

Relations déformation-déplacement le long de failles hercyniennes : Systèmes de Bouznika, du Cherrat-Benslimane et du Cherrat-Yquem (Meseta marocaine nord-occidentale)

عبد الجليل العمراني الإدريسي

Abdeljalil LAAMRANI EL IDRISSE

Mots-clés : Maroc, Meseta, Hercynien, cisaillement, aplatissement, transpression, décrochement, chevauchement, déformation finie.

ملخص

علاقات التشوه - انتقال على امتداد نظامي انكسارات بوزنيقة - الشراط - بن سليمان والشراط - ايكم الهضبة الأطلسية المغربية. دراسة علاقات التشوه - انتقال على امتداد نظامي انكسارات بوزنيقة - والشراط - بن سليمان أظهرت ارتباطا شديدا بين تحرك انكسارات القاعدة والتقييم التكتوني التحولي خلال الاحداث الهرسينية اللاحقة للفيزي. فالتشوهات الهرسينية النامورو - وستفالية ذات خاصية ايجابية غير متجانسة. بينما التشوه العنيف المزامن للنضيب والتحول فيمتاز بشبهليلج يمثل التشوه النهائي من نوع ثلاثي المحور أما نظام التشوه فهو انفصامي متراكب يوفق بين قص عادي غالب على تراكبات محتشمة. معاودة حركة الانكسارات الشبطولية المنتسبة لنظام الشراط - بنسليمان في صيغة انفصام مياسر سمحت بظهور ثنيات P2 يصاحبها تنضيد S2. كما أن بداية الحركات الانفصامية ليامنة وأخرى مياسرة تصاحبها تفيد بكون حقل الضغوطات الهرسينية تعرض لدوران طفيف مضاد لاتجاه عقارب الساعة. أما التشويه الهرسيني، الذي خضع للحركات الانفصامية، فقد اكتمل بتراكبات طفيفة.

RESUME

L'étude des relations déformation-déplacement le long des deux systèmes de failles de Bouznika et du Cherrat-Benslimane a révélé la relation intime entre les mouvements de failles de socle et l'évaluation tectono-métamorphique au cours des événements hercyniens post-viséens. La déformation hercynienne namuro-westphalienne a un caractère progressif et non-homogène. La déformation paroxysmale, synschisteuse et synmétamorphe, est caractérisée par un ellipsoïde de déformation finie de type triaxial aplati. Le régime de déformation est décrochant-chevauchant, combinant ainsi cisaillements simples transcurrents prépondérants à des chevauchements peu prononcés selon un contexte de cisaillements, ductiles à ductiles-cassants. Le jeu des failles submériidiennes, du système du Cherrat-Benslimane en décrochement senestre, a permis l'apparition des plis P₂ accompagnés d'une schistosité S₂ de type crénelation discrète. La mise en mouvements des décrochements ENE-WSW à NNE-SSW dextres et de leurs conjugués senestres montrent que le champ de contraintes hercyniennes a subi une légère rotation antihoraire. La déformation hercynienne, dominée par les jeux décrochants, s'est clôturée par des chevauchements mineurs.

ABSTRACT

Strain-displacement relationships along the Hercynian faults: Bouznika, Cherrat-Benslimane and cherrat-Yquem systems. The study of strain-displacement relationships along the Bouznika and Cherrat-Benslimane fault systems showed the intimate relationship between the basement fault movements and tectonic-metamorphic evolution during the late viséan variscan events. The namuro-westphalian strain have a progressive and heterogeneous character. The synschistous and synmetamorphous variscan strain is characterized by an oblate ellipsoid of finite strain. The strain regime is wrench-thrusting, then it associates the dominant dextral transcurrent simple shears with low thrust faults according to a context of ductile-brittle shears. The replay of the submeridian faults, of Cherrat-Benslimane system into senestral transcurrent faults, permitted the appointments of the second generation of fold P₂ associated with discrete crenulation S₂. The movement of the ENE-WSW to NNE-SSW dextral wrench faults and their conjugated senestral faults shows that the hercynian stress field underwent a light counterclockwise rotation. Finally, the variscan strain dominated by the wrench movements, enclosed by slight thrust faults.

INTRODUCTION

La région étudiée se situe entre trois grandes agglomérations : Rabat au Nord-Est, Mohammedia au Sud-Ouest et Benslimane au Sud (Fig. 1); elle occupe un segment du littoral atlantique compris entre la plage Val d'or au Nord-Est et la plage David au Sud -ouest et englobe deux grands villages: Bouznika et Skhirat. Il s'agit d'une région tabulaire, traversée par un important réseau hydrographique, faisant partie de la Meseta côtière dont notamment

les oueds Yquem et Cherrat. Elle est composée de terrains paléozoïques appartenant à deux unités structurales séparées par la faille submériidienne de Bouznika - Benslimane. Le secteur occidental occupe l'extrême nord du Môle côtier et montre des formations d'âge essentiellement paléozoïque inférieur, tandis que le secteur oriental constitue la marge nord-ouest du Massif central marocain et montre des formations d'âge paléozoïque supérieur avec de rares affleurements siluro-dévonien. Cette région a fait l'objet d'études structurales dans le

cadre de travaux de thèses régionales (PIQUE, 1979; ZAHRAOUI, 1984 et FADLI, 1990). La complexité des structures que l'on observe rendait intéressante une étude structurale détaillée.

Le but de cette étude est de mieux comprendre le fonctionnement des systèmes de failles hercyniennes traversant la région, pour cela nous avons

fait appel aux divers marqueurs disponibles permettant une telle opération, en leur appliquant les méthodes qualitatives et quantitatives d'analyse de la déformation, d'une part pour établir l'ellipsoïde de déformation et d'autre part pour retracer l'évolution des paléochamps de contraintes du cycle hercynien.

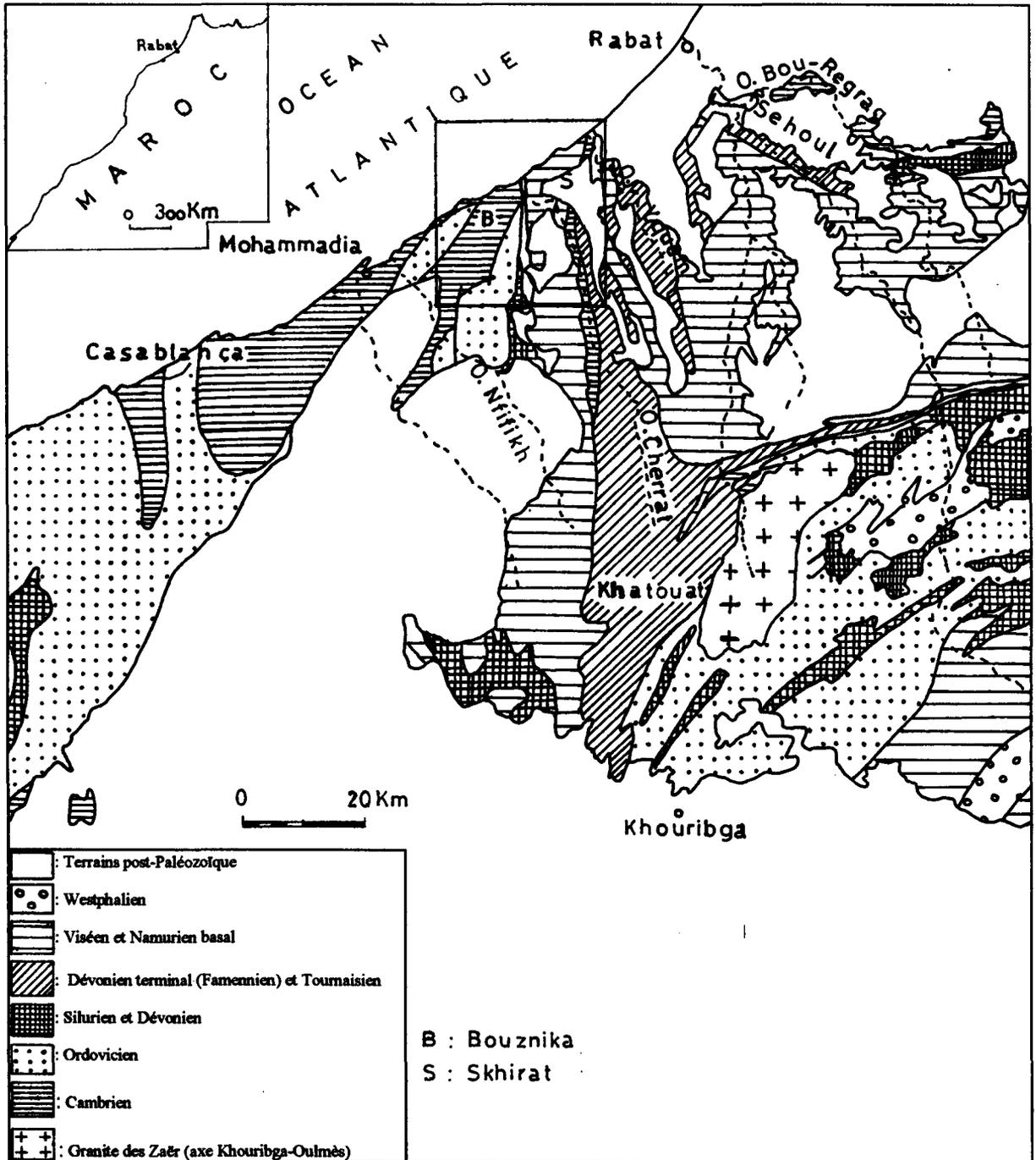


Figure 1.- Carte de localisation de la région étudiée (in PIQUE, 1981)

ANALYSE DE LA DEFORMATION

ANALYSE DE LA DEFORMATION DANS LE SECTEUR DU MOLE COTIER : LE SYSTEME DE BOUZNKA

Déformation continue

La déformation continue a été analysée exclusivement dans les matériaux du Cambrien moyen représentés par les "schistes de Bouznika" et les tufs volcaniques.

Les observations microscopiques et macroscopiques ont révélé la présence des structures suivantes :

- Les plis P1, de dimension et de forme variable, ils ont une direction axiale qui présente les mêmes variations que la direction du débit schisteux. Ils sont disposés en échelon le long des plans de failles régionales limitant le couloir de Bouznika de direction moyenne NE-SW (CAILLEUX & al.1983) et montrant un plongement axial variable de subhorizontal à subvertical.

- La schistosité associée S1 : Les plans de schistosité sont généralement subverticaux. L'expression de la schistosité en direction et en intensité n'est pas homogène à travers l'ensemble du secteur; en effet, elle est de direction moyenne N10 à N20 au Nord-Ouest du couloir de Bouznika, qui est d'axe NE-SW et se situe entre la faille Tamda au NW et la faille d'El Haj Thami au SE; N30 à N 40 dans le couloir de Bouznika et N10 à N45 au SE du couloir de Bouznika (Fig. 2), elle varie généralement entre une schistosité grossière à lisse accompagnée d'un métamorphisme anchizonal qui peut atteindre l'épizone à séricite et à chlorite (WYBRECHT, 1984).

- Gradients latéraux de la déformation : L'intensité de la déformation synschisteuse, représentée par le type de schistosité et le degré du métamorphisme sur le terrain, enregistre une relative augmentation du centre vers les périphéries et du Sud-Ouest vers le Nord-Est au sein du couloir de Bouznika et une diminution en se déplaçant au Nord-ouest et au Sud-est du couloir. Régionalement la déformation s'atténue en se déplaçant de l'Est vers l'Ouest (WYBRECHT, 1984 et PIQUE, 1979).

- Microzones de cisaillements : A l'échelle microscopique on note la présence de microzones de cisaillements manifestées par des structures S-C individualisées dans les roches du complexe volcanique et qui sont en relation avec des mouvements dextres syn-à post-schisteux et par les porphyroblastes de plagioclase qui sont étirés à la manière de "bookshelf sliding" (RAMSAY & HUBER, 1987 et SIMPSON & SCHMIDT, 1983) puis étirés obliquement au débit schisteux, le vide ainsi créé se colma-

te d'un matériel micacé fibreux (Fig. 3 a, b). Les mouvements cisailants sont également mis en évidence par le développement d'ombres de pression syncinématiques autour des grains antéectoniques (quartz, plagioclase, magnétite,...) (Fig. 3 a, b, c).

La présence de structures montrant soit un mouvement dextre soit un mouvement senestre parallèlement au débit schisteux est probablement en relation avec un mouvement différentiel.

- Kink-bands : Les kink-bands sont représentés par une seule famille de direction WNW-ESE à NW-SE et de dimension millimétrique à centimétrique; à leurs limites s'installent parfois des microfentes de tension disposées en échelons qui marquent un mouvement senestre dont le mouvement conjugué est représenté par les glissements dextres qui se produisent parallèlement au débit schisteux.

Ces structures et microstructures sont le témoin du fonctionnement d'un cisaillement ductile (COBBOLD, 1978 et RAMSAY & HUBER, 1987) au cours de la déformation synschisteuse et synmétamorphe.

Type de la déformation synschisteuse

Observation qualitative

Dans les formations cambriennes, la linéation d'étirement est marquée, à l'échelle de l'affleurement, par l'isolement de lentilles gréseuses dont le grand axe est parallèle à la fois au débit schisteux et à la linéation d'intersection. Les lentilles gréseuses centimétriques à décimétriques sont intensément fracturées; les plans de fractures sont perpendiculaires à l'axe de la linéation d'intersection, certains plans de fracture sont remplis d'un matériel siliceux fibreux, les fibres sont allongées parallèlement à l'axe de la linéation d'étirement X.

Au niveau des conglomérats volcaniques, les éléments sont contournés par le débit schisteux, certains éléments sont intensément fracturés perpendiculairement à l'axe de la linéation d'étirement X (Fig. 4). Les rares affleurements, montrant trois sections perpendiculaires, montrent des éléments aplatis pris entre les plans de schistosité pénétrative subverticaux.

Au microscope, la linéation d'étirement est matérialisée par le développement de queues de cristallisation fibreuses autour des grains rigides (quartz, chlorite, plagioclase,...) au sein d'une matrice ductile parallèlement au débit schisteux (Fig. 5). Les deux sections observées sont perpendiculaires au clivage schisteux, celle-ci montrent une double linéation. La linéation d'étirement subhorizontale parallèle à l'axe X d'élongation maximum est plus importante que la linéation d'étirement subverticale parallèle à l'axe Y d'élongation intermédiaire.

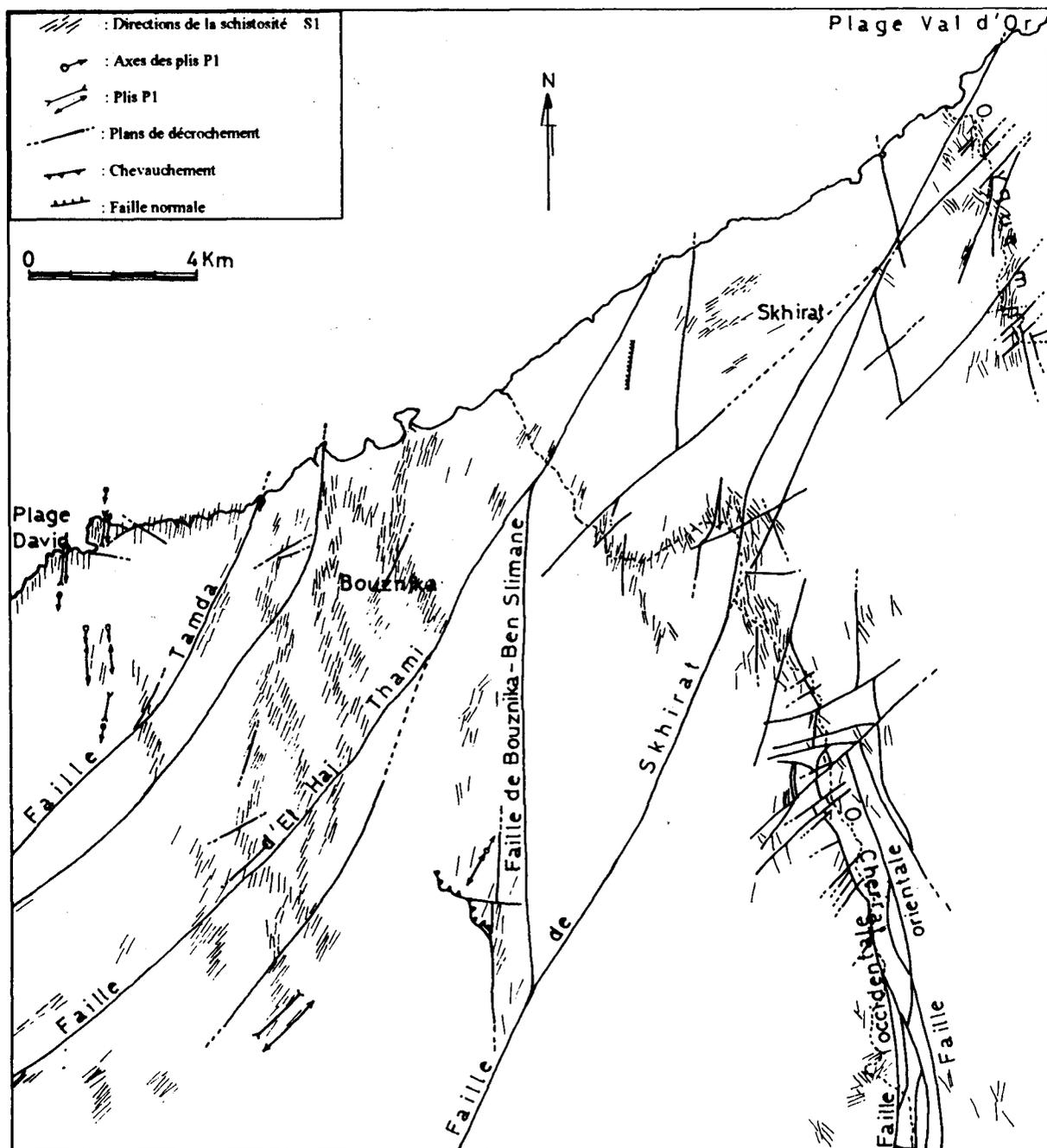


Figure 2.- Carte des directions de la schistosité S1, en relation avec les directions des plans de faille dans l'ensemble de la région étudiée.

La linéation d'étirement est marquée également par un microboudinage des grains de quartz et de plagioclase (Fig. 6 a, b).

Résultats de l'étude quantitative de la déformation.

La méthode adoptée dans ce travail consiste en la mesure directe des axes de déformation au micro-

scope des grains rigides accompagnés de queues de cristallisations fibreuses (MUKHOPADHYAY, 1973). Les mesures, ainsi effectuées sur plaques minces, ont montré que le paramètre de forme k , le paramètre de forme logarithmique K et le paramètre de LODE n sont compris entre 0 et 1 (Tableau I). Les principaux axes de déformation sont liés par la relation suivante: $X > Y > 1 > Z$.

Sur le diagramme de FLINN (1956) et le diagramme d'HASSAK (1968), les points représentatifs des ellipsoïdes de déformation finie tombent dans le domaine d'aplatissement (Fig. 7a, b). La déformation est donc dominée par l'aplatissement.

Relation entre aplatissement et cisaillement

Les ellipsoïdes de type aplatissement ($K < 1$) mesurés ici peuvent s'expliquer par la combinaison entre un régime de cisaillement transcurrent et un raccourcissement de la zone de cisaillement avec allongement vertical selon le modèle de transpression de SANDERSON & MARCHINI (1984). Deux composantes cisailantes peuvent alors se manifester :

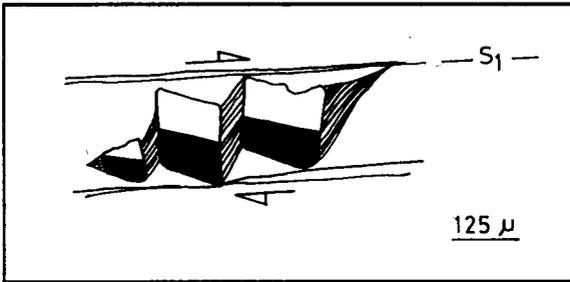


Figure 3a. : Microboudinage d'un blaste de plagioclase avec rotation horaire des fragments et étirement oblique sur le débit schisteux.

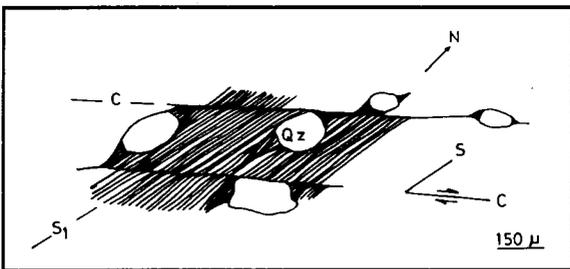


Figure 3b. : Structure S-C microscopique dans un tuf volcanique.

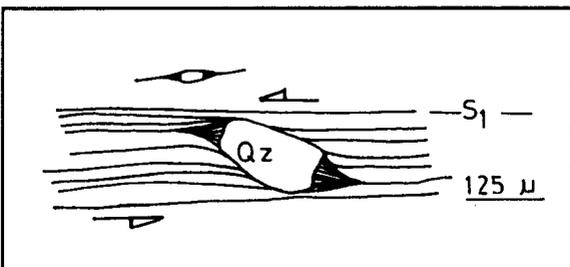


Figure 3c. : Grain de quartz accompagné de queues de cristallisation fibreuses quartzo-micacées dissymétriques manifestant une rotation antihoraire dans les "schistes de Bouznika".

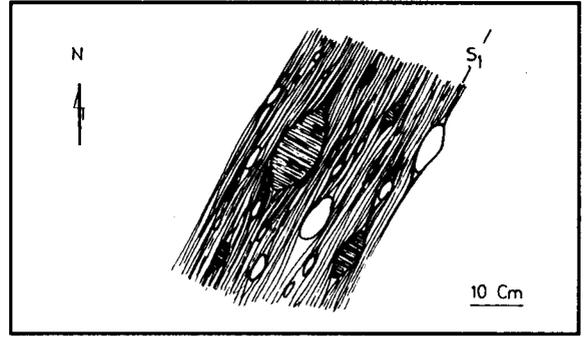


Figure 4.- Schistosité S1 dans un tuf volcanique de l'oued Ghebar.

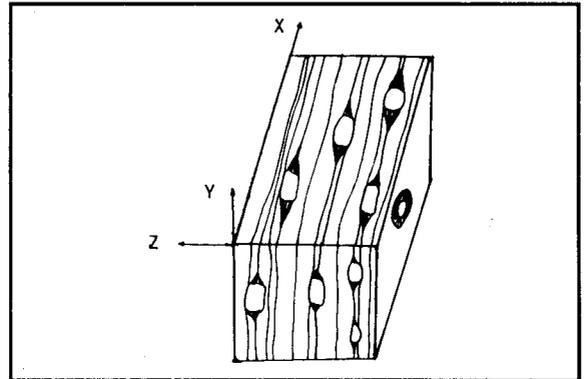


Figure 5. : Linéation d'étirement matérialisée par des croissances fibreuses quartzo-micacées autour des grains de quartz parallèlement au débit schisteux. Aspect qualitatif de l'élipsoïde de déformation dans le Môle côtier

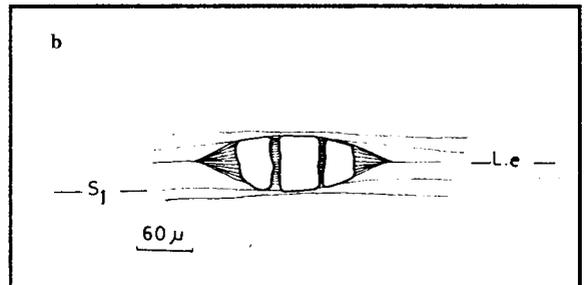
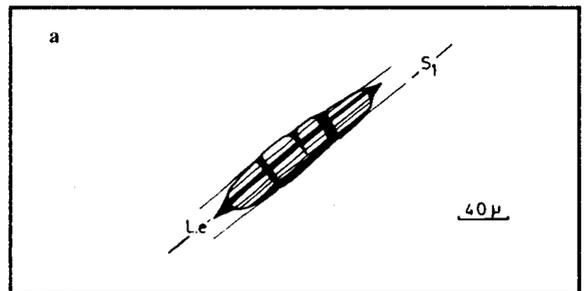


Figure 6a. : Blaste de plagioclase tronçonné et étiré. b: Grain de quartz fracturé et étiré.

Tableau 1 : Valeurs des différents paramètres caractéristiques de l'ellipsoïde de déformation finie et axes des linéations d'intersection des échantillons récoltés dans le couloir de Bouznika.

Lames minces		VM0	VM1	VM2	VM3	DM2	DM3	DM4	JD1	JD2	JD3	JD4	IJ1	AX3	AX4	DX1	TX1	TX2	TX3
Axes principaux de déformation	X	1.96	1.51	2.02	1.84	2.14	2.1	2.2	1.84	2.1	2.4	1.99	2.06	1.77	2.28	2.1	2.02	1.8	1.44
	Y	1.24	1.17	1.24	1.17	1.33	1.38	1.4	1.2	1.26	1.5	1.15	1.29	1.28	1.34	1.4	1.32	1.44	1.23
	Z	0.7	0.48	0.62	0.52	0.57	0.63	0.66	0.62	0.54	0.72	0.6	0.6	0.62	0.66	0.64	0.59	0.71	0.59
Rapports principaux de déformation	RXY	1.58	1.29	1.63	1.56	1.63	1.52	1.57	1.53	1.67	1.6	1.73	1.6	1.38	1.7	1.5	1.53	1.25	1.17
	RXZ	2.8	3.15	3.26	3.5	3.75	3.33	3.33	2.97	3.89	3.33	3.32	3.34	2.85	3.45	3.28	3.42	2.53	2.44
	RYZ	1.77	2.44	2	2.25	2.3	2.19	2.12	1.94	2.33	2.08	1.92	2.15	2.05	2.03	2.19	2.24	2.03	2.06
Paramètre de forme K		0.75	0.2	0.63	0.46	0.46	0.44	0.51	0.57	0.5	0.55	0.8	0.52	0.36	0.68	0.42	0.44	0.24	0.16
Paramètre de forme log K		0.82	0.29	0.71	0.56	0.56	0.54	0.6	0.65	0.6	0.62	0.84	0.61	0.45	0.75	0.52	0.53	0.32	0.21
paramètre LODE v		0.11	0.55	0.17	0.28	0.28	0.3	0.25	0.21	0.25	0.22	0.08	0.24	0.38	0.14	0.32	0.31	0.52	0.65
Paramètre d'intensité		0.32	0.37	0.36	0.39	0.41	0.37	0.37	0.34	0.42	0.36	0.37	0.38	0.33	0.38	0.37	0.38	0.3	0.29

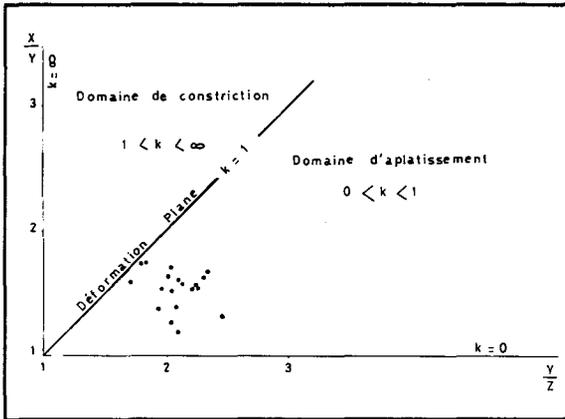


Figure 7. a : Position des échantillons des schistes de Bouznika et des roches du complexe volcanique, récoltés dans le couloir de Bouznika, sur le diagramme de FLINN.

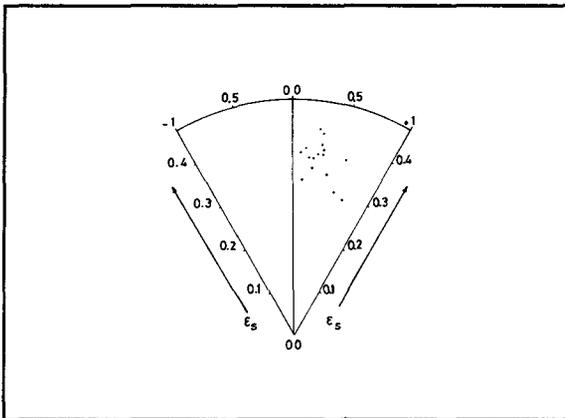


Figure 7. b : Représentation graphique des formes des ellipsoïdes de déformation finie selon la méthode de HOSSACK, utilisant le paramètre de LODE et le paramètre de NADAI (paramètre d'intensité).

Une composante majeure selon l'axe X subhorizontal et une composante mineure selon l'axe Y subvertical.

Linéation d'intersection. A la composante majeure on peut associer les plis P1 d'axes subhorizontaux et la linéation d'étirement X subhorizontale qui sont le produit d'un cisaillement transcurrent et à la composante mineure, on peut annexer les plis P1 d'axes obliques subverticaux et la linéation d'étirement Y

subverticale qui sont la manifestation d'un mouvement chevauchant.

Le dispositif structural est ainsi décrochant-chevauchant, donc le régime de déformation est composite, combinant ainsi un cisaillement simple transcurrent prépondérant et un faible cisaillement inverse. Les deux déplacements se sont produits sur des plans de failles verticaux devenant probablement listriques, selon le modèle proposé par MICHARD & al. (1983).

Déplacement synschisteux

Etant donné que le dispositif structural est décrochant-chevauchant, deux composantes de déplacement sont à considérer.

Rejet horizontal

Au sein de la zone de cisaillement de Bouznika, les trajectoires de la schistosité S1 présentent une variation continue de l'angle q , mesuré par rapport à la direction moyenne des limites du couloir de cisaillement. La déformation cisailante est liée à q par la relation suivante: $g = 2/\text{tg } 2q$. La valeur de g est donc une moyenne, sur une zone large de 11 Km: $g = 2,56$. Le déplacement horizontal est le produit de la largeur de la zone de cisaillement par la déformation cisailante moyenne. Le rejet horizontal est donc égale à 28 Km. Cette valeur du rejet horizontal demeure au dessous de la valeur réelle du déplacement horizontal pour au moins deux raisons:

- Problèmes posé par les mesures de q et les méthodes de calcul de la déformation cisailante moyenne.
- Incertitude sur la valeur exacte de la largeur de la zone de cisaillement, par suite du caractère diffus des limites.

Composante de déplacement verticale

Au cours de la déformation synschisteuse et synmétamorphe, le raccourcissement total dépasse les 50% or le clivage ardoisier ne peut assurer que 30 à 40% du raccourcissement total (BEUTNER, 1978; ODONNE, 1990), le reste est imputable à la composante chevauchante.

Déformation discontinue

Les données récoltées sur le terrain ont été traitées sur un programme automatique élaboré par ALLMENDINGER & al. (1989), ce programme permet la détermination des axes de déformation qui coïncide sensiblement avec les axes de contraintes (S_1, S_2, S_3) et par suite l'application de la méthode des dièdres droits (ANGELIER & MECHLER, 1977).

L'analyse qualitative des populations de failles a permis de retracer l'évolution des événements suivante.

Compression WNW-ESE et extension NNE-SSW (Fig. 8a) : cet événement est marqué par la mise en mouvement des plans de failles dextres de direction ENE-WSW et leurs conjugués senestres de direction NNW-SSE (Fig. 8 a et b) et par l'installation des fentes de tension subverticales de direction WNW-ESE.

Compression subéquatoriale et extension subméridienne (Fig. 8b) : ce champ de contrainte est mis en évidence par la présence de plans de failles dextres de direction NNE-SSW et leurs conjugués senestres de direction WNW-ESE à NW-SE (Fig. 8bB) et par la présence de fentes de tension subverticales et subéquatoriales postérieures à la première génération.

La présence de plans de failles inverses, portant des stries de direction NW-SE à subéquatoriale (Fig. 8c), est en probable relation avec la persistance de la composante chevauchante synschisteuse à côté de la composante décrochante dominante au cours des événements post-schisteux.

En fin du cycle hercynien, la composante chevauchante finit par s'imposer tout en développant des chevauchements de faible ampleur et dont le plus important est celui de Bled al Hmidchat dont la flèche approche les 800m (DESTOMBES & JEANNETTE, 1966; CAILLEUX & al., 1983 et ZAHRAOUI, 1991).

ANALYSE DE LA DEFORMATION DANS LE MASSIF CENTRAL

Les systèmes de Cherrat-Benslimane et Cherrat-Yquem

Déformation continue

Ce secteur est composé de trois bandes de cisaillement subméridiennes kilométriques, de l'Ouest vers l'Est on distingue: la bande de Ben-Slimane limitée à l'Ouest par la faille de Bouznika-Benslimane et à l'Est par la faille occidentale de la bande du Cherrat qui se met en contact avec la bande de l'Oued Yquem par la faille orientale.

Les zones de cisaillement, de dimensions variables depuis l'affleurement jusqu'à l'échelle régionale, sont marquées par des structures observées à différentes échelles.

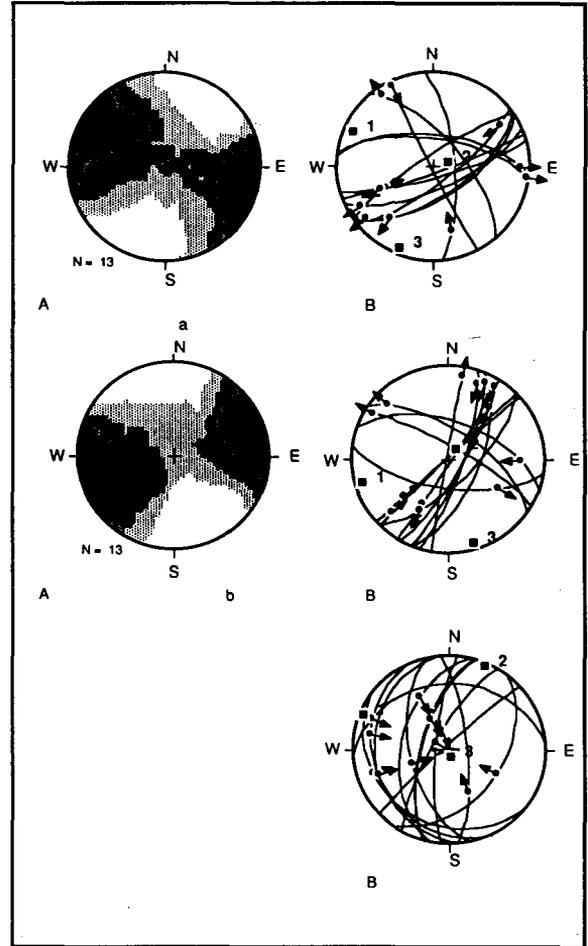


Figure 8 : Représentation stéréographique sur traceur automatique de certains plans de failles striés relevés dans le secteur du Môle côtier.

A. Application de la méthode des dièdres droits ; B. Plans de failles striés et axes de contraintes déduits ; N. Nombres des plans de failles.

Critères de cisaillement

- Les trajectoires de la schistosité S_1 présentent une répartition peu homogène. La schistosité S_1 montre une grande variation en direction ENE-WSW à NNE-SSW surtout dans la moitié nord du secteur, elle est plutôt WNW-ESE à NNW-SSE dans la moitié sud passant à une direction subméridienne aux limites des bandes de cisaillement avec des perturbations locales qui sont probablement liées à des mouvements cisailants postérieurs. Ainsi dans la moitié sud du secteur la schistosité prend une forme sigmoïde à l'échelle régionale, traduisant ainsi un mouvement cisailant dextre le long des accidents subméridiens (Fig. 9).

- La schistosité S_1 est pénétrative, de plan axial et de type grossière lisse à lisse. Elle est synméta-

morphe accompagnée d'un métamorphisme anchizonal pouvant atteindre l'épizone dans les zones de concentration de la déformation. La schistosité S1 est subverticale, elle a été reprise par une schistosité S2 de type crénulation discrète.

- Les plis P1 synschisteux, de direction présentant généralement les mêmes variations que les trajectoires de la schistosité S1. Les axes de plis présentent des plongements assez variables et sont fortement dispersés dans le plan axial dans les zones de concentration de la déformation.

- Les gradients latéraux de la déformation: l'intensité de la déformation varie nettement lorsqu'on s'éloigne ou qu'on s'approche des limites des bandes de cisaillement. Cette variation indique des gradients latéraux de déformation E-W, en plus d'une augmentation de la déformation régionale du Nord vers le Sud. Ceci s'observe au sein de la bande du Cherrat et le long de la faille de Bouznika-Benslimane.

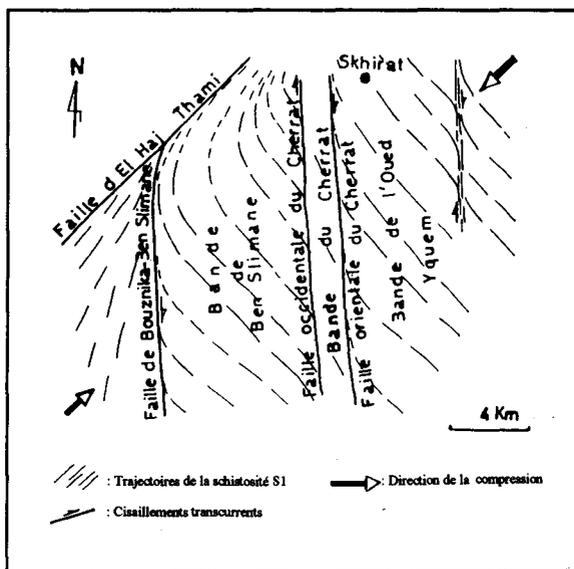


Figure 9 : Représentation schématique de l'évolution de trajectoire de la schistosité S1, au cours de la phase paroxysmale de la déformation hercynienne, dans la zone de cisaillement du système de Benslimane-Cherrat.

- Les bancs compétents, de calcaire givétien, de quartzite strunien et de grès et de calcaire viséens, montrent des systèmes de fentes de tension disposées en échelon marquant ainsi des bandes de cisaillement, à l'échelle de l'affleurement, subméridiennes dextres et subéquatoriales senestres.

- Présence de structures S-C, les plans de cisaillement passent souvent par les plans de stratification et les plans de schistosité S1 manifestent une structure sigmoïde en relation avec des jeux cisillants dextres (Fig.10)

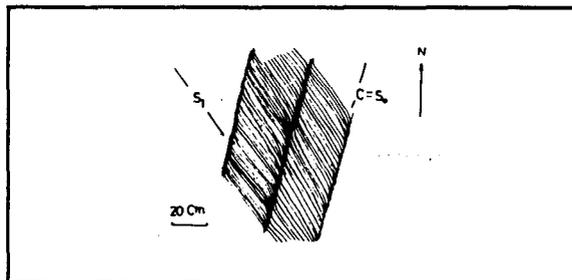


Figure 10 : Structure S-C observées dans les calcaires du Viséen supérieur traversés par un cisaillement subméridien dextre.

- Les ombres de pression syncinématiques, développés autour des grains de pyrite rigides, montrent des fibres, calcitiques ou siliceuses, courbes (Fig. 11), typiques d'une déformation non coaxiale. Les fibres marquent des rotations horaires ou antihoraires parallèlement aux plans de schistosité S1 (ETCHECOPAR & MALAVIEILLE, 1987) probablement en relation avec des mouvements différentiels sur les deux flancs des plis P1. Ces mouvements différentiels sont produits par une concentration de l'aplatissement suivie de glissements dans deux sens le long des plans de S1, soit par des mouvements liés aux glissements d'un plissement flexural, soit résultant des deux mécanismes combinés (BEUTNER & DIEGEL, 1985).

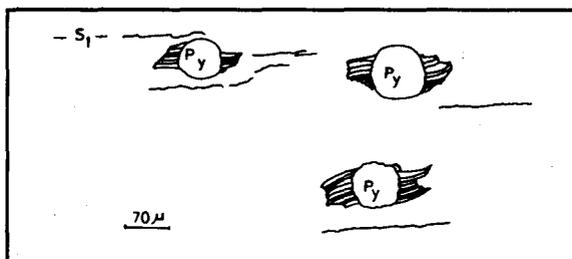


Figure 11 : Grains de pyrite subsphériques accompagnés de fibres calcitiques courbes marquant un jeu cisillant parallèlement au débit schisteux.

- Les plis P1 synschisteux sont repris par un plissement P2 dont l'expression est limitée aux zones de concentration de la déformation. Les plis P2 sont accompagnés d'une schistosité S2 de type crénulation discrète. Les plans axiaux des plis P2, de direction moyenne NE-SW, montrent en fait une grande variation en orientation, en relation probable avec des perturbations liées à des mouvements syn à post-P2. Les axes des plis P2 sont subverticaux et disposés en échelon sur les plans de failles subméridiennes, ce qui peut indiquer un mouvement senestre le long de ces plans.

- Ces structures et microstructures sont l'expression d'un cisaillement fragile-ductile (COBBOLD, 1978 et RAMSAY & HUBER, 1987) qui a contrôlé

la déformation synschisteuse et symmétamorphe dans la marge NW du Massif central.

Type de la déformation synschisteuse

La Détermination du type de la déformation a été faite par une observation qualitative et une étude quantitative des marqueurs disponibles à diverses échelles depuis l'affleurement jusqu'à la lame mince.

1. Linéation d'étirement

A l'échelle de l'affleurement, la linéation d'étirement est marquée par des structures de boudinage; le plus souvent elle affecte les plans de stratification ayant subi une transposition dans la schistosité. On peut soupçonner l'existence d'un double étirement selon deux directions perpendiculaires: le boudinage horizontal à subhorizontal est le plus marqué, représentant ainsi l'axe X de déformation maximum tandis que le boudinage vertical est surtout observé dans les successions, monoclinales redressées à la verticale et qui montrent un net contraste de compétence. Cette disposition évoque fort probablement la présence de structures en tablette de chocolat qu'on peut observer localement.

A l'échelle de la lame mince, on observe une double linéation d'étirement parallèlement au débit schisteux, qui se concrétise par le développement de queues de cristallisations fibreuses, des ombres de pression et des microboudinages autour des grains rigides antétectoniques. La linéation d'étirement subhorizontale selon l'axe X d'élongation maximum est plus importante que la linéation d'étirement subverticale selon l'axe Y d'élongation intermédiaire. Les grains et les microfossiles antétectoniques prennent ainsi une forme elliptique et seront donc étudiés pour quantifier la déformation. Ces microstructures présentent un aspect identique à ce qui se passe au niveau du Môle côtier (Fig. 5 et 6).

2. Etude quantitative de la déformation

Les mesures directes des axes principaux de déformation, des objets ayant acquis une forme elliptique, au niveau des deux sections XZ et YZ ont montré que les paramètres de forme k , de forme logarithmique K et de LODE n sont compris entre 0 et 1 par conséquent $X > Y > Z$ (Tableau. II).

Sur le diagramme de FLINN et le diagramme d'HOSSAK, les points représentatifs des ellipsoïdes de déformation finie tombent dans le domaine d'aplatissement (Fig. 12).

L'ellipsoïde de déformation est donc aplati et la déformation est dominée par l'aplatissement.

Relation cisaillement-aplatissement

Tableau II.: Valeurs des différents paramètres caractéristiques de l'ellipsoïde de déformation finie des échantillons récoltés dans la marge NW du Massif central.

Lames minces		SD5	TD3	SF	CE	NB2
Axes principaux de déformation	X	1,87	2,17	1,64	1,97	2,27
	Y	1,49	1,89	1,08	1,8	1,22
	Z	0,61	0,49	0,64	0,62	0,54
Rapports principaux de déformation	RXY	1,26	1,15	1,52	1,09	1,86
	RXZ	3,07	4,43	2,56	3,18	4,2
	RYZ	2,44	3,86	1,69	2,9	2,26
Paramètre forme	K	0,18	0,05	0,75	0,05	0,68
Paramètre forme log	K	0,26	0,1	0,8	0,08	0,76
Paramètre de LODE		0,59	0,81	0,09	0,87	0,14
Paramètre d'intensité		0,36	0,5	0,43	0,39	0,44

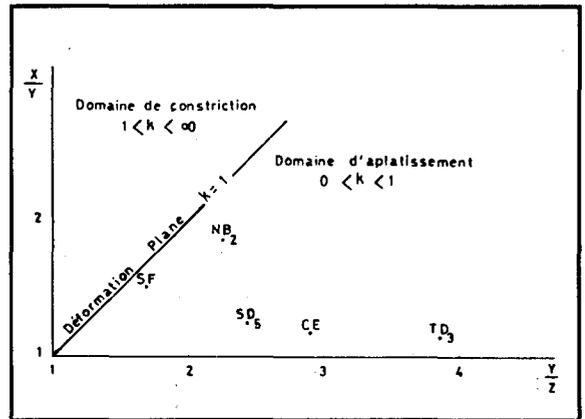


Figure 12 : Position des échantillons, dans le diagramme de FLINN, récoltés dans la marge NW du massif central.

Le régime de déformation est un cisaillement ductile-fragile, celui-ci résulte, en théorie d'un cisaillement simple avec une déformation plane ($K=1$). Or dans notre cas la déformation est dominée par l'aplatissement, par conséquent, et comme dans le cas du secteur du Môle côtier, les valeurs mesurées de $K < 1$ peuvent être expliquées par la superposition d'une déformation cisailante et d'un raccourcissement de la zone de cisaillement.

La déformation synschisteuse et symmétamorphe est donc composée d'un cisaillement simple transcurrent, marqué par des plis P1 subhorizontaux et une linéation selon l'axe X subhorizontal, et une composante chevauchante, marquée par les plis P1 d'axes subverticaux et la linéation d'étirement subverticale selon l'axe Y d'élongation intermédiaire. Le dispositif structural est décrochant-chevauchant combinant un cisaillement transcurrent prépondérant et un chevauchement mineur.

Déplacement synschisteux

1. Rejet horizontal : L'évaluation de la composante de déplacement horizontale demeure délicate pour au

moins deux raisons: 1 - absence de niveau repère à l'échelle régionale permettant une telle estimation et 2 - à cause de la reprise du jeu dextre synschisteux par des jeux senestres au cours du plissement P2 le long des failles subméridiennes.

2. Composante de déplacement vertical : L'aplatissement fait intervenir un raccourcissement total qui peut atteindre 60% (MICHARD & al. 1983), or le raccourcissement provoqué par la dissolution sous pression responsable du clivage ardoisier ne peut assurer que 30 à 40% (BEUTNER, 1978 et ODONNE, 1990), alors la partie excédentaire serait assurée par la composante chevauchante.

Déformation discontinue

Les plans de failles traversant le secteur du Massif central peuvent être groupés en deux familles, la moitié méridionale de la marge NW du Massif central est essentiellement traversée par des plans de failles subméridiens alors que la moitié septentrionale est traversée en particulier par des plans de failles ENE-WSW à NNE-SSW postérieurs au plissement P2 (Fig.13). Ces plans de failles enregistrent au moins quatre événements majeurs de la déformation hercynienne.

Compression NE-SW et extension NW-SE (Fig. 14-1) : au cours de cet événement se sont mis en mouvement les plans de failles subméridiens dextres syn à post-S1 et leurs conjugués subéquatoriaux senestres (Fig.14-1B) et se sont mises en places les fentes de tension subverticales de direction moyenne NE-SW.

Compression NW-SE et extension NE-SW (Fig. 14-2) : cet événement est marqué par le fonctionnement des plans de faille subméridiens, syn-P2, senestres et subéquatoriaux dextres (Fig. 14-2B) et par l'installation des fentes de tension NW-SE

Compression WNW-ESE et extension NNE-SSW (Fig. 14-3) : cette période déclenche un jeu dextre le long des plans de failles de direction ENE-WSW et un jeu senestre le long des plans de failles de direction NNW-SSE (Fig.14-3B)

Compression ENE-WSW et extension NNW-SSE (Fig.14-4) : Au cours de cet événement se sont mis en mouvement les plans de failles dextres de direction NNE-SSW à NE-SW et leurs conjugués senestres de direction WNW-ESE à NW-SE (Fig. 14-4B).

Ces deux dernières compressions traduisent la réorientation progressive et continue du champ de contraintes dans le sens antihoraire mais elles peuvent être généralement groupées en une seule compression E-W.

La présence de stries WNW-ESE à ENE-WSW associées aux jeux inverses (Fig. 14-5) est en probable relation avec la persistance de la composante

chevauchante au cours des différents événements de la déformation hercynienne et qui finit par s'imposer tout en développant des chevauchements de faible ampleur au terme du cycle hercynien.

Modèle d'évolution de la déformation hercynienne dans la région étudiée et les environs immédiats

Dès le Dévonien et jusqu'au Viséen supérieur, le bassin de Sidi Bettache a été soumis à un champ de contraintes, à caractère transtensif, caractérisé par une extension NW-SE et une compression NE-SW. Au Viséen, le bassin de Sidi Bettache de forme losangique, se trouve limité au Nord par le Bloc des Sehoul, au Nord-Ouest par le bloc côtier, à l'Ouest par la ride du Cherrat et au Sud par la ride des Zaër (PIQUE, 1979, 1981; CHALOUAN & al. , 1983 et PIQUE & al. , 1985) (Fig.15A).

Au Namurien, l'extension cesse avec le début de la fermeture du bassin qui coïncide avec l'amorce du serrage hercynien dans le reste de la Meseta occidentale. Ainsi, le champ de contraintes éovarisque prend un caractère compressif et l'axe de compression NE-SW subit une légère réorientation, devenant alors NNE-SSW (CAILLEUX & al., 1983; CHALOUAN & al. 1983; ROLIN & al. 1985 et FADLI, 1990).

Soumis au serrage NNE-SSW, le bloc des Sehoul, rigide poinçonne les terrains ductiles du bloc de Sidi Bettache . La poussée horizontale traduisant la progression du bloc des Sehoul vers le SSW le long d'un contact chevauchant (Piqué, 1979 ; Cailleux & al. 1983 ; CHALOUAN & al. 1983 ; PIQUE & al., 1985 ; EL HASSANI & ZAHRAOUI, 1984; EL HASSANI, 1990 et FADLI, 1990); se heurte à la résistance manifestée par le bloc côtier et le bloc des Zaer plutôt soumis au serrage varisque NW-SE à WNW-ESE. La poussée vers le SSW du bloc des Sehoul, qui a une géométrie courbe, combinée à la composante de déplacement horizontal dextre contemporaine, le long de la faille d'EL Haj Thami, entraînent des réorientations locales de la compression NNE-SSW qui vont de NE-SW à l'Ouest à NNW-SSE à l'Est du bloc des Sehoul. En effet, le système des failles subméridiennes du Cherrat-Benslimane se trouve soumis à une compression locale NE-SW ; par conséquent, les failles subméridiennes ont développé un jeu dextre manifesté par des plis P1, synschisteux et synmétamorphes, de direction NW-SE à NNW-SSE, disposés en échelons le long des plans subméridiens. Les réorientations du serrage NNE-SSW sont mises en évidence par la courbure des trajectoires de la schistosité S1 (Fig. 15B) qui s'accroît vers le Sud-Ouest au niveau des terrains du bloc de Sidi Bettache. Cette courbure est la conséquence de la

géométrie en coin résultant de l'agencement du bloc côtier et du bloc de Zaër au Sud en plus du rôle amortisseur qu'auraient joué ces deux blocs. D'une manière synchrone, se développent des plis P1 synschisteux et synmétamorphes de direction NNE-SSW à ENE-WSW dans le Môle côtier et au niveau de la zone des Zaër, ces plis marquent un jeu dextre le long de failles NE-SW à ENE-WSW. Ainsi, le jeu dextre le

long de la faille d'El Haj Thami a produit un mégacrochon provoquant la réorientation des trajectoires de la schistosité S1 et des plans de failles en contact avec le bloc côtier (Fig. 15B).

A l'échelle du bloc de Sidi Bettache la déformation peut s'accompagner de décollements disharmoniques dans la couverture ductile et peut-être avec le socle précambrien rigide, provoquant ainsi une com-

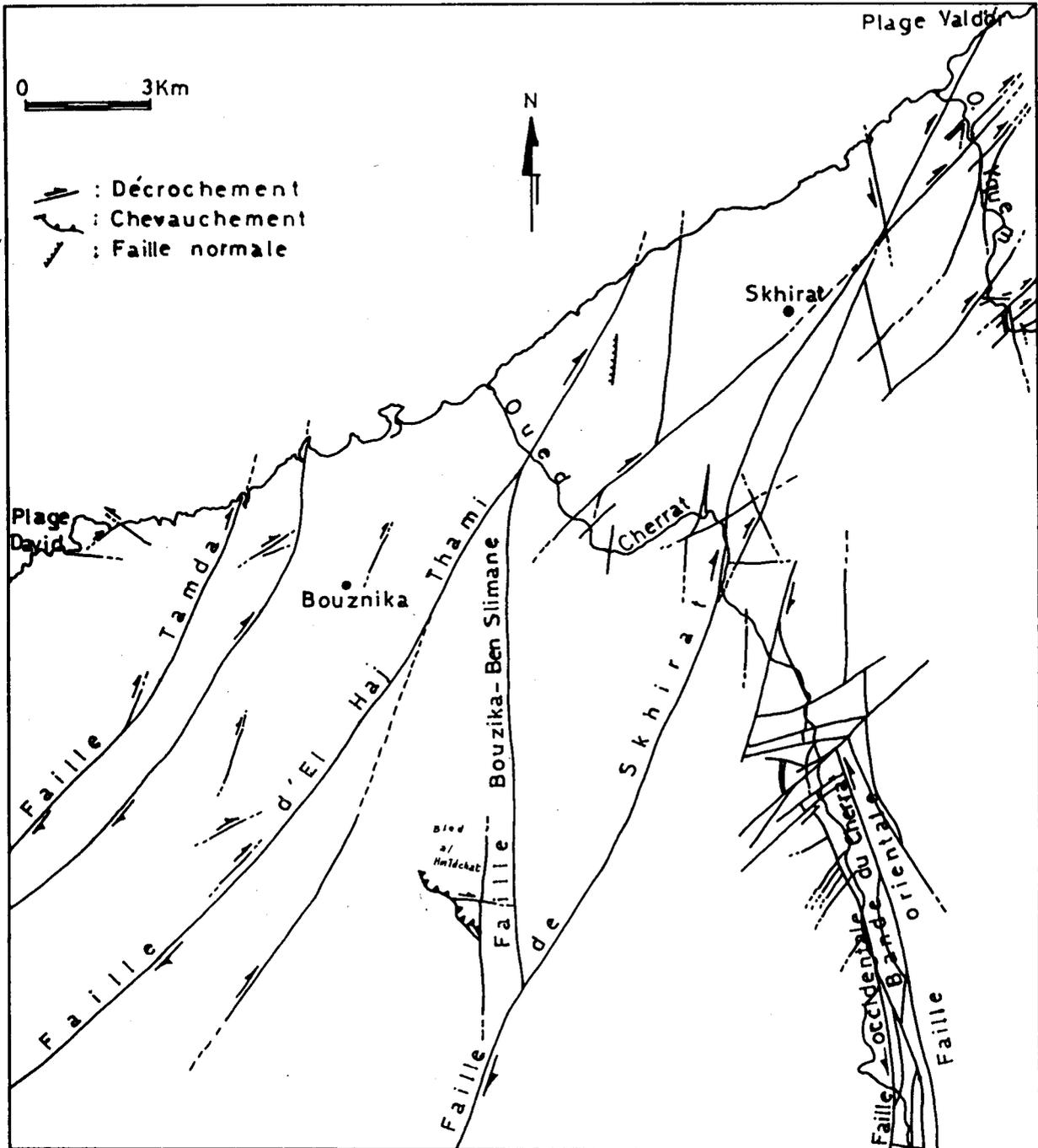


Figure 13.- Carte synthétique des plans de faille traversant la région étudiée.

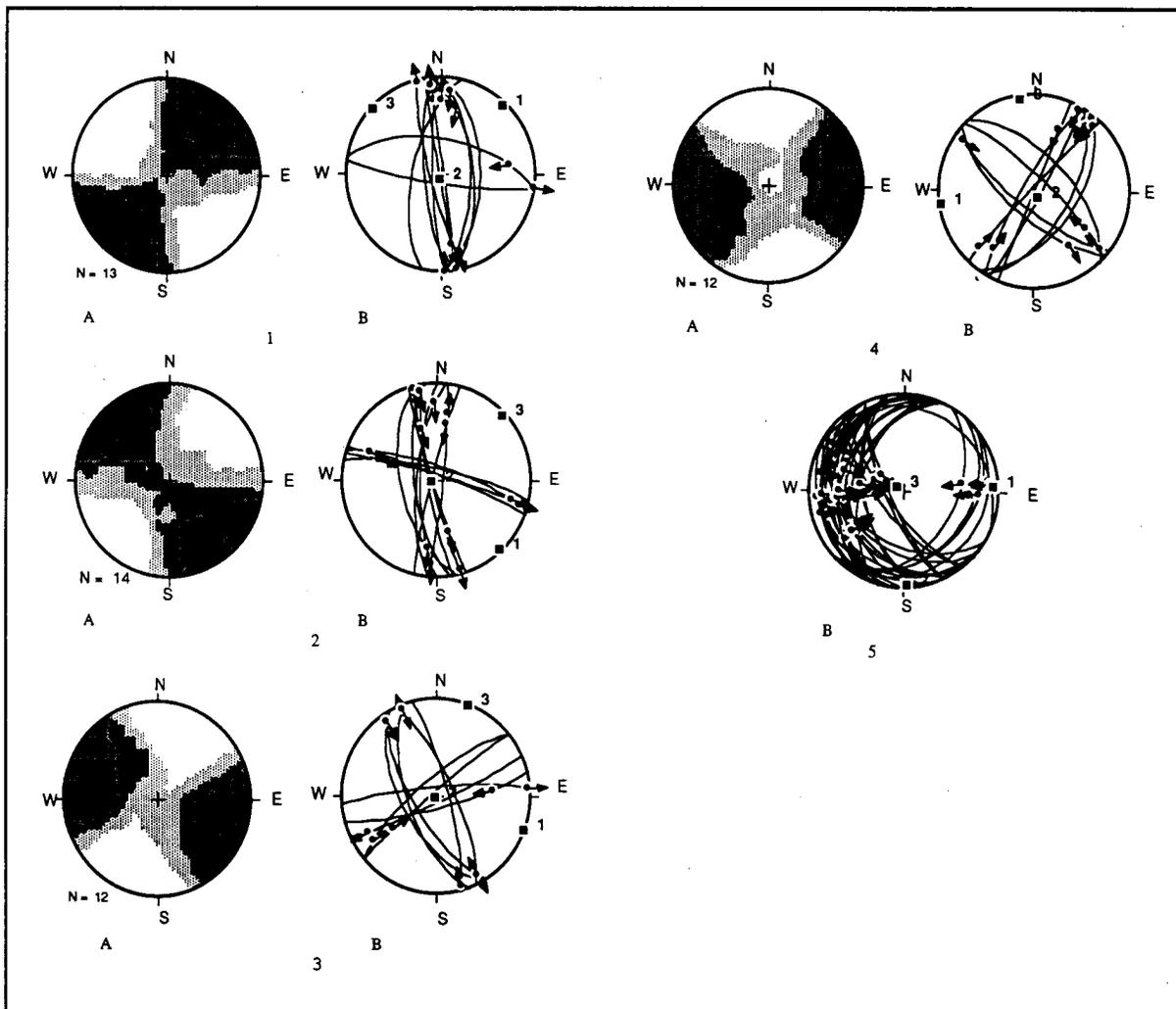


Figure 14 : Représentation stéréographique sur traceur automatique de certains plans de failles striés relevés dans la marge NW du massif central. A; Application de la méthode des dièdres droits. B. plans de failles striés et axes de contraintes déduits. N. Nombres de plans de failles.

posante chevauchante associée aux déplacements transcurrents le long des failles redressées à la verticale mais probablement listriques en profondeur (MICHARD & al. 1983 et ZAHRAOUI, 1991).

Dans un second temps le serrage NNE-SSW, lié au bloc des Sehoul, cesse et l'ensemble de la région se trouve sous l'effet du serrage hercynien NW-SE marqué par l'installation des plis P2, accompagnés d'une crénulation discrète, de direction NNE-SSW à ENE-WSW, qui sont en relation avec un jeu senestre le long des failles subméridiennes du système du Cherrat-Benslimane le jeu dextre le long des failles subéquatoriales tandis que le système de failles NE-SW de Bouznika, toujours soumis au serrage WNW-ESE, continue de fonctionner selon un jeu dextre (Fig 15C).

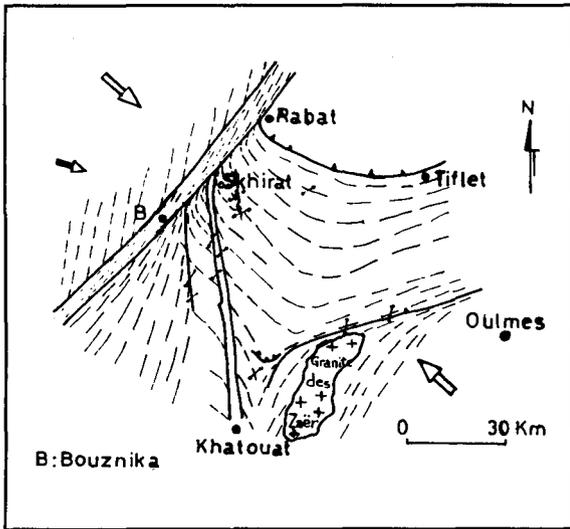
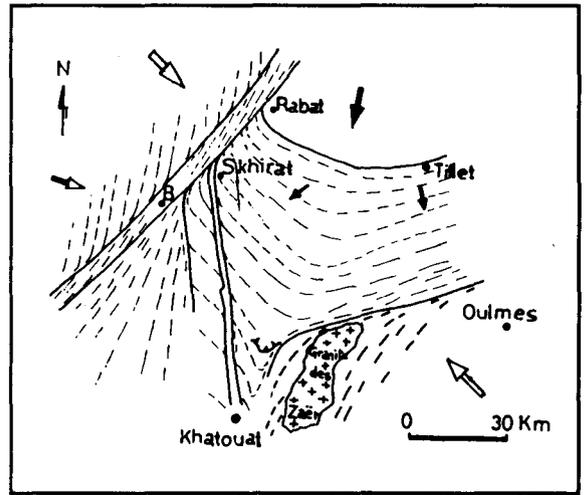
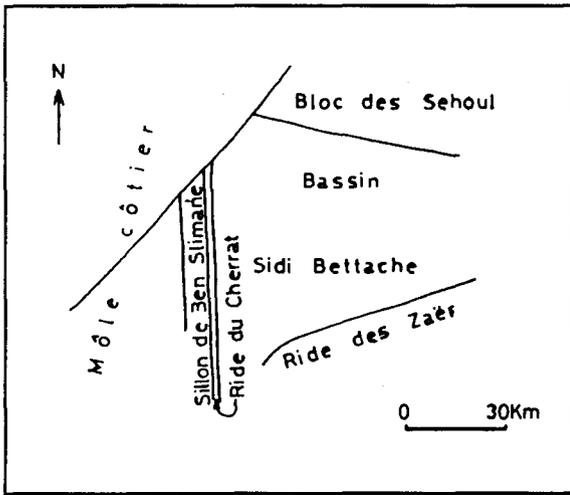
Dans la suite des événements et par suite d'une réorientation du champ de contraintes régional, se sont mis en mouvement les décrochements ENE-WSW

puis NNE-SSW dextre et respectivement NNW-SSE puis WNW-ESE senestres conjugués et finalement la déformation hercynienne se clôture dans la région étudiée par des chevauchements mineurs (Fig. 15D, E).

CONCLUSION

La région étudiée est traversée par deux systèmes de failles régionales : le système de Bouznika de direction moyenne NE-SW qui passe par le secteur du Môle côtier et le système du Cherrat-Benslimane qui traverse la marge NW du Massif Central. Ces deux systèmes de failles sont la manifestation dans la couverture paléozoïque des mouvements des failles de socle précambrien au cours du cycle hercynien.

L'analyse de déformation, dans les deux secteurs étudiés séparément, montre une évolution tectono-métamorphique généralement homogène et une évolution



-  : Trajectoires de la schistosité S1
-  : Plis P2
-  : Décrochements
-  : Chevauchement
-  : Direction de la compression locale
-  : Direction de la compression régionale

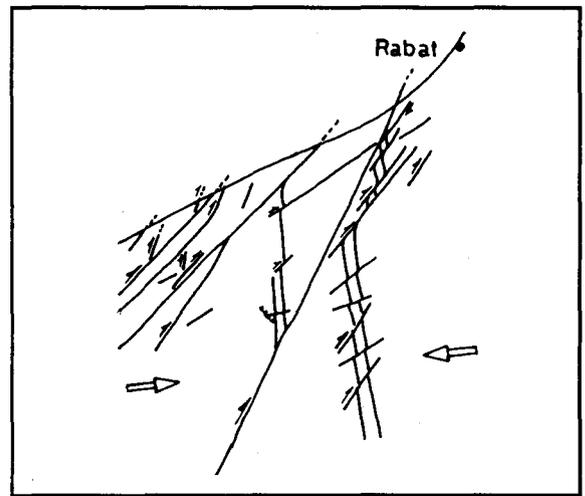
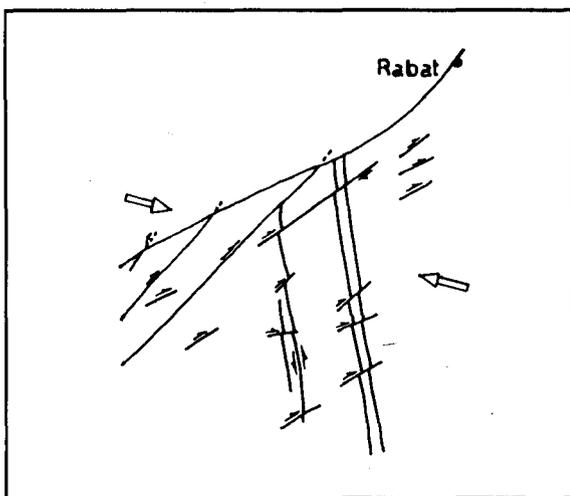


Figure 15 : Modèle d'évolution de la déformation hercynienne namuro-westphalienne dans le tronçon NW de la Meseta occidentale
 A: Bassin de Sidi Bettache et ses limites immédiates. ; B: Plissements P1 synschistoseux; C: Plissement P2 ; D: Plans de failles ENE-WSW dextres ; E: Plans de failles NNE-SSW à NE-SW dextres et chevauchements mineurs.

géodynamique différente au moins au cours de la déformation paroxysmale. La déformation atteint son paroxysme au cours de la première phase de déformation hercynienne post-viséenne. Cette phase est marquée par des mouvements synschisteux et synmétamorphes des failles selon un régime cisailant ductile à ductile-cassant. La schistosité S1 est subverticale et grossière à lisse; elle est accompagnée d'un métamorphisme anchizonal à épizonal marquant ainsi des conditions de pression et de température relativement faibles.

Le régime de déformation synschisteuse est un cisaillement simple avec raccourcissement et la déformation est ainsi caractérisée par l'aplatissement. Le dispositif structural est composé d'un cisaillement transcurrent dominant et d'une composante chevauchante peu prononcée.

L'orientation quasi-orthogonale des structures synschisteuses et synmétamorphes, entre les deux secteurs implique l'intervention de deux champs de contraintes de compressions quasi-perpendiculaires : une compression WNW-ESE en action dans le secteur du Môle côtier et une compression NE-SW à subméridienne dans le NW du Massif central.

Dans un second temps de l'évolution de la déformation hercynienne, l'ensemble de la région étudiée est soumis au champ de contraintes varisque NW-SE, par conséquent le système de failles subméridiennes du Cherrat-Benslimane développe un jeu cisailant senestre marqué par la mise en place des plis P2 de direction moyenne NE-SW. La déformation hercynienne est rétrograde et les plis P2, accom-

pagnée d'une schistosité S2 de type crénulation discrète, ne se manifestent plus que dans les zones de concentration de la déformation.

Après les plis P2, la déformation hercynienne devient essentiellement cassante et suite à une légère rotation antihoraire du champ de contraintes varisques se sont mis en mouvement les plans de failles ENE-WSW dextres et leurs conjugués NNW-SSE senestres puis les plans de failles NNE-SSW dextres et leurs conjugués WNW-ESE senestres. La composante chevauchante synschisteuse et synmétamorphe aurait persisté au cours des événements post-P1, dominée par les mouvements décrochants, elle finit par s'imposer au terme du cycle hercynien en développant des chevauchements mineurs.

Dans ce petit segment, qui constitue le prolongement de la zone de cisaillement de la Meseta occidentale vers le Nord, la déformation hercynienne est généralement progressive, hétérogène et à caractère compressif. Elle est caractérisée, en particulier, par le jeu et le rejeu des failles de socle précambrien qui délimitent des blocs (ZAHRAOUI, 1991) dont les mouvements ont contrôlé au moins une partie de la sédimentation paléozoïque et le déroulement globale de la déformation hercynienne post viséenne.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier Monsieur Ch. HOEPFFNER pour sa lecture critique de ce manuscrit qui constitue un résumé de ma thèse de 3ème cycle.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLMENDINGER, R.W.; MARRETT, R.A. & CLADOUHOS, T. (1989) - Fault kinematics version 2.0, a program for analyzing fault slip data. *Rapport inédit*.
- ANGELIER, J. & MECHLER P. (1977) - Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XIX., 6, PP.1309-1318.
- BEUTNER, E. C. (1978).- Slaty cleavage and strain in Martinsburg slate, Delaware gap, New Jersey. *Am. Jour. Sci.* 278, 1, 1-23.
- BEUTNER, E. C. & DIEGEL, F.A. (1985). - Determination of fold kinematics from syntectonic fibres in pressure shadows. Martinsburg slate. New Jersey. *Am. Jour. Sci.* Vol. 285, 1, PP. 16-50.
- CAILLEUX, Y. ; DELOCHE, C.; GONORD, H. & ROLIN, P. (1983).- Observations sur la tectonique hercynienne polyphasée dans le secteur septentrional de la zone de l'oued Cherrat (Moroc occidental). *Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc*, 335, PP. 199-210.
- CHALOUAN, A. ; FADLI, D. & PIQUE, A. (1989).- Une synthèse sur l'évolution structurale hercynienne de la Meseta nord occidentale, P.I.C.G. chaîne calédonno-hercynienne. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 335, PP. 307-312.
- COBBOLD, P.R., (1978); Quelques structures particulières du cisaillement ductile progressif. *Réun. An. des Sciences de la Terre. Orsay, Soc. Géol. de France*, p. 110.
- DESTOMBES, J. & JEANNETTE, A. (1966) - Mémoire explicatif de la carte géotectonique de la Meseta côtière à l'Est de Casablanca au 1: 50 000è. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 180 bis, n° PP. 1-82.
- EL HASSANI, A. (1990) - *La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc. Chaîne "calédonienne" des Sehoul et plate-forme nord-mésétienne*. Thèse ès-Sciences U.L.P. Strasbourg, 208p.
- EL HASSANI, A. & ZAHRAOUI, M. (1984) - Structures des terrains paléozoïques au Sud-est de Rabat. Meseta côtière, Maroc. *Trav. Inst., Sci. Ser. Géol. & Géog. Phys* 16., PP. 1-20.
- ETCHECOPAR, A. & MALAVIEILLE, J. (1987) - Computer models of pressure shadows : a methode for strain measurement and shear-sense determination. *Jour. Struct. Geol.*, 9, 5/6, PP. 667-677.
- FADLI, D. (1990) - *Evolution sédimentaire et structurale des massifs de Mdakra et des Khatouat. Deux segments her-*

- cyniens de la Meseta marocaine nord occidentale*. Thèse ès-Sciences, Univ. Mohammed V, Rabat, 294p
- FLINN, D., (1956). - On the deformation of funzie conglomerate, Fetlar, Shetland. *J. Geol.*, 64: 480-505.
- HOSSAK, J. R., (1968) - Pebble deformation and thrusting in Bygdin area (Southern Norway). *Tectonophysics*, 5,: 315-339.
- MICHARD, A.; CAILLEUX, Y. & HOEPFFNER, Ch. (1989) - L'orogène mésétien au Maroc; Structure, déformation hercynienne et déplacements. Notes du symposium "Maroc et orogène paléozoïque "P.I.C.G. n 27, Rabat *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n 335, 1989 PP. 313-327.
- MUKHOPADHYAY, D., (1973) - Strain measurements from deformed quartz grains in the slaty rocks from the Ardennes and the northern Eifel. *Tectonophysics*, 16, PP. 276-296.
- ODONNE, F. (1990).- The control of deformation intensity around a fault : natural and experimental examples. *Jour. Struct. Geol.* 12, 17, PP. 911-921.
- PIQUE, A. (1981) - Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : La Meseta marocaine nord-occidentale. Thèse ès-Sciences, U.L.P. et *Sci. Géol. Mém.* 56, 243p. (1981)
- PIQUE, A. (1981). Un segment de la chaîne intracontinentale : La Meseta nord-occidentale influence des fractures du socle précambrien sur la sédimentation et la déformation de la couverture paléozoïque. *Bull. Soc. Géol. Fr. Sér. 7*, 23, 1, PP. 3-10.
- PIQUE, A. ; CHALOUAN, A. & FADLI, D. (1985).- Des rides paléogéographiques aux anticlinaux permanences des directions structurales dans la Meseta marocaine occidentale au cours du paléozoïque. *Sci. Geol. Bull. Strasbourg*, 38, 2, PP. 147-153.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987). - The technics of modern structural geology. *Academic Press*, 700p.
- ROLIN, P.; CAILLEUX, Y.; DELOCHE, C. & GONORD, H. (1985). - Décrochements fini-dévonien et ouverture de bassins de type pull-apart. Deux exemples comparés: les bassins de Sidi Bettache (Maroc septentrional) et de Chateaulin (Bretagne occidentale-France). *C.R. 110 ème Congrès Nat. Soc. Sav. Montpellier. Sci.*, PP. 67-77.
- SANDERSON, D. J & MARCHINI, W.R.D. (1984). Transpression. *Jour. Struct. Geol.*, 6, 5, PP. 449-458
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M. (1983).- An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. America Bull.*, 94, PP. 1281-1288.
- WYBRECHT, E.J. (1984).- *Front supérieur de la schistosité et cristallisation associées. Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental*. Thèse 3ème cycle U.L.P. Strasbourg, 170p.
- ZAHRAOUI, M. (1991) - *La plate-forme carbonatée dévonienne du Maroc occidental et sa dislocation hercynienne*. Thèse. ès-Sciences, Univ. de Bretagne Occidentale, Brest, 200p.

Adresse de l'auteur :

A. LAAMRANI EL IDRIDSSI

Lot. Ben Dahman
n° 98 Tabriquet,

Salé.