S and SE areas (see figure 7d). 78 meas. ; BFA at 19°E, S14°.

rosettes ovoïdes d'andalousite, taches de cordiérite ou « nids » d'aiguilles de tourmaline, et 5) définie par la perpendiculaire au tronçonnement des andalousites. Toutes ces lignes, subparallèles entre elles (voir infra), se distribuent en grande majorité suivant N0° à N030° E, avec une valeur moyenne proche de N020° E (fig. 8a à d). Étant donné le caractère porphyroblastique tardif des andalousites, leur tronçonnement souligne la persistance de l'étirement après l'arrivée du front thermique lié au granite.

Ces différentes linéations, d'autant mieux groupées et parallèles entre elles qu'on est proche du granite, ne font pas d'écart systématique avec les axes des plis quand ceux-ci sont mesurables. Cependant, il n'est pas rare de constater un angle de 10° à 15° entre les linéations minérales (N010°-015° E) et les linéations d'intersection (N020°-030°). Enfin, dans la partie supérieure de l'Oued Assouel (contre le granite), un couloir de cisaillement WNW-ESE réoriente

aussi bien les linéations des schistes (fig. 8a) que les fabriques du granite (Oued Afçal). Loin du granite (quelques kilomètres), les enroulements des stratifications, les schistosités, les axes de plis et les linéations d'intersection prennent une direction franchement NE à ENE (fig. 9 et légende ; 9a : coupe Oulmès-Tifoughaline, et 9b : coupe du Zguit).

## V. — DISCUSSION.

### a) Synthèse des données structurales.

Les structures fluidales du granite montrent que, hors de la zone périphérique du granite, les plans d'écoulement (PFM) sont fortement pentés et d'azimut moyen N012° E, en zone autour de la direction d'écoulement (DFM) sub-horizontale et d'azimut moyen N010° E.

A la périphérie du granite, c'est-à-dire à son toit, la

déformation à l'état intermédiaire, puis à l'état solide, poursuivent dans le temps et l'espace cet écoulement magmatique (direction de la déformation à l'état solide proche de N010°). Pendant et après le métamorphisme haute température, la couverture du granite subit elle-même une déformation par aplatissement et étirement parallèle à la direction N020°. Les schistosités autour du massif épousent alors la forme du granite, en dôme allongé suivant une direction proche de N030° E. On remarque que cette direction correspond également à l'allongement de la ceinture métamorphique du granite, relativement étroite à l'Ouest et à l'Est, mais prolongée au Sud sur le plateau du Zguit et au Nord [digitation de l'auréole métamorphique de la carte de Termier *et al.*, Fig. 1]. Pendant les derniers

stades de la mise en place du granite d'Oulmès, et après sa solidification complète, la persistance d'une direction d'extension selon NNE-SSW est responsable des joints en tension, selon une direction moyenne perpendiculaire à cette extension, à remplissage granitique et quartzeux, et dont certains sont porteurs de minéralisation. Cette extension selon NNE se poursuit même tardivement dans la couverture puisque les directions des principales diaclases, cartographiées par Termier *et al.* [1950, Fig. 24], sont toutes E-W à NW-SE.

La généralité et la constance directionnelle de cette extension selon NNE, enregistrée de l'état magmatique à l'état solide, ne peut rendre compte de la mise en place du granite d'Oulmès sous la forme d'un diapir circonscrit.

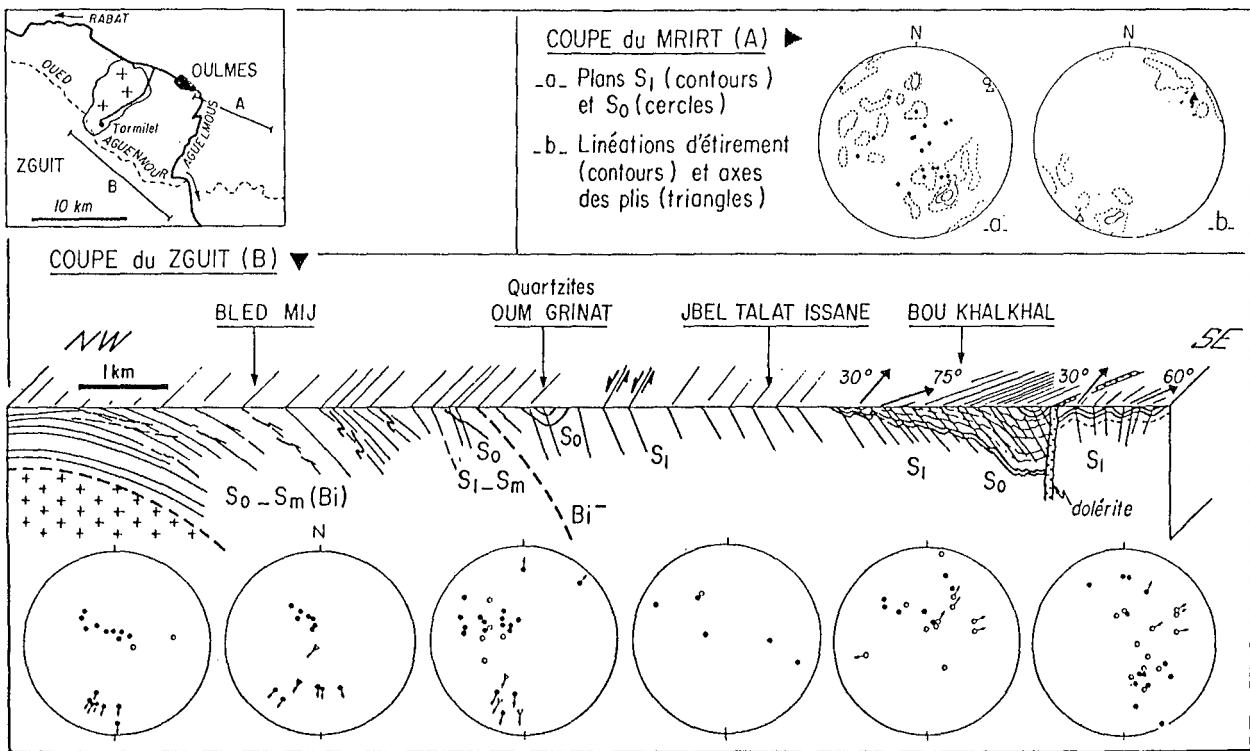


FIG. 9

FIG. 9. — Structures de la couverture au Nord-Est (A : Oulmès-Tifoughaline = « Mrirt ») et Sud-Est (B : Zguit) entre 5 et 15 km : piste de Mrirt et Boukhalwi au large du granite.

Coupe du « Mrirt » : a : pôles des plans de la schistosité  $S_1$  ; 41 mesures (2,5, 5 et 8 %) ; triangle : PMP à 52°E, NE5°. cercles : stratifications (19 mesures) et leur PMP (cercle vide) à 49°E, NE4°. — b : linéations d'étirement (fibrosité des chlorites, fentes de tension). 18 mesures (5 et 10 %) ; triangle : MA à 34°E, SW6° ; flèches : axes des plis (8 mesures) et leur MA (triangle vide) à 57°E, NE22°.

Coupe de Zguit, montrant les relations entre  $S_0$  (cercles pleins),  $S_1$  et  $S_m$  (cercles vides) et le passage progressif (canvass de Wulff) de leur enroulement autour d'axes faiblement plongeants, ENE à l'extrémité sud-est de la coupe, à NNE dans l'axe du granite, parallèles aux axes de plis et aux linéations d'agrégats ou minérales (flèches).

FIG. 9. — Structures of the cover-rocks far from the granite (5 to 15 km) ; NE (A : Mrirt) and SE (B : Zguit) sections.

Mrirt section : a : poles to the cleavage planes, 41 meas. triangle : PBP at 52°E, NE5°. circles : bedding with PBP (circle) at 49°E, NE4°. — b : stretching lineations (chlorite fibers, tension fractures), 18 meas. triangle : BFA at 34°E, SW6°. circles : fold axes with BFA (circle) at 57°E, NE22°. Zguit section : showing the relationship between  $S_0$  (full circles),  $S_1$  and  $S_m$  (open circles) and their rotation (Wulff nets) around sub-horizontal axes, trending progressively from ENE (at the SE extremity of the section) toward NNE near the granite, parallel to the fold axes, aggregate and mineral lineations (arrows).

En position proche du toit, comme cela est ici le cas, on devrait observer des fluidalités, plans et lignes, disposées de façon concentrique [Pons, 1983 ; Guillet, 1983 ; Guillet *et al.*, 1985], ou radiale. Par ailleurs, la couverture, certes aplatie, ne devrait pas montrer d'extension systématique selon la même direction.

b) *Modèle de mise en place du granite d'Oulmès.*

On propose que le granite d'Oulmès, dont on confirme le caractère syntectonique [Piqué, 1976 ; Aït Omar, 1985 ; Diot *et al.*, 1985], s'est mis en place le long d'une zone de cisaillement décrochante du socle mésétien, subverticale et de direction N010° E, à mouvement parallèle aux structures d'écoulement à l'état visqueux du granite. L'accumulation locale de magma provoque, pendant ce cisaillement, sa montée par poussée gravitaire, sous forme d'un dôme qui, lorsqu'il atteint l'état intermédiaire, est capable de poinçonner sa couverture, expliquant ainsi le régime d'aplatissement. La combinaison du cisaillement et du poinçonnement est responsable, en périphérie du dôme, de la déformation du granite suivant des plans faiblement pentés en zone autour de NNE, et de l'étirement très remarquable de la couverture. Une telle zone de cisaillement se prolongerait jusque dans le domaine des Smaala [Terrier, 1936], précisément situé au SSW d'Oulmès, où un « enchaînement tectonique complexe » [Cailleux, 1975] a eu lieu à l'Hercynien, et où un granite « enfoui » (Oued-Zem) est signalé par Van Den Bosch [1974].

Dans un schéma du type couverture placée au-dessus d'un socle cisailant, semblable à celui de Gapais et Le Corre [1980], Percevault et Cobbold [1982] et Diot *et al.* [1983] pour les synclinaux paléozoïques du Massif armoricain, les plis et la schistosité de la couverture sont la conséquence de ce cisaillement. La modélisation analogique d'un tel système par Odonne et Vialon [1983] montre que les axes des plis forment avec la trace du cisaillement un angle d'autant plus faible que l'on se rapproche du cisaillement. De fait, les axes de plis dans cette région de la Méséta, au large du granite d'Oulmès, semblent constamment orien-

tés au Nord-Est [feuille de Rabat au 1/500 000 ; étude de Cailleux, 1975, dans les Smaala] ; notre étude structurale des terrains paléozoïques situés entre 5 et 15 km à l'est du contact avec le granite, confirme la direction ENE à NE des axes de plis et d'enroulement des structures planaires (fig. 9), ainsi que leur virgation progressive anti-horaire vers le NNE, en direction du granite d'Oulmès où la déformation atteint son maximum, indiquant que le cisaillement d'Oulmès est senestre (fig. 10).

En résumé, cette virgation anti-horaire des axes des plis au large d'Oulmès, jointe au gradient de déformation linéaire vers Oulmès, à l'enroulement des  $S_1$  puis des  $S_m$  autour de N030° E parallèlement à l'axe long du massif, à l'orientation N020° E de la linéation d'extension dans la couverture immédiate du granite, et comparée à l'orientation N010° E de l'écoulement magmatique et à l'état solide dans le granite, permet de proposer la mise en place du granite d'Oulmès au niveau d'une zone de cisaillement de la croûte mésétienne, de sens senestre et orientée autour de Nord-Sud.

Dans le cadre plus large des déformations post-viséennes de la Méséta, ce type de cisaillement subméridien senestre, d'origine profonde, pourrait dominer au nord de la Méséta ; il est compatible avec une compression régionale NW-SE, en association avec des cisaillements conjugués ENE dextres, particulièrement développés au sud-ouest de la Méséta [Lagarde, 1985].

*Remerciements.* — Ce travail est effectué dans le cadre de l'ATP Gîtologie du CNRS (action PIRPSEM). Nous remercions la Direction de la Géologie du Ministère des Mines du Maroc qui nous a fourni toute facilité pour ce travail, ainsi que Mrs C. Marignac, A. Pêcher (École des Mines de Nancy) et A. Weisbrod (École de Géologie de Nancy) pour leur collaboration sur le terrain dans la collecte des données et leurs critiques de ce manuscrit.

*Adresses actuelles :* H. Diot : Faculté des Sciences, BP 133, Kénitra, Maroc.

J.-L. Bouchez : Université Paul Sabatier, Lab. Pétrophysique, 38, rue des Trente-Six-Ponts, 31400 Toulouse.

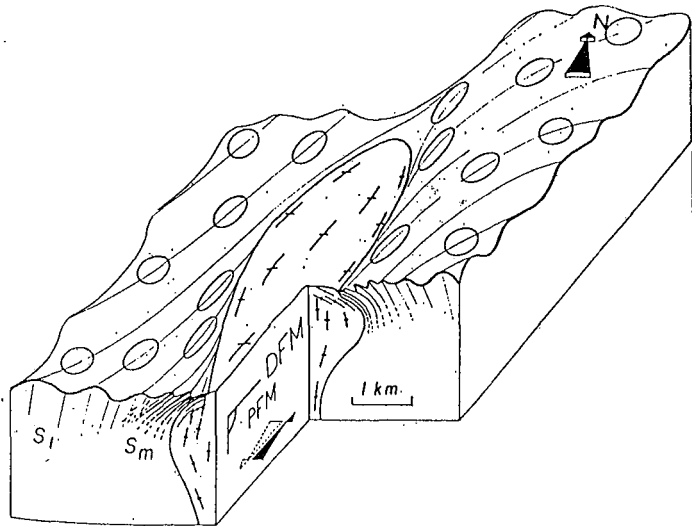


FIG. 10. — Bloc diagramme théorique illustrant la montée syntectonique du granite d'Oulmès dans sa couverture qu'il métamorphose et poinçonne ( $S_m$ ). Cette montée se fait au cours d'un cisaillement senestré du socle de la Méséta, répercuté dans la couverture paléozoïque par des plis d'axes convergents (NE à NNE) en direction de la zone de cisaillement maximum, accompagnés d'un étirement d'intensité croissante (ellipses de la déformation dans le plan horizontal). Dans ce modèle,  $S_1$  et  $S_m$  appartiennent à la même phase de cisaillement. On présente à gauche l'hypothèse où  $S_m$  recoupe  $S_1$ , et à droite, celle où  $S_m$  correspond à la réorientation progressive de  $S_1$ .

FIG. 10. — *Theoretical three-dimensional sketch illustrating the syntectonic upwelling of the Oulmes granite, punching its metamorphosed cover, during a sinistral wrench faulting of the Mesetian basement. In the Paleozoic cover rocks, wrenching takes the form of folds with convergent axes (from ENE to NNE) toward the zone of maximum shear, associated with increasing stretch (strain ellipses). In this model,  $S_1$  and  $S_m$  belong to the same shear episode. On the left of the front-side,  $S_m$  is considered to cross-cut the initial  $S_1$ ; on the right,  $S_m$  corresponds to the progressive reorientation of  $S_1$ .*

## VI-LES GRANITOÏDES HERCINIENS DE LA HAUTE MOULOUYA (MAROC): LEUR STRUCTURE PRIMAIRE DEDUITE DE L'ASM. INDICATION SUR LEUR MISE EN PLACE

Par Hervé DIOT et Jean Luc BOUCHEZ

### VI-1-RESUME

L'étude des granitoïdes affleurant au sein des boutonnières de Bou-Mia et Aouli en Haute-Moulouya (Meseta orientale, Maroc), réalisée grâce à la technique de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM), révèle que ces corps présentent une foliation "magnétique", à tendance moyenne faiblement pentée, disposée en zone autour d'une direction subhorizontale en moyenne SE-NW et proche de la linéation "magnétique" moyenne. Par analogie avec d'autres études d'ASM dans des granites à paramagnétisme dominant, et où le fer est porté principalement par les phyllosilicates, on considère que les axes de la fabrique magnétique sont très proches de ceux de la fabrique magmatique. Une telle fabrique, dominée par la constance d'orientation de la linéation proche de l'horizontale, est attribuée à un épisode tectonique en cisaillement plat, de direction SE-NW dominante. Le type de cette déformation est nettement linéaire: anisotropie linéaire souvent supérieure à l'anisotropie planaire; pendages variables du plan de foliation autour de la linéation. Par argument de continuité avec une structuration similaire de l'encaissant métamorphique, ces granitoïdes sont considérés comme syn- à tarditectoniques, et le cisaillement qui les affecte serait dirigé vers le NW. Cet événement qui concerne l'anisotropie que ces granitoïdes ont acquise avant leur cristallisation totale (état magmatique), met en cause la signification des âges différents obtenus sur les différents faciès, entre 345 et 320 Ma.

Nos données ne permettent pas de préciser si cette tectonique en cisaillement plat, qui concernerait une vaste surface (>700 km<sup>2</sup>), est l'expression en domaine profond d'un épaissement ou d'un amincissement crustal. Les reconstitutions actuelles favorisent l'hypothèse compressive. L'hypothèse d'un amincissement crustal n'opposerait plus, pour la période considérée (Viséen), Meseta occidentale en extension et Meseta orientale en compression.

### VI-2-INTRODUCTION

L'inclusion des granitoïdes dans la croûte terrestre peut s'effectuer de multiples façons, depuis la fusion partielle in-situ sans mobilité du magma, au diapirisme "pur" avec rebroussement de l'encaissant passif, en passant par des scénarios variés où l'encaissant se déforme aussi, soit de façon ductile par cisaillement décrochant (Courrioux, 1982) ou cisaillement plat (Jover et Bouchez, 1986), soit de façon fragile par ouverture en fente de tension (Castro, 1985) ou pull-apart (Guineberteau et al., 1987). La déformation du corps granitique dans l'un ou l'autre de ces contextes se traduit par des structures internes dont la connaissance peut permettre de remonter au mécanisme de mise en place. En ce sens, les granites sont des marqueurs de la cinématique régionale, marqueurs d'autant plus précieux qu'ils sont peu sensibles aux déformations postérieures, si elles sont rétrogrades, que peut enregistrer leur encaissant.

Les granitoïdes font depuis longtemps l'objet d'études approfondies sur les plans de la pétrographie, de la géochimie et de la radiochronologie. L'aspect structural s'attache le plus souvent à l'organisation des faciès telle la zonation (par ex. Stephens et Halliday, 1980) et aux effets de la déformation à l'état solide, plastique (Berthé et al., 1979; Vauchez, 1980; Choukroune et Gapais, 1983; Simpson, 1985; Gapais et Barbarin, 1986) ou fragile (Granier, 1985; Burg et Iglesias, 1985). Cependant, les travaux cartographiques concernant les structures primaires des plutons sont encore peu nombreux (Oertel, 1955; Sylvester et al., 1978; Pons, 1980; Bouchez et al., 1981; Brun et Pons, 1981; Guineberteau et al., 1987).

L'étude des structures acquises par déformation l'état magmatique, c'est à dire avant que le magma ne développe une charpente continue de cristaux, abordée par l'orientation préférentielle de forme (OPF) de marqueurs rigides anisométriques inclus dans une matrice visqueuse, est déjà bien avancée aux plans de la modélisation numérique (March, 1932; Willis, 1977; Fernandez, 1987) et analogique (Fernandez, 1987; Ildfonse and Fernandez, 1988). Sur le terrain on se heurte cependant, à la difficulté à la fois d'identifier les microstructures propres à l'état magmatique, et de caractériser les faibles taux de l'anisotropie induite par de telles déformations. Dans les granitoïdes, le quartz, minéral très plastique et dont une partie au moins cristallise tardivement, permet aisément de diagnostiquer si la roche a subi une déformation notable à l'état solide (voir Gapais et Barbarin, 1986; Guineberteau et al., 1987; Blumenfeld et Bouchez, 1988). En l'absence de déformation à l'état solide, c'est à dire marquée au plus par des sous-grains dans le quartz et des fractures dans les feldspaths, on attribue au stade magmatique l'OPF des marqueurs rigides "primaires" du granite tels que les feldspaths et les micas. A l'exception de quelques zones orthogneissifiées dont il ne sera pas question ici, c'est ce type de micro-structure que l'on rencontre dans les granitoïdes étudiés ici.

La caractérisation de l'anisotropie primaire des granites, réduite par simplification à un plan moyen (foliation magmatique) et une ligne moyenne (linéation magmatique), est habituellement effectuée de façon visuelle globale sur le terrain, ou par comptage statistique de cristaux sur sections adéquates (Oertel, 1955; Marre, 1982; Mollier, 1984). Suite aux travaux pionniers de Graham (1954) et Daly (1970), et à leur application sur divers massifs (Van Der Voo et Klootwijk, 1972; Heller, 1973; Guillet et al., 1983; Jover et Bouchez, 1986; Bernier et Al., 1987; Cogné and Perroud, 1988), on peut déterminer l'anisotropie interne des granites par la mesure de leur ASM, ou anisotropie de leur susceptibilité magnétique. C'est ce choix qui est fait ici, et qui sera discuté à la fin de cette note, pour l'étude des massifs granitiques de Bou-Mia et d'Aouli dont la structure, tout à fait originale, permet de proposer un modèle de mise en place par cisaillement plat.



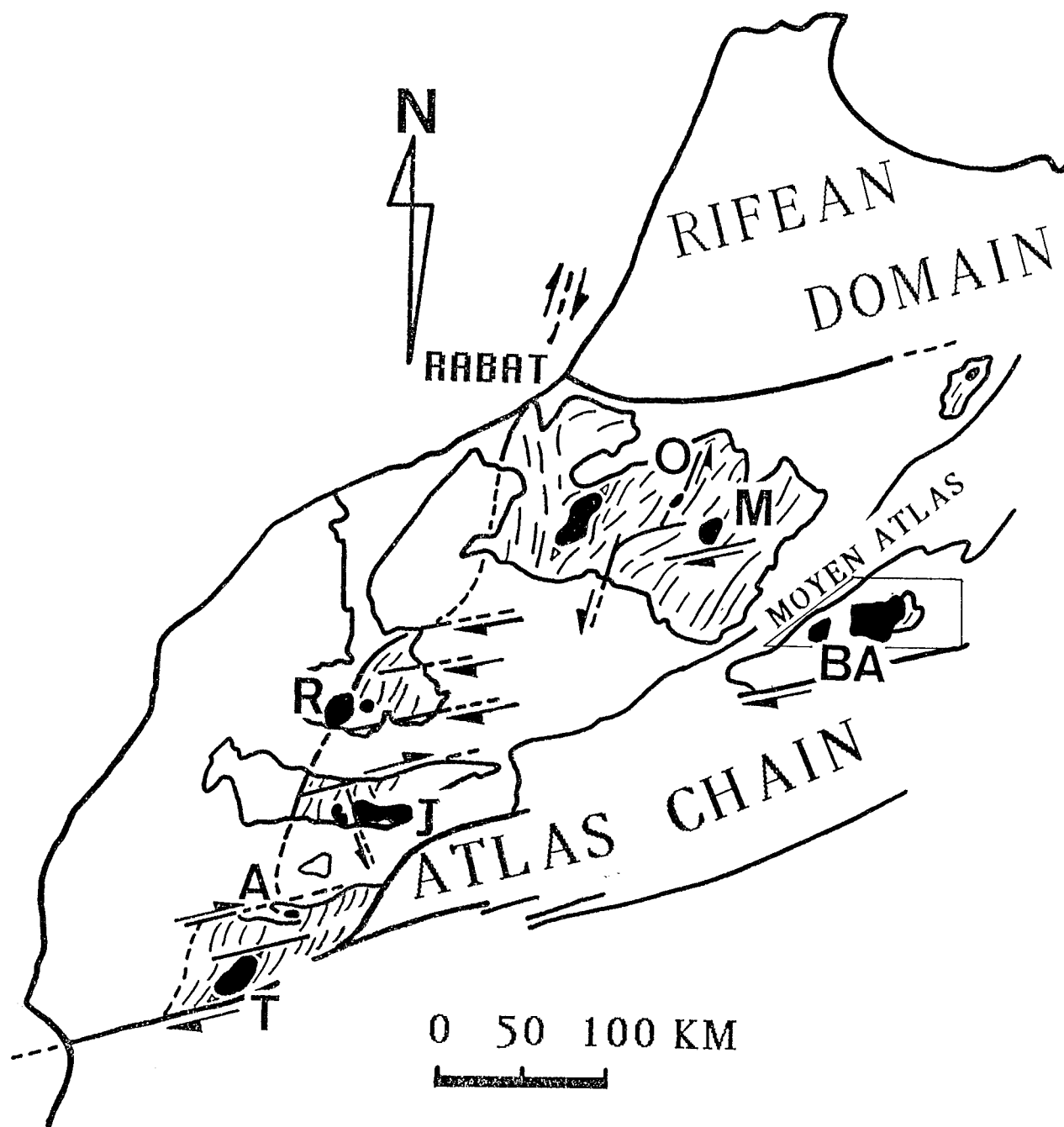


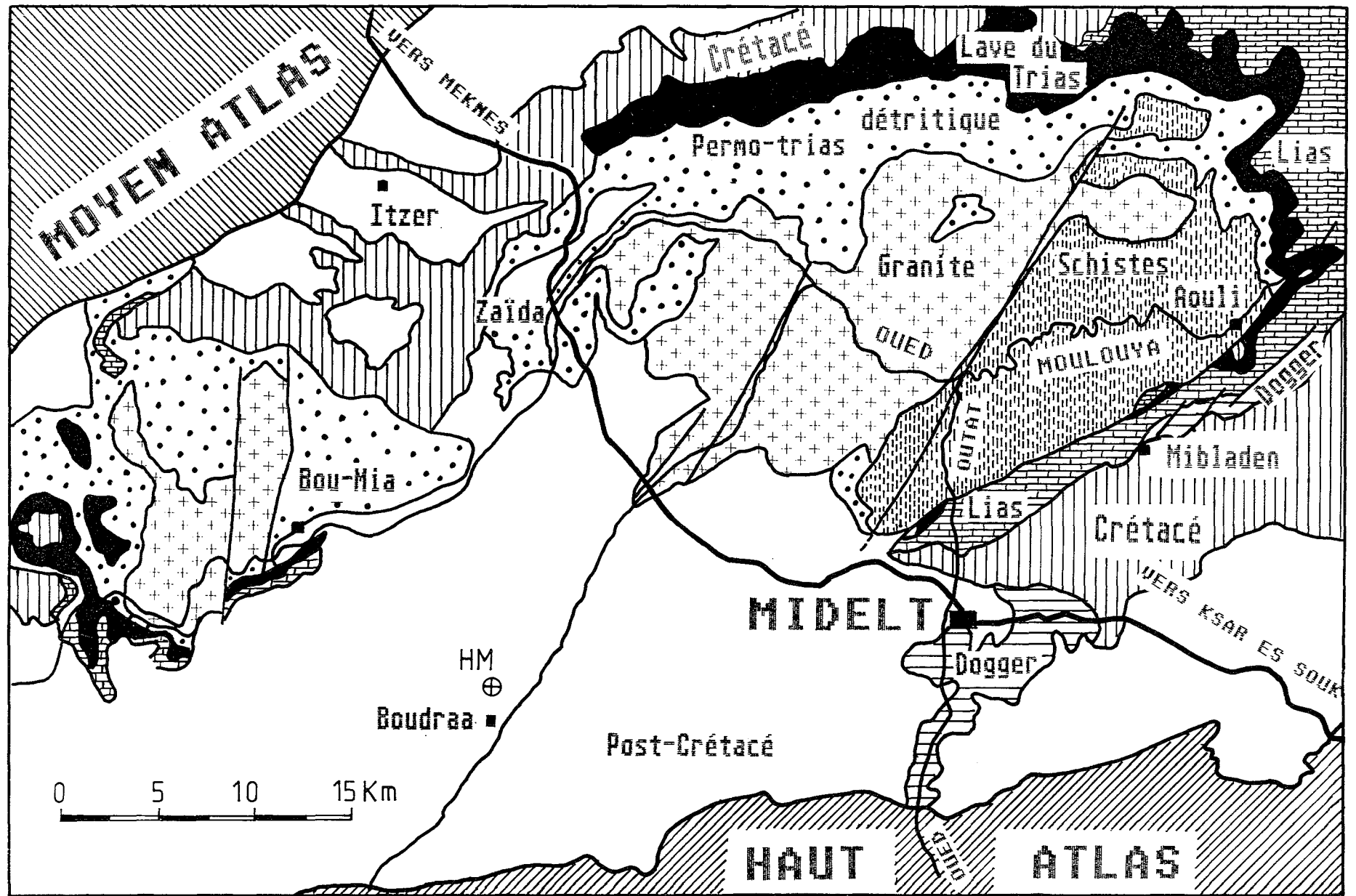
Fig. VI. 1-Schéma géologique du Nord-Ouest marocain. En encadré: le domaine détaillé en Fig. VI. 2, contenant les massifs granitiques de Bou-Mia et d'Aouli. En tiretés et flèches: trajectoires de la schistosité des formations sédimentaires paléozoïques de la meseta, et principaux cisaillements (d'après Lagarde, 1985). Massifs granitiques de la meseta: T: Tichka; A: Azegour; J: Jebilet; Z: Zaër; O: Oulmès; M: Ment; BA: Bou-Mia et Aouli.

### VI-3-CADRE GEOLOGIQUE

Les boutonnières paléozoïques de Bou-Mia et d'Aouli sont situées en Meseta marocaine orientale, dans la cuvette de la Haute-Moulouya, à la jonction du Haut-Atlas et du Moyen-Atlas (Fig.VI.1). Des granitoïdes et leur encaissant cristallophyllien servent de substratum au Permo-Trias, lui même recouvert par les séries du Secondaire et Tertiaire (Fig.VI.2). Les affleurements principaux de matériel cristallin ici dénommés massif d'Aouli à l'Est, et massif de Bou-Mia à l'Ouest forment le massif cristallin de Haute-Moulouya. Le massif d'Aouli affleure sur environ 260 Km<sup>2</sup> au Nord de Midelt, entre Zaïda à l'Ouest et Aouli à l'Est, deux localités distantes de 37 kilomètres. Le massif de Bou-Mia s'étend sur environ 65 km<sup>2</sup> à l'Ouest de la localité du même nom. Malgré une lacune d'affleurement d'une quinzaine de kilomètres entre Zaïda et Bou-Mia, la continuité entre ces deux massifs granitiques sous la couverture semble bien établie. En effet, les faciès principaux du massif de Bou-Mia se retrouvent sur le massif d'Aouli où ils fournissent des âges comparables (Tisserant, 1977). Par ailleurs, entre Bou-Mia et Midelt, un forage (HM en figure VI.2), a rencontré le granite à faible profondeur (donnée exacte non connue), et le plancher du Lias déterminé par la géophysique ne semble pas perturbé entre ces zones d'affleurement du granite (Emberger, 1965). De plus, si l'on considère que l'"apophyse d'El Hassir" (Emberger, 1965; voir Discussion) constitue l'enracinement oriental du massif de la Haute-Moulouya dans les séries métamorphiques anté-triasiques, l'extension occidentale de ce massif n'est limitée cartographiquement que par la couverture permo-triasique. L'extension totale de ce massif selon la direction Est-Ouest dépasserait ainsi 50 kilomètres, lui conférant un surface minimum de 700 km<sup>2</sup>.

L'encaissant anté-triasique, à matériel probablement paléozoïque (Hoepffner, 1987), affleure principalement dans la partie orientale de la boutonnière d'Aouli (dôme de l'Adar Akorar), à la faveur d'un horst limité par des accidents verticaux de direction NNE-SSW tardi-hercyniens. Il s'agit surtout de schistes à chlorite et séricite, de quelques niveaux de quartzites, ainsi que d'amphiboloschistes dérivés de dolérites (Emberger, 1965). Selon cet auteur, les faciès granitiques composant le massif d'Aouli sont superposés, les faciès les plus basiques et les plus profonds apparaissant à l'Est ("apophyse d'El Hassir").

Fig. VI.2-Schéma géologique de la Haute-Moulouya, d'après Emburger, 1965.



#### VI-4-STRUCTURE DE L'ENCAISSANT DU MASSIF D'AOULI

Les études structurales récentes concernant l'encaissant métamorphique du massif d'Aouli (Vauchez, 1976 et Hoepffner, 1987) font apparaître deux épisodes principaux de déformation. Pour Vauchez il s'agit de deux phases distinctes, la première (D1) donne des plis isoclinaux synmétamorphes déversés vers l'Est, la seconde (D2) est caractérisée par des plis déversés vers le SSE, associés à des cisaillements subhorizontaux, et qui admettent une schistosité de crénulation de plan axial. Pour Hoepffner, les épisodes D1 et D2 représentent un continuum de déformation, les structures planaires de phase 1 étant réutilisées lors du cisaillement régional pour former les structures de phase 2. Cet auteur montre aussi, discutant les interprétations de Vauchez, que le sens du cisaillement des phases 1 et 2, déduit de l'observation des plis d'entraînement à charnières souvent courbes, s'est effectué de l'Est vers l'Ouest selon la direction de la linéation minérale moyenne, orientée de E-W à SE-NW (Hoepffner, 1987, Fig. 51 et 52, p. 114; voir aussi Cailleux et Hoepffner, 1983). Cette linéation associée au métamorphisme régional, est marquée par des recristallisations orientées selon une "fibrosité" caractéristique de la roche, donnée par les phyllosilicates, et par l'allongement des cristaux de quartz. Nos observations dans les gorges de la Haute Moulouya confirment les données de Hoepffner (1987), en particulier en ce qui concerne la continuité des deux phases tectoniques et le sens du cisaillement: tantôt ce sont des plans S2 franchement sécants, tantôt ce sont des cisaillements S1-2 qui se superposent au plan S0-1 de première génération. La linéation minérale d'allongement et/ou d'étirement, portée par les surfaces précédentes, telle celle que forment des taches minérales polycristallines de rapports axiaux I1/I2 allant de 5 à 10 et d'orientation N80 à N130°E (Fig. VI.3a), marque nettement la direction d'extension régionale. Le sens du cisaillement responsable de cette extension, de l'Est vers l'Ouest est donné soit par les plis d'entraînement associés aux structures, soit par le rabattement, avec décalage et rupture, des structures planaires précoces tels que les filons de quartz. Cette phase cisillante selon un plan faiblement penté (Fig. VI. 3b) persiste après la fin du métamorphisme thermique lié au granite, comme l'attestent l'orientation et parfois le tronçonnement des andalousites tardives, ou les taches ovoïdes qui résultent de leur transformation en amas micacés, allongées préférentiellement selon la linéation régionale dans le plan de la schistosité. D'après Hoepffner (1987), la déformation de ces tectonites, essentiellement des phyllades et des micaschistes, est de type plano-linéaire tendant vers la constriction.

Une troisième phase de déformation a été reconnue par Vauchez (1976). Il s'agit d'un serrage de faible intensité qui engendre des plis droits et, localement, une schistosité de fracture subverticale. Des décrochements tardifs, NE-SW senestres et leurs conjugués WNW-ESE dextres, viennent compléter ce schéma: ce sont les accidents cartographiés par Emberger (1965), dont certains traversent toute la boutonnière d'Aouli, et sont localement minéralisés en galène, barytine et fluorine.

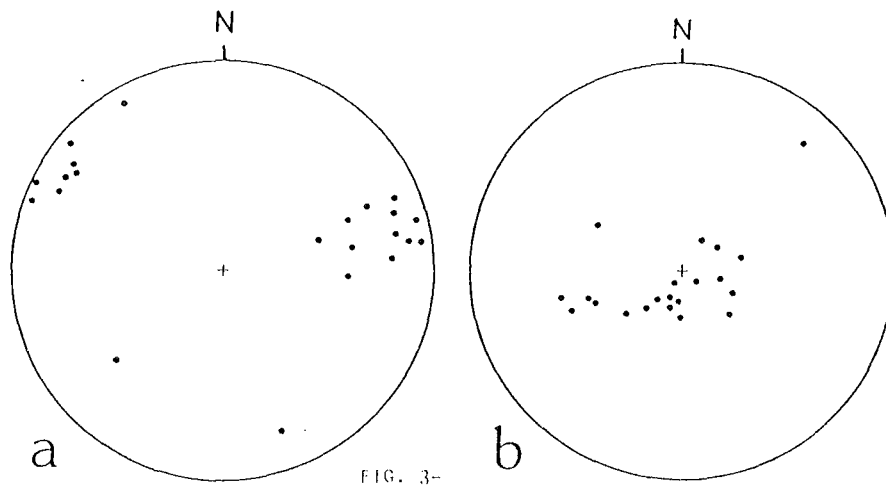


FIG. 3-

*Fig. VI.3-Structure de l'encaissant oriental du massif d'Aouli. a.: linéation d'étranglement et/ou minérale; b.: pôles des plans de la schistosité. Hémisphère inférieur.*

## VI-5-PETROGRAPHIE ET AGES DES GRANITES

### VI-5-1-PETROGRAPHIE

Emberger (1965) reconnaît quatre types de granite (Fig.VI.6), dont on conserve ici la nomenclature. Clauer *et al.* (1980) en fournissent des descriptions détaillées. Il s'agit de: (1) La granodiorite de l'"Apophyse d'El Hassir" au Nord-Est du massif d'Aouli, considéré comme le plus profond, à oligoclase, quartz, biotite et/ou hornblende verte; (2) un faciès calco-alcalin, à plagioclase (~An 20), microcline, quartz et biotite forme la majeure partie des massifs d'Aouli et de Bou-Mia; d'après Emberger ce type constitue un terme intermédiaire entre la granodiorite et (3) un faciès alcalin, qui apparaît sporadiquement au coeur du massif d'Aouli; enfin (4) un faciès muscovitisé, dériverait du granite calco-alcalin par l'action de circulations hydrothermales tardives (Tisserant, 1977). Ce faciès muscovitisé forme, au sein de l'encaissant oriental du massif d'Aouli, les deux petits massifs granitiques dits "du Poulet" et "des Perdreaux" (Fig.VI.6b).

Il faut ajouter que des granites à grain fin apparaissent en de nombreux endroits; leurs contacts avec les faciès encaissants à plus gros grain sont souvent graduels et faiblement pentés (Emberger, 1965). Enfin, un faciès porphyroïde à gros feldspaths potassiques (5 à 10 cm) souvent accolés et très bien orientés, se présente comme un sous-faciès du granite calco-alcalin; on le rencontre au centre-Sud du massif de Bou-Mia, et au Sud du massif d'Aouli, entre la zone broyée centrale et l'encaissant métamorphique (x=556,3; y=242,5).

### VI-5-2-AGE

D'après Clauer *et al.* (1980) les âges Rb/Sr sur roche totale des principaux faciès granitiques de la Haute-Moulouya, où les massifs d'Aouli et de Bou-Mia sont considérés comme formant un même ensemble, sont respectivement de  $347 \pm 17$  Ma pour la granodiorite d'El Hassir (Aouli), de  $329 \pm 6$  MA pour les granites alcalins (Aouli) et de  $319 \pm 6$  MA pour les granites calco-alcalins (Bou-Mia et Aouli). Parmi ces trois groupes d'âges, celui de la granodiorite semble donc nettement plus ancien. On notera cependant que les isochrones mixtes Rb/Sr sur couples roche totale-biotite (Clauer *et al.*, 1980) donnent des âges centrés autour de 325 Ma, à la fois pour la

granodiorite ( $\pm 20$ Ma) et pour le granite calco-alkalin ( $\pm 10$ Ma). Par ailleurs un faciès à structure graphique, prélevé dans chaque massif, considéré comme filonien tardif car associé à des aplites et des pegmatites, donne un âge de  $302 \pm 3$  Ma (op. cit.).

Des considérations sur les rapports isotopiques initiaux du strontium permettent aux auteurs précédents de proposer une origine commune pour la granodiorite, le granite alcalin et le granite à structure graphique (Sr0 voisins), par cristallisation fractionnée d'un mélange entre un précurseur mantellique et les roches de la croûte environnante. Outre l'argument de mise en place précoce de la granodiorite (datation), cette hypothèse s'appuie aussi sur l'observation d'enclaves basiques toujours présentes dans le granite calco-alkalin, aussi bien sur le massif d'Aouli que sur celui de Bou-Mia.

La valeur Sr0 élevée du granite calco-alkalin, dont l'étroite association avec les autres faciès ne permet pas d'en faire un événement intrusif distinct, indiquerait qu'il représente une fraction contaminée en matériel crustal du magma initial (Tisserant, 1977). L'origine composite des magmas d'Aouli, hors faciès muscovitisés, est confirmée par le travail de Mrini (1985) sur Sr0 et Nd0, qui estime la fraction mantellique à 35-60%. Enfin, les faciès muscovitisés d'Aouli donnent un âge sur roche totale autour de  $280 \pm 3$  Ma interprété comme celui d'une pneumatolyse tardive (Clauer et al., 1980).

## VI-6-SUSCEPTIBILITE ET ANISOTROPIE MAGNETIQUES DES GRANITES

### VI-6-1-PROCEDURE

Compte tenu de la qualité médiocre des affleurements dans cette région soumise à une importante altération météorique d'âge triasique, puis hydrothermale (minéralisations) post-triasique, un échantillonnage a été réalisé selon une maille aussi régulière que possible. Chaque site échantillonné est composé de deux carottes de 2,5 cm de diamètre, orientées sur le terrain et espacées entre elles de 2 mètres à quelques décimètres. 23 sites ont été carottés sur le massif de Bou-Mia et 44 sur le massif d'Aouli. Deux échantillons au moins ont été prélevés sur chaque carotte. Chaque échantillon, de 2,2 cm de hauteur, a été traité sur le susceptomètre Molspin du Laboratoire de Pétrophysique et Tectonique de l'Université de Toulouse. A quelques exceptions près constituées par les roches de très faible susceptibilité (granite clair à grain fin principalement), les mesures d'anisotropie sont de bonne qualité: l'écart angulaire moyen sur les 3 axes de l'ellipsoïde ( $K_{max} \geq K_{int} \geq K_{min}$ ) ne dépasse que rarement  $25^\circ$  entre les 4 témoins d'un même site comme l'indique l'histogramme de l'écart moyen à la moyenne calculée de  $K_{max}$  (Fig.VI.4a). La moyenne de cet écart sur l'ensemble des sites étant de  $17,2^\circ$ . Enfin, les inversions entre axes  $K_{max}$  et  $K_{int}$ , ou  $K_{int}$  et  $K_{min}$ , sont rares.

### VI-6-2-SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE

La susceptibilité moyenne par site ( $1/3(K_{max}+K_{int}+K_{min})$ ), arrangée par susceptibilité croissante en figure 4b, montre un large éventail de valeurs allant de 5 à environ  $700 \cdot 10^{-5}$  SI pour le massif de Bou-Mia, et de 1,5 à plus de  $2000 \cdot 10^{-5}$  SI pour celui d'Aouli. Afin de comparer avec les valeurs de la littérature données soit en unités SI soit en CGS, notons que  $1 \cdot 10^{-6}$  CGS  $= 4\pi \cdot 10^{-6}$  SI. Cet étalement régulier, au moins en échelle Log (Fig.VI.5), des valeurs d'intensité d'aimantation (susceptibilité) est inhabituel dans les massifs granitiques jusqu'ici étudiés par cette technique (Van Der Voo et Klootwijk, 1972; Guillet et al., 1983; Jover, 1986) où un faciès pétro-

graphique reconnu est marqué par un éventail étroit de valeurs de la susceptibilité. Cependant, on observe qu'à quelques exceptions près les échantillons de plus forte susceptibilité correspondent au granite calco-alcalin riche en enclaves basiques (Fig.VI.4b) commun aux deux massifs, ainsi qu'à la granodiorite d'El Hassir du massif d'Aouli.

En terme de minéralogie magnétique (voir Rochette, 1987 et Discussion), on peut considérer que plus de 60% des échantillons relève du domaine à "paramagnétisme dominant" ( $<100 \cdot 10^{-5}$  SI; voir Fig.VI.4b), c'est à dire dans lequel la biotite est le principal porteur de l'aimantation et de son anisotropie. Les échantillons à forte susceptibilité contiennent, outre une forte charge en biotite ( $\pm$  hornblende), des minéraux ferromagnétiques (magnétite probable).

### VI-6-3-ANISOTROPIE DE LA SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE (ASM)

Les taux d'anisotropie planaire  $FS = ((K_{int}/K_{min}) - 1) \times 100$ , et linéaire  $LS = ((K_{max}/K_{int}) - 1) \times 100$ , caractérisant respectivement les taux d'aplatissement et d'allongement de l'ellipsoïde d'ASM, présentent des valeurs comprises entre 1 et 10% avec une moyenne de 4% pour FS et de 3,4% pour LS. Il est habituel de constater que l'anisotropie planaire est plus forte que l'anisotropie linéaire (voir Discussion) mais on note ici que 30 sites sur 67 présentent une valeur de LS supérieure à FS, indiquant que l'ellipsoïde d'ASM est plus allongé qu'aplati. Enfin, on constate que les plus fortes anisotropies, présentées en figure VI.4c sous forme de  $(FS+LS)/2$ , proviennent des échantillons de plus fortes et de plus faibles susceptibilités.

Foliations: Les plans perpendiculaires à  $K_{min}$  sont toujours faiblement à moyennement pentés dans le massif de Bou-Mia, en zone autour d'une direction calculée à N 96 E 14° (Fig. VI.5a); dans le massif d'Aouli, ils sont faiblement à fortement pentés, l'axe de zone étant orienté à N 138 NW 4° (Fig. VI.5b). Le diagramme de densité synthétique pour les deux massifs (Fig. VI.5c) souligne que les plans sont en majorité faiblement pentés, et en zone autour d'une direction calculée à 128 SE 3°.

Linéations: Les directions  $K_{max}$  sont faiblement plongeantes, la ligne moyenne calculée étant orientée est à 104° E 15° pour le massif de Bou-Mia (Fig. VI.5d), et à 140 SE 10° pour celui d'Aouli (Fig. VI.5e). L'important écart angulaire entre les linéations moyennes pour ces deux massifs est surtout dû à la dizaine de sites où la linéation est orientée selon NNW-SSE à N-S, voire même selon NE-SW. Ces sites se localisent le long d'une bande Nord-Sud à la partie ouest du massif d'Aouli, ainsi que dans l'Apophyse d'El Hassir à l'Est du même massif (Fig.VI.7b). En exceptant ces points atypiques qui seront discutés plus loin, l'orientation moyenne recalculée des linéations d'Aouli est à 130° SE 8°, valeur plus proche de la linéation moyenne calculée du massif de Bou-Mia. En moyenne pour les deux massifs (totalité des lignes; Fig.VI.5e) l'axe long calculé de l'ellipsoïde d'ASM est orientée selon 124 SE 12°.

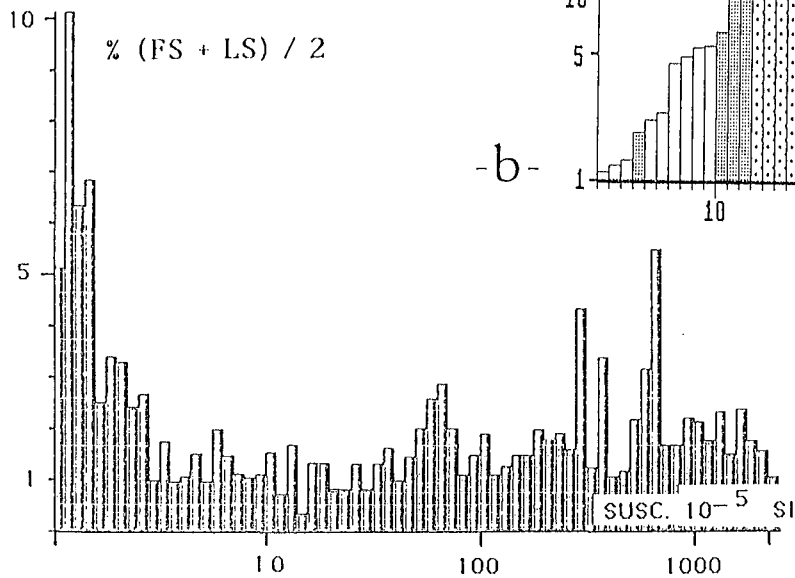
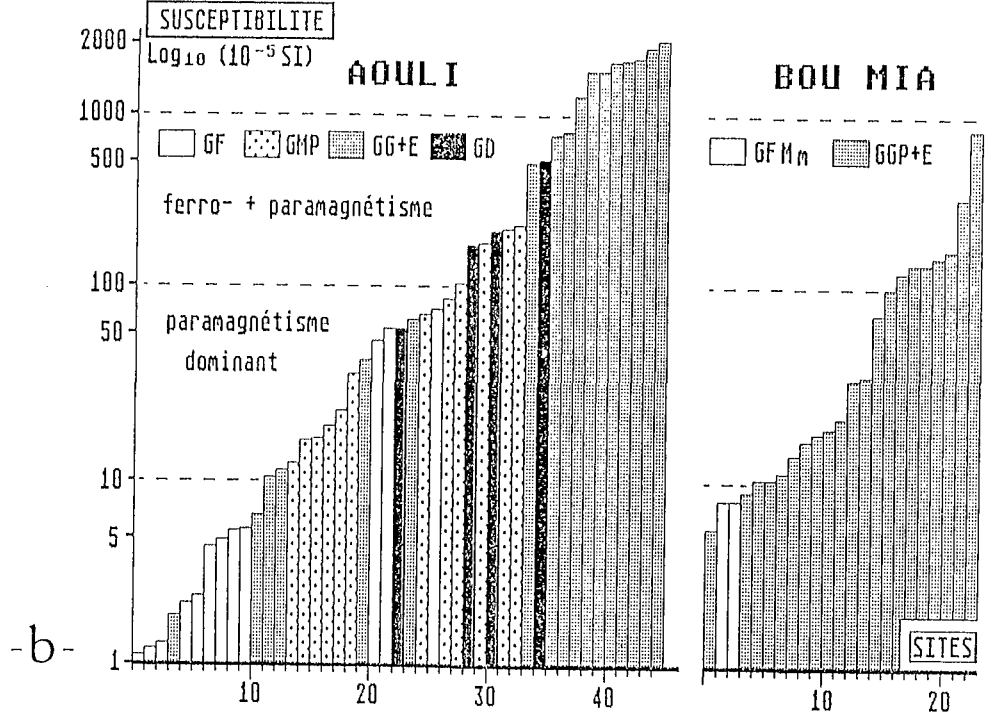
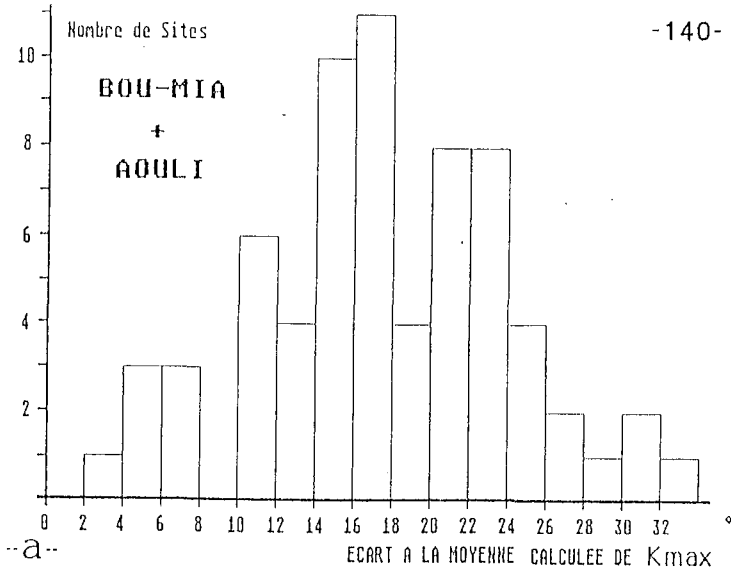
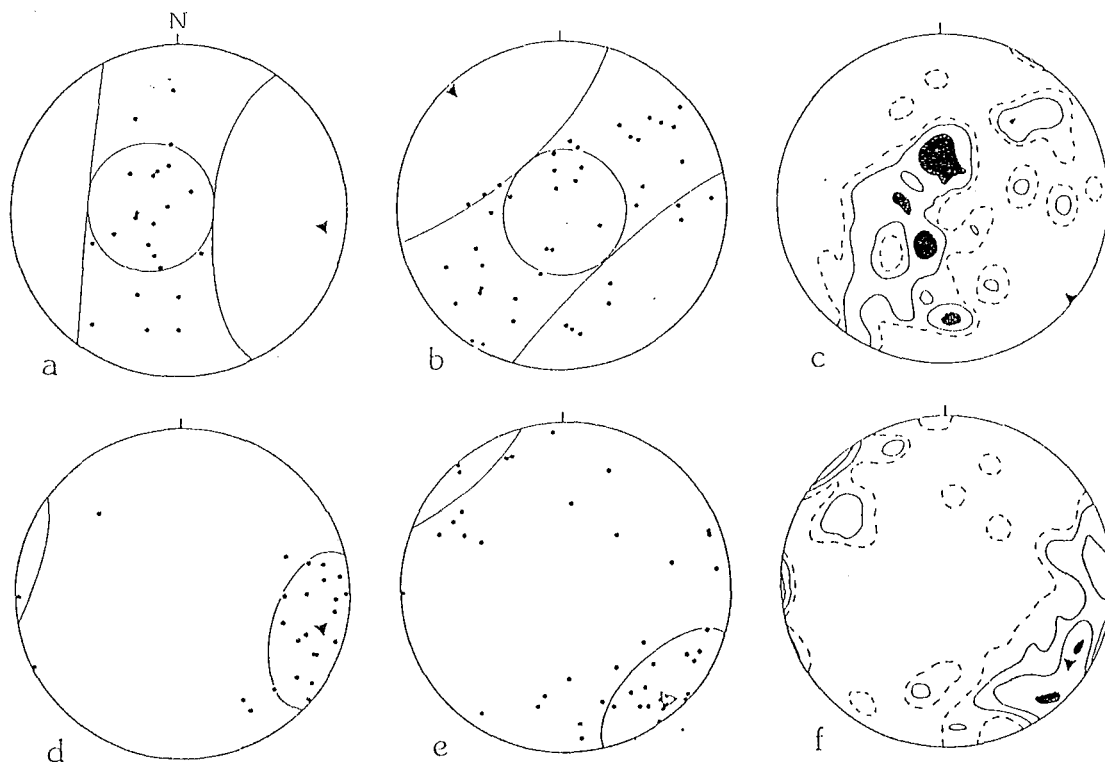


Fig. VI.4- Les données de l'anisotropie de la susceptibilité (ASM) et de la susceptibilité magnétique (SM) des granites de la Haute-Moulouya. a : ASM: Histogramme des écarts moyens (en degrés) de Kmax par site (4 échantillons) à la moyenne KMAX du site. Bou-Mia+AOULI: 68 sites. b : SM: susceptibilité classées par ordre croissant, et identification des faciès texturaux. Aouli: GF: grain fin; GMP: grain moyen porphyroïde; GG+E: gros grain à enclaves; GD: granodiorite. Bou-Mia: GFMm: grain fin à moyen, miarolitique; GGP+E: gros grain porphyroïde à enclaves. c : ASM valeur du paramètre d'anisotropie (FS+LS)/2 (en %) classé par susceptibilité croissante des sites.





*Fig. VI.5-Diagrammes d'orientation des axes courts (Kmin: a,b et c) et longs (Kmax: d,e et f) des ellipsoïdes de la susceptibilité magnétique des granites de Bou-Mia (23 sites) et d'Aouli (44 sites).Hémisphère inférieur. Triangle: pôle du meilleur plan (PMP) des Kmin, ou meilleur axe (MA) des Kmax. En a et b sont représentés les cônes d'axes PMP (triangle; demi-angle = 60°) et MA (non représenté; demi-angle = 30°). En d et e, cônes d'axe MA (triangle; 30°). a.: Bou-Mia, Kmin:PMP: 96°E14°; b.: Aouli, Kmin:PMP:138°W04°; c.: Bou-Mia + Aouli, Kmin:PMP:128°W03°, contours 2, 4, 6 et 8%; d.: Bou-Mia, Kmax:MA:104°E15°; e.: Aouli, Kmax:MA:140°E10°; f.: Bou-Mia + Aouli: Kmax: MA:124°E12°, contours: 2, 4, 6 et 8%.*

Cartes structurales. La disposition en zone des structures planaires rend difficile leur lecture directe en carte, aussi bien pour le massif de Bou-Mia (Fig.VI.6a) que pour celui d'Aouli (Fig.VI.6b). Par contre la constance directionnelle des linéations apparaît immédiatement en figures VI.7a pour le massif de Bou-Mia, et VI.7b pour celui d'Aouli, à l'exception pour ce dernier des linéations "anormales" déjà mentionnées et discutées ci-dessous.

A l'extrémité orientale de l'Apophyse d'El Hassir, les plans de foliation, confirmés par des mesures classiques de terrain, sont parallèles aux contacts entre faciès, suggérant un dispositif concentrique. Les linéations, dont la trace est souvent parallèle aux foliations et oblique par rapport au patron général, pourraient s'intégrer dans ce dispositif. Ainsi, ces granites "profonds" et surélevés tardivement en horst (Emberger, 1965), n'apparaissent pas structurés de la même façon que le reste du massif.

Dans la partie occidentale du massif d'Aouli, les quelques linéations tendant vers N-S et même NE-SW semblent correspondre à des réorientations locales à partir d'un patron moyen orienté selon SE-NW. Il pourrait s'agir de la trace de zones de cisaillement fini-magmatiques car, dans certains de ces sites, on décèle une microstructure d'orthogneissification par tronçonnement des feldspaths potassiques et début d'allongement des plages de quartz.

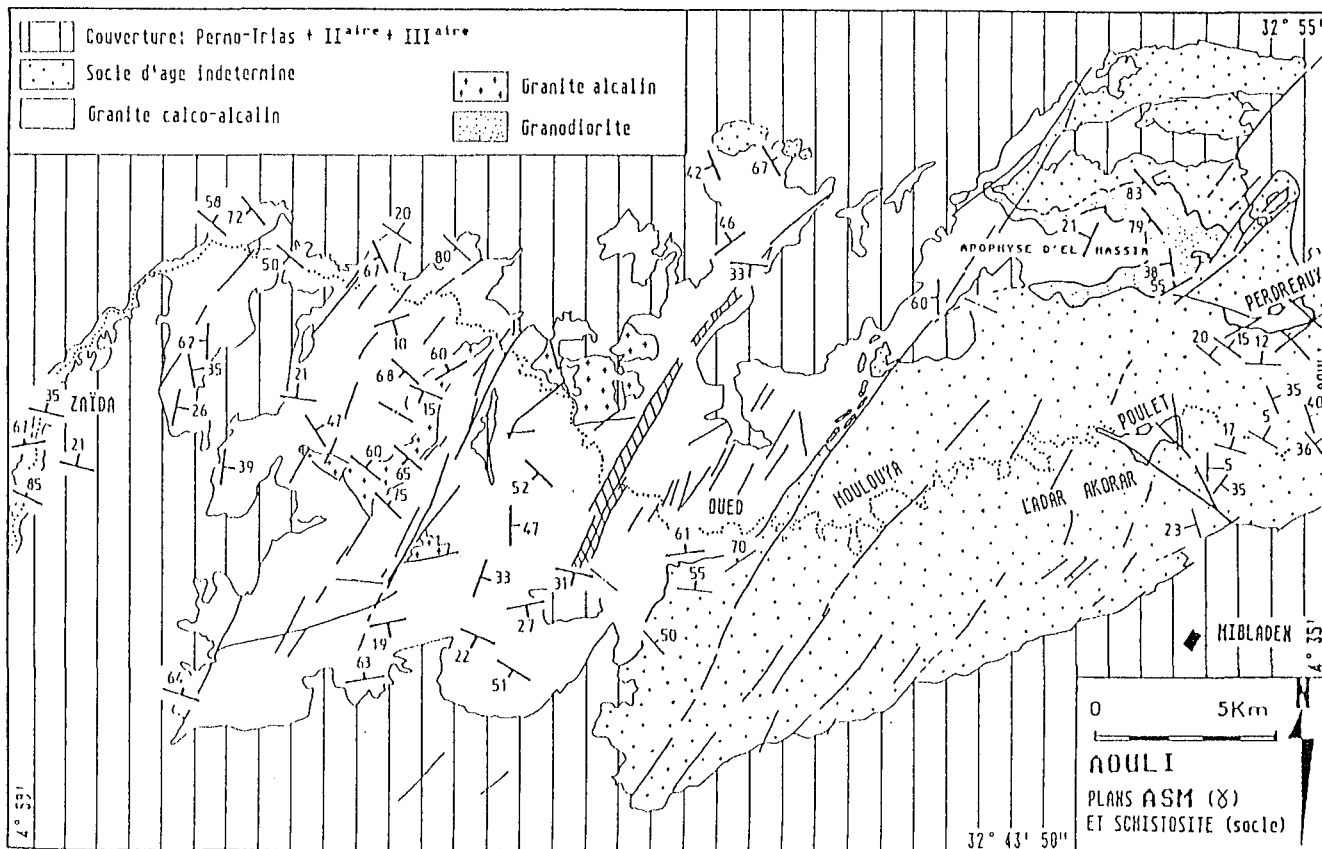
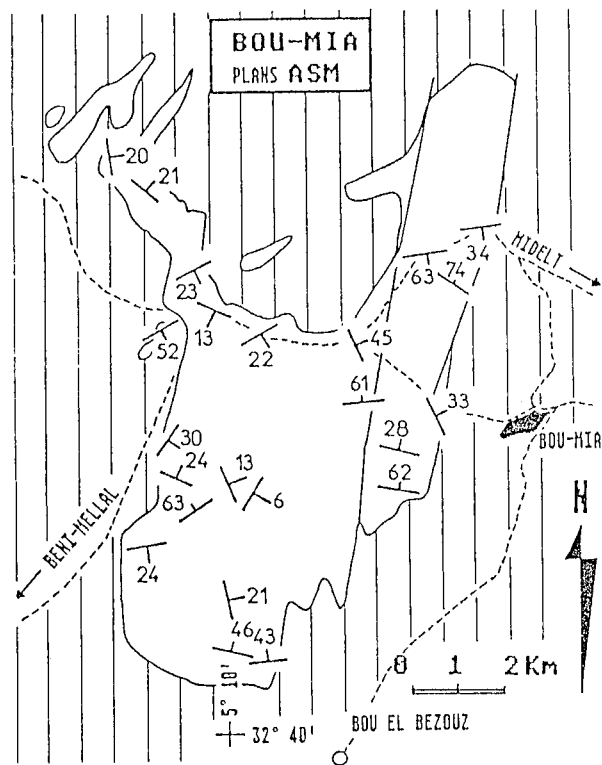


Fig. VI.6-Cartes des foliations magnétiques (1 Kmin) de Bou-Mia (a) et d'Aouli (b). En (b) les mesures structurales de terrain apparaissent en trait plus fin; foliations dans l'encaissant. Hachuré: zone bréchifiée tardive.

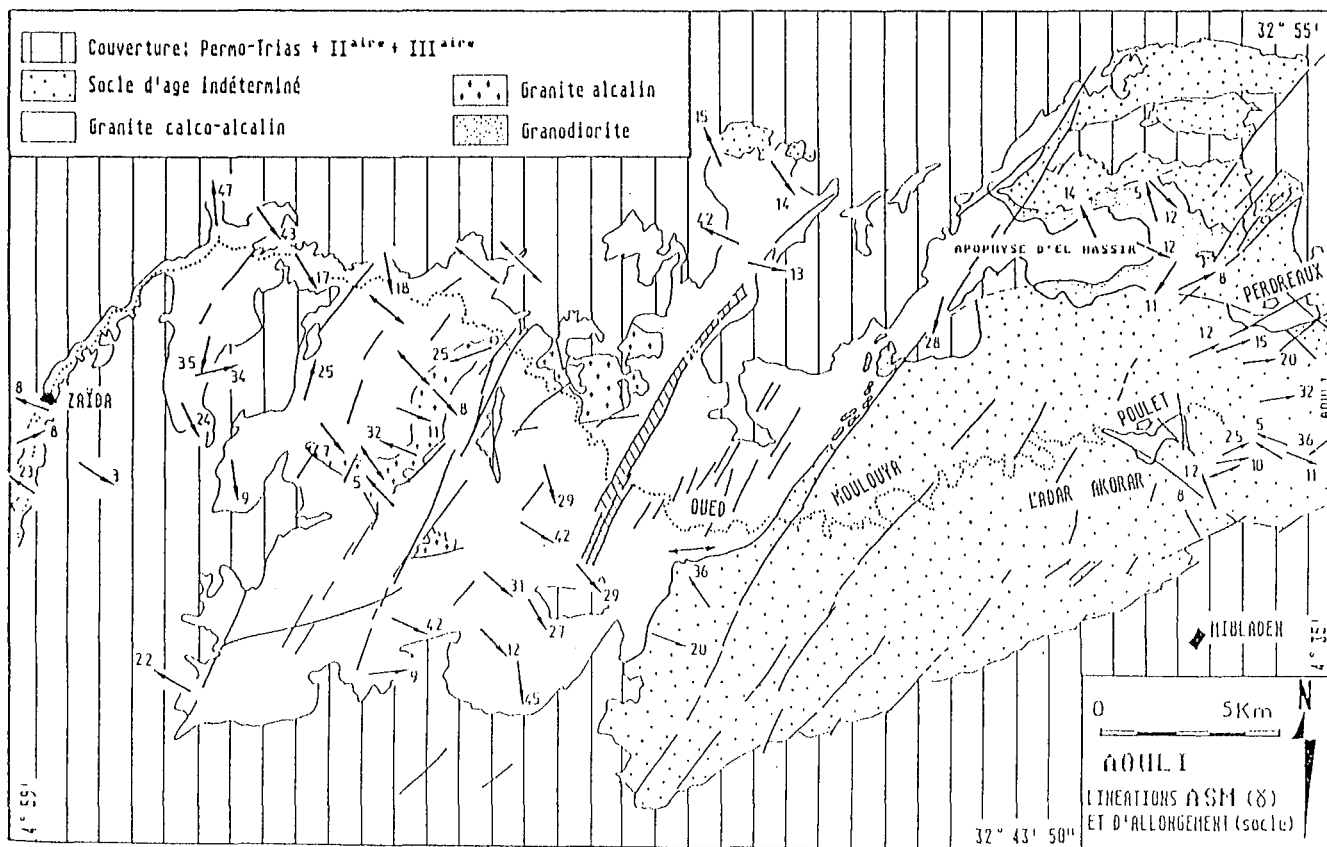
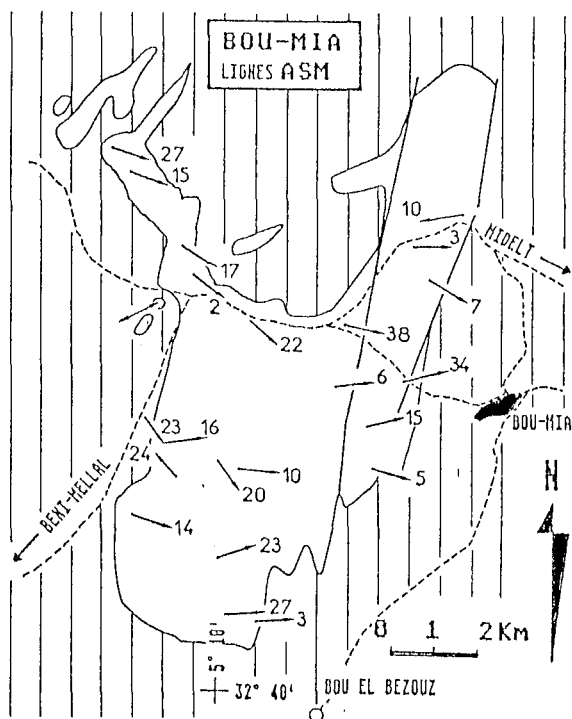


Fig. VI. 7-Cartes des linéations magnétiques (Kmax) de Bou-Mia (a) et d'Aouli (b).

## VI-7-DISCUSSION

### VI-7-1-SIGNIFICATION DES MAGNETO-FABRIQUES

Dans ce complexe de la Haute-Moulouya les granites n'ont pas enregistré de déformation notable à l'état entièrement cristallisé. En effet, outre les zones de bréchification tardive qui n'ont pas été échantillonnées, les zones à orthogneissification naissante sont rares, et de façon générale, les microstructures du quartz ne dépassent que rarement le stade de la polygonisation des sous-joints. Ainsi, on exclut qu'une magnéto-fabrique secondaire masque l'anisotropie d'origine magmatique. Par analogie avec d'autres travaux menés dans des granitoïdes, où une remarquable concordance des orientations magmatiques et magnétiques a pu être montrée (plans seuls: Bernier *et al.*, 1987; plans et lignes: Guillet *et al.*, 1983; Jover, 1986; Launeau *et al.*, 1988) on considère que les axes de la fabrique magmatique sont partout parallèles à ceux de la fabrique magnétique. De plus, on a vérifié, en plusieurs points que l'orientation de la foliation magmatique, marquée par la disposition planaire moyenne des biotites et/ou des grands cristaux de feldspath, est proche de la foliation magnétique ( $K_{min}$ ). Lorsque les structures magmatiques sont bien marquées sur le terrain (Nord-Ouest du massif de Bou-Mia par exemple) on a aussi vérifié que la linéation magmatique, soulignée par l'allongement et l'alignement moyen des feldspaths et/ou des enclaves basiques, est proche de la linéation magnétique ( $K_{max}$ ).

L'origine de cette adéquation entre magnéto-fabrique et fabrique magmatique est à rechercher dans les porteurs de l'aimantation induite, dont l'étude constitue la minéralogie magnétique. Dans les granitoïdes, les travaux de Rochette (1987) et de Jover *et al.* (sous presse) montrent qu'en première approche, si la susceptibilité magnétique est faible ( $\ll 100 \cdot 10^{-5}$  SI), c'est le fer contenu dans les micas, principal minéral paramagnétique, qui fournit la contribution principale à l'ASM. L'ellipsoïde d'ASM devient alors une mesure de l'orientation préférentielle des micas (voir aussi Bouchez *et al.*, 1987). L'axe court de cet ellipsoïde ( $K_{min}$ ) représente la normale au plan moyen de disposition planaire des micas, puisque l'axe court de l'anisotropie magnétocristalline d'un mica individuel est perpendiculaire à son clivage (001). De façon analogue, l'axe long de l'ellipsoïde d'ASM ( $K_{max}$ ), représente l'axe de zone moyen de l'orientation planaire des micas; les axes perpendiculaires à l'axe court magnétocristallin d'un mica individuel ont en effet des modules égaux et sont contenus dans le clivage (001). Remarquons ici que, compte tenu de cette anisotropie intrinsèque du mica, exclusivement planaire, il est naturel de constater (Jover, 1986; Bouchez *et al.*, 1987) que les fabriques magnétiques sont généralement à dominante planaire ( $FS > LS$ : ellipsoïde plus aplati qu'allongé), tendant à sous-estimer l'aspect linéaire de la fabrique. Un ellipsoïde d'ASM où  $LS$  est supérieur à  $FS$  traduira donc un état très linéaire de la déformation magmatique.

Lorsque la susceptibilité magnétique est élevée ( $>> 100 \cdot 10^{-5}$  SI), il peut intervenir une plus grande quantité de biotite et/ou d'amphibole (minéral également paramagnétique anisotrope), en particulier si le taux d'anisotropie reste faible ( $\ll 35\%$  in Rochette, 1987): c'est le cas dans nos granitoïdes à susceptibilité élevée (granodiorite et granite à gros grain, sombre, à enclaves; voir Fig. VI.4b) dont les taux d'anisotropie ne dépassent guère 10% (Fig. VI.4c). Cependant, des phases ferri- ou ferro-magnétiques, telles que la magnétite ou certains sulfures peuvent intervenir. On doit alors prêter une attention particulière à la signification de l'ASM, par exemple en n'excluant pas l'hypothèse d'une fabrique paramagnétique différente d'une fabrique ferromagnétique (Henry, 1985). Mais dans notre cas, quand on peut comparer l'ASM des roches à contribution ferromagnétique possible avec celle des roches à paramagnétisme dominant prélevées à proximité, on constate généralement que les ellipsoïdes sont coaxiaux, ou presque. Cepen-

dant, les taux d'anisotropie ne sont pas nécessairement égaux (voir aussi Jover, 1986); ainsi, la contribution ferromagnétique est probablement responsable de l'augmentation de l'anisotropie des échantillons à forte susceptibilité (Fig.VI.4c).

Dans le domaine des très faibles susceptibilités, nous savons que les fortes anisotropies constatées (Fig.VI.4c) proviennent de la contribution diamagnétique (isotrope) grandissante par rapport à la susceptibilité totale (Rochette, 1987).

#### VI-7-2-STRUCTURE MAGMATIQUE EN HAUTE-MOULOUYA

A l'exception de l'Apophyse d'El Hassir et de certains sites de la partie ouest du massif d'Aouli, les orientations des structures magmatiques sont très constantes. Les linéations, faiblement plongeantes et orientées dans le secteur SE-NW, constituent le trait structural le plus remarquable. Les foliations, bien réglées en direction E-W à SE-NW, s'enroulent autour de la linéation moyenne, avec des pendages très variables. Cette disposition en zone des structures planaires s'accorde bien avec l'existence d'une forte minorité de mesures (45%) où LS est supérieur à FS. Ceci traduit la nature linéaire de l'écoulement du magma, de l'échelle du massif (foliation en zone) à celle de l'agrégat (LS>FS). Le plan moyen calculé indique une répartition autour d'un plan subhorizontal, confortant l'hypothèse d'Emberger (1965) d'une superposition des principaux faciès. Cette disposition pétro-structurale est un argument en faveur d'une transposition tectonique compatible avec un cisaillement crustal parallèlement à un plan faiblement penté.

Cette régularité structurale est toutefois perturbée d'une part à l'Ouest du massif d'Aouli où, à la fois, plans et lignes d'ASM tendent vers des orientations subméridiennes, et d'autre part dans l'Apophyse d'El Hassir où les plans se disposent de façon concentrique selon la zonation des faciès. On a vu que, dans le premier cas, cette disposition peut traduire l'existence de zones de cisaillement magmatiques réorientant les structures initiales proches de SE-NW. Dans le second cas (El Hassir) on remarque que la granodiorite enserme le granite calco-alcalin sur 3 côtés, au Nord, à l'Est et au Sud. Par analogie avec les structures observées dans les plutons à zonation concentrique (Courrioux, 1987), la disposition des foliations dans la granodiorite pourrait signifier qu'une zone d'alimentation du granite calco-alcalin se localise au sein de la granodiorite préalablement injectée mais non encore consolidée. Dans un tel modèle, on s'attend à trouver des linéations fortement plongeantes, traduisant dans cette zone de "racine", la montée du magma vers la surface. Dans notre cas, les linéations déterminées aussi bien par l'ASM que par les mesures de terrain, sont faiblement pentées dans le plan. En l'absence de données en faveur d'une réorientation intervenant avant la fin de la cristallisation et responsable de ces faibles plongements, cette argumentation est insuffisante pour interpréter cette zone anormale en terme de "puits magmatique". D'autres arguments confortent cependant cette hypothèse: ce sont d'une part la zonation des faciès et d'autre part le fait qu'il s'agit probablement ici de la zone la plus profonde du complexe granitique. Dans ce cas, la mise en place de la granodiorite serait effectivement antérieure à celle des autres granites, conformément aux mesures radiochronologiques (Rb/Sr sur roches totales). Mais on doit alors resserrer le laps de temps entre les mises en place successives. On ne peut en effet admettre que la granodiorite ( $347 \pm 17$  Ma) puissent conserver son état partiellement fondu pendant plusieurs millions d'années, avant que ne se mette en place le granite calco-alcalin ( $319 \pm 6$  Ma).

### VI-7-3-SCHEMA REGIONAL: UNE PILE EN CISAILLEMENT PLAT

Hors les zones atypiques qui représentent environ 15% de l'échantillonnage, l'organisation structurale de ces granites de la Haute-Moulouya, de composition pétrographique inhomogène, peut résulter soit de la mise en place d'un "sill" soit d'un cisaillement intracrustal dans lequel ce corps magmatique est engagé. Dans l'hypothèse d'un "sill", on s'attendrait à observer des linéations disposées dans l'ensemble selon un patron radial et/ou concentrique, ainsi qu'un type de déformation plutôt en aplatissement. Au contraire, la constance directionnelle des linéations ainsi que la similitude structurale avec l'encaissant, militent en faveur d'un cisaillement d'une pile crustale. Celui-ci, subhorizontal en moyenne, présenterait une direction SE-NW proche de la linéation d'ensemble assimilée à la direction d'extension régionale I1.

On admet que la mise en place de la granodiorite a précédé celle des granites alcalin et calco-alcalin. Dans ce domaine le plus profond du complexe, c'est à dire à son extrémité orientale, les structures discordantes de la granodiorite et de son encaissant calco-alcalin en cours de réorientation, pourraient traduire la déformation acquise au droit de la zone d'alimentation hypothétique d'El Hassir. A l'Ouest du massif d'Aouli (Est de Zaïda) le domaine à linéations tendant vers N-S pourrait représenter une zone où la déformation fini-magmatique se localise le long de cisaillements de direction subméridienne. Ailleurs (plus de 80% de l'échantillonnage) les granites enregistrent la déformation cisailante régionale dont ils sont actuellement les meilleurs témoins.

Le métamorphisme régional de l'encaissant, daté à  $366 \pm 7$  Ma par Clauer *et al.* (1980), contemporain de la première phase de déformation tangentielle et à vergence ouest probable (Hoepffner, 1987), précéderait d'au moins 20 millions d'années la mise en place des granites. On pense que le cisaillement subhorizontal enregistré par les granites se traduit, dans l'encaissant, par les foliations S1-2 en moyenne subhorizontales, et par les linéations L1-2 faiblement plongeantes et orientées selon SE-NW. Le caractère constrictif de cette phase 2 de l'encaissant est à rapprocher de la nature plutôt linéaire de l'écoulement dans les granites. Enfin, le sens du cisaillement, vers l'Ouest déduit des structures de l'encaissant indiquerait que toute la pile était soumise à un cisaillement vers l'Ouest. Après la mise en place des granites, la persistance de cette tectonique se traduit, dans l'encaissant immédiat, par l'alignement et le tronçonnement des andalousites, là encore selon SE-NW. Notons qu'au Nord-Est de la boutonnière de Midelt, dans le massif du Tazekka, la déformation éovarisque datée à  $329 \pm 7$  (Huon, 1985) montre une succession de plissement et de cisaillement subhorizontaux à vergence ouest (Hoepffner, 1987), tout à fait comparable à ceux de l'encaissant du granite d'Aouli.

Force est de constater que ce modèle, qui affirme le caractère syn- à tarditectonique des granites de la Haute-Moulouya, est analogue à celui qui a récemment été proposé pour le Nord-Ouest du Massif Central français (Jover et Bouchez, 1986; Bouchez et Jover, 1987) pour la même période de l'orogène varisque: structures subhorizontales en moyenne, très bien réglées en direction, et concernant aussi toute une pile de terrains métamorphiques encaissants dont les âges (du pic métamorphique) précèdent aussi d'une vingtaine de millions d'années (380 Ma) ceux des granitoïdes les plus anciens concernés par ce cisaillement intracrustal (360 Ma). Dans le Massif Central français, les granites les plus récents structurés de cette façon datent d'environ 310 Ma (Launeau *et al.*, 1988).

En Meseta marocaine orientale, on peut penser que le cisaillement plat intracrustal est actif jusque vers 320 Ma, âge du granite calco-alcalin. Or on sait qu'à cette époque, la Meseta occidentale est un domaine en distension Est-Ouest (Piqué, 1979; Hoepffner, 1987). C'est le domaine des

bassins-viséens (Michard, 1976), et des nappes d'Azrou-Khénifra (Allary et al., 1972) et des Jebilet (Huvelin, 1977), qui s'étendent entre un domaine stable ou môle côtier, à l'Ouest et la Meseta orientale. Si l'on admet le schéma en cisaillement plat selon SE-NW pour les granitoïdes de la Haute-Moulouya et leur encaissant; deux configurations sont envisageables. La première est celle d'une pile cisaillante-chevauchante impliquant un épaissement crustal. C'est la configuration en "serrage Est-Ouest" de Michard (1976) reprise récemment par Hoepffner (1987), basée sur les structures de l'encaissant métamorphique de la Meseta orientale. La configuration alternative est celle d'une pile cisaillante en amincissement. Nous pensons que cette configuration, d'une croûte moyenne en distension E-W à la limite des temps dévoniens et carbonifères, ne peut être rejetée sur la base des arguments développés par les auteurs précédents. Elle devra être testée par l'étude des trajectoires P, T, t des formations métamorphiques d'Aouli. Elle présente l'avantage de ne pas opposer la Meseta occidentale en distension à la Meseta orientale, en compression de même direction à la même époque.

Dans cette hypothèse, la remontée de la croûte se serait effectuée par conjugaison de dénudation de surface et d'amincissement en profondeur selon le schéma de Wernicke (1985). Notons que le plongement moyen des linéations devrait alors être plutôt dirigé vers l'Ouest que vers l'Est (faiblement) comme c'est ici le cas: on ne peut exclure qu'un basculement vers l'Est, n'excédant pas 20°, soit responsable de cette situation.

Ce n'est que plus tard qu'intervient la phase namuro-westphalienne (Michard et al., 1976) qui conduit à la mise en place d'autres massifs granitiques, aussi bien au Nord dans le Massif central (Zaër, Oulmès, Ment) qu'au Sud dans les Rehamna (Sebt de Brikiine) et le Haut-Atlas (Tichka daté à  $275 \pm 2$  Ma; Gasquet, 1988). Ces ultimes granitisations sont associées à des décrochements conjugués NNE-SSW senestres et ENE-WSW dextres (Lagarde et Roddaz, 1983; Lagarde, 1985; Diot et al., 1987; Lagarde, 1987), équivalents possibles des cisaillements tardifs reconnus ici par Emberger (1965).

## VII-CONCLUSION GENERALE

### VII-1-TYOLOGIE DE MISE EN PLACE DES GRANITOIDES DANS LA CROUTE

Dans ce domaine, pour lequel on demande au lecteur de se reporter à la synthèse de W.S. Pitcher (1987): "Granites and yet more granites forty years on", donnant réponse à H.H. Read (1956): "Granites and granites", et où on trouvera une bibliographie très complète, les considérations pétrologiques, géochimiques, géodynamiques et structurales étant souvent intimement mêlées. Indépendamment du mode de production du magma, que nous considérons peu ici par manque d'argumentation géochimique, isotopique ou de modélisation thermique (voir Lux *et al.*, 1986, par exemple pour le plutonisme de basse pression dans la croûte), on rappelle d'abord quels sont les principaux types de mise en place des granites avant de revenir à notre sujet concernant les granites de la Meseta marocaine. Il est sous-entendu que le magma granitique a toujours tendance à s'élever dans la croûte, par sa densité plus faible; cette montée est facilitée si sa viscosité est plus faible que celle de son encaissant (Brun, 1981). En ce sens, tous les granites (ou presque) sont diapiriques, mais ici, on réserve ce mot au cas où le stock granitique est circonscrit, c'est à dire forme un volume convexe à 3 dimensions.

#### VII-1-1-LE DIAPIRISME

Cette géométrie de mise en place peut concerner tout mode de production du granite. On distingue le contexte "anorogénique" du contexte orogénique.

(i) anorogénique est synonyme de fracturation profonde de la croûte, de type rifting intracontinental, ou point chaud sous-continental. Les séries "granitiques" sont de type alcalin, ce qui sous-entend une ponction de matériel fondu d'origine mantellique, allant de gabbros à des syénites, des monzonites et des granites alcalins. Avant de se mettre en place sous forme de "complexes annulaires" (Bonin, 1982), ces magmas chauds traversent rapidement une grande épaisseur de croûte à la verticale de la fracture, par amollissement de leur encaissant, montée filonienne et subsidence-effondrement conjugués du toit.

(ii) orogénique, en général de chimisme calco-alcalin caractéristique des marges actives. Dans ce cas le magma est produit à l'aplomb d'une zone de subduction, lors de la déshydratation de la plaque plongeante, par hydratation de la base de croûte continentale sus-jacente. C'est le type andin, bien décrit par Pitcher *et al.* (1985). Ce contexte produit des stocks souvent bien circonscrits et parfois imbriqués. Cependant il n'est pas exclus que: **1)** d'autres contextes orogéniques fournissent de telles géométries et; **2)** des processus de décrochement hétérogènes puissent rendre compte de telles mises en place apparemment circonscrites et imbriquées.

Les relations structurales que ces corps entretiennent avec leur encaissant dépendent du contexte régional. Par interférence entre mise en place du pluton et tectonique régionale, souvent intense en contexte de marge active, les structures de l'encaissant sont accusées, résultat de l'amollissement dû au flux de chaleur apporté. En plus, il apparaît des structures dues à la montée du magma (rebroussement des schistosités...) et/ou au gonflement du stock dans son site de mise en place (Brun et Pons, 1981). Ainsi, les points triples de schistosité sont considérés comme caractéristiques de telles interférences entre tectonique régionale et mise en place d'un stock (Brun, 1981; Brun et Pons, 1981). La géométrie des plans et lignes de la déformation magmatique au sein du pluton, et de la déformation plastique de l'encaissant permettent de reconstruire la cinématique de l'intrusion diapirique dans son contexte tectonique régional.



### VII-1-2-LE CISAILLEMENT CRUSTAL D'ANGLE FAIBLE

La géométrie du stock est ici stratoïde ou laccolitique. La fusion a pu se produire in-situ, ou presque (voir la proposition récente de Wickham et Taylor, 1985, pour les granitoïdes pyrénéens); au contraire le diapir initial a pu être totalement transposé par cisaillement crustal d'angle faible (voir Jover et Bouchez, 1986, et Lux *et al.*, 1986). Ces modes de mise en place (hercynotype de Pitcher, 1987) sont ceux des chaînes de collision de type MCT himalayen (Lefort, 1981) ou hercynien. L'épaississement crustal est responsable de la formation des granites par remontée des isothermes dans une croûte fertile, c'est à dire où la fusion partielle débute vers 600°C. L'origine des magmas est alors purement crustale (granites de type S; rapports isotopiques initiaux du Strontium et du Néodyme caractéristiques). On peut encore envisager que la production du granite se fasse dans un autre contexte, et celui-ci engagé dans une pile cisailante. La chimie des magmas peut alors être plus variée. Ce peut-être le cas en contexte distensif de grande ampleur si le flux de chaleur mantellique est suffisamment élevé (remontée du manteau) sans invoquer d'épaississement préalable (voir discussion in Lux *et al.*, 1986).

### VII-1-3-LE CISAILLEMENT DECROCHANT

La géométrie du stock peut-être une lame verticale, correspondant à un magma "étranger" engagé dans un grand cisaillement décrochant de la croûte (Courrioux, 1982), ou éventuellement un magma produit sur place par échauffement visqueux (Nicolas *et al.*, 1977). Dans ce dernier cas, les volumes produits seront nécessairement faibles car les hautes contraintes (et donc les hautes vitesses de déformation) nécessaires à la fusion ne peuvent être que localisées, et ne peuvent être entretenues pendant longtemps (voir discussion in Poirier *et al.*, 1979).

La géométrie du stock peut aussi être quelconque si ce décrochement affecte une croûte fragile, le magma se mettant en place dans le ou les vides créés par les déplacements hétérogènes et les rotations (Guineberteau, 1987; Hutton, 1988; Audrain *et al.*, sous presse). Dans ce cas, le granite qui se met en place très haut dans la croûte, n'a pas a priori de signature chimique particulière puisque le gisement ne reflète pas le mode de production. Cependant, on peut envisager qu'un granite, en lame verticale dans une croûte ductile en cisaillement, passe vers le haut à un stock lié à un décrochement fragile.

### VII-1-4-LES GRANITES MAROCAINS ET LEUR CADRE TECTONIQUE

Le diapirisme syn-orogénique a été évoqué (Lagarde, 1987) pour rendre compte de la mise en place de plutons en Meseta, aussi bien au Sud dans le Tichka, ou dans la partie occidentale des Jebilet, qu'au Nord dans le Massif central (Zaër et Oulmès). De fait, les massifs du Tichka, de Zaër, d'Oulmès et ceux de Tabouchent-Baméga (Jebilet) sont des corps de taille modeste, circonscrits, mis en place en contexte orogénique (déformation de l'interface granite-encaissant, points triples de schistosité), qui évoquent une montée diapirique. Toutefois, s'il est vrai que la forme générale de ces plutons est en faveur d'une telle mise en place, nous avons vu que les structures magmatiques primaires des granites du Zaër (granodiorite) et d'Oulmès pouvaient conduire à une interprétation différente: accidents profonds NNE-SSW senestres du socle, avec déformation ductile et plissement de la couverture paléozoïque.

D'une manière identique, les plans et surtout les lignes ASM mesurés sur le batholite de Sebt de Brikiine sont difficilement conciliables avec la montée d'un stock en domaine anorogénique envisagée par Sirna (1986). Pour la mise en place de ce massif, on préfère envisager une ouverture "fragile" de la croûte en "pull-apart" qui répond mieux à cette géométrie des structures; ici encore cette ouverture a lieu le long d'un accident profond, subméridien et de sens dextre.

En ce qui concerne les autres granites étudiés: Aouli et Bou-Mia en Haute-Moulouya, le contexte en cisaillement plat de la croûte rappelle celui des grands chevauchements crustaux, mais le chimisme des roches n'est pas celui de la fusion crustale habituellement rencontrée dans ce type d'environnement. L'organisation, en couronne, des plans magmatiques et des faciès, dans la partie orientale a été interprétée comme étant celle d'une zone d'alimentation en magma. La transposition en domaine de cisaillement crustal d'angle faible étant responsable des structures observées en continuité, tant sur le massif de Bou-Mia que sur celui d'Aouli, dans un contexte peut-être distensif.

Les granites des Rehamna orientaux par contre se rapprochent, par leur contexte tectonique et leur chimisme, d'une mise en place in-situ par épaissement crustal.

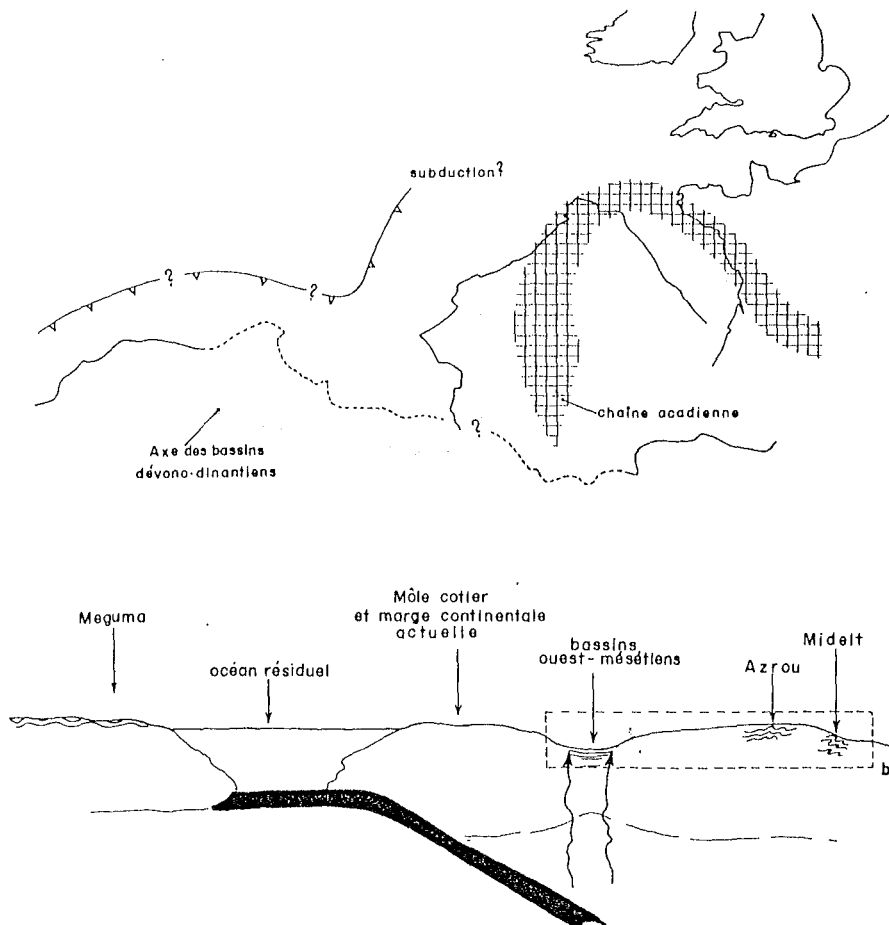
## VII-2-CONTEXTE GEODYNAMIQUE DES GRANITES DE LA MESETA MAROCAINE:ORIGINE DE LEUR MISE EN PLACE

Le caractère essentiellement calco-alcalin des granitoïdes de la Meseta marocaine, a induit l'hypothèse d'un contexte orogénique en marge d'une subduction (Hurley *et al.*, 1974; Michard, 1976; Piqué, 1979; Kharbouch, 1982; Lefort, 1983; Matte, 1986; Lagarde, 1987; Hoepffner, 1987). Plusieurs modèles très différents ont été proposés; ce sont:

1-une subduction localisée à l'Ouest du Maroc hercynien, au large du Môle côtier et de la Meseta ibérique, avec un plan de subduction plongeant vers l'Ouest (Soler, 1973), ou vers l'Est (Hurley *et al.*, 1974; Piqué, 1979). Dans ce dernier cas (Fig.VII.1), on comprend mal l'absence de volcanisme calco-alcalin en Meseta côtière. De plus, si une collision a eu lieu à l'Ouest, l'âge des événements orogéniques devrait logiquement décroître de l'Ouest vers l'Est, ce qui est contraire aux observations.

Un affrontement de ce type est cependant décrit par Matte (1986), au Sud de l'accident transformant du Haut-Atlas - Faille de Kelvin (Mattauer *et al.*, 1972): en figure VII.2B et C, on voit que le Maroc hercynien apparaît comme transitionnel entre le domaine varisque d'Europe moyenne, assimilé à l'affrontement sur plus de 5000 Km entre Laurussia et Gondwana, et le domaine d'affrontement Mauritanides-Appalaches. D'après Michard et Sougy (1974), les différences de structuration entre Mauritanides et Hercynides marocaines peuvent résulter de la découpe irrégulière des marges des plaques venant s'affronter. Ainsi, d'une collision franche le long des Mauritanides, avec obduction sur l'Afrique, on passerait à un coulissement dextre, en compression, le long des Hercynides Nord-africaines.

2-une subduction localisée à l'Est, dans le domaine interne de la chaîne, avec un plongement du plan de subduction vers l'Ouest. Dans ce modèle, récemment discuté par Hoepffner (1987) et Lagarde (1987), la Meseta marocaine est une plaque continentale avec sa partie orientale en position de marge active, et la partie ouest, ou Meseta occidentale (domaine des Bassins carbonifères), en position de bassin d'arrière-arc. Le contexte le plus vraisemblable pour ce dernier domaine est celui d'un rift intracontinental comme l'indiquerait (Kharbouch, 1982) le magmatisme bimodal rencontré (calco-alcalin précoce, puis tholéitique comme dans les Rehamna). Cette hypothèse est compatible avec la distension observée en Meseta occidentale (ouverture du bassin de Sidi Bettache), et avec la migration vers l'Ouest de la déformation. Elle se heurte cependant à l'absence, en Meseta, de témoins de croûte océanique ou de roches du métamorphisme HP-BT. La suture correspondant à cette subduction serait alors à rechercher vers l'Est, en Algérie, dans la partie la plus interne du domaine orogénique (Hoepffner, 1987). Dans cette hypothèse de zone de subduction d'orientation proche de celle des structures nord-sud de la Meseta, il est étonnant de constater l'arrêt brutal, sinon le changement caractéristique d'orientation du domaine orogénique, aussi bien au Nord dans la zone de Rabat-Tiflet, qu'au Sud dans le Haut-Atlas.



*Fig. VII.1-Assemblage possible du Maroc et de l'Espagne au Dinantien et position géodynamique de bassins ouest-mésétiens dans l'hypothèse d'une subduction océanique vers le Sud-Est, d'après Piqué (1979).*

Par ailleurs, nous avons vu (§.VI.4; Hoepffner, 1987) que les cisaillements plats de la Meseta orientale qui débutent à 366 Ma et se poursuivent durant la mise en place des granitoïdes entre 345 et 325 Ma, sont dirigés vers l'Ouest. Ce sens est incompatible avec celui qu'engendrerait une subduction vers l'Ouest. Lagarde (1987) envisage d'ailleurs une collision purement continentale localisée dans le domaine interne (Fig.VII.3). Cependant, le contexte régional aussi bien dans la boutonnière de Midelt qu'au Nord-Est dans le massif du Tazekka, ne montre jamais l'environnement d'un chevauchement crustal. En effet, en Meseta orientale, le cisaillement crustal n'est pas associé, comme on l'observe dans les domaines de chevauchements crustaux, ni à un métamorphisme de haute pression, ni à un métamorphisme inverse, ni même à un métamorphisme de degré élevé. Les schistes paléozoïques de l'encaissant d'Aouli sont épizonaux, et le métamorphisme thermique lié à la mise en place des granitoïdes est relativement peu étendu.

Pour Hoepffner (1987), les cisaillements vers l'Ouest de la Haute-Moulouya peuvent correspondre, dans un mécanisme de subduction vers l'Ouest, à des cisaillements antithétiques. Nous avons de notre côté proposé qu'une distension crustale rende compte de cette géométrie, à une époque où la Meseta occidentale est précisément le domaine d'ouverture des "bassins" carbonifères. Les modalités de cette distension (Chapitre VI) restent à définir dans une reconstitution géodynamique de la Meseta rendue actuellement hypothétique par l'absence de données plus à l'Est.

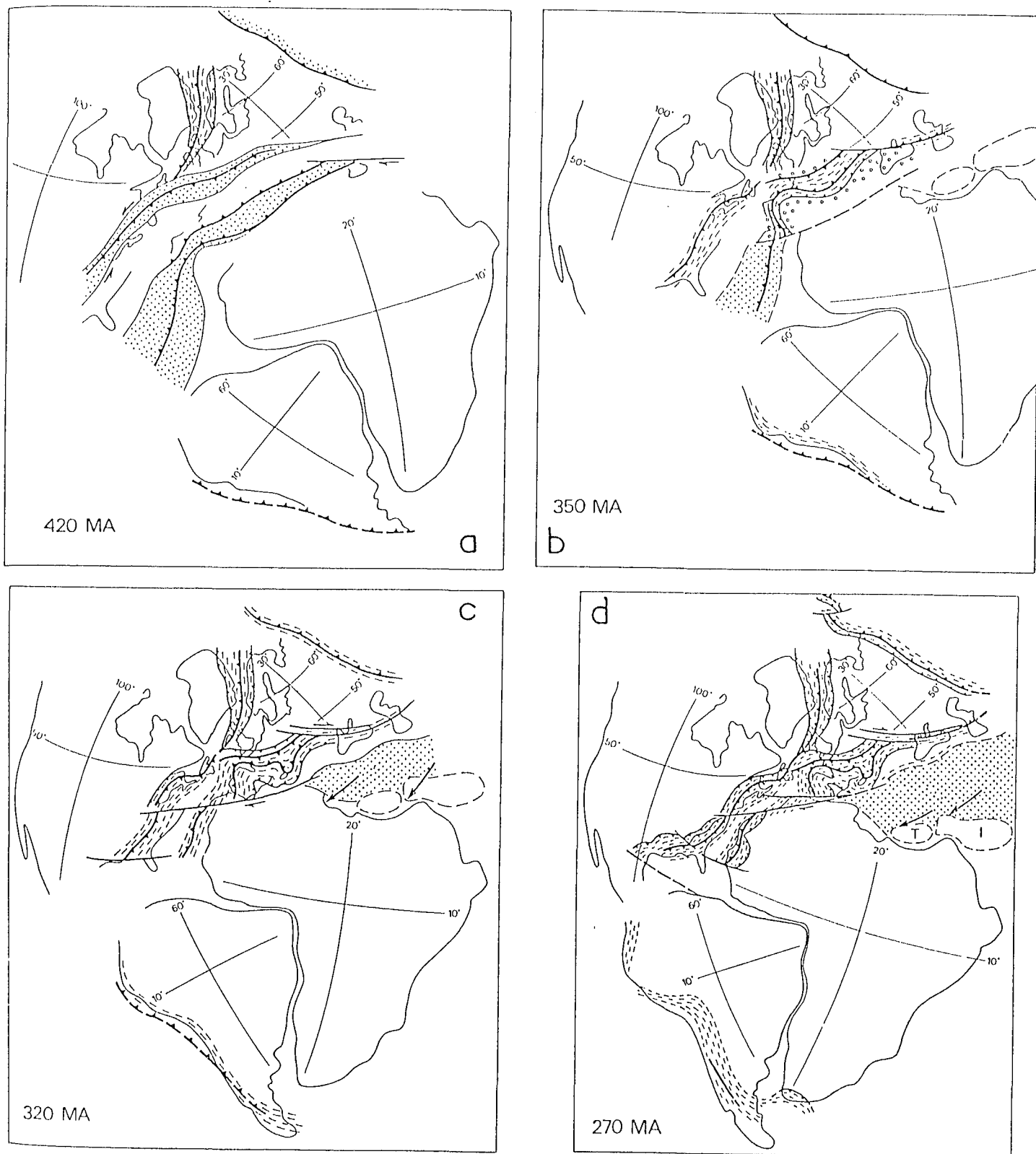
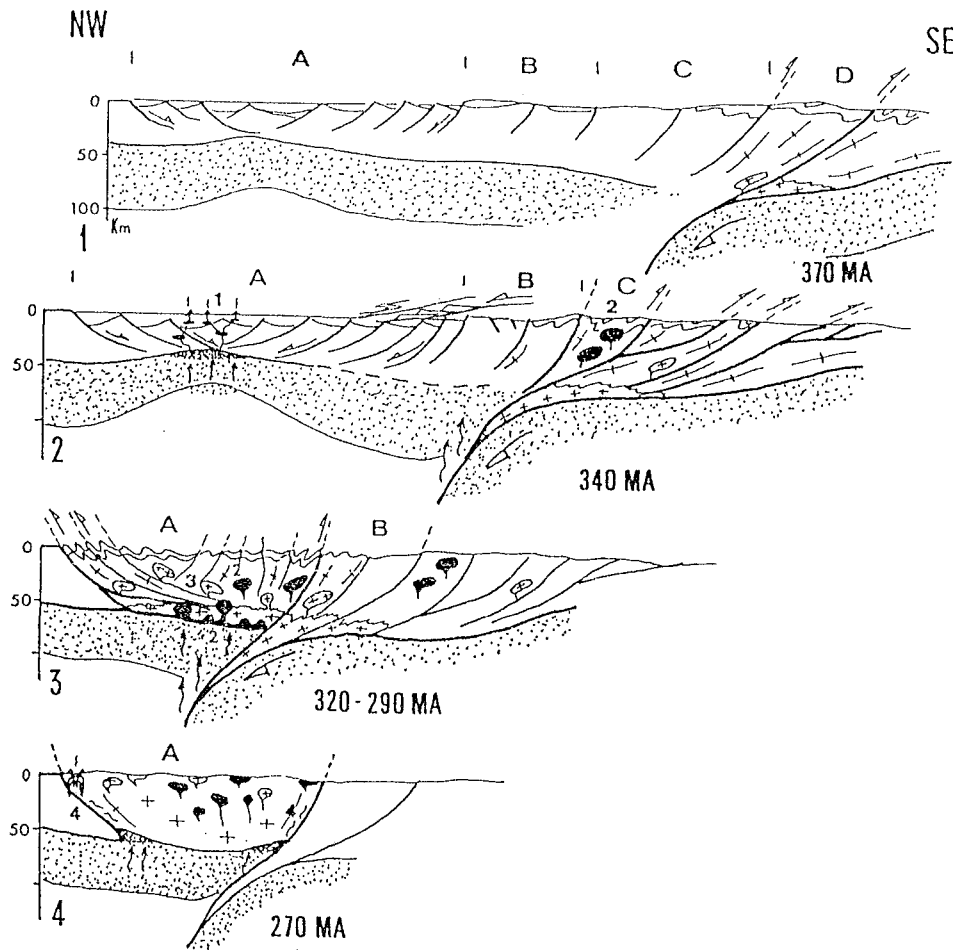


Fig. VII.2-Assemblage des continents au: A-Silurien; B-Carbonifère inférieur; C-Carbonifère moyen; D-Permien; d'après Matte (1986).

Durant la période orogénique majeure, après le Viséen supérieur, des grani-  
toïdes se mettent en place (du Zaër au Nord, au Tichka au Sud) dans la partie  
centrale de la Meseta, en marge du Môle côtier, mais aussi plus à l'Est à l'em-  
placement des Bassins carbonifères. Le pluton de Tichka, daté à 275 Ma (Gasquet,  
1987), d'affinité calco-alcaline marquée (comme le Zaër) montre une lignée typi-  
que de roches de cette série, allant du gabbro à olivine jusqu'au granite à  
biotite. Il se met en place sous forme diapirique dans un contexte chevauchant  
vers le Sud, suivi par un décrochement ductile dextre de direction ENE (Lagarde

et Roddaz, 1983). L'âge et le type de mise en place, en bordure d'un accident, sont comparables à ceux envisagés pour les granites étudiés ici. Les granites des Jebilet non étudiés pour leurs structures magmatiques et d'âges plus anciens (autour de 330 Ma), ne font pas ici l'objet de comparaisons; remarquons seulement, au moins pour les plus occidentaux, qu'ils sont localisés, comme celui de Sebte de Brikiine dans les Rehamna, sur la marge orientale du Môle côtier.



*Fig. VII.3-Modèle d'évolution de la chaîne hercynienne du Maroc entre 370 et 270 Ma, d'après Lagarde (1987). A: Meseta occidentale; B: secteur d'Azrou-Khénifra; C: Meseta orientale (Haute-Moulouya); D: zones internes à structures hypothétiques. 370 Ma: Compression dans le Maroc oriental (C), distension en Meseta occidentale (A); 340 Ma: mise en place des premiers granites dans le Maroc oriental (2), la compression gagne vers l'Ouest et atteint le secteur d'Azrou-Khénifra (B), distension et magmatisme (1) en Meseta occidentale (bassin subsident dissymétrique); 320-290 Ma: la compression atteint la Meseta occidentale, mise en place des plutons orogéniques d'abord calco-alkalins (2) puis anatectiques (3); 270 Ma: mise en place des granites alcalins tardi-tectoniques le long des cisaillements lithosphériques non rectilignes qui limitent la Meseta.*

Cette limite de bloc joue un rôle tectonique fondamental dans l'orogène: dans les Rehamna, la paléogéographie du Dévonien moyen (Piqué, 1979) indique qu'elle est orientée NNW-SSE. Ainsi tout décrochement de direction NNE-SSW se heurte à une limite infranchissable en simple coulissage. Le chevauchement de la marge orientale du Môle côtier selon cette direction permet "d'avaloir" l'obstacle. La zone de Skhour, où le cisaillement vers le SSW précède la déformation compressive de l'Est vers l'Ouest, est selon nous, le résultat de cette tectonique décrochante dextre qui se déplace plus tard sur les accidents de la Faille Médiane. Au Nord, le décrochement dextre s'exprime, toujours en marge du Môle côtier, dans la zone de Ben-Slimane - Oued Cherrat (Piqué, 1979). L'équivalent vers le Sud est la "structure en fleur" des Jebilet, décrite par Le Corre et Bouloton (1987).

Vers l'Est, et dans la partie nord de la Meseta, nous avons interprété la mise en place des granites des Zaër et d'Oulmès comme liée à des accidents profonds du socle de sens senestre. La compatibilité avec le sens dextre de la Zone Cisailante de Meseta Occidentale a été discutée (Chap. IV) et notre interprétation repose sur l'hypothèse du poinçonnement N-S des bassins carbonifères par le Bloc des Sehoul (bloc exotique à structuration calédonienne; Piqué, 1979). Les plis hercyniens E-W à N120°, à déversement vers le Sud, de la zone de Rabat-Tiffet en sont la conséquence. Ce poinçonnement de direction Nord-Sud conduit, dans le domaine méridional:

1-à la déformation des terrains viséens du Khatouat en plis d'axes horizontaux à grand rayon de courbure, et en chevauchements Nord-Sud;

2-au coulissage dextre le long de l'accident bordier du Môle côtier;

3-aux décrochements senestres de la région du Zaër et d'Oulmès.

En ce qui concerne les granites associés à ces décrochements, leurs âges (303 Ma pour Zaër, 292 Ma pour Oulmès et 268 Ma pour Sebt de Brikiine) permettent d'envisager des mises en place en deux temps: autour de 300-290 Ma pour les plutons associés aux décrochements senestres subméridiens du Massif central, et après 290 Ma pour celui de Sebt de Brikiine sur le décrochement dextre de Rabat-Tichka. Si cette chronologie répond au problème posé par l'inversion du sens des décrochements principaux de la Meseta occidentale, le sens dextre seul est envisagé sur l'accident de Rabat-Tichka tout au long de l'histoire de la Meseta (Piqué, 1979). Ceci conduit à tenir compte du synchronisme de ces décrochements de sens contraires, au moins au Sud de la Meseta.

On doit admettre que la Meseta marocaine, est formée de plusieurs blocs crustaux plus ou moins rigides qui jouent les uns par rapport aux autres dans un ensemble géologique plus large (jeu du Bloc côtier par rapport aux Bassins carbonifères par exemple). On connaît mal les contraintes appliquées à cet ensemble plus large. C'est le cas au Sud, avec les accidents du Haut-Atlas, dont l'importance est mal connue, et qui masquent les relations avec l'Anti-Atlas peu ou pas structuré à cette époque, et peut-être très éloigné, avant le jeu des décrochements tardifs dextres N70°. Au Nord, en revanche, la zone du Séhoul semble jouer le rôle d'une limite de bloc, sous la forme d'un "poinçon" en marge nord de la Meseta occidentale.

### VII-3-LA MESETA MAROCAINE ET SES PROLONGEMENTS DANS LES SEGMENTS HERCINIENS VOISINS

Les différents modèles envisagés pour la mise en place des massifs de la Meseta occidentale, ont permis de concevoir la manière dont la croûte a réagi aux contraintes régionales en un lieu et à un moment donné. Pour comprendre l'histoire hercynienne de la Meseta marocaine dans son ensemble, nous allons essayer de la comparer avec les plus proches terrains hercyniens. On tentera alors de reconstituer le cadre responsable cette tectonique hercynienne.

#### VII-3-1-PROLONGEMENT VERS LE SUD

Au delà de l'accident Sud-Atlasique, il n'y a pas de prolongement logique de la Meseta, ni dans l'Anti-Atlas, ni dans les Mauritanides. Ces domaines ont en effet une histoire qui diffère de celle de la Meseta, tant du point de vue tectonique que sédimentaire, et cela dès le Dévonien. Les Mauritanides hercyniennes sont caractérisées par un style tectonique en nappes que l'on ne retrouve pas dans le Bloc côtier (Michard et Sougy, 1974).

### VII-3-2-PROLONGEMENT VERS LE NORD

Les reconstitutions de la chaîne hercynienne ouest-européenne, et les différents modèles structuraux (Bard *et al.*, 1970; Michard, 1976; Piqué, 1979, 1981; Matte, 1986; Hoepffner, 1987) tendent à faire du Maroc mésétien le prolongement du segment sud-ibérique, et donc, de l'arc ibéro-armoricain. Les segments hercyniens ouest-européens se poursuivraient ainsi vers le Sud, avec une virgation comparable mais de convexité opposée à celle de l'arc ibéro-armoricain (Fig.VII.4A). En effet, selon le modèle de Van Der Voo et French (1974) (Fig.VII.4B), le Maroc occupe par rapport à l'Espagne, au cours du Carbonifère supérieur (290-270 Ma), une position proche de l'actuelle, mais décalée vers l'Est. Toutefois, autant les relations entre hercynides ibériques et françaises sont bien établies, autant le doute subsiste sur la continuité des structures entre Maroc et Espagne.

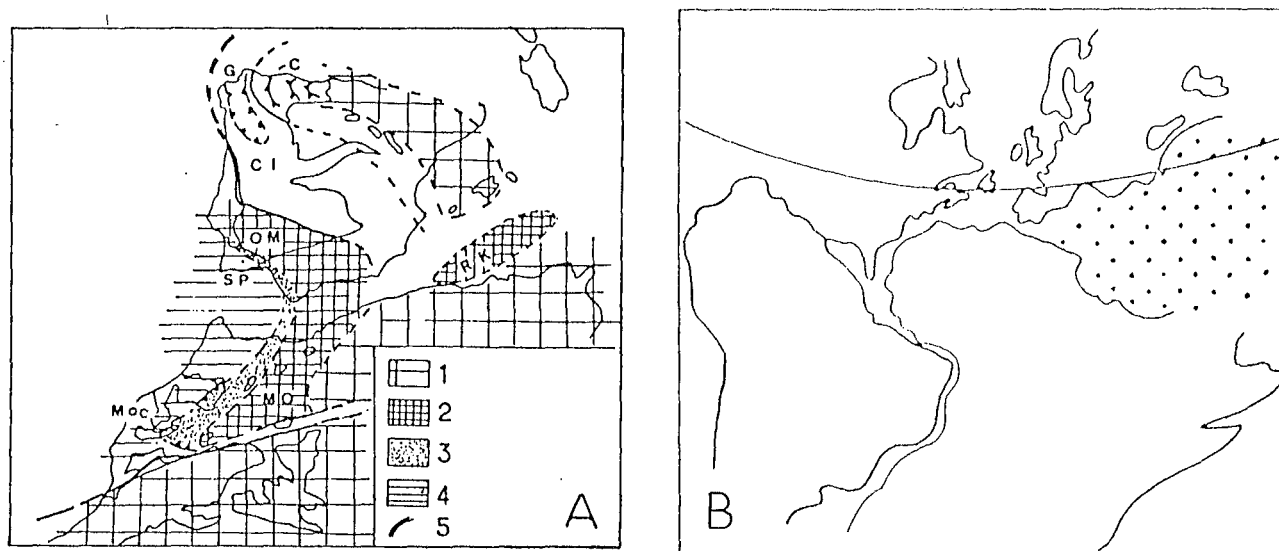
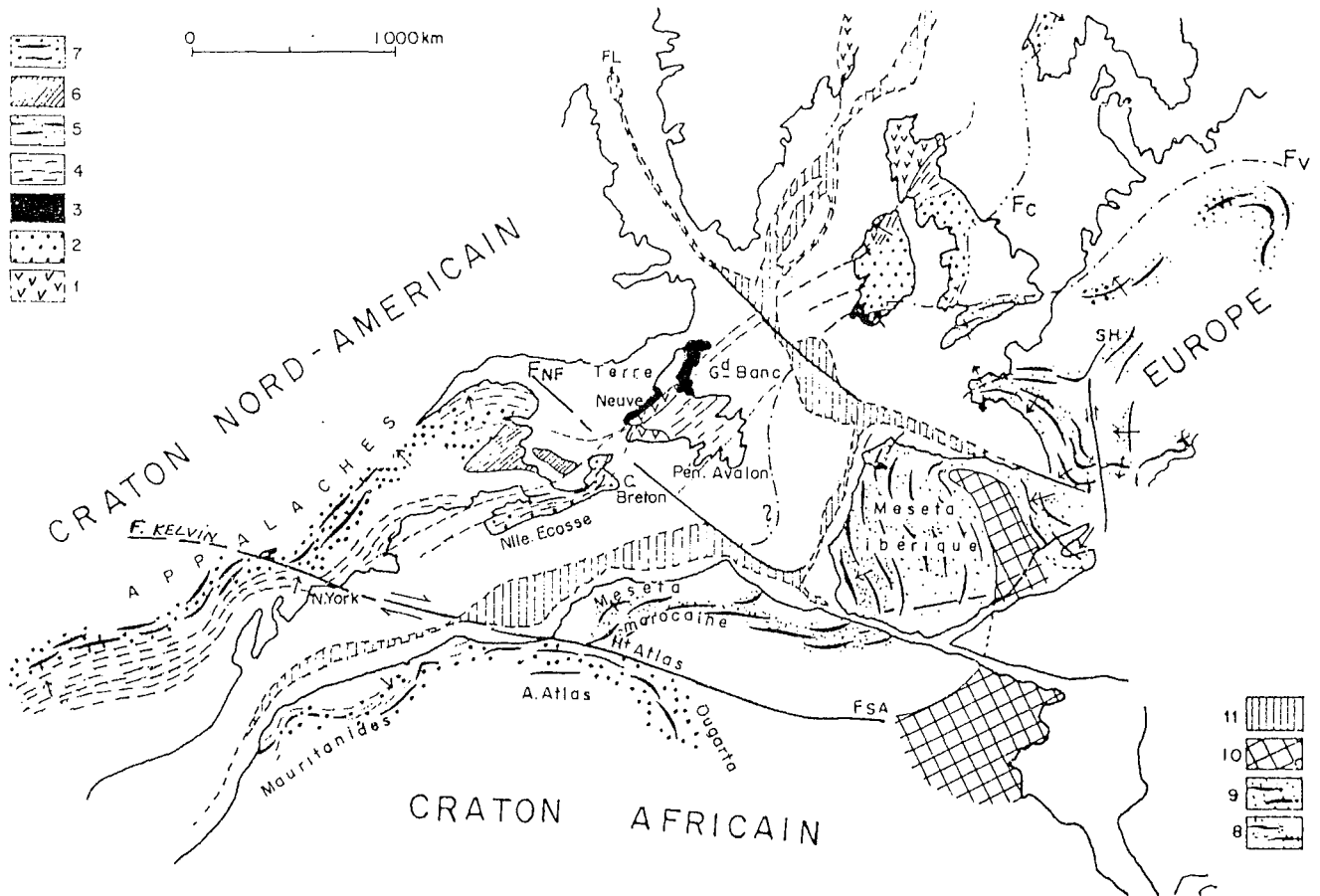


Fig.VII.4- A: Raccord entre les zones structurales du Sud de la Meseta ibérique et de la Meseta marocaine, d'après Hoepffner (1987). 1:craton et blocs stables au Dévonien et Carbonifère;2:zones "internes" à structuration éovarisque (OM:Ossa Morena,M.O:Meseta orientale); 3:zone de transition à mouvements intra-visésiens, surtout développée au Maroc; 4:zones externes (SP:zone sud-portugaise; Moc: Meseta occidentale); 5:suture; Cl:zone centre-ibérique; G: Galice; C:zone cantabrique; RK: noyaux rifo-kabyles à structuration éovarisque. B: Assemblage des continents à 280 Ma, d'après Van Der Voo et French (1974)

**VII-3-2-1-Du point de vue sédimentaire**, selon ce schéma, la Meseta orientale prolonge la zone d'Ossa-Morena, au Sud de l'accident de Badajoz-Cordoba, et le domaine des bassins carbonifères marocains prolonge la zone sud-portugaise. La comparaison est possible entre le domaine des bassins carbonifères et la province d'Huelva en Espagne (Huvelin, 1977; Bordonaro *et al.*, 1979). Dans celle-ci, la distension est cependant beaucoup plus marquée et accompagnée d'un volcanisme bimodal (calco-alcalin puis tholéitique) plus important qu'en Meseta marocaine (Jebilet centrales), laquelle serait alors le domaine d'amortissement de cette ouverture.

**VII-3-2-2-Du point de vue tectonique**, les structures majeures (direction de la schistosité moyenne et des principaux accidents) sont nettement différentes dans l'un et l'autre domaine: NNE-SSW au Maroc et NW-SE en Espagne. Envisager la continuité des Meseta marocaine et ibérique impose alors une virgation très importante ( $>70^\circ$ ) des structures de part et d'autre de la Méditerranée actuelle (Fig.VII.5). Par ailleurs, l'absence de granitoïdes en zone sud-portugaise rend la comparaison avec la Meseta occidentale délicate. La continuité de la Meseta orientale avec la zone d'Ossa Morena paraît plus claire (Hoepffner, 1987) puisque

l'on y trouve une tectonique éovarisque caractérisée par un déversement des structures et des nappes vers le Sud-Ouest, associée à un métamorphisme barrovien toutefois de plus fort degré qu'en Meseta marocaine orientale, et qui peut atteindre l'isograde à sillimanite. Cette tectonique peut correspondre à la collision continent-continent vers 350 Ma (Matte, 1986), qui suit la subduction océanique le long d'un plan penté vers l'Ouest. La zone de suture, confondue avec l'accident de Badajoz-Cordoba, est jalonnée de roches basiques et d'un métamorphisme de HP-BT. Rappelons qu'à cette époque autour de 340-310 Ma, on assiste, en Meseta marocaine, à l'ouverture des Bassins carbonifères, en même temps qu'à l'Est, une tectonique tangentielle (Haute-Moulouya, Tazekka) peut-être distensive, se développe, avec mise en place de granitoïdes syntectoniques. On est loin ici, d'une tectonique de suture océanique, bien que la collision puisse avoir lieu au même moment, plus à l'Est encore, en Meseta oranaise (Hoepffner, 1987).



Orogène calédonon-hercynien : 1 : Plissements du Cambrien supérieur et du début de l'Ordovicien (470-480 Ma). 2 : Plissements du Silurien supérieur (taconiques) (430-450 Ma); 3 : Klippes taconiques; 4 : Plissements du Dévonien moyen (acadiens) (350-380 Ma); 5 : Plissements post-westphaliens (orogène Alleghany à 250 Ma); 6 : Carbonifère moyen non déformé; 7 : Chaîne d'Ougarta : déformations post-Stéphaniennes inférieures; 8 : Plissements hercyniens précoces post-Dévonien moyen ou supérieur et anté-Viséen (bretons); 9 : Plissements hercyniens tardifs post-Westphalien B et anté-Stéphaniens (asturiens); 10 : Dépôts carbonifères marins à Fusulines.

N.B. : Les flèches indiquent les sens de déversement des structures.

Autres symboles :

11 : Zones lacunaires dans la reconstitution de Bullard sensiblement modifiée en ce qui concerne la position de la péninsule Ibérique (limites du plateau continental à 500 brasses).

FC : Front des Calédonides

FV : Front des Variscides

FL : Faille du Labrador-Biscaye

FNF : Faille du Sud de Terre-Neuve

FSA : Faille sud-atlasique

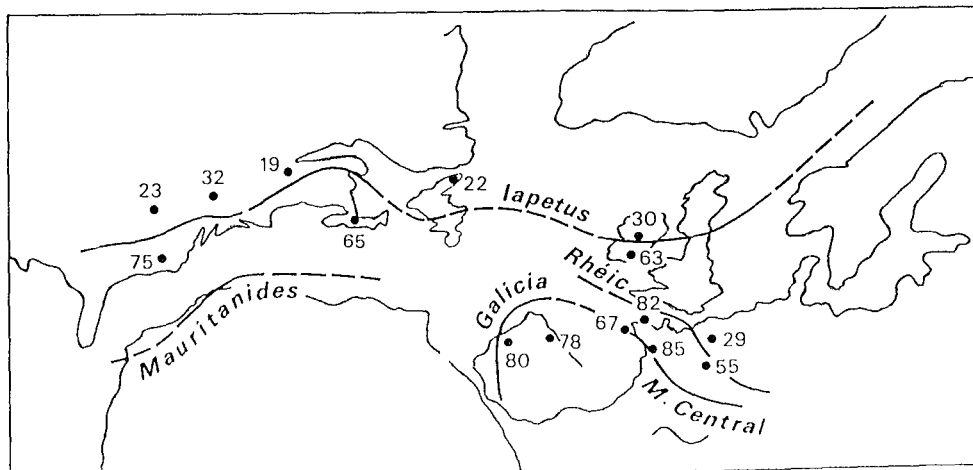
SH : Faille du sillon houiller.

Fig. VII.5 - Essai de reconstruction des orogènes paléozoïques avant l'ouverture de l'Atlantique (in Michard et al., 1976, d'après Bard et al., 1970, prolongement du décrochement sud-atlasique vers l'Ouest d'après Mattauer et al., 1972).



En ce qui concerne la cinématique liée à la virgation des structures, la liaison avec l'Arc Ibéro-Armoricain n'est pas claire. Dans ce dernier, les décrochements sont dextres en Armorique et dans le Massif central français, et senestres sur l'axe Badajoz-Cordoba-Puente deume (Iglesias et Choukroune, 1979), compatibles avec un modèle de poinçonnement rigide-plastique comparable à celui de l'Himalaya proposé par Tapponnier *et al.* (1982) (Matte, 1986). Cette virgation majeure de la chaîne varisque d'Europe moyenne débute très tôt dans l'hercynien puisqu'elle correspond, avant la fin du Dévonien, à la fermeture de l'océan Galice-Massif central évoqué plus haut. La phase tectonique finale de cette virgation intervient lors de la mise en place de granitoïdes syntectoniques datés entre 340 et 310 Ma en Bretagne méridionale, c'est à dire d'âge comparable à celui des premiers granitoïdes mésétiens (Aouli, Bou-Mia et Ouled-Ouasslam dans les Jebilet). On peut donc considérer que cette virgation était achevée lors des épisodes tectoniques majeurs de la Meseta marocaine occidentale. Une virgation Maroc-Espagne après 310 Ma, c'est à dire une rotation de la péninsule ibérique dans le sens anti-horaire, serait alors contemporaine, sinon postérieure aux structures majeures de la Meseta, et aussi à la mise en place des principaux batholites dans sa partie occidentale. Il semble difficile d'envisager une telle virgation **pendant** et surtout **après** la tectonique post-wesphalienne de la zone sud-ibérique (zone sud-portugaise et zone d'Ossa-Morena) caractérisée par un plissement NW-SE et des chevauchements à vergence vers le SW, sans que ce phénomène ne conduise à d'importants décrochements de même direction et de même sens que celui de l'axe Badajoz-Cordoba. A cette époque au contraire, les mouvements entre Laurussia et Gondwana entraînent l'expulsion vers l'Est du bloc mésétien le long de frontières dextres orientées E-W en moyenne (Lefort et Van Der Voo, 1981) et dont certaines comme la faille pyrénéenne et l'accident du Tizi n'Test dans l'Atlas et sa continuité dans les Appalaches (Faille Kelvin) ont valeur de faille transformante (Mattauer, 1972) (Fig.VII.5).

La position des blocs-limites des Bassins carbonifères (Môle côtier, Sehouli, Anti-Atlas) constitue le patron structural responsable de la future évolution de la Meseta. La limite ouest des bassins dévono-dinantien ou limite orientale du bloc côtier est une frontière sur laquelle les contraintes régionales s'exercent dès le Dévonien supérieur (Piqué, 1979).



*Fig. VII.6-Assemblage des continents au Permien. Les chiffres correspondent aux inclinaisons à l'Ordovicien et les traits épais aux sutures. (D'après Perroud et Van Der Voo, 1984).*

#### VII-4-ALTERNATIVE PROPOSE AU MODELE

L'affrontement continent-continent dans la partie interne de l'arc ibéro-armoricain par fermeture de l'océan Galice-Massif central est contemporain de la fermeture du lapetus entre le domaine varisque et les Appalaches (Fig.VII.6), le long d'un plan de subduction penté vers l'Est. Durant ces événements, le bloc Espagne-Armorique et probablement sa continuité vers le Sud au Maroc se trouvait entre deux domaines océaniques en voie de fermeture. Au Viséen (350 à 320 Ma), la fermeture des océans est complète dans la chaîne varisque d'Europe moyenne (Bard *et al.*,1981) et le dépôt du Viséen se fait sur des aires de sédimentation marine supracontinentales.

Le point important de la tectonique hercynienne au Maroc, est l'existence, en Meseta occidentale,d'un accident dextre séparant très tôt deux domaines sédimentaires distincts: Môle côtier à l'Ouest et Bassins dévono-dinantiens,à l'Est. La Zone de Cisaillement de la Meseta Occidentale fonctionnerait en Meseta côtière, dès le dépôt des sédiments cambriens dans le bassin des Doukkala. Par ailleurs, l'accident de Rabat-Tichka qui se rattache au précédent serait responsable de l'individualisation, dès le Dévonien, du Bassin de Sidi-Bettache; ce bassin est d'ailleurs considéré par Piqué (1979) comme une ouverture en "pull- apart". Cet accident montre ainsi, tout au long de son évolution,un caractère de frontière cisailante dextre majeure.

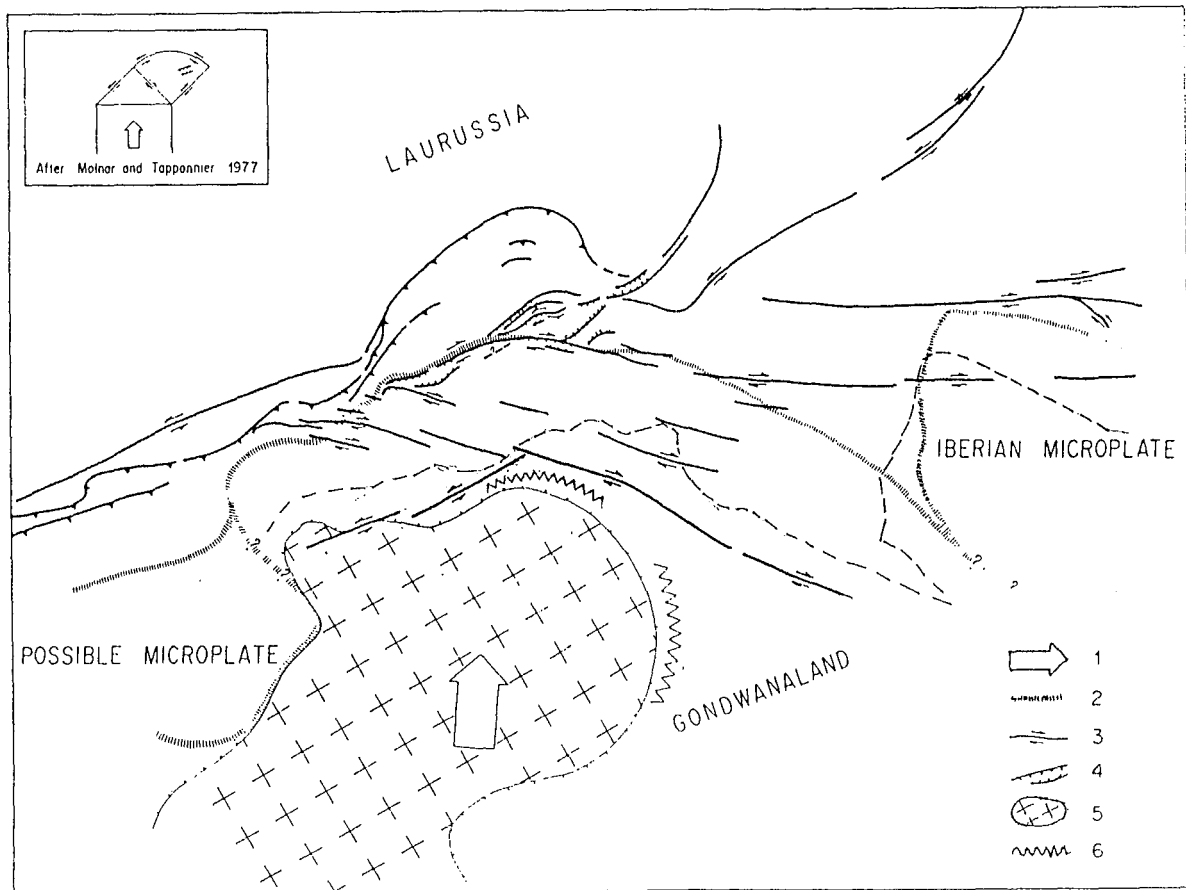


Fig.VII.7-La collision entre Gondwana et Laurussia au Carbonifère moyen et supérieur: interprétation structurale et cinématique,d'après Lefort et Van Der Voo (1981). 1:direction possible du déplacement du Gondwana au Carbonifère; 2:suture; 3:décrochement; 4:graben; 5:craton ouest-africain; 6:plissement tardif autour du craton ouest-africain.

Par référence au modèle de collision de Lefort et Van der Voo (1981), un accident dextre majeur a difficilement sa place entre Gondwana et Laurussia (Fig.VII.7) puisque les auteurs indiquent clairement un sens senestre dominant sur les accidents de même direction que celui de Rabat-Tichka. Dans le modèle de poinçonnement rigide-plastique de Matte (1986), un tel accident a sa place dans la mesure où il est situé nettement à l'extérieur de la chaîne en complément de l'accident senestre de Galice (Fig.VII.8A et B). Celui-ci existe bien sur les schémas de Lefort et Ribeiro (1980), Burg *et al.* (1985) et Matte (1986): c'est le linéament de Porto-Coïmbra-Tomar (LPT de Lefort et Ribeiro, 1985), qui borde la Meseta ibérique à l'Ouest et forme un angle de plus de 60° avec la direction de l'accident de Badajoz-Cordoba (Fig.VII.8C). Sa direction est à peu près celle de l'accident majeur dextre de la Meseta marocaine sur les reconstitutions actuelles. Ceci permet donc d'envisager sa continuité de part et d'autre du domaine bético-rifain (Fig.VII.9). Au Wesphalien, le LPT est le siège d'un décrochement dextre qui peut dépasser 100 km, et qui déforme des granites hercyniens précoces datés à 360 Ma et des granites intra-wesphaliens datés à 300 Ma (Lefort et Ribeiro, 1980).

Ainsi, selon nous, le raccord entre Meseta ibérique et Maroc hercynien se fait par la continuité des structures de même direction entre l'Espagne (zone sud-portugaise) et le Bloc des Sehouf, dont on connaît le rôle joué très tôt au Nord de la Meseta occidentale (Chapitre IV; Piqué, 1979). Cette alternative aux reconstitutions structurales présentées ces dernières années (Bard *et al.*, 1970; Arthaud et Matte, 1977; Matte, 1986; Lagarde, 1987) permet de résoudre le problème posé par la continuité des directions structurales entre Meseta marocaine et ibérique. On peut alors envisager, pour la Meseta marocaine, une évolution en marge du reste du domaine hercynien, au moins à partir du Viséen.

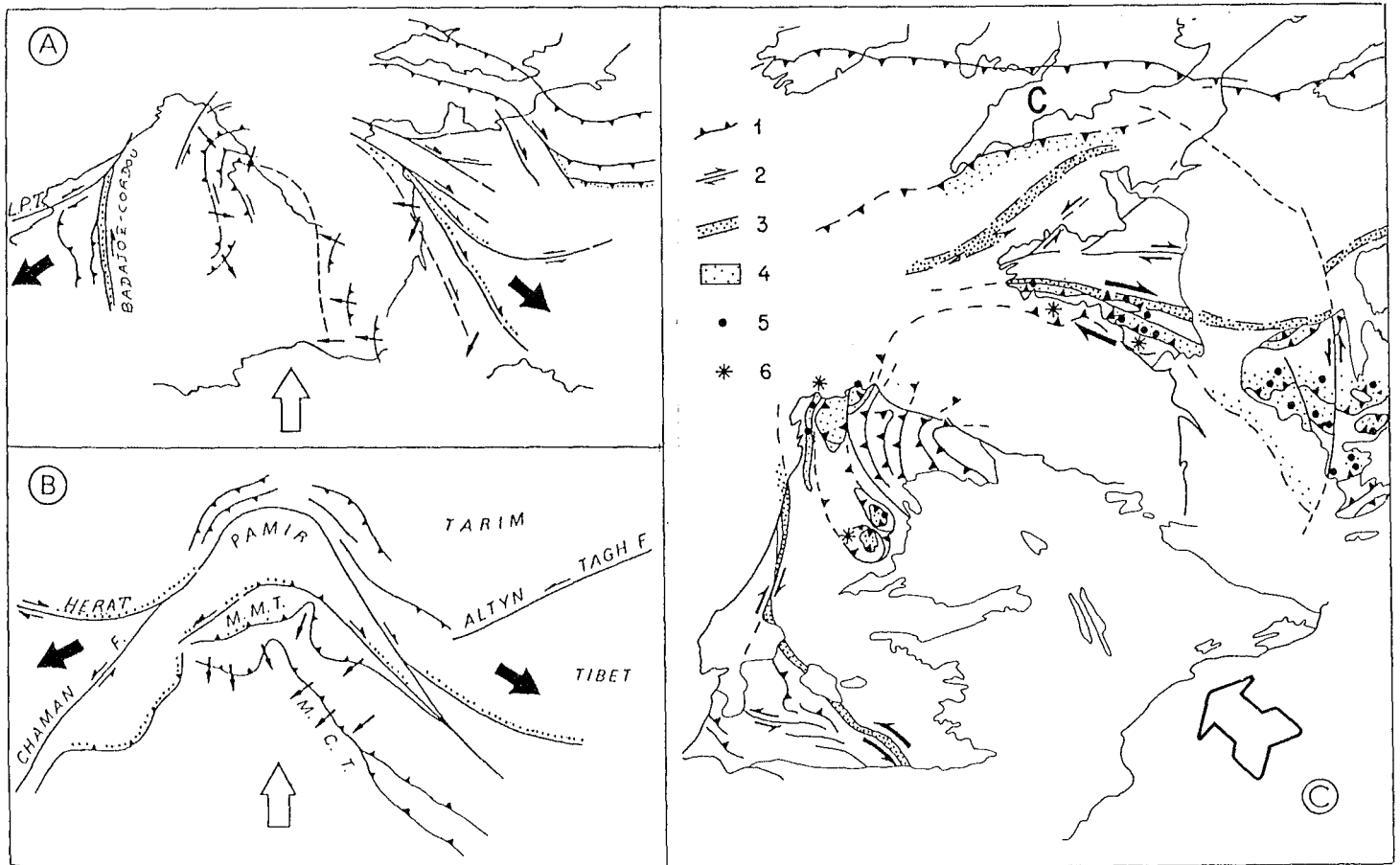


Fig.VII.8-A et B: Comparaison à la même échelle des patrons des décrochements et chevauchements dans les virgations ibéro-armoricaine et ouest-Himalayenne, d'après Matte (1986). C: Schéma structural de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale, d'après Bard *et al.* (1980); 1:chevauchements; 2:décrochements; 3:zones de suture probables; 4:répartition des roches basiques et ultra-basiques parfois granulitiques de H.P.; 5:éclogites; 6:roches à glaucophane.

On propose de comparer, à partir du modèle de poinçon himalayen de Tapponnier et al. (1982), l'accident de Rabat-Tichka et sa continuité possible (LPT) à la faille d'Hérat, d'une part, et celui de Badajoz-Cordoba à la faille de Quetta-Chaman, d'autre part (Fig.VII.8A et B). L'accident de Rabat-Tichka - LPT constitue ainsi le conjugué de celui de Badajoz-Cordoba pendant le poinçonnement ibéro-armoricain. La tectonique compressive vers le SSW en zones d'Ossa Morena et sud-portugaise (plis NW-SE et chevauchements vers le Sud-Ouest) se poursuit au Sud et conduit au poinçonnement nord-sud du bloc de Sehoul. Cette tectonique compressive est celle qui effectivement prédomine à partir du Viséen supérieur en Meseta marocaine occidentale, et plus particulièrement au Nord du domaine des Bassins Dévono-dinantien. C'est elle qui accole sans doute la zone du Sehoul à celle de Rabat-Tiflet et qui par la suite conduit à la tectonique du Khatouat.

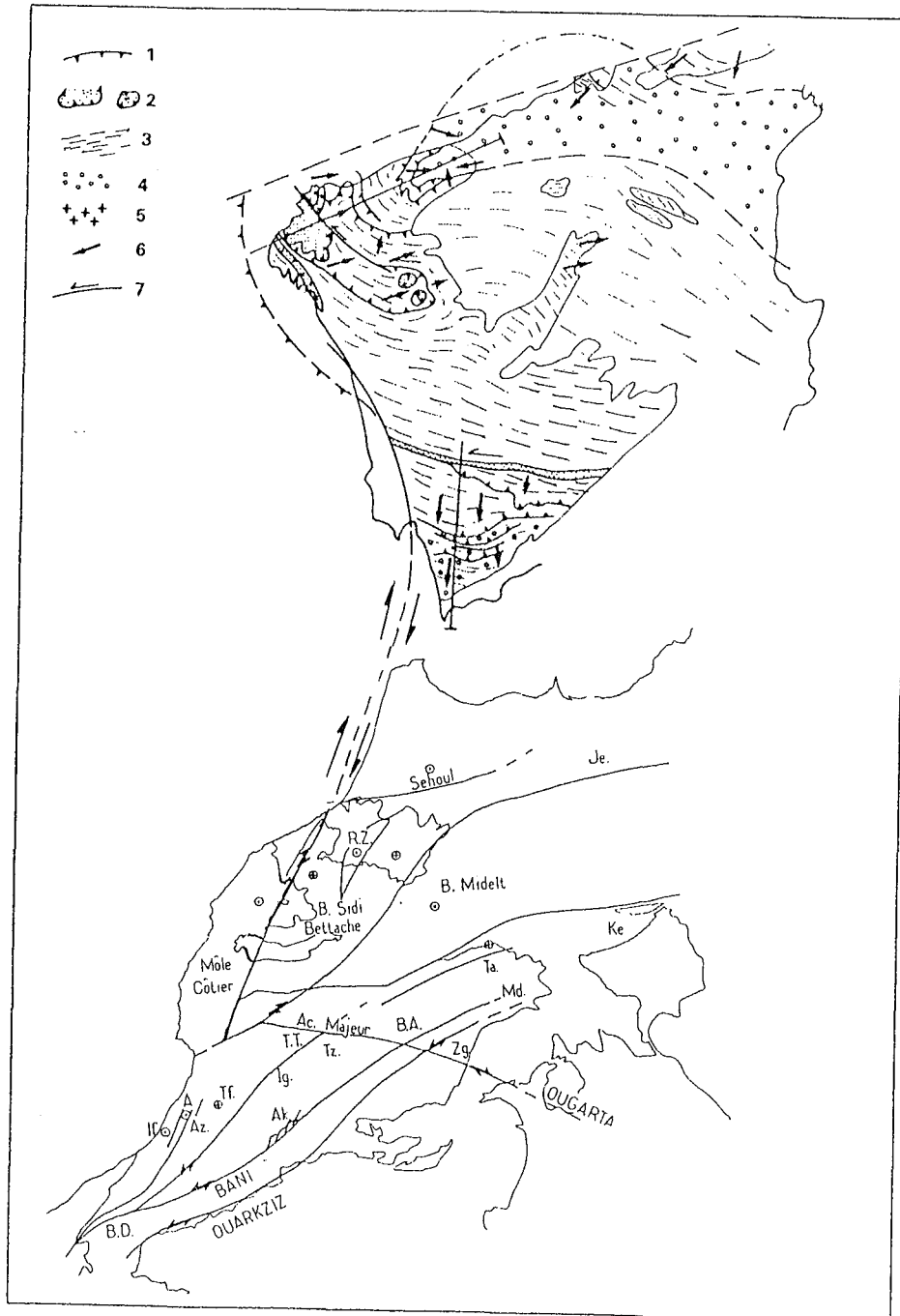


Fig. VII.9-Schéma illustrant la position respective Maroc-Espagne à l'Hercynien et la continuité des accidents dextres des Meseta marocaine et ibérique. Cartes de Matte (1986) pour l'Espagne et de Jeannette et Piqué (1981) pour le Maroc.

Les accidents senestres NNE-SSW aussi bien dans l'axe du Zaër que dans celui d'Oulmès ou même dans le massif des Jebilet s'inscrivent dans ce schéma (Fig.9). Dans le Massif central (Oulmès et Zaër), ces discontinuités sont pressenties à partir d'informations de surface: plis, évolution des plis, cisaillements d'échelle métrique dans les séries sédimentaires, trajectoire des schistosités. Tout ceci met en évidence une organisation cisailante senestre en moyenne selon la direction subméridienne à N30°. D'ailleurs, Piqué (1979) disait que le domaine Zaër-Oulmès est caractérisé par "la dilacération des assises témoignant d'un flux horizontal de matière dans la direction axiale (NNE) de l'anticlinorium Khouribga-Oulmès".

Ce n'est que tardivement (phase post-stéphanienne, vers 290-280Ma), mais avant la fin de la mise en place des granitoïdes que les décrochements dextres N70° peuvent fonctionner (Fig.VII.10), en incluant les différents blocs crustaux de toute la chaîne hercynienne d'Europe moyenne comme dans les modèles proposés par Arthaud et Matte (1977), Lefort et Van Der Voo (1981), Matte (1986), Lagarde (1987), où tout le bâti hercynien est soumis au déplacement relatif dextre du Gondwana par rapport à la Laurussia (Fig. VII-11). Au Maroc, ces structures dextres N70° (à N100°) sont visibles aussi bien au Sud de la zone de Rabat-Tiflet (Piqué, 1979), que dans la région de Rommani (El Wartiti *et al.*, 1986), du Zaër (accident dextre de Sibara), des Rehamna, ou du Tichka (Lagarde et Roddaz, 1983).

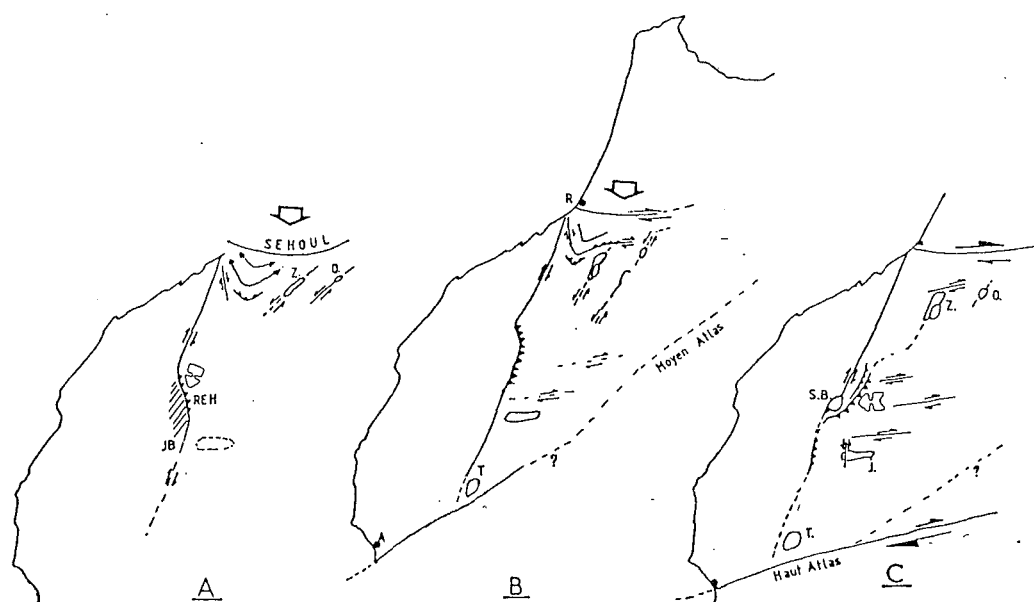


Fig. VII.10-Schémas tectoniques de la Meseta occidentale à l'hercynien. A: Le poinçonnement du Bloc des Sehoul conduit à la mise en place, au Nord de la Meseta, des granitoïdes du Zaër (Z) et d'Oulmès (O), le long d'accidents senestres conjugués du décrochement dextre à la limite orientale du Môle côtier. Au Sud, dans les Rehamna (REH) le décrochement dextre conduit au chevauchement du môle côtier. Par la suite (B et C), au Carbonifère supérieur, le serrage généralisé des bassins carbonifères conduit à l'apparition de cisaillements dextres N70° associé à des chevauchements vers l'Ouest. A: Agadir; R:Rabat; T:Tichka; SB:Sebti; JB: Jebilet.

Si on admet la continuité de l'accident dextre subméridien entre Meseta marocaine et ibérique, les positions respectives de l'Espagne et du Maroc sont proche de ce qu'elles sont aujourd'hui. Depuis quand l'étaient-elles? Probablement très tôt si l'on considère que cet "accident" contrôle très tôt les phénomènes sédimentaires. Le LPT existait-il avant l'individualisation de la virgation ibéro-

armoricaine, au même titre que la suture de Badajoz-Cordoba? Au Sud de Porto, cette suture est pincée dans le LPT avant de prendre une direction NW-SE, ce qui tendrait à prouver un jeu tardif du LPT. On peut objecter que cet accident pouvait exister avant la virgation et être utilisé tardivement dans cette tectonique. A titre de comparaison, de l'autre côté du poinçonnement ibéro-armoricain, existent des accidents senestres, eux aussi précoces dans l'évolution de la chaîne, tel que celui représenté en figure VII.8A dans le Massif central français, ou ceux du Massif Armoricain (Diot, 1980) responsables de la mise en place, dans un "pull-apart", du granite de Mortagne (Guineberteau *et al.*, 1987).

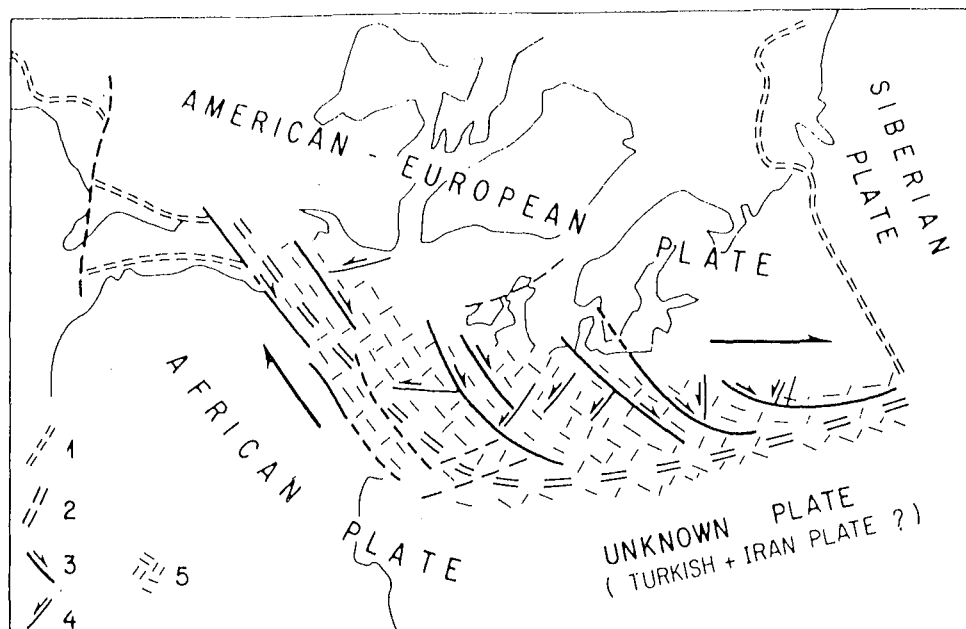


Fig. VII-11-Cisaillements tardi-hercyniens interprétés en système de Riedel d'après Matte (1986); 1: zone de suture de plaques; la zone de cisaillement peut elle-même être considérée comme une frontière (2) entre les plaques Amérique-Europe et Afrique, plus son extension inconnue vers l'Est; les décrochements principaux sont des fracture R (3) ou R'(4) du système de Riedel, et la zone de fracture (5) est limitée à la frontière de plaques.

En Meseta marocaine occidentale, avant cet épisode compressif N-S, la distension famenno-tournaisienne et l'ouverture des "bassins carbonifères" s'exprime en marge orientale du Môle côtier, en même temps qu'à lieu, au Nord, la virgation ibéro-armoricaine: les événements distensifs de Meseta occidentale sont difficilement concevables dans ce cadre collisionnel qui ne permet sans doute pas une "océanisation" de la croûte comme le suggère le volcanisme associé du bassin de Sidi-Bettache, des Rehamna et des Jebilet (Kharbouch, 1982; Aarab, 1987), à moins qu'il s'agisse d'un événement associé à des ouvertures de type "pull-apart", à l'aplomb d'accidents profonds du socle ou de limites de blocs: en ce sens, on peut faire valoir le modèle de Piqué *et al.* (1980) en ce qui concerne le bassin de Sidi-Bettache (Fig. IV.3), considéré à la fin du Dévonien comme un fossé d'effondrement entre l'accident de Rabat-Tichka et le pays Zaïan. Dans ce contexte, l'ouverture des Bassins carbonifères de Meseta occidentale serait totalement régie par un phénomène d'expulsion vers le Sud du compartiment situé à l'Est de l'accident de Rabat-Tichka.

## BIBLIOGRAPHIE

- AARAB E.M et BEAUCHAMP J. (1987)** - Le magmatisme carbonifère pré-orogénique des Jebilet centrales (Maroc). Précisions pétrographiques et sédimentologiques. Implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, Série II, t.304, p.169-175.
- ALBEE A.L. (1972)** - Metamorphism of pelitic schists: Reaction relations of chloritoid and staurolite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, t.83, p.3249-3268.
- AIT OMAR S. (1985)** - Modalité de mise en place d'un pluton granitique et ses relations avec la déformation régionale: l'exemple du granite hercynien d'Oulmès (Maroc Central). Thèse Univ. Rennes, 224 p.
- ALLARY A., LAVENU A. et RIBEYROLLES M. (1976)** - Etude tectonique et micro-tectonique d'une segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 261, 169 p.
- AMICE M. et BOUCHEZ J.L. (1989)** - Susceptibilité magnétique et zonation du batholite granitique de Cabeza de Araya (Extremadura, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, sous presse.
- ANDRIEUX J., ARTHAUD F., BRUNEL M. et SAUNIAC S. (1980)** - Le caractère post-métamorphique des grands chevauchements himalayens dans l'Himalaya du Nord-Ouest. Aperçu des relations possibles avec le métamorphisme inverse du Népal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 291, Série D, n°6, p. 525-528.
- ARTHAUD F. et MATTE Ph. (1977)** - Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Ural. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, p. 1305-1320.
- AUDRAIN J., AMICE M., VIGNERESSE J.L. et BOUCHEZ J.L. (1989)** - Gravimétrie et géométrie tri-dimensionnelle du pluton granitique de Cabeza de Araya (Estrémadure, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, sous presse.
- BARD J.P., CAPDEVILA R. et MATTE Ph. (1970-71)** - La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta ibérique. Comparaison avec les segments voisins. *in Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Publ. I.F.P.; éd. Technip*, Paris, 1, p. 41-68.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE Ph. et RIBEIRO A. (1980)** - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *26e Congr. Geol. Intern. Colloque C6, Géologie de l'Europe*, 233-246, Paris.
- BARRIERE (1977)** - Le complexe de Ploumanac'h, Massif armoricain. Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique. Thèse, U.B.O., Brest, 291 p.
- BERNARDIN C., CORNEE J.J., CORSINI M., MULLER J. et TAYEBI M. (1988)** - Les variations d'épaisseur du Cambrien moyen en Meseta marocaine occidentale. Données de surface et de subsurface. Signification géodynamique. *Can. J. Earth Sci.*
- BERNIER S., BOUCHEZ J.L. et ROCHETTE P. (1987)** - Anisotropie de la susceptibilité magnétique du granite de Beauvoir (sondage GPF d'Echassières, Massif Central français). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t.305, Série II, p. 1167-1173.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P. et GAPASD (1979)** - Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Minéral.*, 102, p.265-272
- BILAL E. et GIRET A. (1987)** - Leucogranites hercyniens du massif des Rehamna (Meseta marocaine). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t.304, Série II, n°3, p.119-122.
- BLUMENFELD P., MAINPRICE D. et BOUCHEZ J.L. (1985)** - Glissement de direction [c] dominant dans le quartz de filons de granite, cisailés en conditions sub-solidus (Vosges, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, Série II, n°18, p. 1303-1308.
- BLUMENFELD P. and BOUCHEZ J.L. (1988)** - Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Struct. Geol.*, vol.10, n°4, pp.361-372.
- BONIN B. (1982)** - Les granites des complexes annulaires. *Manuels et Méthodes* 4, Ed. B.R.G.M., 183 p.
- BORDONARO M., GAILLET J.L. et MICHARD A. (1979)** - Le geosynclinal carbonifère sud-mésétien dans les Jebilet (Maroc); une corrélation avec la province pyrénéenne du Sud de l'Espagne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.288, Série D, p. 1371-1374.
- BOUABDELLI M. (1982)** - Stratigraphie et évolution structurale du Paléozoïque d'Azrou (NE du Maroc central). Thèse Univ. Strasbourg, 164p

- BOUABDELLIM, CAILLEUX Y., HOEPFFNER C., MICHARD A. et PIQUE A. (1983)** - Le bassin sédimentaire dinantien d'Azrou (NE de la Meseta marocaine) et l'évolution de sa déformation hercynienne depuis la mise en place de nappes précoces synsédimentaires jusqu'aux chevauchements tardifs. Actes du Symposium "Maroc et orogène paléozoïque", P.I.C.G. n°27, Rabat, 183, *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n°335, 1986, sous-presse.
- BOUCHEZ J.L., GUILLET P. et CHEVALIER F. (1981)** - Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande (Loire Atlantique, France). *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXIII, pp. 387-399.
- BOUCHEZ J.L. et GUINEBERTEAU (1984)** - Ecoulement dans les granitoïdes: de l'état visqueux à l'état solide. *In* Granitoïdes et Uranium". *GREGU Ed.*
- BOUCHEZ J.L., TUBIÀ J.M. et MAINPRICE D. (1985)** - Déformation naturelle du quartz: coexistence des systèmes de glissement de direction <a> et [c] à haute température (migmatites de la nappe d'Ojén, Espagne). *C. R. Acad. Sci., Paris*, Série II, v.301, p.841-846.
- BOUCHEZ J.L. et JOVER O. (1986)** - Le Massif Central: un chevauchement de type himalayen vers l'Ouest-Nord-Ouest. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, 675-680.
- BOUCHEZ J.L., BERNIER S., ROCHETTE P. et GUINEBERTEAU B. (1987)** - Log des susceptibilités magnétiques et anisotropies de susceptibilité dans le granite de Beauvoir: conséquences pour sa mise en place. Mém. géologie profonde, *Géologie de la France*, BRGM Ed., 2-3, p. 223-232.
- BOULOTON J. et LE CORRE C. (1985)** - Le problème de la tectonique tangentielle dans les Jebilet (Maroc hercynien): données et hypothèses. *Hercynica*, 1, 2, p.121-129.
- BOUSHABA A., CAILLEUX Y. et EL WARTITI M. (1988)** - Les granitoïdes hercyniens et le volcanisme permien du domaine mésétien marocain. *Bull. Sci. Terre*, n°3, Univ. Rabat, p.104-138.
- BOUTALEB M. (1988)** - Reconstitution de l'évolution tectono-métamorphique, magmatique et hydrothermale du district stann-wolframifère de Walmès (Maroc central: Implications métallogéniques. Thèse CRPG, Nancy.
- BOUYAOUNE M. (1984)** - Le massif granitique de Sebt de Brikiine (Rehamna, Meseta marocaine). Thèse Univ. Rabat.
- BRUN J.P. (1981)** - Instabilités gravitaires et déformation de la croûte continentale. Application au développement des dômes et des plutons. Thèse Univ. Rennes.
- BRUN J.P. et PONS J. (1981)** - Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain, *J. Struct. Geol.*, 7, p. 431-436.
- BRUNEL M. (1983)** - Etude pétro-structurale des chevauchements ductiles en Himalaya (Népal oriental et Himalaya du Nord-Est). Mém. Thèse Univ. Paris 7, 395p.
- BURG J.P. and IGLESIAS M. (1985)** - Pressure-solution structures in a granite. *J. Struct. Geol.*, 7, pp. 431-436.
- BURG J.P., IGLESIAS M., LAURENT Ph., MATTE Ph. et RIBEIRO A. (1985)** - Variscan intracontinental deformation: the Coïmbra-Cordoba shear zone (SW Iberian peninsula). *In* Effect of Deformation on Rocks, *Tectonophysics*, 78.
- BURG J.P., BALE P., BRUN J.P. et GIRARDEAU J. (1987)** - Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision. *Geodynamica Acta (Paris)*, 1, 1, p. 71-87.
- CAILLEUX Y. (1974)** - Géologie de la région des Smaâla (Massif Central marocain); stratigraphie du Primaire et tectonique hercynienne. Thèse Univ. Strasbourg.
- CAILLEUX Y. (1975)** - Tectonique tangentielle et décrochements hercyniens dans la région des Smaâla (Maroc central). *Sci. Géol. Bull.*, 28, n°3, p.215-224.
- CAILLEUX Y. et HOEPFFNER C. (1983)** - Les zones internes de la chaîne hercynienne au Maroc, cisaillements synmétamorphes précoces vers l'Ouest, exemple de la boutonnière de Midelt, conséquences structurales. *Terra Cognita*, Strasbourg, 3, p.254 .
- CAILLEUX Y. (1985)** - Les écailles antévésiennes d'Ezzhiliga. Leur importance dans l'interprétation structurale du Maroc central. *C. R. Acad. Sci., Paris*, Série II, v.301, p.497-502.



- CASTRO A. (1985)** - The Central Extremadura Batholith: Geotectonic implications (European hercynian belt). *Tectonophysics*, 120, pp. 57-68.
- CHALOUAN A. et PIQUE A. (1979)** - La région de l'Oued Cherrat, un segment du couloir de cisaillement de la Meseta marocaine occidentale. *C. R. Somm. Scéances Soc. Géol. France*, p.144-147.
- CHARLOT R., CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1969)** - Le Précambrien de l'Anti-Atlas; aperçu géologique et géochronologique. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 41, p. 84-90.
- CHARLOT R., RHALIB M. et TISSERANT D. (1973)** - Etude géochronologique préliminaire des granites de la région de Rabat-Tiflet (Maroc occidental). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 33, 249, p.55-58.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1970)** - Livret-guide de l'excursion Anti-Atlas occidental et central, du Colloque intern. sur les Corrélations du Précambrien. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 229, 259 p.
- CHOUKROUNE P. and GAPAIS D. (1983)** - Strain pattern in the Aar granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *J. Struct. Geol.*, 5, pp. 411-418.
- CLAUER N., JEANNETTE D. et TISSERANT D. (1980)** - Datation isotopique des cristallisations successives du socle cristallin et cristallophyllien de la Haute-Moulouya (Maroc hercynien). *Geol. Rundsch.* 5p.383-399.
- COEMME S. (1917)** - Note pétrographique sur l'ellipse granitique des Zaër. *Bull. Soc. Géol. France*, 4ème Série, t.II, p.55-67.
- COGNÉ J.P. and PERROUD M. (1988)** - Anisotropy of magnetic susceptibility as a strain gauge in the Flamanville granite, NW France. *Phys. Earth Plan. Inter.*, 51, p. 264-270.
- CORSINI M., MULLER J., CORNÉE J.J. et DIOT H. (1988)** - Découverte de la série basale du Cambrien et de son substratum dans les Rehamna centraux, haut-fond au Cambrien (Méséta marocaine). *Prémices de l'orogénèse hercynienne. C. R. Acad. Sci. Paris*, Série II, t. 306, p. 63-68.
- CORSINI M., CORNÉE J.J., MULLER J. et VAUCHEZ A. (1988)** - Cisaillement ductile synmétamorphe et déplacement tangentiel vers le SW dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C. R. Acad. Sci. Paris*, Série II, t. 306, p.332-406.
- CORSINI M. (1988)** - Relation entre la marge du bassin cambrien et la cinématique hercynienne de la Meseta occidentale du Maroc. Thèse Univ. Marseille, 152 p.
- CORNÉE J.J., MULLER J. et SOUGY J. (1982)** - Styles et âges de mise en place des nappes hercyniennes dans le Massif des Rehamna orientales (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, Série D, t. 294, p. 1107-1110.
- COURRIOUX G. (1982)** - Exemple de mise en place d'un leucogranite pendant le fonctionnement d'une zone de cisaillement: le granite hercynien de Puente deume (Galice, Espagne). *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXV, pp. 301-307.
- COURRIOUX G. (1987)** - Oblique diapirism: the Criffel granodiorite/granite zoned pluton (southwest Scotland). *J. Struct. Geol.*, 9, pp. 313-330.
- COWARDS M.P. & POTTS G.J. (1983)** - Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *J. Struct. Geol.*, 5, p.383-399.
- DALY L.F. (1970)** - Etude des propriétés magnétiques des roches métamorphiques ou simplement tectonisées. Nature de leur aimantation naturelle. Détermination de leur anisotropie magnétique et application à l'analyse structurale. Thèse Univ. Paris, 340 p.
- DAHMANI A. (1985)** - Le métamorphisme dans l'auréole du granite d'Oulmès (Maroc Central): étude pétrographique et relations avec les déformations hercyniennes. Thèse Univ. Rabat.
- DEWEY J.F. and BURKE K.C.A. (1973)** - Tibetan, Variscan, and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *J. Geol.*, 81, p. 683-692.
- DIOT H. (1980)** - Recherches structurales dans la partie méridionale du domaine ligérien (Massif Armoricain). Thèse Univ. Nantes, 147 p.
- DIOT H. et BOUCHEZ J.L. (1986)** - Les diapirs emboîtés des Zaër (Meseta marocaine): arguments structuraux de leur mise en place. *Réunion An. Sci. Terre*, Clermont-Ferrand, Soc. Géol. France Ed..

**DIOT H., BOUCHEZ J.L., BOUTALEB M. et MACAUDIERE (1987)** - Le granite d'Oulmès (Maroc Central): Structure de l'état magmatique à l'état solide et modèle de mise en place. *Bull. Soc. géol. France*, III, n°1, p.157-168.

**DIOT H., BOUCHEZ J.L. (1988)** - Les granitoïdes hercyniens de la Haute-Moulouya (Maroc): leur structure primaire déduite de l'ASM. Indications sur leur mise en place. *Bull. Soc. géol. France* (sous presse).

**ELLWOOD B.B. (1984)** - Anisotropy of magnetic susceptibility: Empirical evaluation of instrumental precision. *Geophys. Res. Letters*, vol.11, n° 7, p.645-648.

**EL WARTITI M., ZAHRAOUI M. et EL KOCHRI A. (1986)** - Evolution structurale de la boutonnière paléozoïque de Rommani et sa couverture (Maroc central). *Bull. Sci. Terre, Rabat*, n°2, p.49-59.

**EMBERGER A. (1965)** - Introduction à l'étude des minéralisations plombifères de la Haute-Moulouya. *Notes et Mém. serv. géol.*, Maroc, n°181, p.197-174.

**FADLI D. (1983)** - Géologie structurale de la partie nord du massif du Khatouat: un segment hercynien de la Meseta nord-occidentale. Thèse Univ. Rabat.

**FERNANDEZ A. (1987)** - Preferred orientation developed by rigid markers in two dimensional simple shear strain: a theoretical and experimental study. *Tectonophysics*, 136, p. 151-158.

**FERRY J.M. & SPEAR F.S. (1978)** - Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. to Mineral. and Petrol.*, t.66, p. 113-117.

**FLOC'H J.P. (1983)** - Le socle métamorphique du Limousin central: une traversée de la branche ligérienne de l'orogène varisque de l'Aquitaine à la zone broyée d'Argentat. Thèse Univ. Limoges.

**FRIEDRICH M. (1984)** - Le complexe granitique hyperalumineux de Saint Sylvestre (Nord-Ouest du Massif Central français). Thèse Univ. Nancy, CREGU Ed., 361 p.

**GANDULY J. (1968)** - Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-O<sub>2</sub>. *Amer. J. Sci.*, 266, p.277-298.

**GAPAIS D. and BARBARIN B. (1986)** - Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage, France). *Tectonophysics*, 125, p.357-370.

**GASQUET D., LETERRIER J., MRINI Z. et VIDAL P. (1988)** - Caractérisation isotopique des unités composant le massif du Tichka (Haut Atlas occidental-Maroc). *Réunion Sci. Terre*, Lille, Soc. Géol. France Ed., p.61.

**GENTIL L. (1911)** - Le pays des Zaër (Maroc occidental). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t.153, n°18, p.839-841.

**GIGOUT M. (1951)** - Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *Trav. Inst. Sci. chérif.*, Rabat, et *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 86, 507 p.

**GIGOUT M. (1952)** - La terminaison orientale du Massif ancien des Réhamna. *Notes Serv. géol. Maroc*, 6, 95, p. 33.

**GIGOUT M. (1955)** - Recherches géologiques à Mechra-ben-Abbou. *Trav. Inst. Sci. chérif.*, sér. *Géol. Géogr. phys.*, 3, 67 p.

**GIGOUT M. (1956)** - Les conglomérats métamorphiques des Réhamna. *Ibid.*, 4, 149p.

**GIULIANI G. (1982)** - Contribution à la géologie du massif granitique des Zaër (Maroc central); étude des minéralisations à W-Sn-Mo associées. Thèse Inst. Nat. Polytechnique de Lorraine, 347 p.

**GIULIANI G. et SONET J. (1982)** - Contribution à l'étude géochronologique du massif granitique hercynien des Zaër (Massif central marocain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.294, p.139-143.

**GRAHAM J.W. (1954)** - Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. Am. Abstracts*, 65, p. 1257-1258.

**GRANIER T. (1985)** - Origin, damping and pattern of development of faults in granite. *Tectonics*, 4, pp. 721-737.

**GHEZOU J.C. (1975)** - Lithostratigraphie et évolution du style tectonique dans les Rehamna occidentaux. *Rapport de mission, Strasbourg, inédit.*

**GUEZOU J.C. et MICHARD A. (1976)** - Note sur la structure du Môle côtier mésétien dans l'Ouest des Rehamna. *Sci. Géol., Bull.*, 29, 3, p. 171-182.

**GUILLET P., BOUCHEZ J.L. et WAGNER J.J. (1983)** - Anisotropy of magnetic susceptibility and magmatic structures in the Guérande granite massifs (France). *Tectonics*, 2, p.419-429.

**GUINEBERTEAU B. (1984)** - Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre (Vendée): Structure, gravimétrie, mise en place, distribution de U/Th/K. Thèse Univ. de Nantes, 205 p.

**GUINEBERTEAU B., BOUCHEZ J.L. and VIGNERESSE J.L. (1987)** - The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: Structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99, pp. 763-770.

**HARTE B. et HUDSON N.F.C. (1979)** - Pelite facies series and the temperatures and pressures of Dalradian metamorphism in eastern Scotland. In: The Caledonides of the British Isles reviewed (eds. A.L. HARRIS, C.H. HOLLAND & B.E. LEAKE). *Geol. Soc. of London (Special publication)*, t. 8, p. 323-337.

**HELLER F. (1973)** - Magnetic anisotropy of granitic rocks of the Bergell massif (Switzerland). *Earth Plan. Sci. Lett.*, 20, p. 180-188.

**HENRY B. (1982)** - Relations entre l'anisotropie de susceptibilité des minéraux ferrimagnétiques et la déformation finie des pélites permienes des Alpes Maritimes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.295, p.173-176.

**HENRY B. (1985)** - Magnetic fabrics and surimposed deformations: example of Dalradian rocks from the Southwest Highlands of Scotland. *Phys. Earth Plan. Inter.*, 40, p. 187-200.

**HOEPFFNER C. (1974)** - Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale); le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Est du massif. Thèse Univ. Strasbourg.

**HOEPFFNER C. (1982)** - Le magmatisme pré à post-orogénique hercynien dans le Paléozoïque des Rehamna. In A. MICHARD (coord.). Le massif des Rehamna (Maroc). *Notes et Mém. Serv. géol.*, Maroc, n° 303, p150-163.

**HOEPFFNER C. (1987)** - La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 255 p.

**HOLLARD H. (1978)** - L'évolution hercynienne au Maroc. *Z. dt. Geol. Ges.*, 129, p. 495-512.

**HUON S. (1985)** - Clivage ardoisier et réhomogénéisation isotopique K-Ar dans les schistes paléozoïques du Maroc. Etude microstructurale et isotopique, conséquences régionales. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 124 p.

**HURLEY P.M., BOUDDA A., KANES W.H. et NAIRN A.E.M. (1974)** - A plate tectonics origin for late Precambrian-Paleozoic Belt in Morocco. *Geology*, 2, p. 343-344.

**HUTTON D.H.W. (1988)** - Igneous emplacement in a shear-zone terminaison: the biotite granite at Strontian, Scotland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Boulder, 100, p. 1392- 1399.

**HUVELIN P. (1977)** - Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). Thèse Nancy (1975) in *Notes et Mém. Serv. géol., Maroc*, 232 bis, 307 p.

**ILDEFONSE B. et FERNANDEZ A. (1988)** - Influence of the concentration of rigid markers in a viscous medium on the production of preferred orientations. An experimental contribution. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala.*, 14, p.50-60.

**JEANNETTE D. et PIQUE A. (1981)** - Le Maroc hercynien: plate-forme disloquée du craton ouest-africain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.293, Série II, p.79-82.

**JELINEK V. (1981)** - Characterization of magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, p.563-567.

**JENNY P. (1974)** - Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale); le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans le centre du massif. Thèse Univ. Strasbourg, 120 p.

**JOVER O. (1986)** - Les massifs granitiques de Guéret et du Nord-Millevalches (Massif Central français): analyse structurale et modèle de mise en place. Thèse Univ. Nantes, 231 p.

**JOVER O. et BOUCHEZ J.L. (1986)** - Mise en place syntectonique des granitoïdes de l'Ouest du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.303, Série II, p. 969-974.

**JOVER O., ROCHETTE P., LORAND J.P., MAEDER M. et BOUCHEZ J.L. (1989)** - Magnetic mineralogy of some granites from the French Massif Central: origin of their low field susceptibility. *Phys. Earth Plan. Inter.* Amsterdam, sous presse.

**KHARBOUCH F., JUTEAU T., TREUIL M., JORON J.L., PIQUE A. et HOEPFFNER C. (1985)** - Le volcanisme dinantien de la Meseta marocaine Nord-occidentale et orientale: caractères pétrographiques et géochimiques et implications géodynamiques. *Sci. Géol. Bull.*, 38, 2, p.155-163, Strasbourg.

**LAGARDE J.L. (1985)** - Cisaillement ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne postviséenne de la Méséta marocaine. *Hercynica*, 1, 1, p. 29-37.

**LAGARDE J.L. et RODAZ B. (1983)** - Le massif plutonique du Tichka (Haut-Atlas occidental, Maroc): diapir syntectonique. *Bull. Soc. géol. France*, 3, p.389-395

**LAGARDE J.L. et MICHARD A. (1986)** - Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust-wrench shear zone, Rehamna Massif, Morocco. *J. Struct. Geol.*, Vol. 8, n° 3/4, p. 483-492.

**LAGARDE J.L. (1987)** - Les plutons granitiques hercyniens marqueurs de la déformation crustale: l'exemple de la méséta marocaine. Thèse Univ. Rennes, 371 p.

**LAUNEAU P., BOUCHEZ J.L. et BLUMENFELD P. (1988)** - Structuration magmatique horizontale SE-NW du leucogranite de Crozant (Marche, Massif Central français). *C. Rend. Acad. Sci., Paris*, II, 307, p. 295-301.

**LE CORRE Cl. et BOULOTON J. (1987)** - Un modèle de "structure en fleur" associant décrochement et convergence: les Jebilet centro-occidentales (Maroc hercynien). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, Série II, n° 13, p. 751-754.

**LEFORT J.P. et HAWORTH R. (1979)** - The age and origin of the deepest correlative structures recognized of Canada and Europe. *Tectonophysics*, 59, p. 139-150.

**LEFORT J.P. et RIBEIRO A. (1980)** - La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain? *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXII, n°3, p. 455-462.

**LEFORT J.P. (1981)** - Manaslu leucogranite; a collision signature of the Himalayas: a model of its genesis and emplacement. *J. Geophys. Res.*, 86, 10545-68.

**LEFORT J.P. et VAN DER VOO R. (1981)** - A kinematic model for the collision and complete suturing between Gondwanaland and Laurussia in the Carboniferous. *J. Geol.*, vol. 89, p.537-550.

**LE PICHON X., SIBUET J.C. et FRANCHETEAU J. (1977)** - The fit of the continents around the North-Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 38, p. 169-209.

**LUX D.R., DE YOREO J.J. and GUIDOTTI C.V. (1986)** - Role of plutonism in low-pressure metamorphic belt formation. *Nature*, 323, p. 794-797.

**MAHMOOD A. (1979)** - Cartographie et étude de faciès du massif granitique des Zaër (Maroc central). *Notes et Mém. Serv. géol., Rabat*, n°46, p.87-91.

**MAHMOOD A. (1980)** - Etude pétrologique du granite hercynien des Zaër (Massif central marocain). Thèse Univ. Clermont-Ferrand, 421 p.

**MAHMOOD A. et COUTURIE J.P. (1979)** - Etude de la structure zonée du pluton granitique des Zaër (Massif central marocain). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t.289, p.985-988.

**MAHMOOD A. et BENNANI A. (1984)** - S-type characteristics of the Hercynian granitoids of the Central Paleozoic Massif, Morocco. *Geol. Mag.*, 121, p.301-309.

**MAHMOOD A. (1985)** - Emplacement of the zoned Zaer pluton, Morocco. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.96, p. 931-939.

**MARCH A. (1932)** - Mathematische theorie der regelung nach der korngestalt bei affiner deformation. *Z. Kristallog.*, 81, p. 285-298.

**MARCONNET B. (1984)** - Utilisation de la télédétection spatiale pour la prospection minière d'indices liés à des apex leucogranitiques non affleurants. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 298, Série II, pp. 215-218.

**MARCONNET B., GAGNY C., BOUSHABA A. et BOUYBAOUENEM. (1987)** - Prospection d'apex leucogranitiques minéralisés en tungstène par la télédétection spatiale. Utilisation d'un phénomène de "transparence" d'une couverture métamorphique dans le massif des Rehamna (Maroc). *Chron. rech. min.*, n° 486, p. 63-71.

**MARRE J. (1982)** - Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes. *B.R.G.M. Ed.*, 126p.

**MATTAUER M., PROUST F. et TAPPONNIER P. (1972)** - Major strike-slip fault of late hercynian age in Morocco. *Nature*, 237, p. 160-162.

**MATTE P. (1983)** - Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of Western Europe. In: Profiles of orogenic belts. *Amer. Geophys. Ser.*, 10, p.53-81.

**MATTE P. (1986)** - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au permo-carbonifère. *Bull. Soc. géol. France*, n°1, p. 9-24.

**MAYOL S. et MULLER J. (1985)** - Mise en évidence d'une unité allochtone hercynienne précoce (anté-schisteuse) dans les Jebilet occidentales (Maroc). Etude de la structuration de la zone de contact. *C. R. Acad. Sci. Paris*, Série II, 300, p. 369-372.

**MICHARD A. (1967)** - Plissement concentrique, plissement synschisteux et granitisation dans le Cambro-Ordovicien des Rehamna occidentaux (Maroc) *C. R. Somm. Soc. géol. France*, 8, p. 347-348.

**MICHARD A. (1968a)** - Une zone à staurotide et disthène dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 266 D, p. 1639-1642.

**MICHARD A. (1968b)** - La zone à staurotide et disthène des Rehamna (Maroc hercynien): une échine thermique tardi-tectonique. *C. R. Acad. Sci. Paris* 266 D, p. 1813-1816.

**MICHARD A. (1969)** - Fractures profondes et décrochement dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C. R. somm. Soc. géol. France*, 3, p. 89-90.

**MICHARD A. (1976)** - Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, t. 252, 408p.

**MICHARD A. (1982)** - Le massif Paléozoïque des Réhamna (Maroc): Stratigraphie, Tectonique et Pétrogénèse d'un segment de la Chaîne Varisque. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, t.303, 180 p.

**MICHARD A. et SOUGY J. (1974-75)** - L'orogénèse hercynienne à la lisière nord-ouest de l'Afrique; structure des chaînes primaires du Maroc au Sénégal. In: La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. Intern. CNRS*, Rennes, 1974, éd. CNRS, Paris 1975.

**MICHARD A., YAZIDI A., BENZIANE F., HOLLARD H. et WILLEFERT S. (1982)** - Foreland thrusts and olistostromes on the pre-Sahara margin of the Variscan orogen, Morocco. *Geology*, v.10, p. 253-256.

**MICHARD A., HOEPFFNER Ch. et JENNY P. (1978)** - Le couloir de cisaillement calédonno-hercynien de la Méséta occidentale sur la transversale de Mechra-Ben-Abbou (Réhamna, Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, 20, p. 889-894.

**MICHARD A. et PIQUÉ A. (1979)** - The Variscan belt in Morocco: Structure and development model. In Wones D. ed., The Caledonides in the USA: Virg. Poly. Inst. and State Univ., *Dep t. of Geol. Sci. Memoire*, 2, p. 317-322.

**MOLLIER B. (1984)** - Le granite de Brême - St Sylvestre - St Goussaud: ses structures magmatiques, une étude de la distribution de l'uranium à l'échelle du grain. Thèse Univ. Nantes, 138p.

**MONIER G. (1980)** - Pétrologie des granitoïdes du Sud - Millevaches (Massif Central français). Minéralogie - Géochimie - Géochronologie. Thèse Univ. Clermont-Ferrand, 288 p.

**MRINI Z. (1985)** - Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc; apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique [Sr, Nd, Pb], Thèse Univ. Clermont-Ferrand, 156 p.

**NACHIT (1987)** - Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques. Thèse Univ. Bretagne Occid., Brest, 181 p.

**NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BLAISE J. et POIRIER J.P. (1977)** - Geological aspects of deformation in continental shear zones. *Tectonophysics*, 42, p. 55-73.

**OERTEL G. (1955)** - Der pluton von Loch Doon in sudscotland. *Geotektonischer Forschungen*, 11, pp.1-83.

**PÉCHER A. (1978)** - Déformations et métamorphismes associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement central himalayen (MCT). Transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal, Thèse Univ. Grenoble, 354 p.

**PICHAVANT M. (1981)** - An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 Kbar vapour pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 430-439.

- PIQUÉ A. (1972)** - Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Ouest du Massif. Thèse Univ. Strasbourg.
- PIQUÉ A. (1975)** - Répartition des zones d'anchimétamorphisme dans les terrains dinantiens du Nord-Ouest du plateau central (Méséta marocaine). *Bull. Soc. géol. France*, 7, 17, p.416-420.
- PIQUÉ A. (1975)** - Différenciation des aires de sédimentation au NW de la Meseta marocaine: la distension Dévono-dinantienne. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 281, p.767-770.
- PIQUÉ A. (1979)** - Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: La Meseta nord-occidentale. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 243p.
- PIQUÉ A. (1982)** - Relations between stages of diagenetic and métamorphic evolution and the development of a primary cleavage in the northwestern Moroccan Meseta. *J. Struct. Geol.*, 4, pp.491-500.
- PIQUÉ A., JEANNETTE D. et MICHARD A. (1980)** - The Western Meseta Shear Zone, a major and permanent feature of the Hercynian belt in Morocco. *J. Struct. Geol.*, 2, p.55-61.
- PIQUÉ A. et MICHARD A. (1981)** - Les zones structurales du Maroc hercynien. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 34, p. 57-65.
- PITCHER W.S. (1983)** - Granite type and tectonic environment. in: Mountain building processes; Hsü K. J. Edit., p.19-40; *Academic Press. London*.
- PITCHER W.S. (1987)** - Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rundschau*, 76(1), p. 51-79.
- PITCHER W.S., ATHERTON M.P., COBBING E.J. and BECKINSALE R.D. (1985)** - Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes. *Blackie*, Halstead Press, Glasgow, 328 p.
- POIRIER J.P., BOUCHEZ J.L. and JONAS J.J. (1979)** - A dynamic model for aseismic ductile shear zones. *Earth Plan. Sci. Letters*, 43, p. 441-453.
- PONS J. (1973)** - Interprétation et utilisation des diverses structures et architectures de plutons basiques et acides. Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale, Espagne. *Bull. Soc. géol. France*, XV, pp. 349-355.
- POUTCHKOVSKY A. (1978)** - Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région de Bou-Gader. Relations entre les Jebilet occidentales autochtones et centrales allochtones, Meseta marocaine. Thèse Univ. Aix-Marseille III, 119 p.
- RAIS-AISSA R., CORNÉE J.J., MULLER J. et SOUGY J. (1983)** - Les unités allochtones du massif des Rehamna, Maroc hercynien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, p.783-786.
- READ H.H. (1956)** - In: The granite controversy. Thomas Murphy and Co., London, 430 p.
- ROCHETTE P. (1983)** - Propriétés magnétiques et déformation dans les roches sédimentaires alpines. Application au Dogger de la zone dauphinoise. Thèse Univ. Grenoble, 136p.
- ROCHETTE (1987)** - Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.*, 9, p. 1015-1020.
- SCRUTTON R.A. (1979)** - On sheared passive continental margins. *Tectonophysics*, 59, p.293-305.
- SIMPSON C. (1985)** - Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol.*, 7, p. 503-511.
- SIRNA C. (1986)** - Le granite des Rehamna centrales. *Réunion Sci. Terre*, Clermont-Ferrand, Soc. géol. France Ed.
- SOUGY J., MULLER J. et POUTCHKOVSKY A. (1978)** - Tectonique de nappes dans la Meseta marocaine hercynienne (Jebilet, Rehamna). *Réunion Sci. Terre, Orsay*, Soc. géol. France Ed., p. 374.
- STEPHENS W.E. and HALLIDAY A.N. (1980)** - Compositional variation in the Galloway plutons. in: Origin of granite batholiths, M.P. Atherton and J. Tarnay Ed., *Shiva Publ.*, p. 9-17.
- STEIGER R.H. et JAGER E. (1977)** - Subcommission on Geochronology: convention to use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letter*, 180, p. 1279-1283.

**SYLVESTER A.G., OERTEL G., NELSON C.A. and CHRISTIE J.M. (1978)** - Papoose Flat pluton: A granitic blister in the Inyo Mountains, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, pp. 1205-1219.

**TAPPONNIER P., PELTZER G., LEDAIN A.Y., ARMIJO R. et COBBOLD P. (1982)** - Propagating extension tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 110, p. 611-616.

**TERMIER H. (1936)** - Etudes géologiques sur le Moyen Atlas septentrional. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n°33, 966 p.

**TERMIER H., AGARD J. et OWODENKO B. (1950)** - Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmès (Maroc central). Etude géologique, pétrographique et métallogénique. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n°82, 326 p.

**THOMPSON A.B. (1976)** - Mineral reactions in pelitic rocks: I Prediction of P-T-X(Fe-Mg) phases relations. *Am. J. Sci.*, 276, p. 401-424.

**THOMPSON A.B. & ENGLAND P.C. (1984)** - Pressure-Temperature-time paths of regional metamorphism II: Their interference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *J. Petrol.*, 45, p. 65-90.

**TISSERANT D. (1977)** - Les isotopes du Strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Etude de quelques massifs atlasiques et mésétiens. Thèse Univ. Strasbourg.

**TUBIA J.M. et BOUCHEZ J.L. (1984)** - Déformation naturelle du quartz: coexistence des systèmes de glissement de direction  $\langle a \rangle$  et  $[c]$  à haute température ? (migmatites de la nappe d'Ojén, Chaîne bétique, Espagne). Réunion "Chevauchement et Déformation", Toulouse.

**VAN DEN BOSCH J.W.H. (1974)** - Quelques principes généraux de l'interprétation gravimétrique illustrés par des exemples empruntés à la carte gravimétrique du Maroc (structure du Rif et intrusions granitiques au Maroc central). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, t.35, n°255, p. 117-136.

**VAN DEN BOSCH J.W.H. (1981)** - Carte gravimétrique du Maroc au 1/500.000 (en 7 feuilles). - Mémoire explicatif de la carte gravimétrique du Maroc (provinces du Nord) au 1/500.000. *Notes et Mém. serv. géol. Maroc*, t. 234 et 234 bis.

**VANDENVEN G. (1969)** - Les terrains métamorphiques de la bordure nord du massif granitique des Zaër (région de Sibara, Maroc central). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n°123, p.9-24.

**VAN DER VOO R. et KLOOTWIJK C.T. (1972)** - Paleomagnetic reconnaissance study of the Flamanville granite with special reference to the anisotropy of its susceptibility. *Geol. en Mijnb.*, vol.51 (6), pp. 609-617.

**VAN DER VOO R. et FRENCH R. B. (1974)** - Apparent polar wander for the Atlantic bordering continents: Late Carboniferous to Eocene. *Earth. Sci. Rev.*, 10, p.99-119

**VAN LECKWIJCK W., SUTER G. et TERMIER H. (1955)** - Contribution à la stratigraphie des terrains ordoviciens et gothlandiens de Khouribga-Oulmès (Maroc central). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n°123, p.1753-1762.

**VAUCHEZ A. (1976)** - Les déformations anté-triasiques dans la boutonnière d'Aouéli-Mibladen (Midelt-Maroc). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 282, p. 425-428.

**VAUCHEZ A. (1980)** - Ribbon texture and deformation mechanisms of quartz in a mylonitised granite of great Kabylia (Algeria). *Tectonophysics*, 67, pp. 1-12.

**WERNICKE B. (1985)** - Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22, p. 108-125.

**WICKHAM S.M. and TAYLOR H.P. (1985)** - Stable isotopic evidence for large-scale sea-water infiltration in a regional metamorphic terrane; the Trois-Seigneurs Massif, Pyrenees, France. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, p.122-137.

**WILLIS D.G. (1977)** - A kinematic model of preferred orientation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, p. 883-894.

**WYBRECHT E., DUPLAY J., PIQUÉ A. and WEBER F. (1985)** - Mineralogical and chemical evolution of white micas and chlorites, from diagenesis to low-grade metamorphism; data from various size fractions of greywackes (Middle Cambrian, Morocco). *Min. Mag.*, v.49, p. 401-411.