

Universidade de Évora



Mestrado em cartografia geológica

**L'évolution Géodynamique du bloc
d'Imarine
(DOMAINE N'FIS - GUEMMASSA
ORIENTALE)
MAROC**

Dissertação apresentada a universidade de Évora para a obtenção do grau do mestre em cartografia geológica sob a orientação do professor doutor Rui Manuel Soares Dias.

“Esta dissertação não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri”

Tese de mestrado realizada por :
KHADIJA MADIH

Évora
Maio 2003

AVANT PROPOS

Nom et prénom :

KHADIJA MADIH

Titre du travail :

EVOLUTION GÉODINAMIQUE DU BLOC D'IMARINE
(DOMAINE N'FIS -GUEMMASSA ORIENTALE)
MAROC

Nom et prénom des directeurs de recherche :

Professeur Docteur Rui Dias

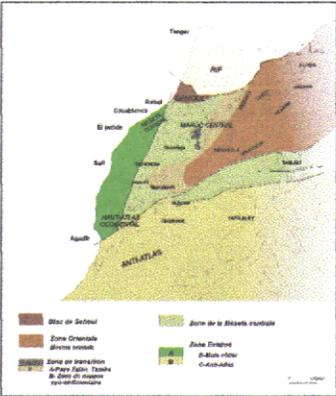
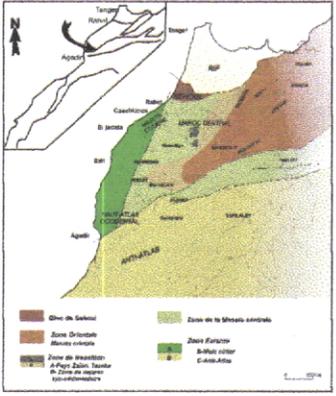
Le soutien financier :

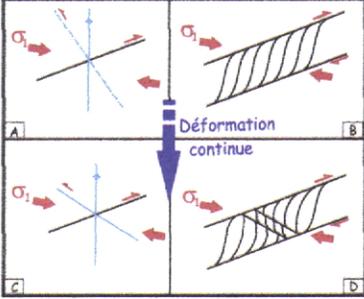
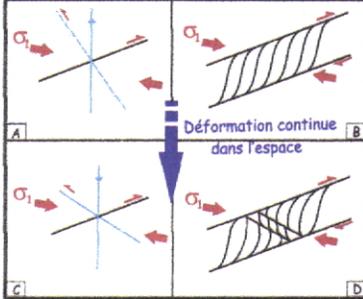
LIRIO ; Laboratoire d'investigation des roches
industrielles et ornementales.

Cadre de coopération :

Convention de coopération entre l'université Choauib
Doukkali, faculté des sciences d'El Jadida (Maroc) et
l'université d'Evora (Portugal).

L'erratum

La page	La ligne	Le mot ou la figure avec erreur	Le mot ou la figure corriger
Résumé	2	L'affleurement carbonifère	L'affleurement carbonifère (Viséen)
	5	Tectonique et microtectonique	Tectonique
Resumo	2	Afloramento carbónico	Afloramento carbónico (Viséano)
	5	Tectónico e microtectónico	Tectónico
7	Fig. I-2		
8	1	Zone Nord de Rabat-Tifelt	Zone Nord de Rabat-Tifelt (Sehoul)
14	Fig. II-3	Les domaines structuraux dans le massif..	La carte Géologique du massif..
19	2	de direction moyenne N140	de direction moyenne N140 inclinée vers le NE
29	12	Tectonique syn-sédimentaire schisteux.	Tectonique syn-sédimentaire anté-schisteux.
30	15	fort pendage (70° à 85°) vers le NE	fort pendage (70° à 85°) vers le NE ou vers le SW
34	7	axes légèrement pentés	axes légèrement pentés vers le NE
38	Fig. III-14	Zone de cisaillement ductile dextre	Zone de cisaillement ductile senestre
39	Fig. III-15	mouvement du cisaillement ductile dextre	mouvement du cisaillement ductile senestre
39	2	Décrochements. (Fig. III-9).	Décrochements. (Fig. III-8).
44	Fig. III-19	cisaillement fragile senestre	cisaillement fragile dextre

58-59 Carte géologique du carbonifère..	Légende	<p style="text-align: center;">Formation I Formation II Formation III</p>	<p style="text-align: center;">Formation III Formation II Formation I</p>
83	Fig. IV-20		

L'évolution Géodynamique du bloc d'Imarine
(DOMAINE N'FIS - GUEMASSA ORIENTALE)
MAROC

Universidade de Évora



Résumé

Ce travail est une étude de l'analyse structurale et cartographique de l'affleurement carbonifère du bloc d'Imarine (domaine de N'fis – Guemassa orientale / Maroc), domaine de transition entre le Guemassa occidentale à l'ouest et le domaine de Souktana-Foudrar à l'est.

L'étude tectonique et microtectonique dans cette région a permis de distinguer plusieurs phases de déformation :

- Phase déformation précoce syn-sédimentaire caractérisé par des failles normales.
- Phase syn-schisteuse majeure caractérisée par plusieurs structures tectonique particulières. Elle se traduit en particulier par une schistosité (S1) d'orientation N130 à N140 très pentée vers le NE, ainsi que des plis ouverts symétriques qui admettent la S1 régionale comme plan axial et des décrochements ductiles senestres sub-parallèle à la schistosité. Cette phase témoigne le serrage hercynien dans cette région.
- Phase tardi-schisteuse essentiellement cassante matérialisée par la réutilisation de des décrochements ductiles senestres en décrochements fragiles dextres. La géométrie et la cinématique de ces structures tardi-schisteux montre que sont des structures induites de la déformation Atlasique.

L'analyse de ces résultats avec les données bibliographiques des différents travaux déjà faits dans la région de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental, a permis de proposer un modèle géodynamique de la déformation hercynienne dans la plaine du Haouz de Marrakech et dans le Haut Atlas occidental.

Resumo

Este trabalho é um estudo da análise estrutural e cartográfica do afloramento carbónico do bloco d'Imarine (Domínio de N'fis– Guemassa oriental / Marrocos), zona de transição entre Guemassa ocidental a oeste et Souktana-Foudrara este.

O estudo tectónico e microtectónico nesta região permitiu distinguir várias fases de deformação :

- Fase precoce sin-sédimentare caracterizada por falhas normais.
- Fase sin-xistosa caracterizada por várias estruturas tectónicas particulares. Traduzi-se particularmente por uma xistosidade (S1) de orientação N130 a N140 muito inclinada para NE, e também por dobras abertas simétricas que admitem S1 regional como plano axial e deslizamentos esquerdas dúcteis sub-paralelos à xistosidade. Esta fase testemunha o fecho hercínico nesta região.
- Uma fase Tardi-xistosa essencialmente frágil, materializada pela reutilização de deslizamentos dúcteis esquerdos em deslizamentos frágeis direitos. A geometria e a cinemática destas estruturas Tardi-xistosas são o resultado da deformação Atlásica.

A análise dos resultados obtidos através de trabalhos de campo, e também consulta de outros trabalhos publicados nesta região da la plaine due Haouz de Marrakech e de Haut Atlas Occidental, permitiu propor um modelo Geodinâmico da deformação Hercínica nesta região.

Remerciements

Il m'est particulièrement agréable de remercier toutes les personnes qui n'ont aidé et soutenu tout au long de ce travail.

Je tiens d'abord à remercier sincèrement monsieur le Recteur de l'université de Évora qui a facilité tous les problèmes qui sont mis durant notre séjour au Portugal.

Ma profonde gratitude va au professeur Dr Rui Manuel Soares Dias qui était disponible pour suivre et diriger ce travail. Ses conseils, ses critiques et sa serviabilité ont été pour moi un incomparable stimulant.

Je remercie vivement Mr. A. Ribeiro, pour l'aide précieuse qui était très utile.

Je voudrai tout particulièrement exprimer mes remerciements et ma sympathie aux membres du laboratoire d'investigation des roches industrielles et ornementales (LIRIO) et notamment Dra Isabel Leal Machado et toutes les personnes qui travail dans cet établissement. C'est avec ces personnes que ce travail a été réalisé.

Je remercie aussi Mr N. Ait Ayad, de la faculté des sciences d'El Jadida pour l'aide sur le terrain.

Je suis particulièrement redevable à la famille Tapadas pour l'accueil et la sympathie qui ont été une grande aide durant mon séjour au Portugal.

Je ne peux qu'admirer l'appui moral, le soutien financière et surtout la patience de mon mari César Ramos, et aussi à toute la famille Ramos qui ont manifesté toujours l'esprit compréhensif et la générosité. Q'ils trouvent ici le témoignage de ma gratitude, de ma reconnaissance et mon profond respect.

J'arrive enfin à ceux qui ont trop sacrifié pour assurer mes longues années d'étude. Je présente mes sincères remerciements en témoignage de reconnaissance à mon père, à ma mère, à mes frères et mes chères sœurs. Je pense toujours à vous.

Je dédie ce travail à ma famille Madih, à mon mari et à ma famille Ramos.

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I Géologie Générale.....	1
I-1: Introduction	2
I-2: Les zones structurales au Maroc	3
I-2-1: Le domaine anti-atlasique et saharien	4
I-2-2: Le domaine atlasique et mesetien	4
I-2-3: Le domaine rifain	6
I-3 Les zones structurales de la chaîne hercynienne au Maroc	7
I-3-1: Zone Nord de Rabat-Tifelt	8
I-3-2: Zone orientale	8
I-3-3: Zone de transition ou de nappes	8
I-3-4: Zone de la méséta centrale	9
I-3-5: Zone Externe	9
CHAPITRE II- Les Massifs Hercyniens Du Haouz De Marrakech	10
II-1: Introduction	11
II-2: : La Lithostratigraphie du Domaine de Guemassa	12
II-2-1: Le massif de Guemassa	14
a) Domaine Nord	14
b) Domaine Sud	15
II-2-2: Domaine N'fis	17
a) Bloc d'Amzourh	17
b) Bloc d'Oukhribane-Akhlij	18
c) Bloc d'Imarine	19

CHAPITRE III- Analyse Structurale de la région d'Imarine	23
III-1 : Introduction	24
III-2 : Localisation de la zone étudiée	25
III-3 : Les phases tectoniques dans la région étudiée	26
III-3-1 : La phase anté-schisteuse	26
1: les structures sédimentaires	26
2: Les structures tectoniques	29
3: conclusion	29
III-3-2 : La phase syn-schisteuse	30
1: La schistosité	30
2: Les plis syn-schisteux	34
3: les linéations d'intersection	35
4: les décrochements	38
III-3-3: La phase post-schisteuse	43
III-4 : Conclusion	44
 CHAPITRE IV- Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental	 46
IV-1 : Introduction	47
IV-2 : Les avantages d'un SIG (Système d'Information Géographique)	48
IV-3 : Corrélation litho-stratigraphique des différents massifs carbonifères de la plaine du Haouz et du Haut Atlas occidental	 49
IV-3-1 : Introduction	49
IV-3-2 : Litho-stratigraphie du Guemassa orientale (domaine de N'fis)	 51
IV-3-3 : Litho-stratigraphie du Guemassa occidentale	54
IV-3-4 : Litho-stratigraphie des massifs Carbonifères du Haut Atlas occidental	 56

IV-3-5 : Conclusion	58
IV-4 : Déformation Varisque dans la plaine du Haouz	59
IV-4-1 : Introduction	59
IV-4-2 : La déformation dans le domaine de Guemassa orientale (domaine de N'fis)	60
IV-4-3 : La déformation dans le domaine du Guemassa occidentale	64
IV-4-4 : La déformation dans le domaine du Souktana	66
IV-5 : Les fractures principales dans la plaine du Haouz et le Haut Atlas occidental	67
IV-5-1 : Introduction	67
IV-5-2 : Les grands linéaments structuraux au niveau du Maroc	67
IV-5-3 : Les grands linéaments structuraux au niveau de la plaine du Haouz	73
1 : Introduction	73
2 : les Grandes failles dans la plaine du Haouz	73
2-1 : Failles ENE-WSW	74
2-2 : Failles NNE-SSW	74
2-3 : Failles NW-SE	76
3 : Conclusion	78
IV-6 : Modèle géodynamique de l'évolution de la plaine du Haouz :	79
V-6-1 : Stade de sédimentation viséenne	79
V-6-2 : Stade de déformation hercynienne syn-schisteuse	81
V-6-3 : Stade de déformation tardi-hercynienne	85
V-6-4 : Stade de déformation Atlasique	86

Liste des Figures

Fig. I-1: Schéma Structural du Maroc ¼ 000 000	3
Fig. I-2: Les zones structurales de la chaîne hercynienne au Maroc. (In Hibti.M 1993) modifiée	7
Fig. II-1: Localisation des affleurements d'âge carbonifère inférieur (en couleur sombre) dans le Haut Atlas et le Haouz de Marrakech (Raqiq, 1997)	12
Fig. II-2: Carte des limites géographiques des affleurements carbonifères des Guemassa et le NW du massif de souktana (in Raqiq, 1997)	13
Fig. II-3: les domaines structuraux dans le massif de Guemmassa (Haimeur, 1987 - Hibti 1993)	14
Fig. II-4 : Colonne stratigraphique de la série d'Imarine (Hibti 1993)	20
Fig. II-5 : Carte géologique des affleurements d'Imarine (Raqiq 1997)	22
Fig. III-1 : Localisation du bloc d'Imarine dans la carte géologique 1/100 000 adapt. de Labriqui et al, 1992	25
Fig. III-2 : Localisation de la zone étudiée dans la carte géologique 1/100 000 adapt. de Labriqui et al, 1992 et dans la carte topographique 1/50 000 de Tameslouht	25
Fig. III-3 : Structure de slumping dans le NE du bloc d'Imarine	26
Fig. III-4 : Structure de slumping dans le centre du oued N'fis	27
Fig. III-5 : La carte lithologique de la région étudiée	28
Fig. III-6 : Carte des trajectoires de la schistosité dans le bloc d'Imarine	31
Fig. III-7 : Projection stéréographique (Réseau de Schmidt, hémisphère inférieure) de la densité du schistosité dans la région étudiée	31
Fig. III-8 : Carte des mesures de schistosité dans la région étudiée	32

III-9 : Projection des pôles de la schistosité(Réseau de Schmidt, hémisphère inférieure) dans la région étudiée	33
Fig.III-10 : Pli syn-schisteuse dans la partie SE de la région étudiée	34
Fig.III-11 : Pli syn-schisteuse dans la partie NW de la région étudiée	35
Fig.III-12 : La projection stéréographique (Réseau de Schmidt, hémisphère inférieure) de la densité de la linéation d'intersection S0-S1	36
Fig.III-13 : Carte des mesures des linéations d'intersection	37
Fig. III-14 : Zone de cisaillement ductil dextre dans le secteur de la Fig.III-13 / B	38
Fig. III-15 : Figure qui montre le sens de mouvement du cisaillement ductil dextre	39
Fig. III-16 : A; Projection stéréographique (Réseau de Schmidt, hémisphère inférieure) de la densité du schistosité dans la région étudiée.	
B; Rose vectorielle des décrochements ductile dans la région étudiée	40
III-17 : Relation entre une fracture secondaire (p) et une zone de cisaillement principale, adapter de .Twiss et.Moores (1992)	41
Fig. III-18 : Relation entre une fracture secondaire (P), (R) et une zone de cisaillement principale(D) dans un régime de déformation ductile (adapter de Tchalenko (1968) et rapporter par Price et Cosgrove (1990)	42
III- 19: Zone de cisillement fragile senestre dans le secteur de la Fig.III-13 / B et aussi la même zone de la Fig.III-14	44
Fig. IV-1 : La discordance du cénozoïque sur le viséen du lmarine	47
Fig. IV-2 : Localisation des massifs carbonifères de la plaine du Haouz et du Haut Atlas occidental	50
Fig. IV-3 : Les colonnes litho-stratigraphiques des différents blocs du domaine de N'fis	53
Fig. IV-4 : Les colonnes litho-stratigraphique des différents blocs du domaine de Guemassa occidentale	55

Fig. IV-5 : Les colonnes litho-stratigraphique des différents massifs carbonifères du Haut Atlas occidentale	57
Fig. IV-6 :Tableau de Résumé des différentes phases de déformation au niveau du domaine de N'fis	61
Fig. IV-7 : Modèle d'évolution géodynamique du segment hercynien sud-mesetien, stade de l'ouvertures du bassin (d'après Raqiq, 1997 et Ouadjou, 1997)	62
Fig. IV-8 : Bloc diagramme schématique montrant la relation syn-schisteuse entre le domaine de Guemassa et le domaine de N'fis (d'après Soulaïmani, 1991)	63
Fig. IV-9 :Tableau de Résumé des différentes phases de déformation au niveau du domaine de Guemassa occidentale	65
Fig. IV-10 :Tableau de Résumé des différentes phases de déformation au niveau du domaine de Souktana	66
Fig. IV-11 : les grandes failles et linéaments du Maroc (D'après Cailleux et al, 1983) modifiée	68
Fig. IV-12 : Le bassin cambrien de la Mesta occidentale d'après El Attari, et al 1997 ; modifiée	69
Fig. IV-13 : Les faciès du Viséen supérieur (d'après Pique, 1994)	71
Fig. IV-14 : Carte structurale du Maroc hercynien d'après Pique, 1994 modifiée	72
Fig. IV-15 : Les granites hercyniens de la Meseta marocaine sud-occidentale et la zonalités métamorphique associées d'après Saadi et al, 1985 et Raqiq, 1997, modifiée	75
Fig. IV-16 : schéma simplifié montrant le linéament des dômes rhyolitiques roses suivant une direction NW-SE d'après Raqiq 1997, modifiée	77
Fig. IV-17 : Les boutonnières paléozoïques du Haut Atlas occidental (Adapter de Pique, 1994)	80

Fig. IV-18 : Modèle d'ouverture du bassin viséen de type "Relasing bend" contrôlée par les accidents N70 dextre et les accidents N20 à composante normale	81
Fig. IV-19 : A/ Les structures qui résultent d'un matériel ductile B/ Les structures qui résultent d'un matériel fragile (Adapter de Ramsay et Lisle, 2000)	82
Fig. IV-20 : Modèle géodynamique dans la région de la plaine du Haouz A/ Modèle des structures qui résultent d'un matériel ductile. B/ Les structures qui résultent dans la plaine du Haouz. C/ Modèle des structures qui résultent d'un matériel fragile D/ Les structures qui résultent dans la plaine du Haouz.	83
Fig. IV-21 : Bloc diagramme schématique montrant la relation entre les structures syn-schisteuses dans la plaine du Haouz et les zones de cisaillements majeures	84
Fig. IV-22 : Modèles explicatives de la phase de la déformation tardi-hercynienne A/ Modèle classique. B/ Modèle de "Book shelf" dans un régime de cisaillement dextre (adapter de Ribeiro, 2002)	85

CHAPITRE I

Géologie Générale

I-1: Introduction:

Le Maroc est situé à l'extrémité occidentale de l'Afrique du nord dont il constitue la partie la plus relevée et la plus entaillée par l'érosion, Le Maroc est bordé par la Méditerranée et l'Atlantique dont les évolutions ont joué un rôle fondamental pour sa constitution.

En effet, au cours de sa longue histoire géologique conditionnée par une position de charnière entre les continents africains, européen et américain, plusieurs chaînes orogéniques successives se sont édifiées, contribuant, chacune à sa manière, à caractériser les grands domaines structuraux du Maroc.

C'est ainsi que l'on en distingue trois domaines, définis en fonction de la localisation et de l'importance des effets des orogénèses les plus récentes. Du sud au Nord :

- ***Le domaine anti-atlasique et son prolongement saharien ;***
- ***Le domaine atlasique et mesétien ;***
- ***Le domaine rifain ;***

Séparés les uns des autres, par l'accident sud-atlasique d'une part et la limite des charriages tertiaires venus du nord, d'autre part. Les deux derniers domaines sont caractérisés par l'empreinte prédominante laissée par les orogénèses varisque et alpine tandis que le premier domaine a été essentiellement façonné par les orogénèses précambriennes et varisque.

I-2: Les zones structurales au Maroc:

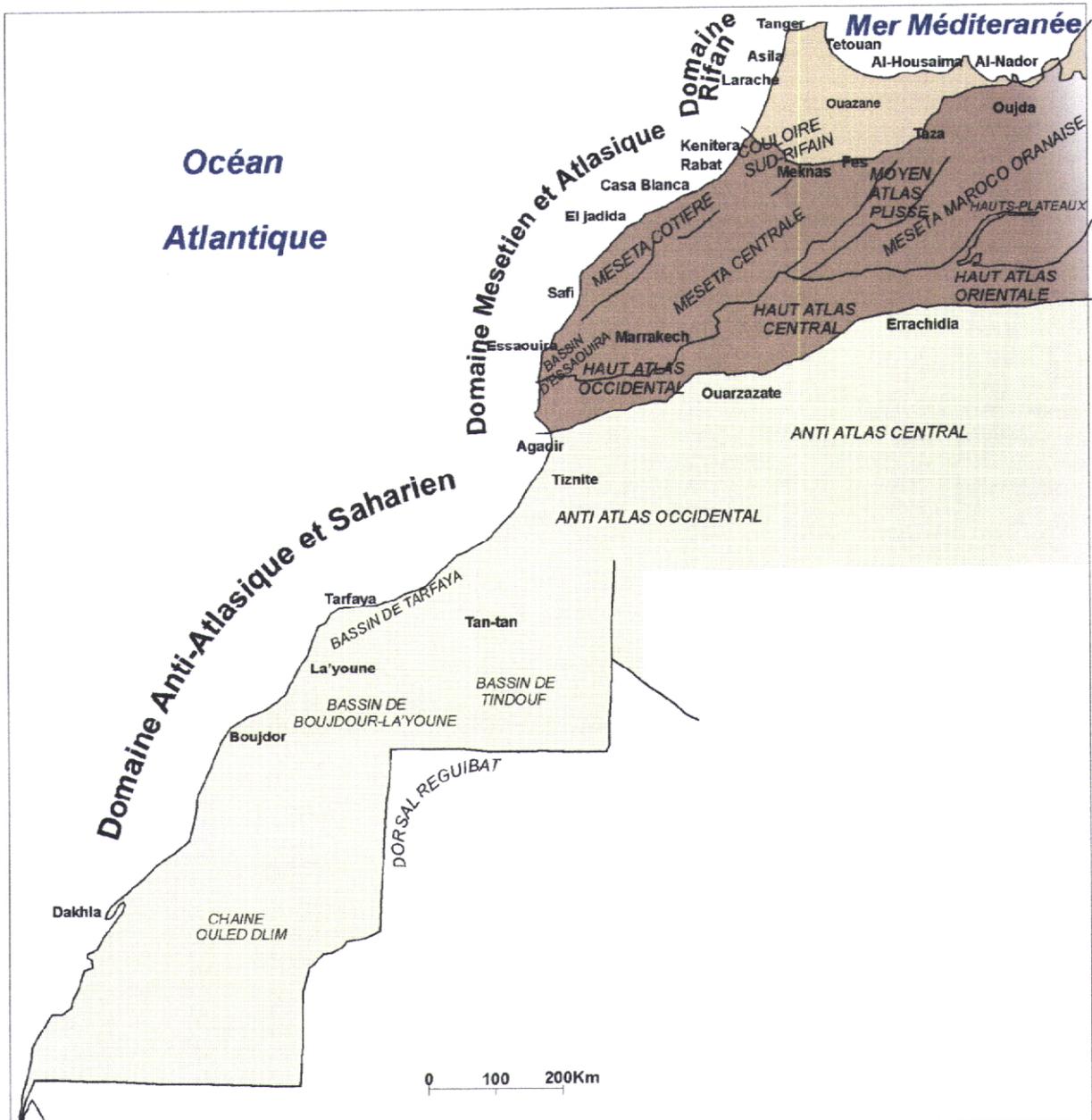


Fig. I-1: Schéma Structural du Maroc 1/4 000 000

I-2-1 : Le domaine anti-atlasique et saharien :

C'est une vaste zone qui s'étend depuis la frontière maroco-mauritanienne au SW jusqu'aux confins algéro-marocains au NE. L'accident sud-atlasique constitue sa limite Nord.

Vers le sud, il est directement lié au Bouclier Ouest africain par son socle protérozoïque ou archéen et ses couvertures infracambrienne et paléozoïque.

Le socle précambrien est formé de roches sédimentaires et métamorphiques fortement granitisées et traversées par des volcanites acides et basiques voire ultrabasiques dont les plus anciennes sont d'âge protérozoïque.

Le socle précambrien comporte à sa base des formations volcano-sédimentaires surmontées par le Paléozoïque non métamorphique et l'Adoudounien lequel est couvert à son tour par le Crétacé, le Néogène et le Quaternaire.

Ce domaine se subdivise en six zones: le sillon africain; la chaîne de l'Anti-Atlas; la zone de Bani, Draâ, Maider et Tafilalet; la dorsale Réguibat; les bassins côtiers atlantiques et enfin les Mauritanides.

Les boutonnières précambriennes du Bas Dra, Ifni, Kerdous, Akka, Aït-Abdallah, Ighrem, Iguerda, Tazenakht, Siroua, Saghro, Ougnat, El Aness... appartiennent à la zone de l'Anti-Atlas.

Le soubassement volcano-sédimentaire est favorable aux minéralisations poly métalliques.

I-2-2 : Le domaine atlasique et mesetien :

Il s'étend vers le Nord jusqu'au contact avec les charriages tertiaires du Rif. Il se présente comme une zone d'avant-pays de la chaîne alpine en bordure de la plaque africaine.

Il comprend un socle paléozoïque localement précambrien vers le sud, constitué principalement de terrains schisto-gréseux à passées volcaniques tels que

Jebilet, Haut Atlas occidental, Maroc central et Maroc oriental. Il est parsemé de massifs granitiques: Zaër, Ment, Oulmès, Aouli, Rehamna, Tichka, Jebilet, Azegour.

La couverture est formée surtout de terrains secondaires et paléogènes à intrusions basiques et alcalines.

La différence de rigidité de ses formations le subdivise en deux groupes de zones :

A- Zone Atlasique:

Zones à couverture plissée (le Haut Atlas et le Moyen Atlas).

Le Haut Atlas a un substratum varisque affleurant en boutonnières (Skoura, Mougueur, Bou-Dahar, Tamlelt,..).

Le Moyen Atlas se prolonge jusqu'au Nord d'Oujda par les massifs de Terni-Masgout et des Béni-Snassen.

B- Zone Mésetienne:

Zones tabulaires (les mesetas côtière, centrale et orientale).

Les mesetas marocaines (centrale et côtière), sont formées de couvertures subtabulaires qui surmontent une plate-forme varisque. Cette dernière affleure largement au Maroc central, les Jebilet, les Rehamna, le Tazekka, ...

Le Trias complète la couverture dans les Doukkala, le Causse moyen-atlasique, le Plateau des phosphates, la Bahira-Tadla, le Haouz et le bassin d'Essaouira.

Vers l'Est, la Meseta orientale laisse affleurer son substratum dans la Haute Moulouya, Debdou, Mekam, Jerada, Tanncherfi... Sa couverture constitue des unités naturelles telles que dans la Haute et Moyenne Moulouya, le Rekkam, la chaîne des Horsts et les Hauts-Plateaux.

Les terrains volcano-sédimentaires du Haut Atlas occidental, des Jebilet, du Maroc central... sont favorables aux amas sulfurés à zinc (Exemple, La mine polymétallique de Hajar qui se localise dans les Guémassa, zone à amas sulfurés.).

I-2-3 : Le domaine rifain :

Il s'individualise par son appartenance à la chaîne alpine européenne. Il se limite à l'Est par les klippes des Kibdana et au sud par les fronts des nappes. Il dessine avec son prolongement Bétique, l'arc de Gibraltar autour de la mer d'Alboran. Ses unités constitutives sont concentriques autour de cet arc. Ces unités se subdivisent en trois zones: interne, externe et celle des flyschs.

A- La Zone interne:

Se subdivise à son tour en: Sebides, Ghomarides et Dorsale calcaire.

Les Sebides: Sont formées de terrains cristallophylliens à soubassement péridotitique (massif des Béni-Bou-Izra).

Les Ghomarides: comprennent un ensemble schisto-gréseux paléozoïque et des terrains triasiques. Ils contiennent du cuivre et de l'antimoine (district de Beni M'zala.

La Dorsale calcaire: et les Bokoyas sont formés par un empilement de nappes à prépondérance carbonatée. Ils sont minéralisés en plomb-zinc à Cadnar, Badis, Zaïtouna...

B- La Zone Externe:

À composante schisto-marneuse et à intercalations de flyschs, se scinde en trois sous-zones: intra rifaine, mésorifaine et pré rifain.

C- La Zone à flyschs:

C'est un empilement d'unités marno-schisteuses reposant le plus souvent par un contact anormal sur le domaine externe.

I-3 : Les zones structurales de la chaîne hercynienne au Maroc:

L'analyse de l'histoire paroxysmale stratigraphique et tectonique du domaine hercynien marocain permet de distinguer cinq grandes zones structurales (fig. I-2).

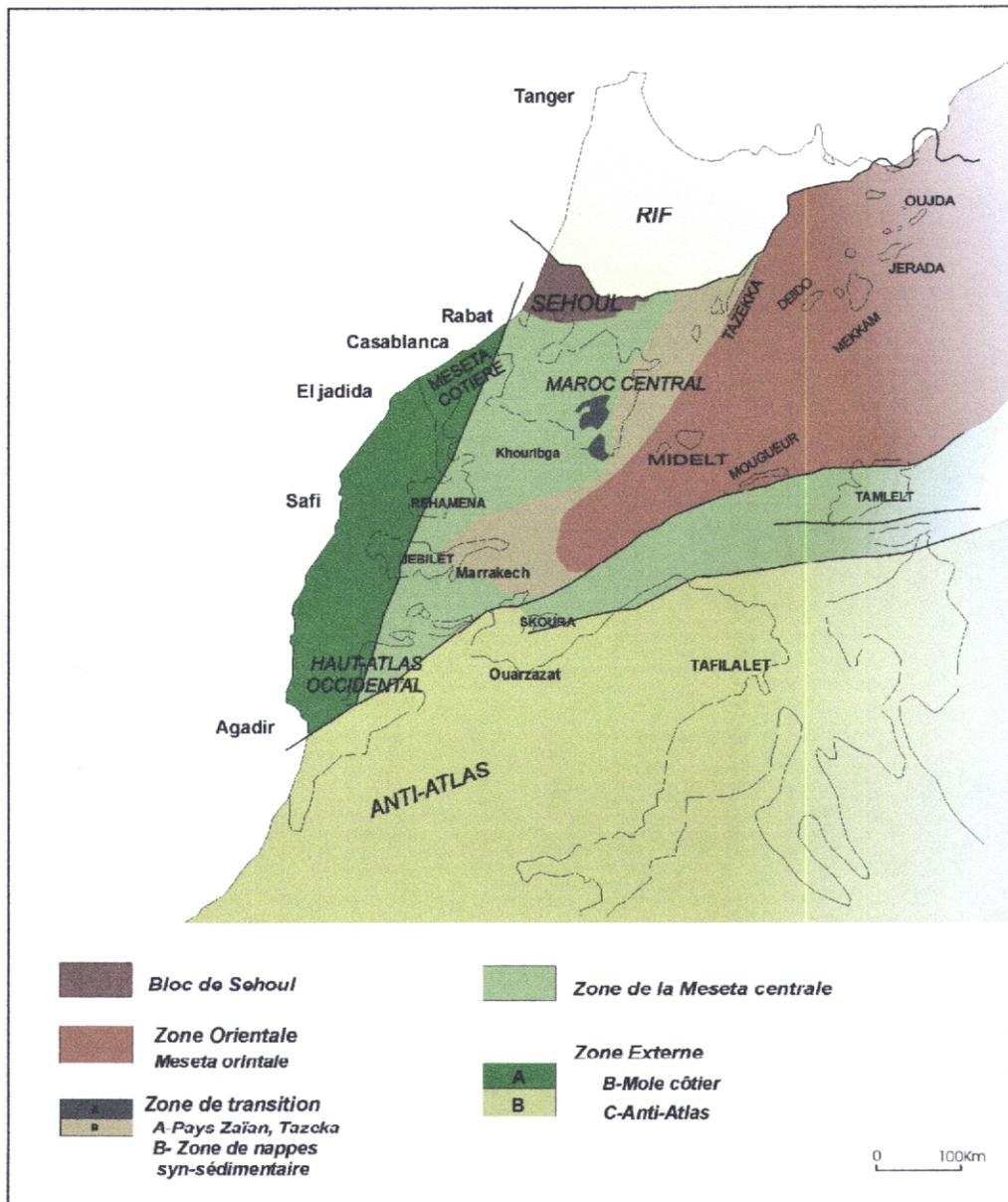


Fig. I-2: Les zones structurales de la chaîne hercynienne au Maroc. (In Hibti.M 1993) modifiée.

I-3-1 : Zone Nord de Rabat-Tifelt:

Elle est située au nord de la méséta centrale, il s'agit d'un ensemble probablement cambro-ordovicien métamorphique et recoupé par des granites d'âge ordovicien supérieur.

I-3-2 : Zone orientale:

Elle correspond à l'ensemble de la méséta orientale, elle comprend les boutonnières de Midelt, Debdo et Mekan. Ce sont des affleurements de schistes paléozoïques inférieure et de flyschs dévoniens ayant subis des événements tectono-métamorphiques d'âge dévonian supérieur. Le Carbonifère dans ce domaine est intrudé par un magmatisme calco-alcalin allant du Viséen supérieur jusqu'à Westphalien.

I-3-3 : Zone de transition ou de nappes:

Elle correspond à la zone orientale du Maroc central (Kénifra – Azrou), des Jebilet et d'Aït-tamlii.

Ce sont des bassins viséens à caractère chaotique dans lesquels se mettent en place des terrains synsédimentaires allochtones anté-Viséen supérieur, issus de la zone orientale.

Ils sont caractérisés par une phase tectono-métamorphique d'âge intra-Viséen supérieur.

I-3-4 : Zone de la méséta centrale:

Elle regroupe l'essentiel du Maroc central (Rehamena, Jebilet central, Haut Atlas de Marrakech).

La sédimentation de ces bassins est quasi continue du cambrien au westphalien. Aussi ils ont une phase tectono-métamorphique intra-westphalienne, qui s'intensifie le long des zones de cisaillement.

I-3-5 : Zone Externe:

Elle correspond au :

- Bloc côtier mesetien à l'ouest,
- La frange nord de l'Anti Atlas au sud.

Le bloc côtier mesetien est caractérisé par une sédimentation paléozoïque continue jusqu'au dévonien supérieur.

La tectonique hercynienne est de faible intensité et s'intensifie à l'approche de la zone centrale.

CHAPITRE II

**Les Massifs Hercyniens Du Haouz de
Marrakech**

II-1 : Introduction :

La plaine du Haouz (de *Haouz*, banlieue) est située à l'intérieur du Maroc, entre le Haut Atlas au sud et le petit massif des Jebilet au Nord; elle couvre 6 000 kilomètres carrés.

La plaine est formée par une couverture cénozoïque, accidentée de quelques pointements de roches anciennes (Hercyniennes), drainée par l'oued Tensift et ses affluents venus du Haut Atlas; Marquée fortement par l'aridité, elle offre, à l'état naturel, l'aspect d'un maigre steppe. Sans eau, la plaine ne permet qu'une économie pastorale extensive. La population, composée de tribus d'origine arabe ou berbère, installées depuis très longtemps, ont mis le pays en valeur.

Les affleurements hercyniens du Haouz de Marrakech sont situés à une trentaine de kilomètre au sud de la ville de Marrakech (fig. II-1).

Ils correspondent à un ensemble de boutonnières hercyniennes qui émergent dans la couverture cénozoïque du Haouz, ce qui rend difficile l'établissement des rapports stratigraphiques mutuels et donc une synthèse stratigraphique de l'ensemble.

Ces formations paléozoïques du Haouz de Marrakech sont classiquement attribuées au viséen.

Les Massifs Hercyniens Du Haouz de Marrakech

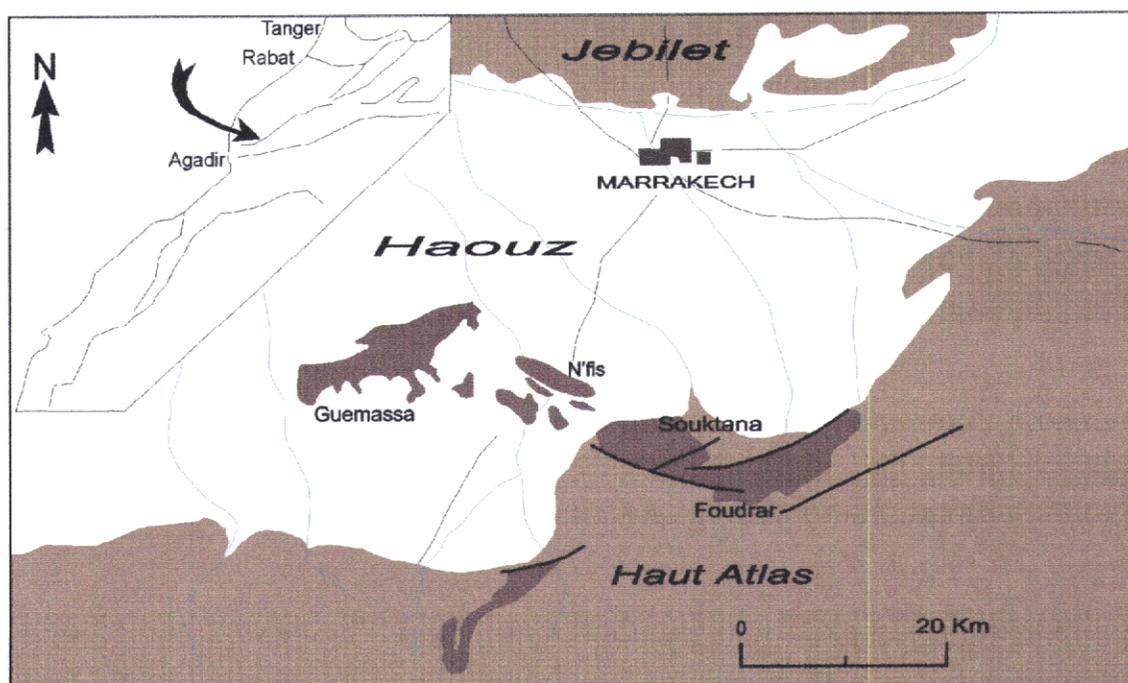


Fig. II-1: Localisation des affleurements d'âge carbonifère inférieur (en couleur sombre) dans le Haut Atlas et le Haouz de Marrakech (Raqiq, 1997).

II-2 : La Lithostratigraphie du domaine de Guemassa:

Les travaux effectués dans ce domaine permettent de subdiviser le massif de guemassa en deux ensembles distincts séparés par une grande suture faillée (faille médiane), de direction NE-SW (fig. II-2).

Le massif de Guemassa constitue le prolongement sud du massif des Jebilet, après la plaine du Haouz de marrakech.

Ce massif est constitué de plusieurs affleurements du socle paléozoïque émergent de la couverture plioquatérnaire.

Les Massifs Hercyniens Du Haouz de Marrakech

Géographiquement, le massif de Guemassa est subdivisé en deux domaines :

- **Domaine de Guemassa au sens strict ou Guemassa occidentale.**
- **Domaine de N'fis ou Guemassa orientale..**

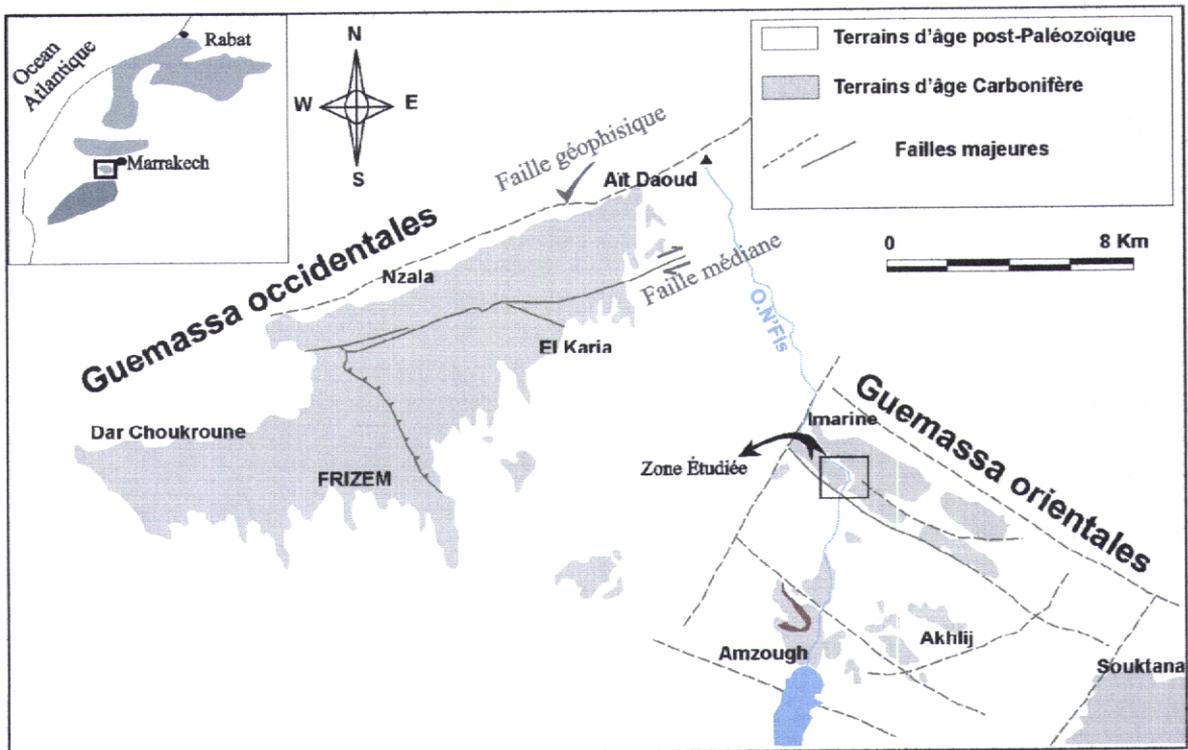


Fig. 11-2: Carte des limites géographiques des affleurements carbonifères des Guemassa et le NW du massif de souktana (in Raqiq, 1997)

II-2-1 : Le massif de Guemassa:

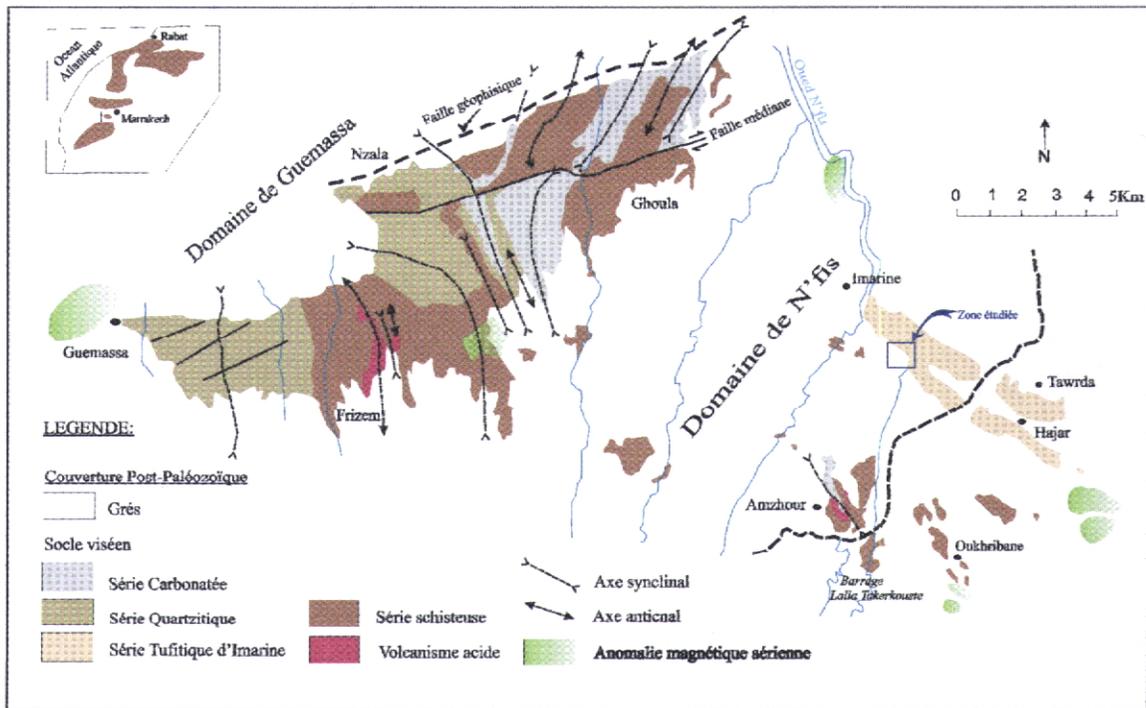


Fig. II-3: les domaines structuraux dans le massif de Guemassa (Haimeur, 1987 - Hibti 1993)

A- Domaine Nord:

Situé au Nord-Est du horst de Guemassa, ce domaine s'étend depuis Aït Daoud à l'Est jusqu'à l'axe Sidi Abderrahmane-Taoulilt à l'Ouest. Il est limité au Nord par les alluvions cénozoïque est au sud par la faille médiane.

Les Massifs Hercyniens Du Haouz de Marrakech

Les études déjà faites dans la région permettent de distinguer une succession lithostratigraphique composée de 5 unités. De bas en haut on distingue :

- *Les pélites de base*: Formées d'une alternance grésopelitique, parfois à lentilles de calcaires à organismes ou, de brèches à éléments volcaniques.
- *Les flyschs*: Sont grésopelitiques caractérisés par sa couleur sombre, très riche en figures sédimentaires, renfermant de fins niveaux de micro conglomérats.
- *Les ampélites*: Le passage aux ampélites se fait progressivement, avec une diminution de puissance des bancs gréseux. Ces ampélites se caractérisent par leur altération blanchâtre, elles sont très riches en matière organique et en cube de pyrite oxydée.
- *Les carbonates*: Il s'agit d'une alternance de bancs grésocarbonatés et de schistes ampélitiques.
- *Les pélites de sommet*: Sont constituées de shales noires gréseuses, faiblement calcaire à la base passant à une alternance grésopelitique (pélites de sommet).

B- Domaine Sud:

Situés au sud de la faille médiane, depuis l'Est de douar El Karia jusqu'à douar Guemassa à l'extrême Ouest.

Au sud la qualité des affleurements est très médiocre, faute d'un socle mal dégagé et souvent masqué par les produits d'altération, surtout dans sa partie occidentale.

Les Massifs Hercyniens Du Haouz de Marrakech

Deux ensembles stratigraphiques peuvent néanmoins être distingués:

- -*La formation rythmée*: sa base est située à l'ouest du massif. Elle est constituée de schistes gris bioturbés, à intercalations de petits bancs quartzitiques.

Au sommet ces bancs augmentent progressivement d'épaisseur donnant ainsi une série quartzitique.

Cette série quartzitique est surmontée par des ampélites (similaires à celles observées au nord de la faille médiane). Dans la partie supérieure de ces ampélites s'injecte une lave rhyolitique (rhyolite de Frisem).

Plus au sommet on a une formation carbonatée; Constituée d'une alternance de bancs grésocarbonatés noirs riches en encrines et de schistes noirs légèrement carbonatés.

- -*La formation à blocs*: Elle constitue un vaste domaine situé à l'est de la formation rythmée, il s'agit d'une formation décrite comme olistostrome; Elle est constituée de schistes gréseux sombres, parfois conglomératiques emballant des blocs chaotiques de nature variée (calcaires, gréseux ou même volcaniques).

La taille de ces blocs varie de petits galets centimétriques à des blocs de plusieurs centaines de mètres. Aussi il y a une diminution de la taille de ces blocs de l'ouest vers l'est. Par ailleurs, les blocs de nature calcaire semblent être plus abondants à l'ouest de la formation à blocs.

II-2-2 : Domaine N'fis:

Il s'agit d'un ensemble de chaînons et d'îlots du socle hercynien, qui émergent de la couverture cénozoïque du Haouz de Marrakech, au niveau du barrage Lalla Takerkoust (ex cavagnac). La liaison stratigraphique entre ces différents affleurements est difficile à établir en raison du morcellement du socle. C'est ainsi que ce domaine est divisé en trois blocs.

A- Bloc d'Amzourh:

Il est situé à proximité du barrage Lalla Takerkoust et montre une grande structure synclinale de direction NW-SE. Une coupe effectuée au niveau du flanc normal de cette mégastructure permet de mettre en évidence de bas en haut les termes suivants:

- *Un ensemble basal*; constitué de schistes argileux à débit en plaquettes, passant progressivement à une alternance de schistes et des niveaux centimétriques gréseux, avec par endroit des niveaux discontinus de calcaires. Les bancs gréseux dominant largement au sommet de cet ensemble.
- *Un ensemble médian*; représenté par une lave rhyolitique très altérée et à dissémination de sulfures donnant à la roche un aspect rubefiée. Elle est puissante d'une dizaine de mètres avec un maximum au niveau de la chamière de la méga-structure.
- *Un ensemble supérieur*, occupe le cœur de la méga-structure. Il s'agit d'une alternance des bancs gréseux et des bancs calcaires à organismes.

B- Bloc d'Oukhribane-Akhlij :

Il s'agit de 3 blocs séparés à l'affleurement et qui constituent la transition entre le bloc précédent au sud et celui d'Imarine au nord.

A partir des coupes levées dans les deux blocs, une coupe synthétique à été dressée, elle traduit l'évolution litho-stratigraphique globale au niveau de cet ensemble centrale du domaine de N'fis.

Trois ensembles ont été distingués, de bas en haut:

- Une alternance grés-silteuse; avec par endroit l'abondance de figures sédimentaires, à savoir le lithage fin parallèle, des stratifications entre-croisées, des convolutes et des slumps.
- Cet ensemble basal à une puissance d'environ 200 m.
- Des shales noires; riches en matière organique et sulfures finement disséminés. Ils sont caractérisés par une altération en boules. Au sein de ces shales noires s'intérstratifient des niveaux de calcaires gréseux. Ces derniers deviennent plus abondants au niveau de la partie somitale de cet ensemble.
- Cet ensemble médian est caractérisé par la présence de niveaux de levé à morphologie lenticulaire, et de dimension décamétrique, l'examen des relations, lave/encaissant montre un caractère inter-stratifié de ces laves.
- Des lentilles de calcaires riches à organismes, bréchifiés (remplissage de paléo-chenaux). Ces lentilles de calcaires sont scellées par un niveau discontinue de calcaire, lui-même surmonté par un niveau de calcaire gréseux, très riche en figures sédimentaires (lithage fin parallèle, slumps et convolutes). Sa puissance n'excède pas les 30 cm.
- En fin la série se termine par une alternance de shales noires; similaires à ceux déjà décrites et des silt-gréseux.

C- Bloc d'Imarine:

Il constitue la limite nord du domaine N'fis, long de 7 Km et large de 2 Km, il s'agit d'une série monoclinale, de direction moyenne N140. Sur le plan pétrographique cette série a été décrite comme tuffitique par Gros et al (1983) et Haimeur (1989).

D'après Hibti (1993), la litho-stratigraphie de ce bloc se résume en deux ensembles(fig. II-3) :

- Un ensemble basal silteux noir, plus au moins carbonaté, riche en sulfures disséminés.

Dans cet ensemble basal l'instabilité tectonique pendant la sédimentation se traduit principalement par l'abondance des failles syn-sédimentaires, s'organisant le plus souvent en mini-graben d'échelle centimétrique.

- Un ensemble sommital grésopélitique, de couleur noirâtre caractéristique, très riche en bioturbation et à passets de grés calcaireux et de calcaires.

Dans cet ensemble sommital; ils ont noté la présence d'un niveau métrique (1,5 m), très riches en galets moux, remaniés et granoclassés.

Plus au nord, on note l'apparition de niveaux volcaniques bréchifiés, interstratifiés au sein de cet ensemble grésopélitique. Il s'agit des niveaux discontinues, leur épaisseur varie de quelques centimètres à quelques mètres. Certains d'entre eux emballent des lambeaux d'encaissant calcaire de dimension variable (quelques cm à 1 m), désorganisés; témoignant de leur caractère syn-sédimentaire.

La série est jalonnée au nord par des niveaux de calcaires bleus lités, surmontés par un ensemble argilo-marneux décoloré, renfermant des blocs de la base de la série remaniée.

Les Massifs Hercyniens Du Haut de Marrakech

L'ensemble est surmonté en discordance par le recouvrement cénozoïque.
 Cette série d'Imarine est intrudée par des corps rhyolitiques, de forme sub-circulaire et de dimension allant de 1 à 10 m de diamètre.

ENSEMBLE	LOG	FIGURES SEDIMENTAIRES	LITHOLOGIE
ENSEMBLE SOMITAL		 Slumps ball	Calcaires bleu Dôme rhyolitique Couloirs volcaniques bréchifiés localement Ensemble grés-pélicite du sommet Niveaux désorganisés Lentilles calcaires Calcaires gréseux de base
		 Failles Synsédimentaires	Shales noires carbonatés à lentilles calcaires
ENSEMBLE BASAL			

Fig. II-4 : Colonne stratigraphique de la série d'Imarine (Hibti 1993)

D'après Raqi (1997), la série litho-stratigraphique d'Imarine montre plusieurs lithofaciès auxquels sont intimement associés des faciès magmatiques qui sont représentés dans cette région par deux grands groupes :

- **Faciès magmatiques anté-schisteux représenté par :**
 - Des filons de composition acide à intermédiaire, ces filons qui affleurent le long de l'oued de N'fis sont intensément schistosés et orientés NW-SE.
 - Des appareils volcaniques dôméens qui intrudent l'unité médiane de la série d'Imarine. Ces appareils sont entourés de brèches hydroclastiques intrusives, indépendamment de leurs géométries et leurs dimensions.
- Des filons basiques tardifs (filons Lamprophiriques), de direction sub-méridien (N10 à N20). Ils sont caractérisés par leur couleur rougeâtre et leur richesse en enclaves granitiques (Oujou et al, 1996).

Les Massifs Hercyniens Du Haouz de Marrakech

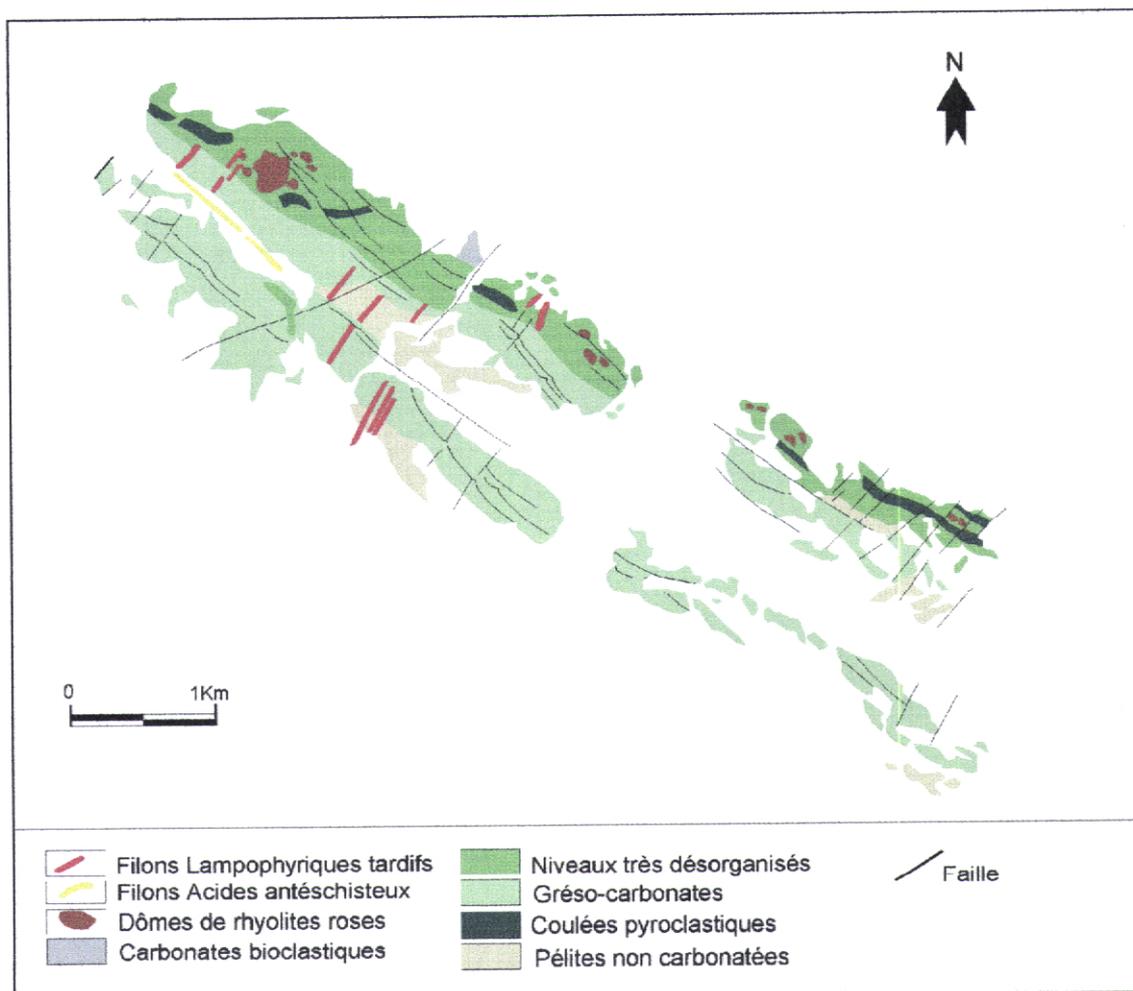


Fig. II-5 : Carte géologique des affleurements d'Imarine (Raqiq 1997).

CHAPITRE III

**Analyse Structurale De La Région
d'Imarine**

III-1: Introduction:

La structuration actuel du massif paléozoïque du Haouz de Marrakech résulte de la superposition des phases distensives précoces et compressives syn-schisteuses. Ce massif a par la suite enregistré une déformation cassante tardi-hercynienne post-schisteuse et finalement ce massif a subi une influence des mouvements atlasiques , responsables de la surrection des chaînons de ce massif au sein de la plaine Cénozoïque du Haouz de Marrakech .

Au cour de ce chapitre, on tentera d'analyser les différentes structures tectoniques et microtectoniques, cette analyse passera par une étude géométrique, cartographique, cinématique et par une étude de la chronologie relative d'apparition de ces structures.

L'analyse structurale de la région étudiée (Bloc d'Imarine) a permis de mettre en évidence un certain nombre de structures et microstructures tectoniques en liaison avec des phases tectoniques, la phase la plus marquée est la phase synschisteuse qui est très pénétrative dans toute la région ce qui nous permet de mettre la division suivante;

- ***Phase anté-schisteuse et syn-sédimentaires***
- ***Phase syn-schisteuse***
- ***Phase post-schisteuse.***

La phase post-schisteuse n'est pas seulement la phase tardi-hercynienne mais aussi la phase Alpine.

III-2: Localisation de la zone étudiée :

Comme support cartographique, deux cartes topographiques couvrent le secteur d'étude;

- La carte au 1/100 000 d'Amez Miz ou le massif s'inscrit dans la partie Nord.
- La carte au 1/50 000 de Tameslouht ou le massif s'inscrit dans le centre.

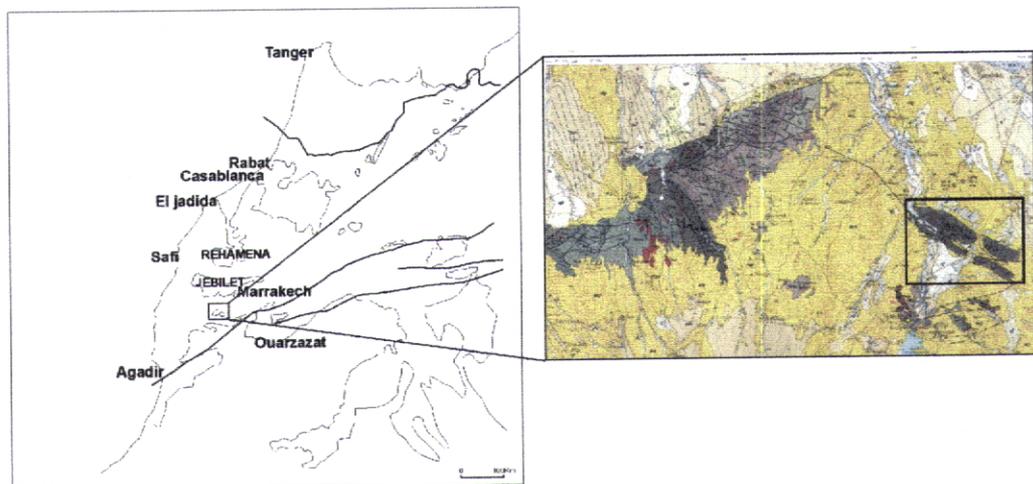


Fig. III-1 : Localisation du bloc d'Imarine dans la carte géologique 1/100 000 adapt. de Labriqui et al, 1992.

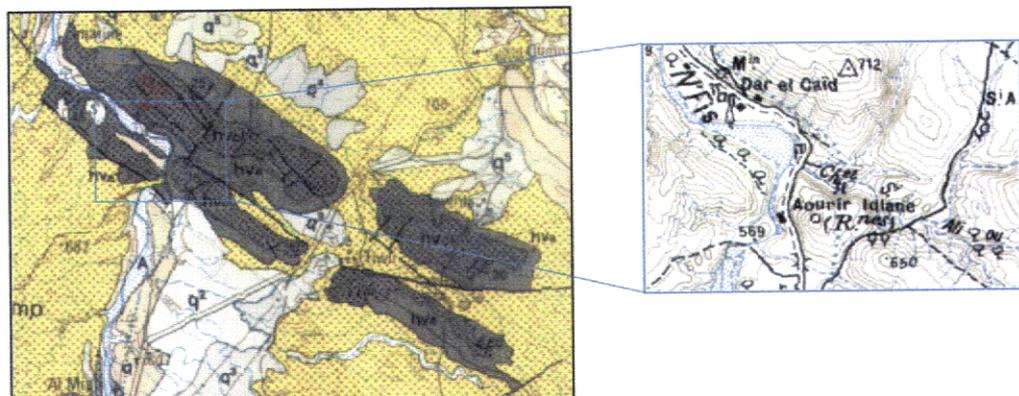


Fig. III-2 : Localisation de la zone étudiée dans la carte géologique 1/100 000 adapt. de Labriqui et al, 1992 et dans la carte topographique 1/50 000 de Tameslouht.

III-3 : Les phases tectoniques dans la région étudiée :

III-3-1 : La phase anté-schisteuse:

Cette phase est caractérisée par une sédimentation en contexte tectono-sédimentaire instable, les structures sédimentaires et tectoniques témoignant cette instabilité ont un caractère anté-schisteux.

Ce paragraphe sera consacré à une description des différentes structures à caractère syn-sédimentaire anté-schisteux, Ces structures sont divisées en deux groupes; structures à caractère sédimentaire et structures à caractère tectoniques.

1: les structures sédimentaires :

Les slumps :

Ce sont des structures de plissement liées à l'existence des glissements syn-sédimentaires sous aquatiques.



Fig. III-3 : Structure de slumping dans le NE du bloc d'Imarine.



Fig. III-4 /: Structure de slumping dans le centre du oued N'fis.

Ces structures sont représentées à différentes échelles (mm-dm) et à différents endroits du secteur étudié (Fig. III-3 et III-4).

D'après cette carte de la (Fig. III-5) on remarque que la limite entre la zone avec slumps et la zone sans slupms est soulignée par une grande zone de cisaillement (Aoutir Idlane).

Analyse Structurale De La Région d'Imarine

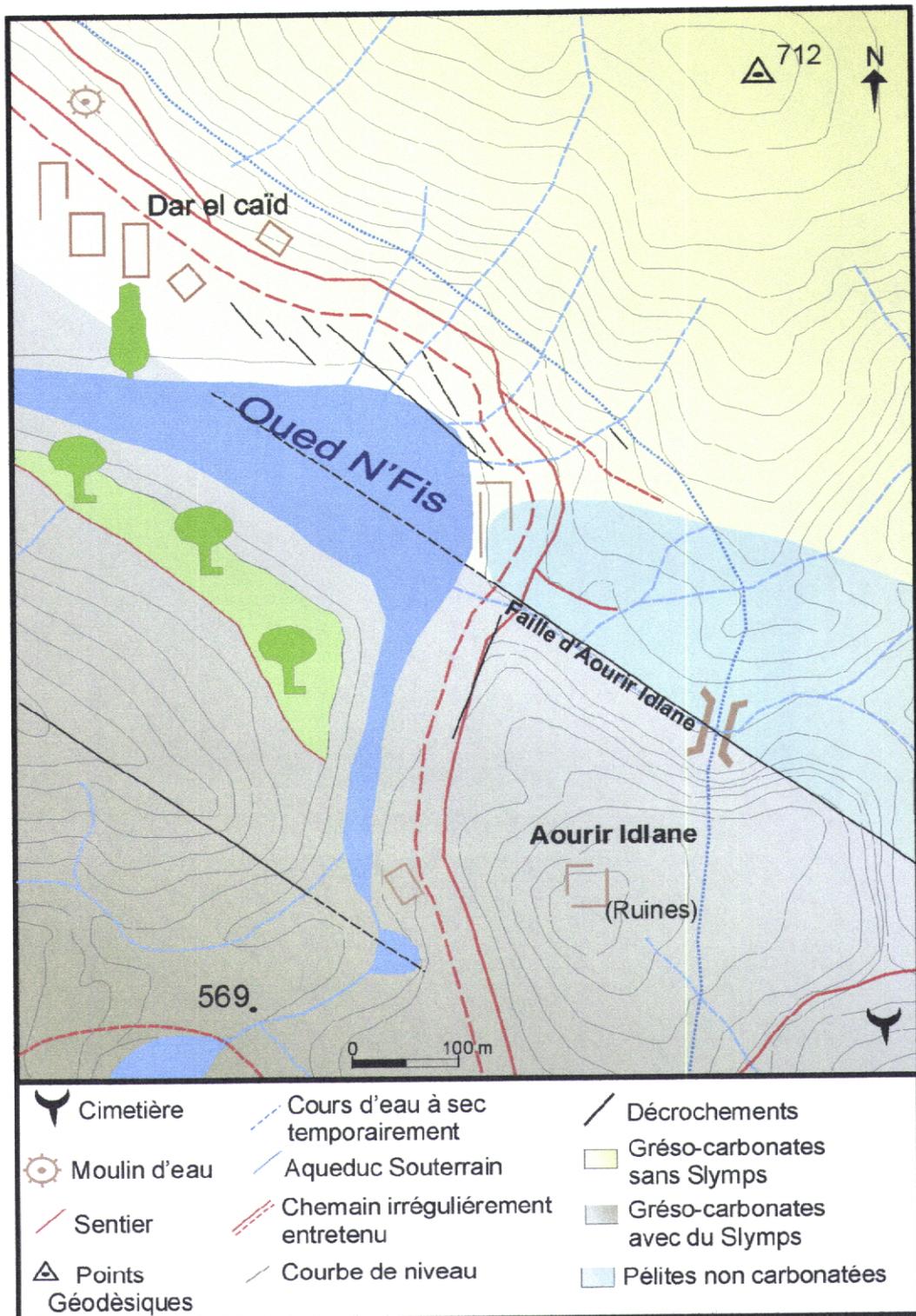


Fig. III-5 : La carte lithologique de la région étudiée.

2 : Les structures tectoniques :

Les failles syn-sédimentaires :

Ce sont des accidents de dimension variable allant de petites failles centimétriques à métriques. Ces failles sont parallèles entre elles de direction NE-SW avec un pendage vers le SE.

Le caractère syn-sédimentaire est attesté par :

- La fossilisation de ces failles par des couches sus-jacentes ;
- Un léger épaissement des strates au pied de ces structures faillées.

3 : conclusion :

À partir de ces différentes structures et microstructures tectoniques et sédimentaires, il apparaît que cet affleurement hercynien a été le siège d'une instabilité tectonique syn-sédimentaire schisteux.

III-3-2: La phase syn-schisteuse :

Le serrage hercynien au sein de ce massif est traduit par une déformation syn-schisteuse, cette phase syn-schisteuse est matérialisée par des structures tectoniques observables à différentes échelles.

La schistosité S1 constitue la structure de déformation ductile la plus représentée. Elle s'accompagne de plissement syn-schisteux et de structures linéaires, telles les linéations d'intersection (L0-1).

1 : La schistosité :

La schistosité (S1) correspond à un plan d'aplatissement matérialisé par un feuilletage plus ou moins serré des roches. Cette structure est acquise sous l'influence de contraintes tectoniques liées au raccourcissement régional hercynien.

Dans le bloc d'Imarine la schistosité régionale est homogène en direction et en pendage (fig. III-6).

En effet la direction de la schistosité varie peu, entre N140 et N150 avec fort pendage (70° à 85°) vers le NE (Fig. III-7 et III-8)

Analyse Structurale De La Région d'Imarine

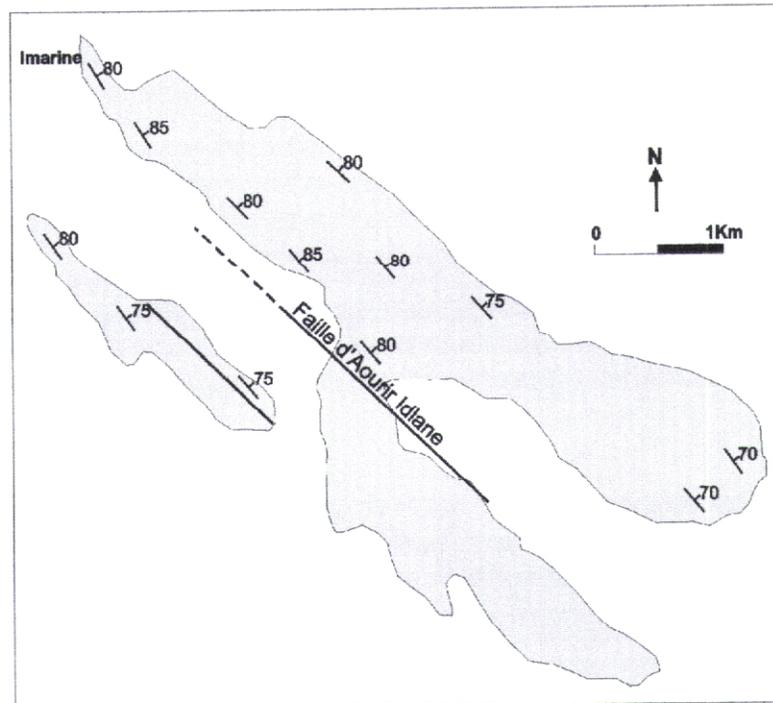


Fig. III-6 : Carte des trajectoires de la schistosité dans le bloc d'Imarine.

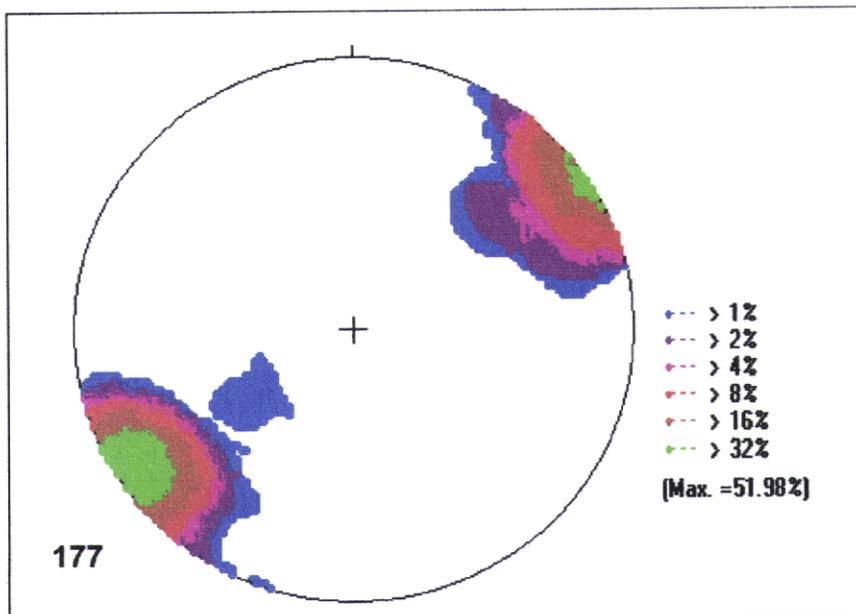


Fig. III-7 : Projection stéréographique (Réseau de Schmidt, hémisphère inférieure) de la densité du schistosité dans la région étudiée.

Analyse Structurale De La Région d'Imarine

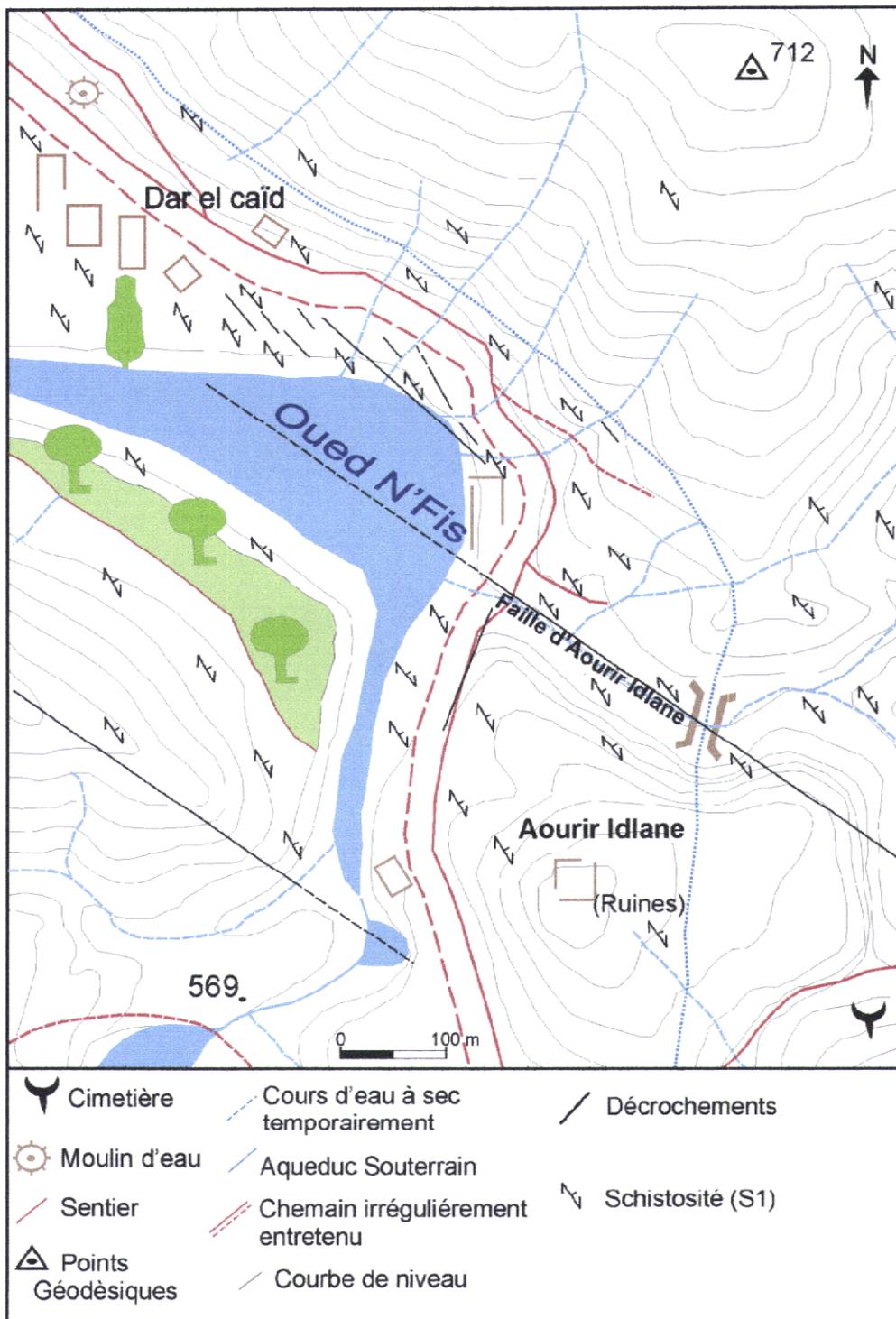


Fig. III-8 : Carte des mesures de schistosité dans la région étudiée.

Analyse Structurale De La Région d'Imarine

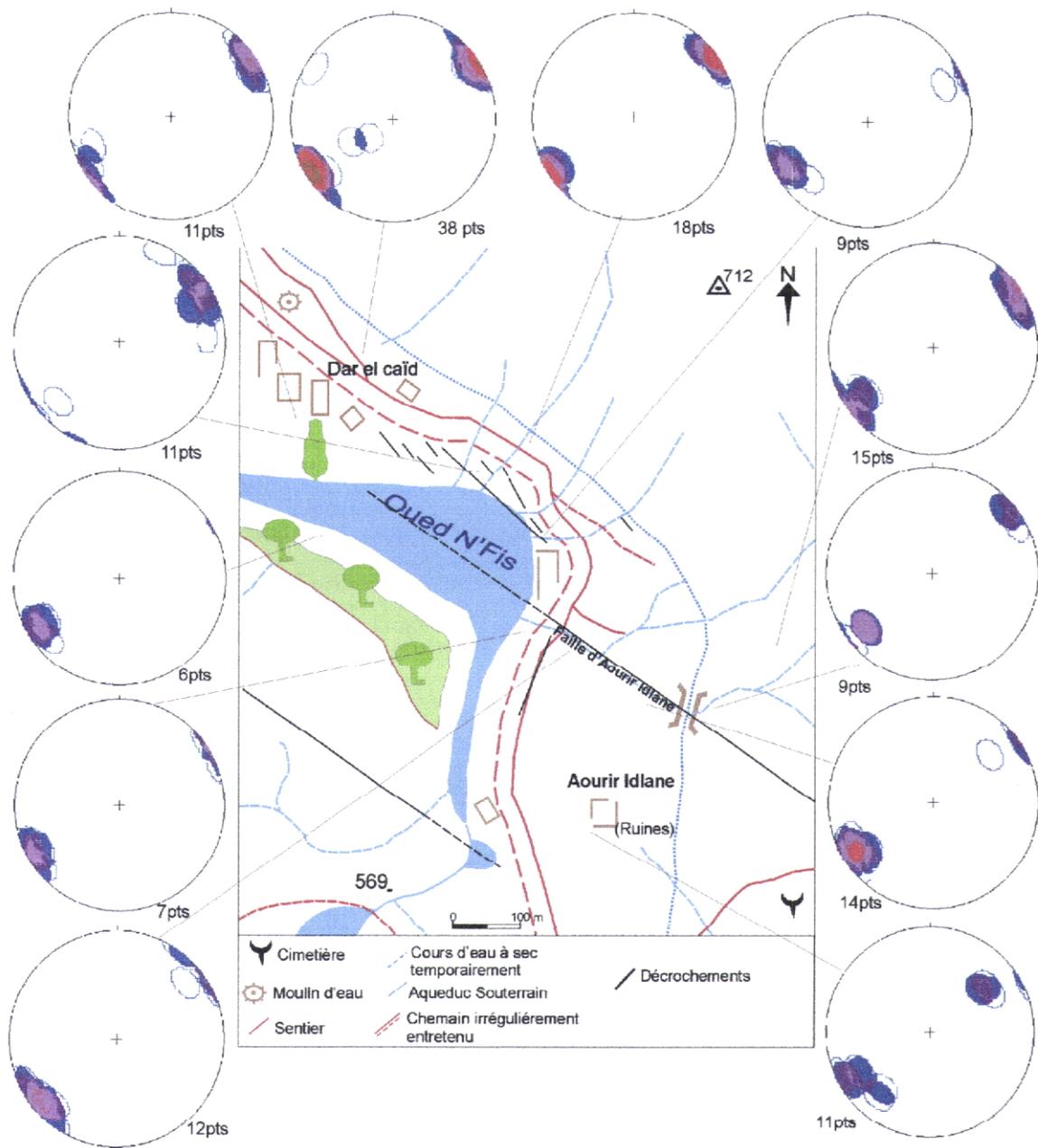


Fig. III-9 : Projection des pôles de la schistosité(Réseau de Schmidt, hémisphère inférieure) dans la région étudiée..

2 : Les plis syn-schisteux :

Parallèlement à l'apparition de la schistosité régionale (S1), se développe une déformation plicative matérialisée par des plis syn-schisteux.

Ce sont des plis symétriques ouverts de dimension variable (centimétriques à métriques) (Fig. III-10 et III-11).

Ces plis admettent la schistosité régionale comme plan axial, à axes légèrement pentés (Fig. III-10).



Fig.III-10 /: Pli syn-schisteuse dans la partie SE de la région étudiée.

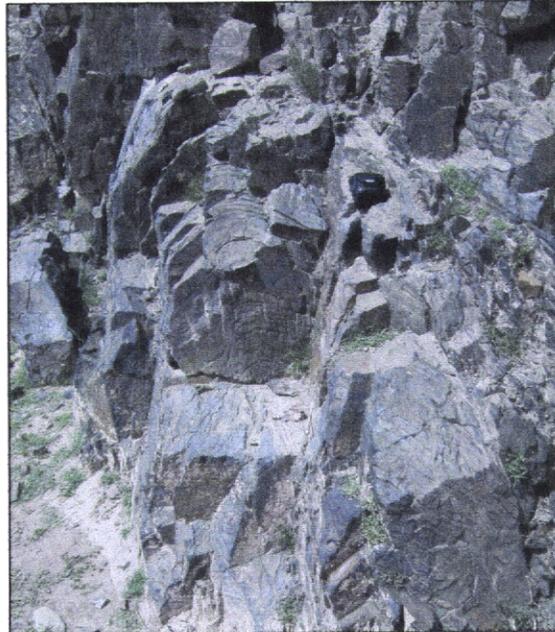


Fig.III-11 : Pli syn-schisteuse dans la partie NW de la région étudiée.

3 : les linéations d'intersection :

La linéation d'intersection entre la stratification et la schistosité est généralement constante, son plongement est très faible et varie de 10° à 20° . Cette linéation est généralement parallèle à l'axe des plis syn-schisteux (Fig. III-12).

L'allure cartographique de cette linéation est localement influencée par le jeu des accidents décrochant senestre (Fig. III-13/ A et B).

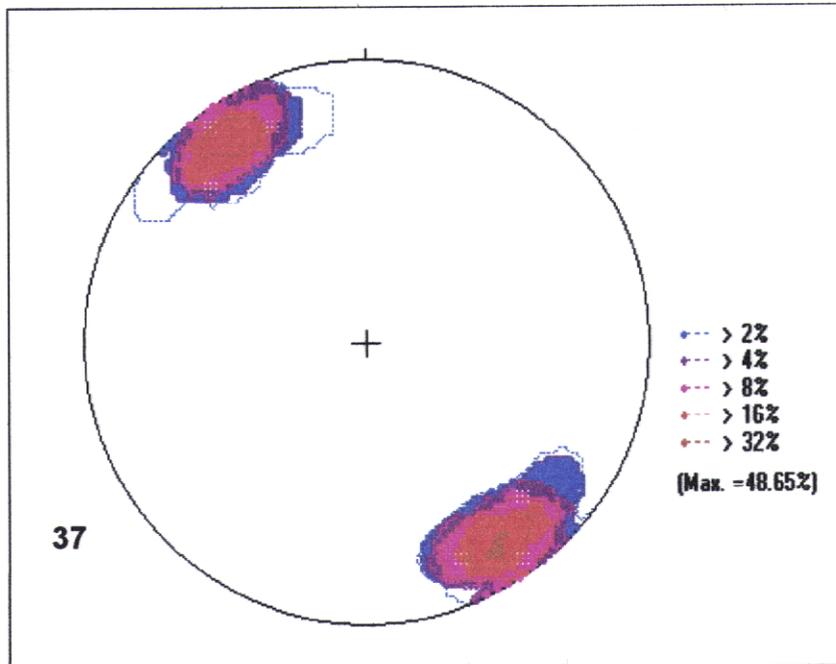


Fig.III-12 : La projection stéréographique (Réseau de Schmidt, hémisphère inférieure) de la densité de la linéation d'intersection S0-S1.

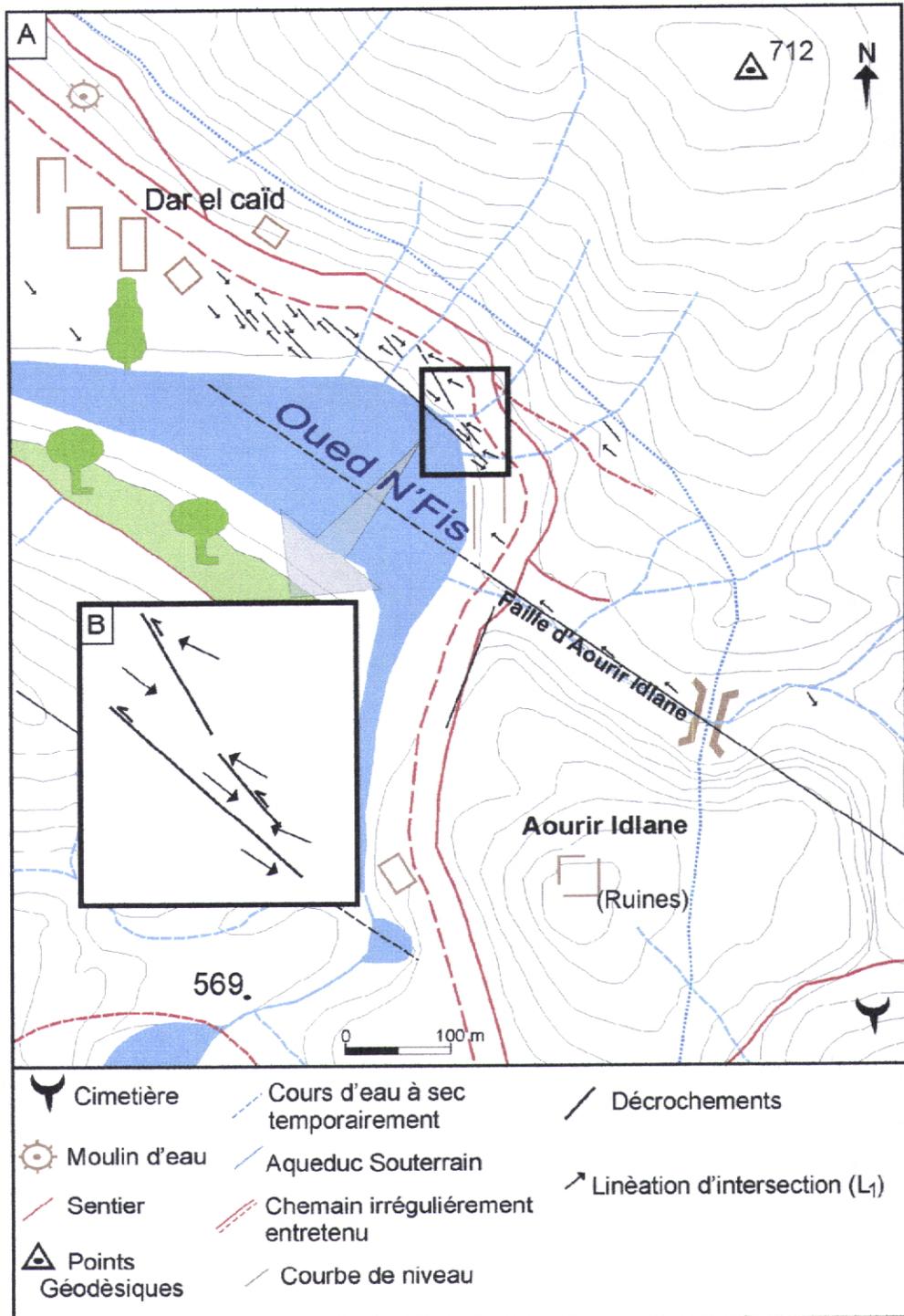


Fig.III-13 : Carte des mesures des linéations d'intersection

4 : les décrochements :

La déformation hercynienne syn-schisteuse est également accompagné par des accidents décrochants. Ce sont des failles verticales de dimension variable, dont la répartition géométrique montre une direction prédominante N140 senestre.

Le sens du mouvement et le caractère syn-schisteux le long de ces décrochements, est reconnu par :

- Le décalage ductile de certain filon quartziques(Fig. III-14).
- Des virgations sigmoïdales de la schistosité (S1) à l'approche des accidents(Fig. III-15).
- Aussi l'intensité de la déformation augmente à la proximité de ces décrochements(Fig. III-14).

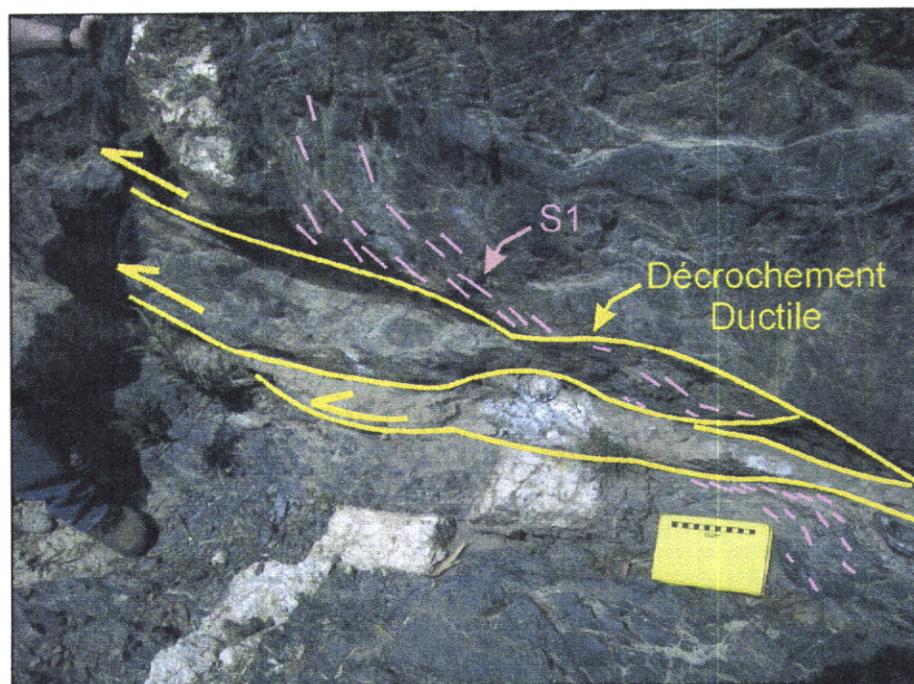


Fig. III-14 : Zone de cisaillement ductil dextre dans le secteur de la Fig.III-13 / B.



Fig. III-15 : Figure qui montre le sens de mouvement du cisaillement ductile dextre.

Le sens du mouvement senestre peut être aussi déduit par l'obliquité de la schistosité par rapport aux décrochements.(Fig. III-9).

En effet la schistosité présente une orientation dominante N325 très claire avec une faible dispersion (Fig. III-16/ A), tant que la direction préférentielle des décrochements est N315 (Fig. III-16/ B).

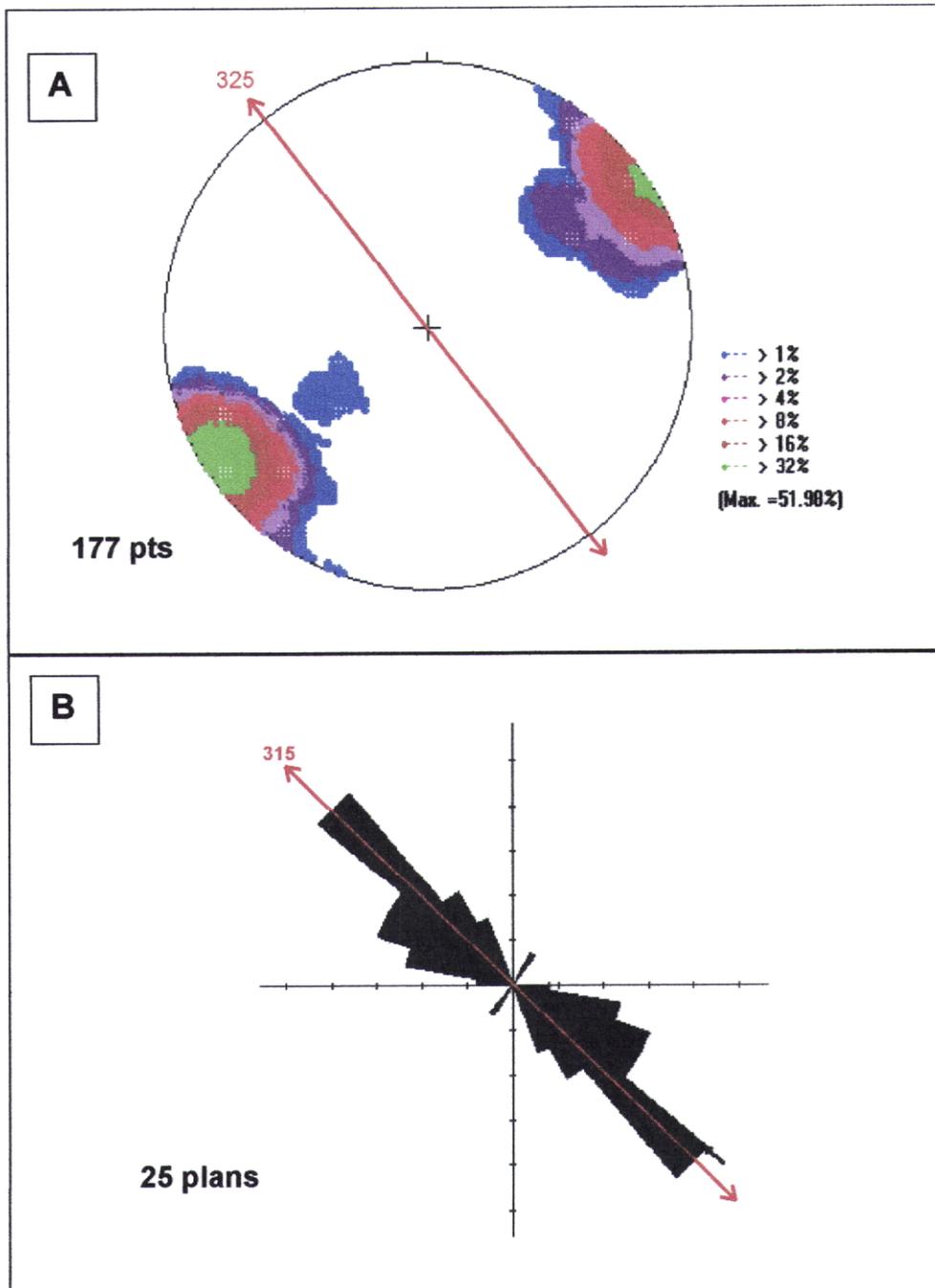


Fig. III-16 : A; Projection stéréographique (Réseau de Schmidt, hémisphère inférieure) de la densité du schistosité dans la région étudiée.

B; Rose vectorielle des décrochements ductile dans la région étudiée.

La comparaison entre l'orientation des décrochements et la grande faille d'Aourir Idlane qui appartient à ces même structures (Fig. III-5), ça semble évident que les cisaillements mineurs sont des structures secondaires induites par le mouvement du cisaillement principal d'Aourir Idlane effectivement les cisaillements mineurs se développent préférentiellement dans les alentours de la faille majeure. Les travaux de la modélisation analogique faite par Riedel (1929) et Tchalenko (1968) rapporter par Price et Cosgrove (1990) et aussi ceux faites par Twiss et .Moores (1992) montrent la relation géométrique et analogique entre les cisaillements principales et les secondaires (Fig. III-17).

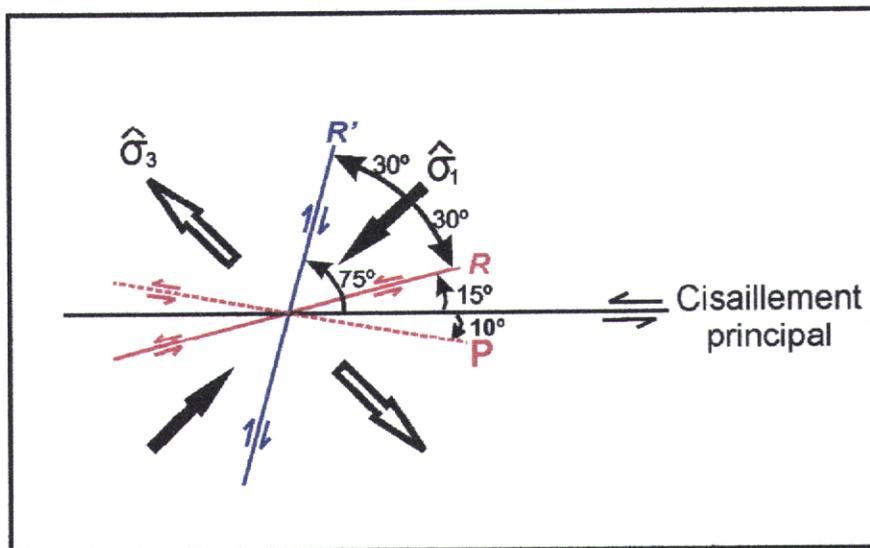


Fig. III-17 : Relation entre une fracture secondaire (p) et une zone de cisaillement principale, adapter de .Twiss et.Moores (1992).

Analyse Structurale De La Région d'Imarine

En accord avec ces données, les cisaillements mineurs de la région étudiée peuvent être considérés comme des fractures de type (P) et la faille d'Aourir Idlane est de type (D), Tchalenko (1968) rapporter par Price et Cosgrove (1990). Ces expériences montrent aussi que la déformation dans un régime fragile favorise les structures riedel (R) et anti-riedel (R') et dans un régime ductile favorise les structures riedel (R) et les structures (P), ce qui est en accord avec les données de la région étudiée (Fig. III-18).

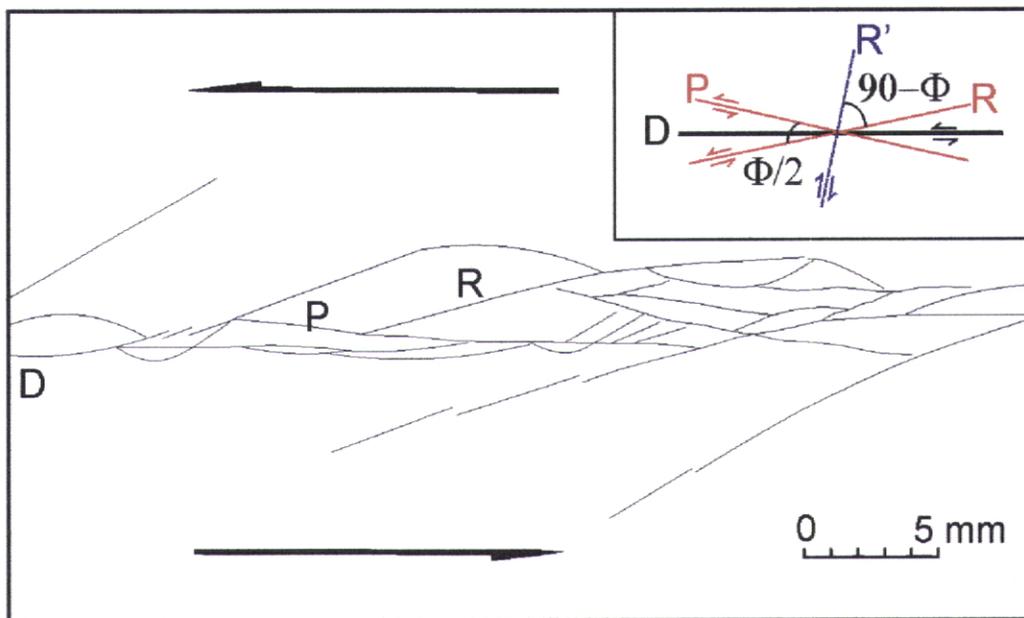


Fig. III-18 : Relation entre une fracture secondaire (P), (R) et une zone de cisaillement principale (D) dans un régime de déformation ductile (adapter de Tchalenko (1968) et rapporter par Price et Cosgrove (1990)).

III-3-3 : la phase post-schisteuse :

Le domaine de N'fis à été le siège d'une tectonique tardi-hercynienne matérialisée par des kink-bands et des décrochements.

Dans la région étudiée on note la manque des marqueurs stratigraphiques qui permettent la séparation entre les structures tardi-hercyniennes et les structures atlasiques.

En effet, dans ce chapitre on va décrire la géométrie et la cinématiques des structures post-schisteuses et tenter de les encadrer dans l'évolution géodynamique Tardi-hercynienne et Atlasique du secteur de Haouz de Marrakech et le Haut Atlas Occidental.

Les structures post-schisteuses qui existent dans la région étudiée sont des structures fragiles matérialisées par des décrochements.

On note très bien que ces décrochements sont le résultat d'une réutilisation des décrochements ductiles senestres hercyniens déjà vue (Fig. III-14) par un jeu tardive dextre fragile (Fig. III-19).

Ces observations montrent que la déformation tardi-schisteuse dans la région est une déformation Cassante caractérisée par le rejeu des accidents hériter. La géodynamique et l'orientation de ces structures tardi-schisteux montre qu'ils étaient le résultat de la déformation Atlasique.

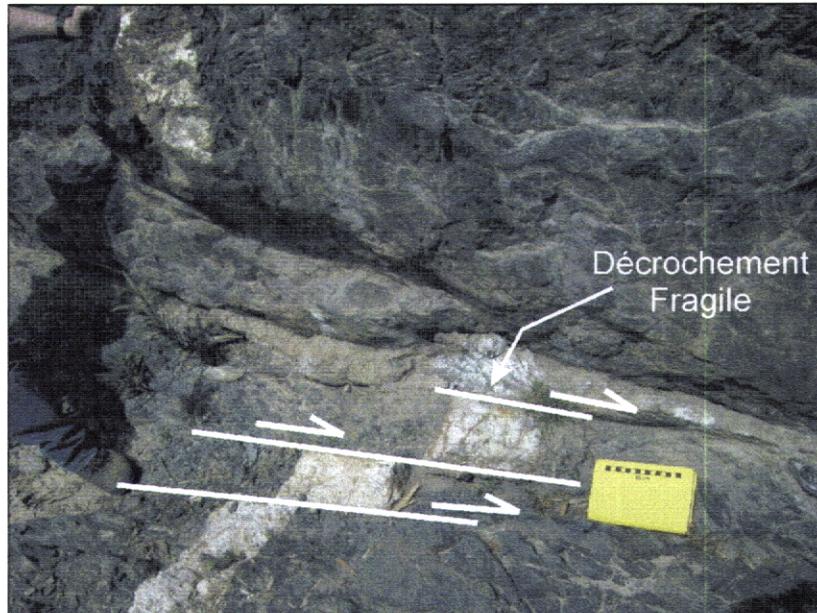


Fig. III- 19: Zone de cisaillement fragile senestre dans le secteur de la Fig.III-13 / B et aussi la même zone de la Fig.III-14

III-4 : Conclusion :

Dans le chapitre consacré à l'étude structurale du bloc d'Imarine (domaine de N'fis), il s'est mis en évidence ;

- Une déformation précoce syn-sédimentaire caractérisé par une instabilité sédimentaire, qui est marquée par plusieurs structures de glissement.
- Une phase syn-schisteuse majeure caractérisée par plusieurs structures tectonique particulières. Elle se traduit en particulier par une schistosité (S1) d'orientation N130 à N140 très pentée vers le NE, ainsi que des plis ouverts symétriques qui admettent la S1 régionale comme plan axial et des

Analyse Structurale De La Région d'Imarine

décrochements ductiles senestre sub-parallèle à la schistosité. Cette phase témoigne le serrage hercynien dans cette région.

- Par la suite cette région était le siège d'une manifestation tectonique tardi-schisteuse essentiellement cassante matérialisée par la réutilisation des décrochements ductiles senestres en décrochements fragiles dextres. La géométrie et la cinématique de ces structures tardi-schisteux montre que sont des structures induits de la déformation Atlasique.

**Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la
plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.**

CHAPITRE IV

**Evolution Géodynamique des massifs
carbonifères de la plaine du Haouz de
Marrakech et du Haut Atlas
occidental.**

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

IV-1 : Introduction :

Dans ce chapitre, on tentera d'intégrer le bloc d'Imarine (Zone étudiée) dans l'évolution de la plaine du Haouz de Marrakech. Pour faire cette intégration il s'est mis nécessaire de faire une synthèse des différentes données de la plaine du Haouz qui se trouve dans les différents travaux faites dans la région.

La plaine du Haouz est une plaine très vaste qui couvre à peut près 6 000 kilomètre carrés. Elle est formée par une couverture cénozoïque dans laquelle émergent des affleurements viséens selon différentes formes.

Dans certaines zones c'est possible de voire la couverture cénozoïque déposer en discordance sur le socle paléozoïque par exemple la région d'Imarine (Fig. IV-1).

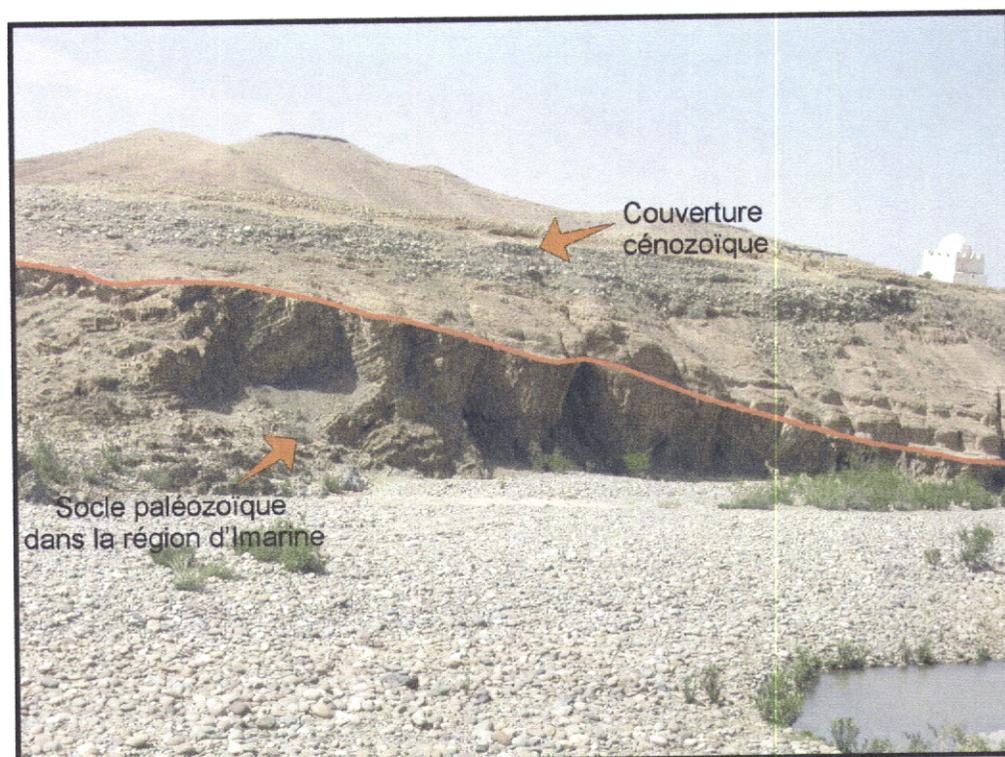


Fig. IV-1 : La discordance du cénozoïque sur le viséen du Imarine.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

D'après la bibliographie, la géométrie des structures syn-schisteuses qui existent dans les différents blocs viséens de la plaine du Haouz (exemple : N'fis, Guemassa ou Souktana) est très variable. D'une façon très générale, la géométrie des structures syn-schisteuses dans le bloc de N'fis ont une orientation NW-SE, ce qui contraste très fortement avec les principales phases hercyniennes qui sont d'orientation N-S ou NE-SW dans le Haut Atlas occidentale et Guemassa.

IV-2 : Les avantages d'un SIG (Système d'Information Géographique):

Dans cette région (la plaine du Haouz et le Haut Atlas occidentale) les éléments géologique disponibles sont très hétérogènes (différentes cartes avec différents échelles et différents systèmes de projection), c'est pour cela qu'il s'est mis nécessaire d'intégrer tous ces éléments dans un système d'information géographique (SIG) qui permet une adaptation plus précise de tous ces éléments. En effet un SIG est un système informatique permettant, à partir de diverses sources, de rassembler et d'organiser, de gérer, d'analyser et de combiner, d'élaborer et de présenter des informations localisées géographiquement, contribuant notamment à la gestion de l'espace.

Un logiciel SIG. C'est un logiciel qui permet de représenter un espace géographique en puisant les informations nécessaires dans une base de données géographiques.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

Les Systèmes d'Information géographique nous apportons :

- Les informations qui sont stockées de façon claire et définitive.
- De gérer une multiplicité d'informations attribuer sur un objet.
- D'établir des cartographies rapides.
- De se localiser dans l'espace et dans le temps.

Les Systèmes d'Information géographique nous permettons :

- De disposer les objets dans un système de référence géoréférencé.
- De convertir les objets graphiques d'un système à un autre.
- De superposer d'une façon simple des cartes de sources différentes.
- De fusionner des objets ayant une caractéristique commune, (par exemple : tous les massifs qui ont la même lithologie).
- De définir des zones en combinant plusieurs critères (par exemple : agrouper dans une même formation lithostratigraphique différentes unités définies par différents auteurs).

IV-3 : Corrélation litho-stratigraphique des différents massifs carbonifères de la plaine du Haouz et du Haut Atlas occidental :

IV-3-1 : Introduction :

L'analyse litho-stratigraphique des différents massifs carbonifères de la plaine du Haouz et du Haut Atlas occidental rencontre plusieurs difficultés. La principale est la déformation de ces unités. En effet, le découpage tectonique de ces secteurs par des failles répétitives rende très difficile la corrélation entre ces différents secteurs.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

Aussi le morcellement de ces affleurements carbonifères dus à la couverture cénozoïque qui couvre le passage d'un affleurement à un autres rend très difficile l'établissement des rapports stratigraphiques de ces différents affleurements (Fig. IV-2).

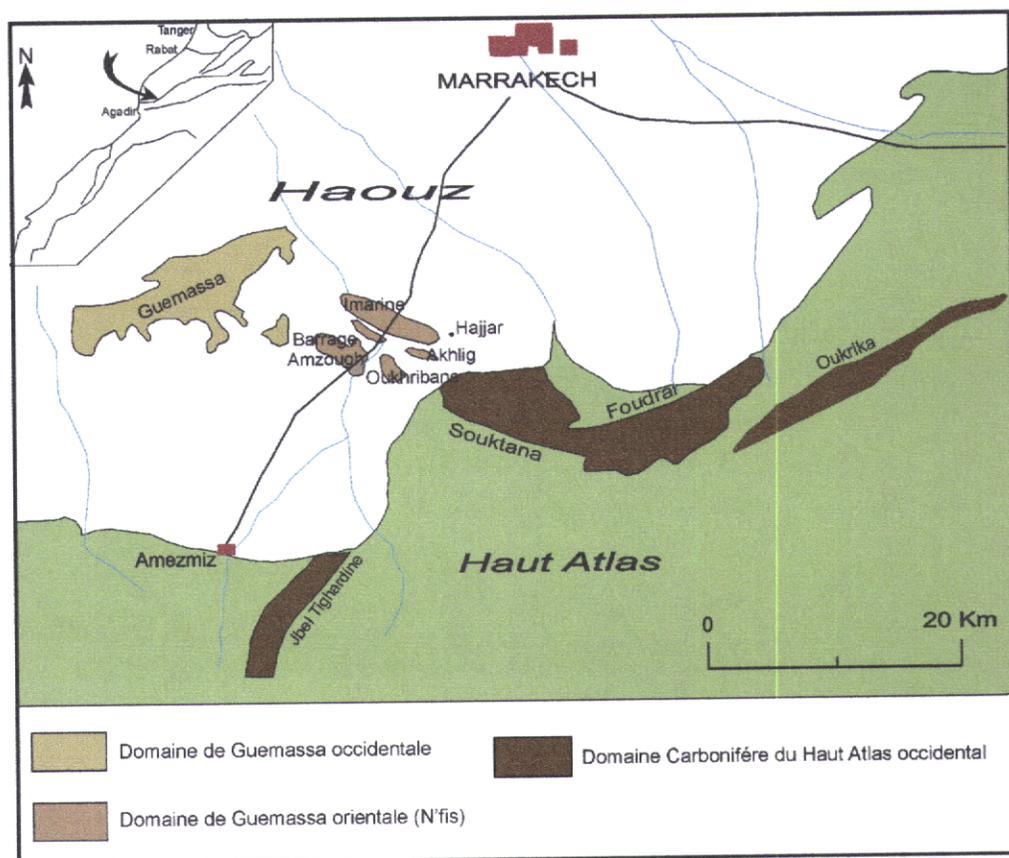


Fig. IV-2 : Localisation des massifs carbonifères de la plaine du Haouz et du Haut Atlas occidental.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

Les travaux antérieurs effectués dans la région montrent une importante variation stratigraphique entre les différents blocs. Les causes de cette variation sont être dues non seulement aux différentes genèses des massifs pendant la phase de sédimentation, mais aussi à la différence de la méthodologie de chaque travail. En effet chaque travail a été effectué pour objectifs différents et par une méthodologie différente (exemple : Stratigraphie, pétrographie ou structurale). Aussi il y a l'hypothèse, puisque la continuité de ces différents blocs est couverte par la couverture cénozoïque, il est possible que chaque secteur fût un bassin plus au moins individuel qui a subie une sédimentation indépendante.

Les cartes géologiques et les colonnes litho stratigraphiques effectuées localement dans la région du Haouz permettent de préciser la répartition spatio-temporelle des différentes roches et de dégager les principales formations lithologiques qui existent dans cette région.

IV-3-2 : Litho-stratigraphie du Guemassa orientale (domaine de N'fis) :

A l'issue des études litho-stratigraphiques effectuées dans les différents blocs du domaine de N'fis, y compris le gisement de Hajjar (Hibti, 1993 et Raqiq, 1997), plusieurs points se dégagent, (Fig.IV-3).

- Des similitudes lithologique et sédimentologiques entre l'unité basale de Hajjar, l'ensemble basal et médiane d'Oukhribane-Akhlig et l'ensemble basal d'Amzough ;
- La disparition de l'unité médiane reconnue à Hajjar au niveau d'Okhribane-Akhlig et Amzough ;
- Des similitudes entre la série sommitale de Hajjar, ensemble sommital d'Oukhribane-Akhlig, la série d'Imarine et l'ensemble supérieur d'Amzough.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

A partir des colonnes de la figure. IV-3 on peut envisager des passage latéraux de faciès entres ces quatre blocs. C'est ainsi que Hibti (1993) a résumé la litho-stratigraphie de la région de N'fis en deux ensembles bien distincts (carte géologique de la plaine du Haouz – massif de N'fis):

1. Un ensemble basal essentiellement pélitique à caractère volcanique et volcano-sédimentaire parfois minéralisé ;
2. Un ensemble sommital à caractère essentiellement carbonaté.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

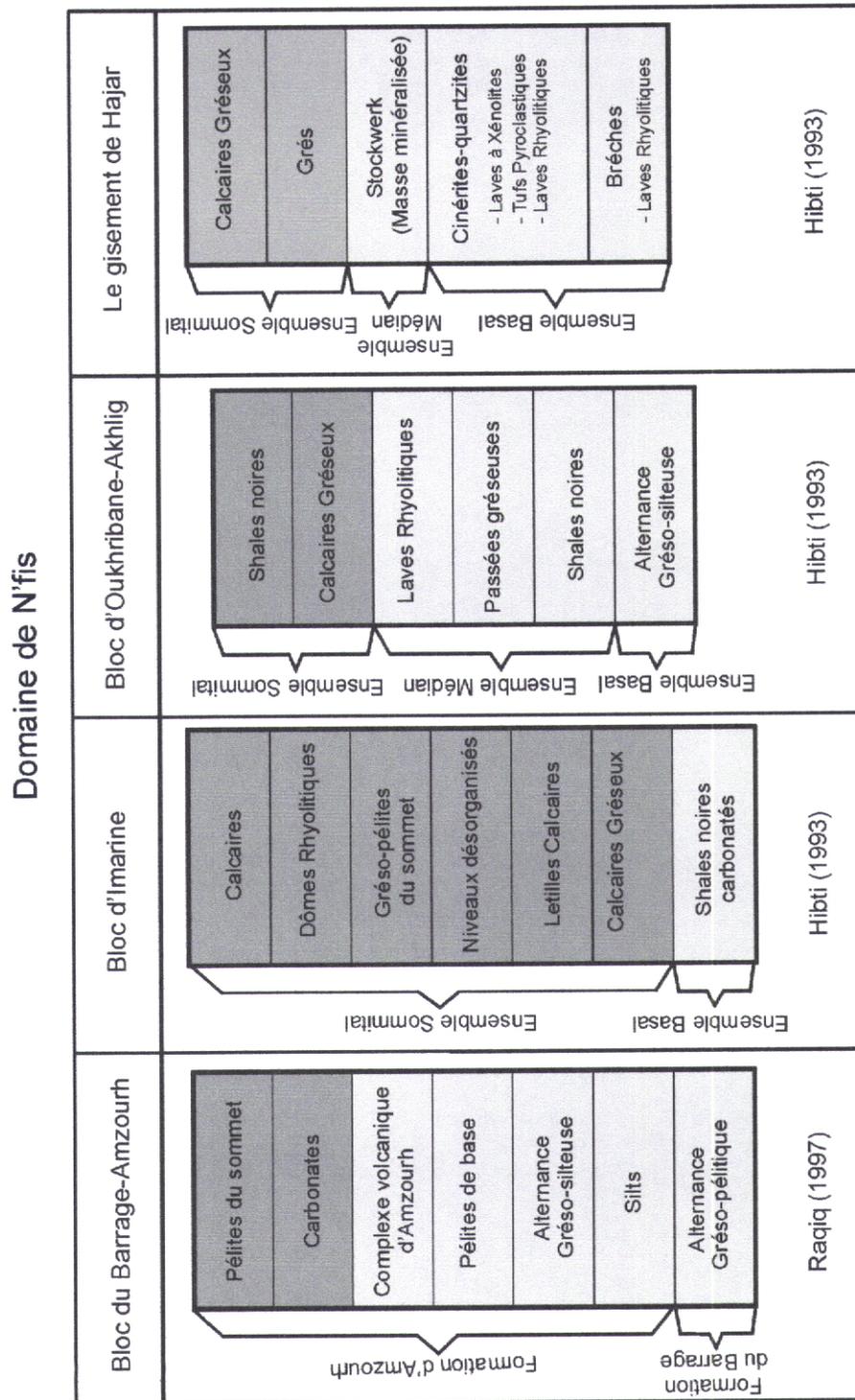
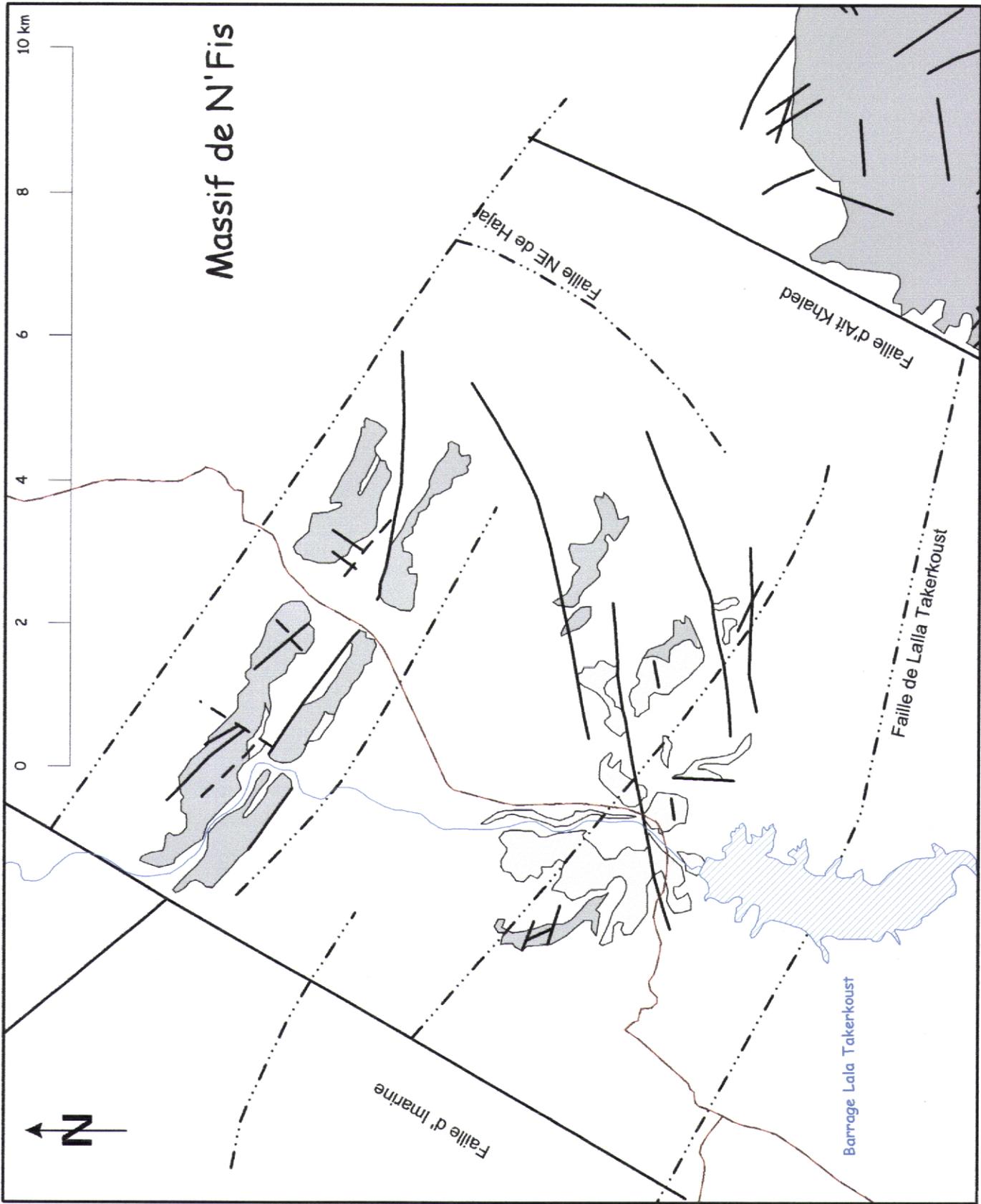


Fig. IV-3 : Les colonnes litho-stratigraphiques des différents blocs du domaine de

N'fis



Légende

Route

Faille:

- Observée
- Probable
- Géophysique

Stratigraphie

Meta-sédiments Viséen:

- Formation I
- Formation II
- Formation III

Carte Géologique de la Plaine de Haouz

Détail du Massif de N'Fis

Khadija Madih, 2003

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

IV-3-3 : Litho-stratigraphie du Guemassa occidentale :

A l'issue des études litho-stratigraphiques effectuées dans les différents blocs du domaine Guemassa occidentale deux grandes domaines ont été distingués de part et d'autres de la faille Médiane qui coupe le massif de Guemassa dans une direction N75 (Boumane, 1987). Aussi on peut déduire que les dépôts dans ces deux domaines peuvent être groupés en deux grands ensembles litho-stratigraphiques distincts. Il s'agit de la formation rythmée et la formation à blocs (Fig. IV-4).

La relation stratigraphique entre ces deux ensembles c'est que les dépôts de l'unité basale de la formation à blocs sont formés par des flyschs carbonatés de bassins profond, et similaires aux dépôts sommitaux de la formation rythmée. Donc les dépôts de la formation rythmée constitueraient la base de la série et les dépôts de la formation à blocs seraient le sommet de cette série, (Raqiq, 1997).

En effet, la formation rythmée sera divisée en deux unités ;

- Une unité basal à caractère essentiellement pélitique.
- Une unité sommitale à caractère essentiellement carbonaté.

La formation à blocs est caractérisée aussi par des alternances grésopélitiques mais plus ou moins désorganisées et englobe des blocs exotiques de différentes natures.

En effet dans cette région on note l'existence de trois formations (carte géologique de la plaine du Haouz – massif de Guemassa).

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

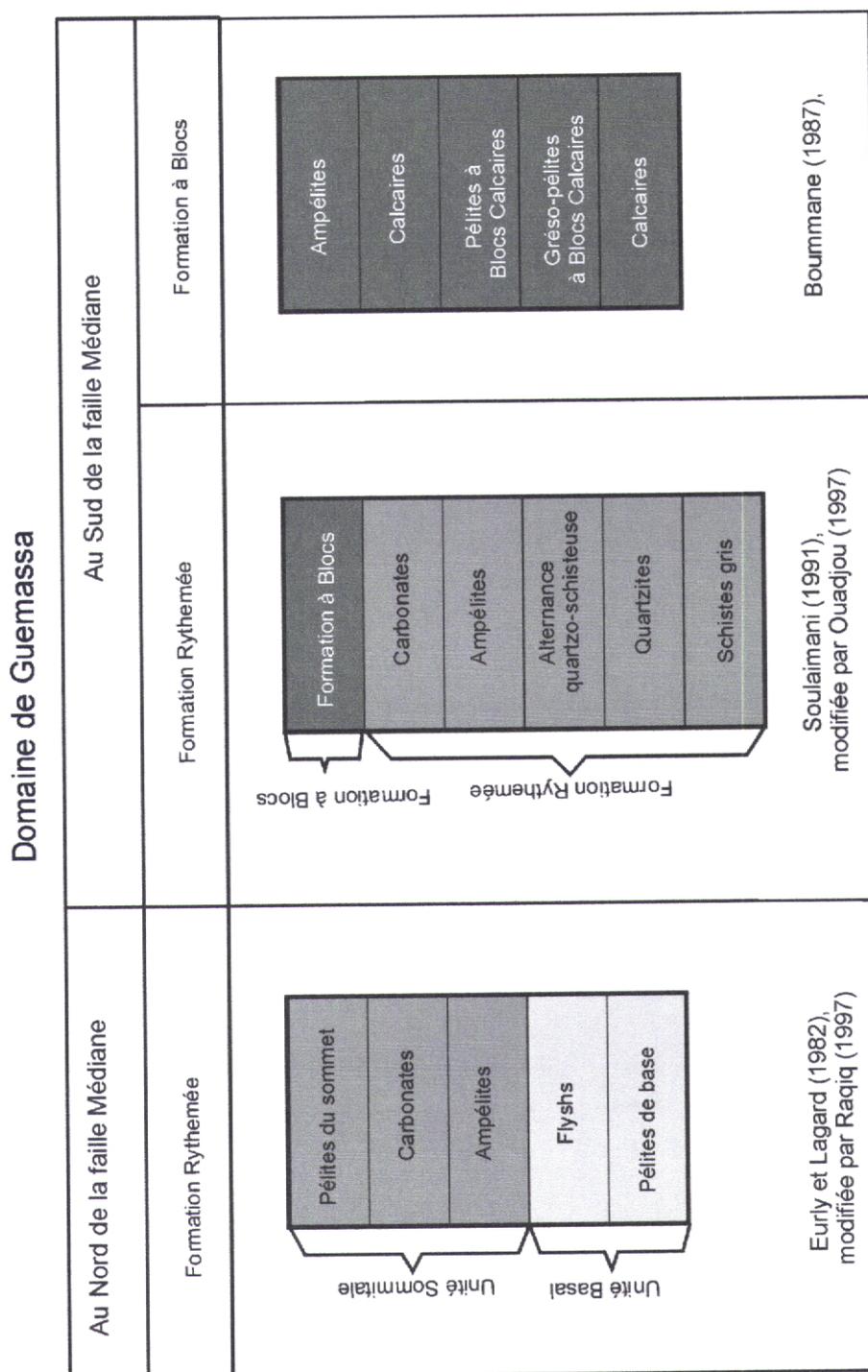
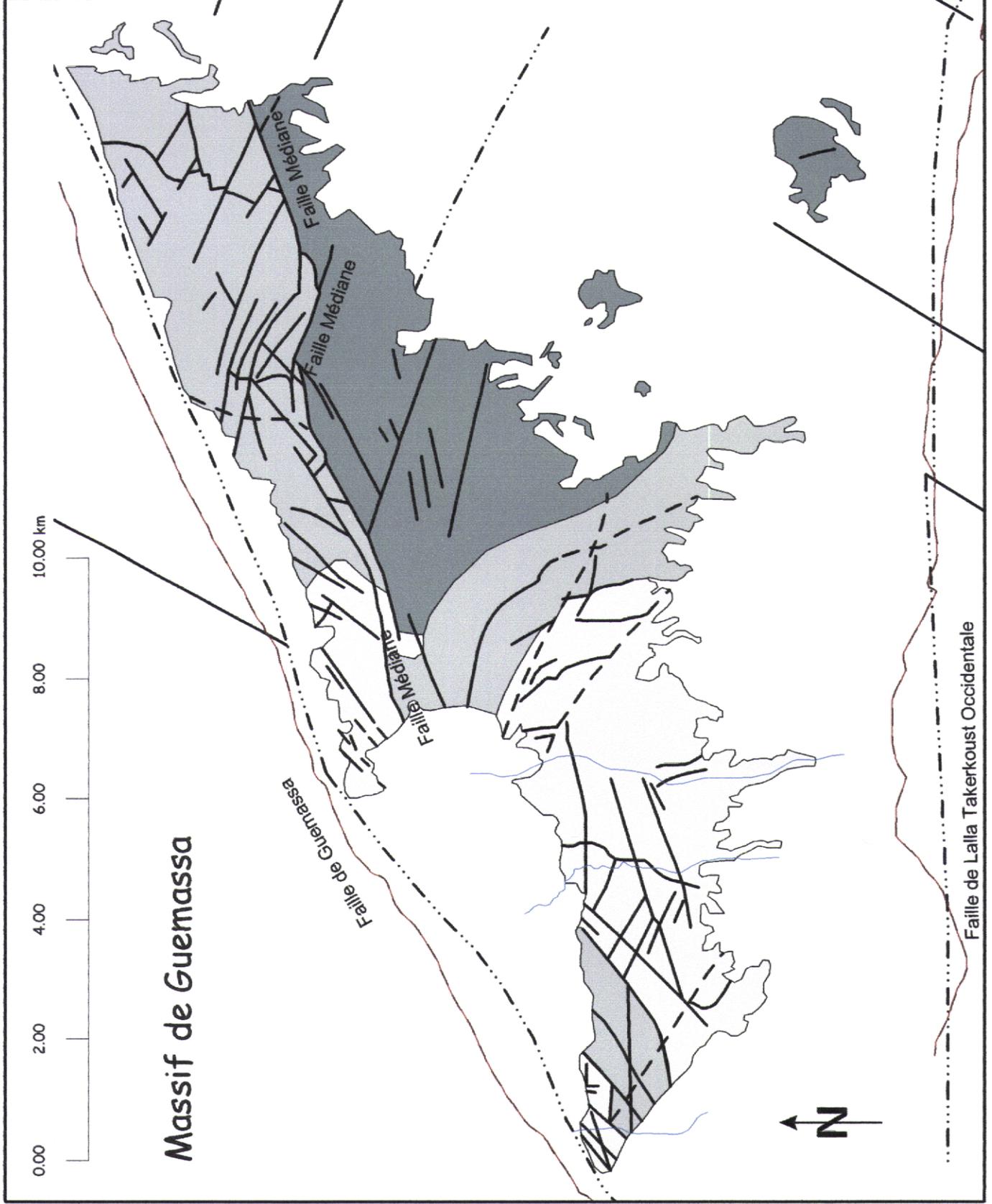


Fig. IV-4 : Les colonnes litho-stratigraphique des différents blocs du domaine de Guemassa occidentale.



Légende

Route

Faillle:

Observée

Probable

Géophysique

Stratigraphie

Meta-sédiments Viséens:

Formation I

Formation II

Formation III

Carte Géologique de la Plaine de Haouz

Détail du Massif de Guemassa

Khadija Madih, 2003

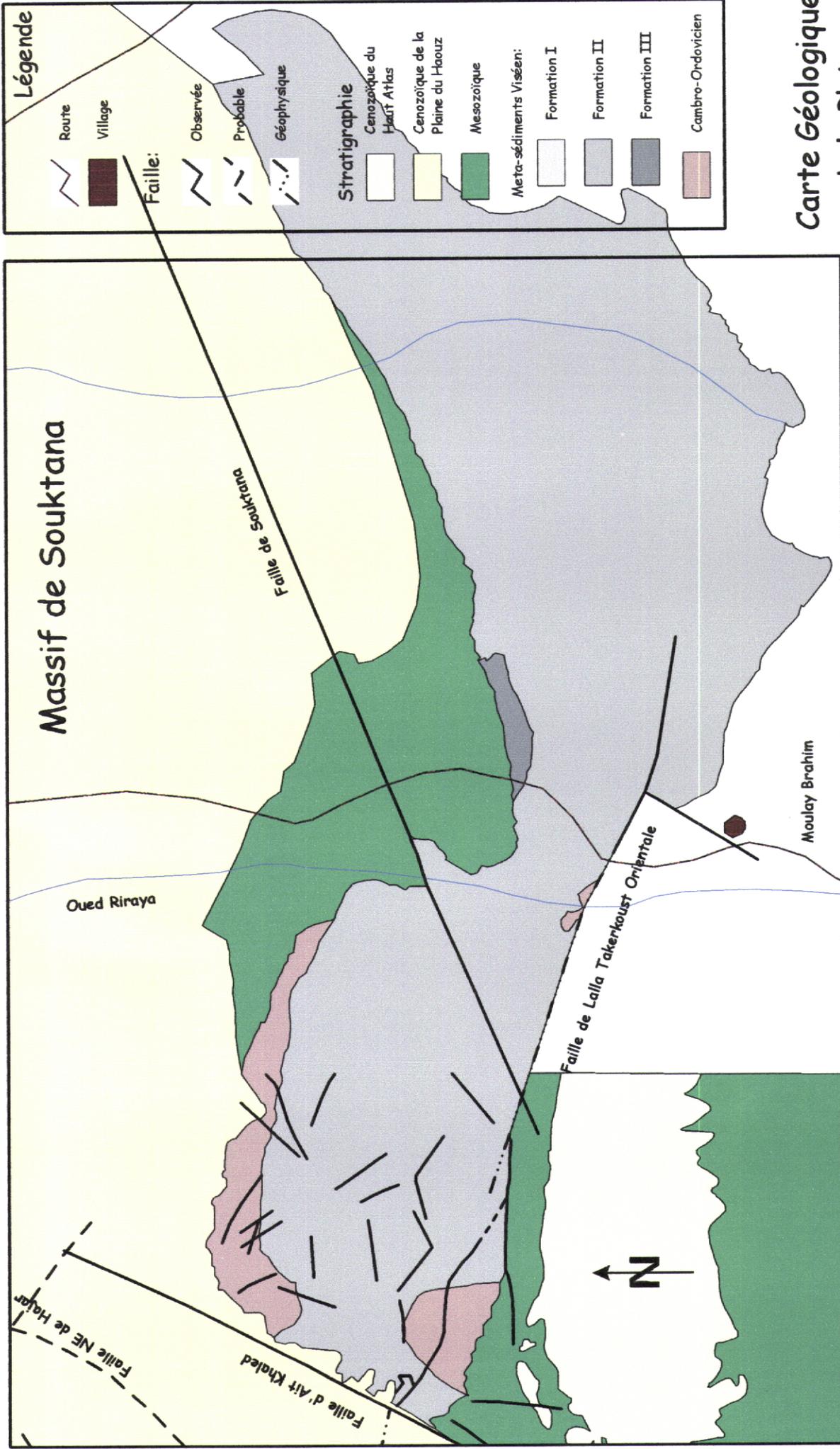
Thèse du Master en Cartographie Géologique de l'Université d'Évora. Carte géologique par les Systèmes d'Information Géographiques (SIG).

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

IV-3-4 : Litho-stratigraphie des massifs Carbonifères du Haut Atlas occidental :

Dans l'Atlas de Marrakech différents auteurs (Beauchamp et Petit, 1981 - Vachard et al, 1990 et Eddebi et al, 1993) ont décrit une série deltaïque puis turbiditique d'âge Viséen supérieur-Namurien inférieur, en discordance cartographique sur des grés-pélites du Cambro-Ordovisien.

A l'issue des études effectuées par Eddebi, (1989) et Tourani, (1988) dans le massif de Souktana-Foudrar et celui de l'Ourika, ils ont noté l'existence d'une série turbiditique et aussi de la formation à bloc (Fig. IV-5) et (carte géologique de la plaine du Haouz – massif de Souktana).



Légende

- Route
- Village

Faille:

- Observée
- Probable
- Géophysique

Stratigraphie

- Cenozoïque du Haut Atlas
- Cenozoïque de la Plaine du Haouz
- Mésozoïque
- Méta-sédiments Viséens:
 - Formation I
 - Formation II
 - Formation III
- Cambro-Ordovicien

Carte Géologique de la Plaine de Haouz

Khadija Madih, 2003

Thèse du Master en Cartographie Géologique de l'Université d'Évora.
Carte géologique par les Systèmes d'Information Géographiques (SIG).

Détail du Massif de Souktana

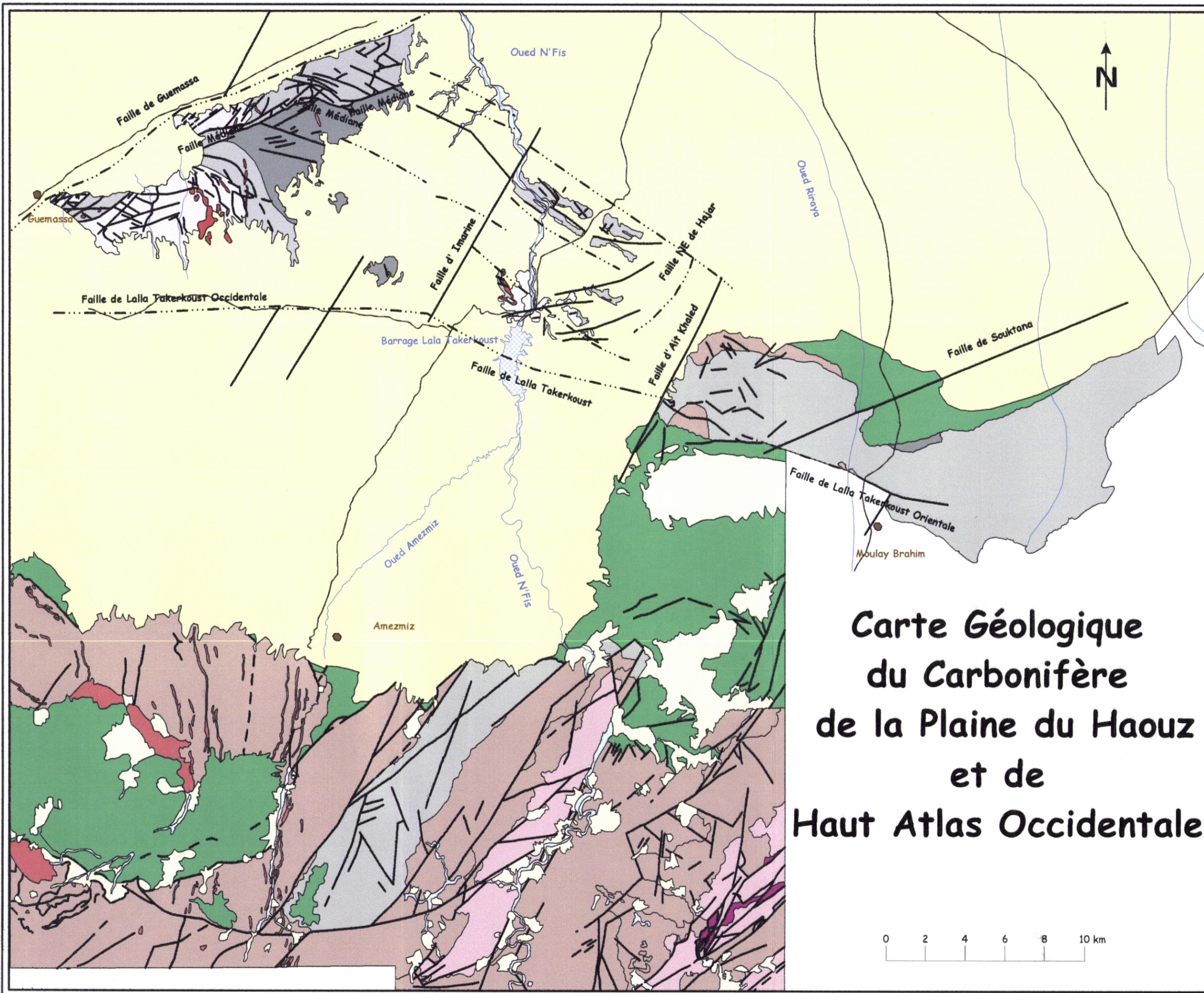
Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

IV-3-5 : Conclusion :

La corrélation des différentes coupes s'avère parfois problématique. Toutefois, on note des grandes similitudes pétrographiques et lithologiques, ce qui laisse envisager des passages latéraux des faciès entre les différentes coupes.

La succession litho-stratigraphique du domaine de Guemassa (occidentale et orientale) est formée en grande partie de dépôts grésopélitiques plus ou moins carbonatés (Raqiq, 1997), dont il est possible de considérer trois grandes formations qui sont présentées dans la carte géologique du carbonifères de la plaine du Haouz et du Haut Atlas occidentale ;

1. **Formation I** formée par des dépôts grésopélitiques silico clastiques de plateforme dans les affleurements du domaine N'fis et d'un milieu marin profond dans l'affleurement de Guemassa occidentale.
2. **Formation II** formée par des dépôts grésopélitiques essentiellement carbonatés. Ces dépôts témoignent le développement d'une plate-forme dans la Guemassa orientale et d'un bassin plus profond dans la Guemassa occidentale.
3. **Formation III** formée par la formation à blocs, elle est formée par des dépôts désorganisés avec des faciès grossiers et des blocs resédimentés qui viennent troubler l'organisation des faciès fins. Les blocs resédimentés montrent des tailles très variables et sont formés essentiellement de calcaires bioclastiques. Les dépôts de la base de cette formation témoignent un bassin profond similaire a celui de la formation II dans le domaine de Guemassa occidentale.



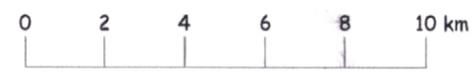
Légende

-  Route
-  Village
- Faille:**
-  Observée
-  Probable
-  Géophysique
- Stratigraphie**
-  Alluvion
-  Cenozoïque du Haut Atlas
-  Cenozoïque de la Plaine du Haouz
-  Mésozoïque
-  Permien
- Meta-sédiments Viséen:**
-  Formation I
-  Formation II
-  Formation III
-  Cambro-Ordovicien
-  Precambrien
- Roches magmatiques:**
-  Stephanien
-  Viséen

Carte Géologique du Carbonifère de la Plaine du Haouz et de Haut Atlas Occidentale

Khadija Madih, 2003

Thèse du Master en Cartographie
Géologique de l'Université d'Évora.
Carte géologique par les Systèmes
d'Information Géographiques (SIG).



Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

Le milieu de sédimentation correspond à un bassin relativement plus profond que celui de Guemassa orientale. Ceci est vérifié par l'importance de l'épaisseur de la série sédimentaire et de l'abondance de la matière organique et les cristaux de pyrite, ce qui atteste l'anoxie du milieu de dépôt, (Raiq, 1997).

Par rapport aux autres massifs carbonifères voisins du Haut Atlas occidental des travaux faites dans cette région ont montré une analogie remarquable dans la succession des faciès et des formations :

- L'existence de la formation à blocs dans le secteur du Souktana-Foudrar et de l'Ourika (Eddebi, 1989 et Tourani, 1988).
- La similitude de la série turbiditique sommitale du domaine de Guemassa et celle du Souktana-Foudrar et de l'Ourika (Eddebi, 1989 et Tourani, 1988).
- L'ensemble basal de la série du Guemassa n'existe pas dans la série des massifs carbonifères du Haut Atlas occidentale, il correspond à une lacune dans tout le Haut Atlas (Gaillet, 1986).

IV-4 : Déformation Varisque dans la plaine du Haouz :

IV-4-1 : Introduction :

La structuration actuelle des massifs hercyniens du Haouz de Marrakech est le résultat d'une succession de plusieurs épisodes de déformation.

La déformation hercynienne, qui constitue l'épisode la plus marqué est caractérisée par une phase schisteuse principale. Les structures dues à cette phase sont différentes de point de vue direction et pendage dans chaque massif.

Au cours de ce chapitre, on présentera les différentes structures tectoniques paléozoïques qui ont été décrites dans chaque secteur de la plaine du Haouz. Cette analyse sera une synthèse entre nos résultats du bloc d'Imarine et ceux réalisées dans les autres secteurs qui existent dans la bibliographie.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

Dans ce chapitre on va présenter essentiellement une description des divers événements tectoniques qui ont été décrites dans les différents secteurs carbonifères de la plaine du Haouz et du Haut Atlas occidental durant le Paléozoïque. Par la suite on va discuter les interprétations citées par les différents auteurs. Cela aussi va nous permettre d'intégrer toutes les données qui existent dans les autres secteurs étudiés sous le nom de la coopération entre l'Université de Evora et l'Université d'El Jadida avec les autres obtenues dans le secteur d'Imarine pour présenter une synthèse de l'évolution hercynienne de la plaine du Haouz.

IV-4-2 : La déformation dans le domaine de Guemassa orientale (domaine de N'fis) :

Dans le domaine de N'fis les structures hercyniennes présentent une orientation NW-SE très homogènes. Plusieurs travaux qui ont été réalisés durant les années quatre-vingt-dix dans le domaine de N'fis ont subdivisé la déformation paléozoïque en trois étapes principales (Fig. IV-6).

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

Domaine de Guemassa orientale (N'fis)			
	Soulaimani (1991)	Hibti (1993)	Raqiq (1997)
Phase précoce Syn-sédimentaire	-Failles normales syn-sédimentaires. -Slumps	-Failles normales syn-sédimentaires subméridiennes à NE et à vergence vers l'Est. -Slumps et microstructures hydroplastique.	-Failles normales syn-sédimentaires NE-SW à effondrement vers le NE. -Slumps. -Existence des niveaux désorganisés à éléments sédimentaires ou volcaniques.
Phases Syn-schisteuses	-Plissement syn-schisteux NW-SE à vergence vers le SW. -Schistosité de plan axial. -Décrochements N70 dextre.	<u>Phase D1</u> -Plissement syn-schisteux NW-SE. -Schistosité de plan axial. <u>Phase D2</u> -Plissement syn-schisteux NE-SW. -Schistosité de fracture NE-SW. -Chevauchements NE-SW à pendage vers l'Ouest.	-Structures syn-schisteux NW-SE. -Des plis NW-SE déversement vers le SW. -La reprise des failles syn-sédimentaires en décrochements ductiles sénestres.
Phases Tard-hercynienne	-Phase cassante. -Réactivation des décrochements N70 par un cinématique sénestre.	-Phase cassante. -Réactivation des failles NE-SW en sénestres et des failles NW-SE en dextre.	-Plissement de crénulation à plan axial orienté N100. -Schistosité S2 d'orientation NE-SW. -Des fentes de quartz subméridiennes. -Le rejou des failles en décrochements ou en chevauchements.

Fig. IV-6 : Tableau de Résumé des différentes phases de déformation au niveau du domaine de N'fis.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

Les travaux antérieurs ont mis en évidence l'existence de deux modèles distincts pour expliquer le contraste des structures synschisteuses NW-SE de N'fis les structures sub-méridiennes du Varisque de la région environnante :

- Un premier modèle proposer par Raqiq (1997) et Ouadjou (1997) qui explique que la surrection des différents blocs entraîne l'apparition d'une schistosité contrôler essentiellement par la structuration précoce avec une direction de raccourcissement régionale globalement E-W à WNW-ESE. Dans ce cas les structures NW-SE existent déjà avant la sédimentation et qui sont contrôlés l'orientation des structures syn-schisteuses (Fig. VI-7).

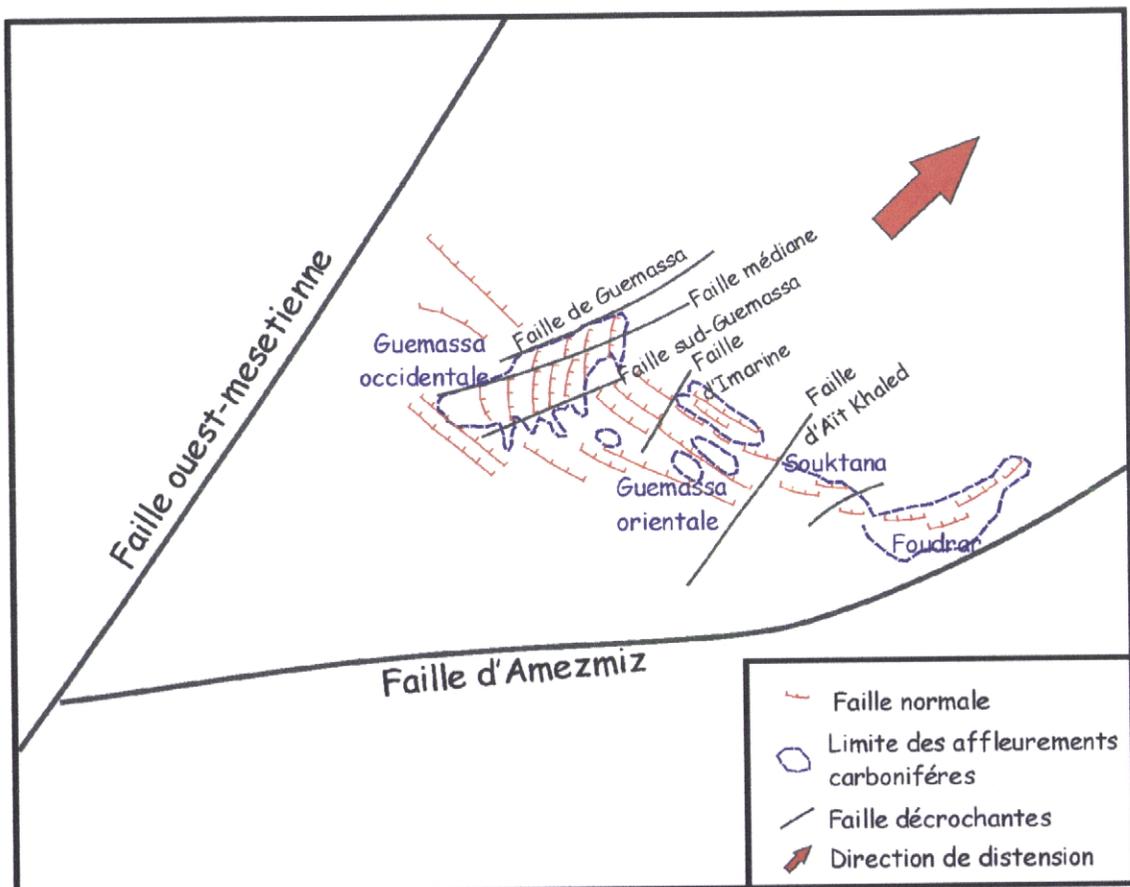


Fig. IV-7 : Modèle d'évolution géodynamique du segment hercynien sud-mesétien, stade de l'ouvertures du bassin (d'après Raqiq, 1997 et Ouadjou, 1997).

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

- Un deuxième modèle proposer par Soulaïmani, 1991 qui explique que les domaines de Guemassa orientale et occidentale présentent des structures tectoniques sub-orthogonales, qui sont liées à un même champ de déformation hercynienne. Ces structures s'inscrivent entre deux zones transcurrentes soulignées par la faille de Guemassa et la faille de Lalla Takerkoust (Fig. IV-8). Le domaine de Guemassa occidentale correspondrait à la zone influencer par la faille de Guemassa, alors que celui de N'fis serait à la proximité nord du cisaillement de Lalla Takerkoust. Dans la région de N'fis on assiste à une augmentation du gradient de déformation à la proximité de la faille de Lalla Takerkoust.

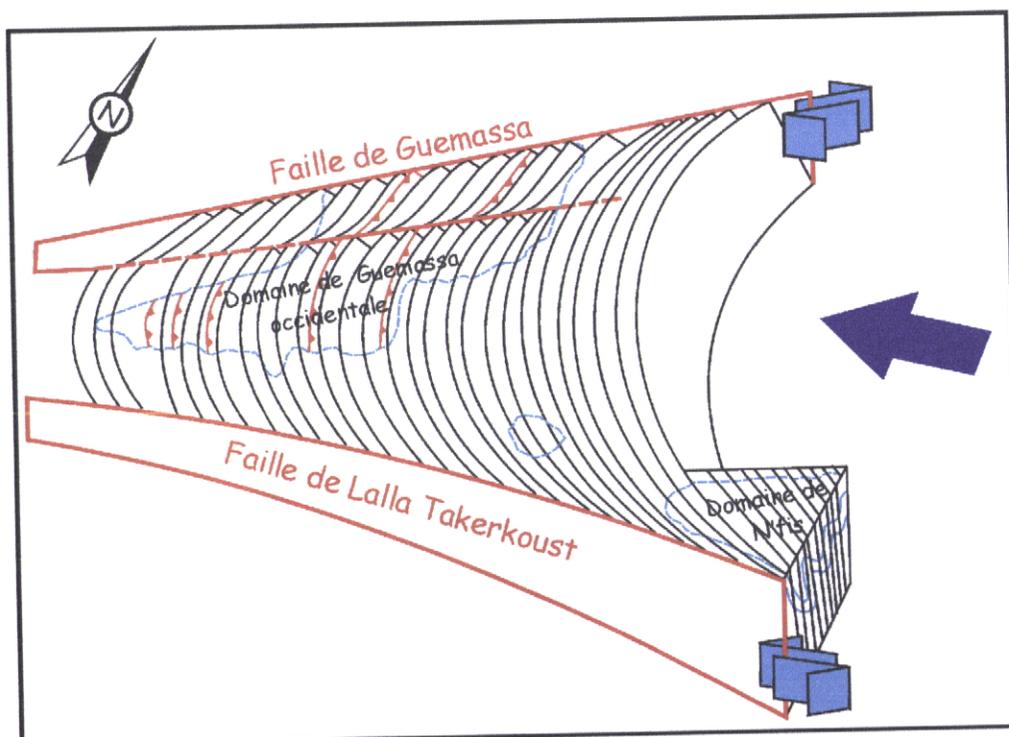


Fig. IV-8 : Bloc diagramme schématique montrant la relation syn-schisteuse entre le domaine de Guemassa et le domaine de N'fis (d'après Soulaïmani, 1991)

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

IV-4-3 : La déformation dans le domaine du Guemassa occidentale :

Dans le domaine de Guemassa occidentale les structures hercyniennes présentent une orientation sub-méridienne. Les travaux qui ont été réalisés dans cette région ont subdivisé la déformation paléozoïque aussi en trois étapes principales (Fig. IV-9).

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

Domaine de Guemassa occidentale

	Soulaimani (1991)	Raqiq (1997)
Phase précoce Syn-sédimentaire	<ul style="list-style-type: none"> -Failles normales syn-sédimentaires subméridiennes. -Slumps. -Installation d'une formation à blocs. 	<ul style="list-style-type: none"> -Failles normales subméridiennes syn-sédimentaires. -Mise en place d'un volcanisme à caractère fissural.
Phase Syn-schisteuse	<ul style="list-style-type: none"> -Structures synschisteuse tectoniques (schistosité, plis et chevauchements) ont une orientation subméridienne avec une vergence vers l'Ouest. -Décrochements N70 dextres et N120 senestres. -Importante manifestation volcanique. 	<ul style="list-style-type: none"> -Structures syn-schisteux subméridiennes à vergence vers l'Ouest. -Des accidents décrochantes N70 dextres et N120 senestres. -La reprise des failles syn-sédimentaires en failles chevauchantes.
Phase Tardi-hercynienne	<ul style="list-style-type: none"> -Phase cassante. -Réactivation des décrochements N70 senestres. 	<ul style="list-style-type: none"> -Plissement de crénulation à plan axial orienté N100 à N110. -Des fentes de quartz subméridiennes.

Fig. IV-9 : Tableau de Résumé des différentes phases de déformation au niveau du domaine de Guemassa occidentale.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

Dans le domaine de Guemassa occidentale les structures syn-schisteuses ont une géométrie plus homogène avec les structures qui existent dans les différents blocs viséens de la Meseta et du Haut Atlas occidentale.

IV-4-4 : La déformation dans le domaine du Souktana :

Dans ce secteur, il été disponible seulement un travail de Ouadjou, 1997 ce qui limite beaucoup notre synthèse. Pour cela on va utiliser par la suite les données de certains travaux qui ont été réalisé sous le nom de la coopération entre l'Université de Evora et l'Université d'El Jadida.

Domaine de Souktana

Ouadjou (1997)	
Phase précoce Syn-sédimentaire	-Failles normales syn-sédimentaires EW à WNW. -Basculement de bloc vers le NNE.
Phase Syn-schisteuse	-Plis syn-schisteux NE-SW pentés vers l'ouest dans la partie E du massif et vers l'Est dans la partie W du massif. -Schistosité NE-SW.
Phase Tardi-hercynienne	-Plissement post-schisteux. -Décrochements post-schisteux.

Fig. IV-10 : Tableau de Résumé des différentes phases de déformation au niveau du domaine de Souktana.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

IV-5 : Les fractures principales dans la plaine du Haouz et le Haut Atlas occidental :

IV-5-1 : Introduction :

Dans ce chapitre on va parler des grandes failles qui peut être ont conditionnés l'évolution de la zone du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental durant le Paléozoïque et spécialement durant la déformation Hercynienne principale qui est dans cette région et d'âge Namurien Westphalien. Pour certaines de ces failles il est possible de montrer qu'elles étaient aussi importantes durant l'évolution atlasique dans la région.

IV-5-2 : Les grands linéaments structuraux au niveau du Maroc :

Dans la figure IV-11, sont portés les principaux linéaments structuraux du Maroc hercynien en se basant sur les données apportées par différents auteurs (Cailleux et al, 1983). On peut distinguer trois directions principales :

- Une direction NNE-SSW à N-S.
- Une direction ENE-WSW à E-W.
- Une direction mineure NE-SW.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

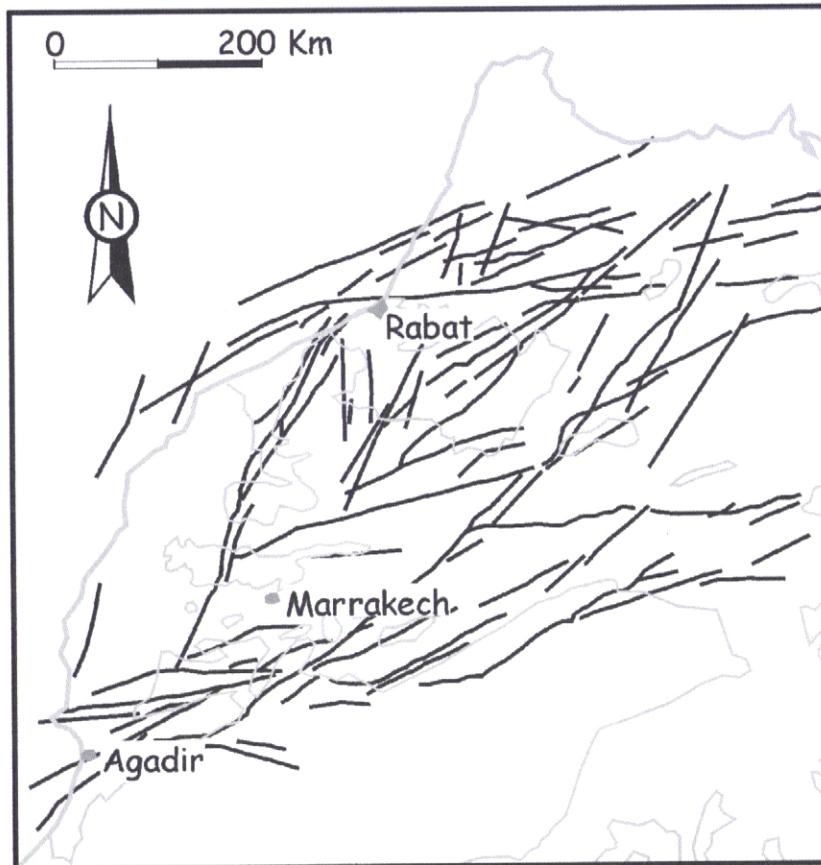


Fig. IV-11 : les grandes failles et linéaments du Maroc (D'après Cailleux et al, 1983) modifiée.

Au Cambrien la Meseta marocaine est caractérisée par une puissance série sédimentaire, déposée au fond d'un graben. Ce graben s'allonge selon une direction N20 depuis la Meseta côtière jusqu'au Haut Atlas occidental. Sa marge orientale coïncide avec la zone de cisaillement ouest mesetienne. Il est bordé au sud par des failles majeures N60 à N70 (la zone de cisaillement de Tizi n'Test) et au nord par la zone de cisaillement de Rabat-Tiflta (Fig. IV-12).

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

La zone de cisaillement de Tizi n'Test et la zone de cisaillement de Rabat-Tiflta peuvent être considérées comme des failles transformantes continentales, (El Attari et al. 1997).

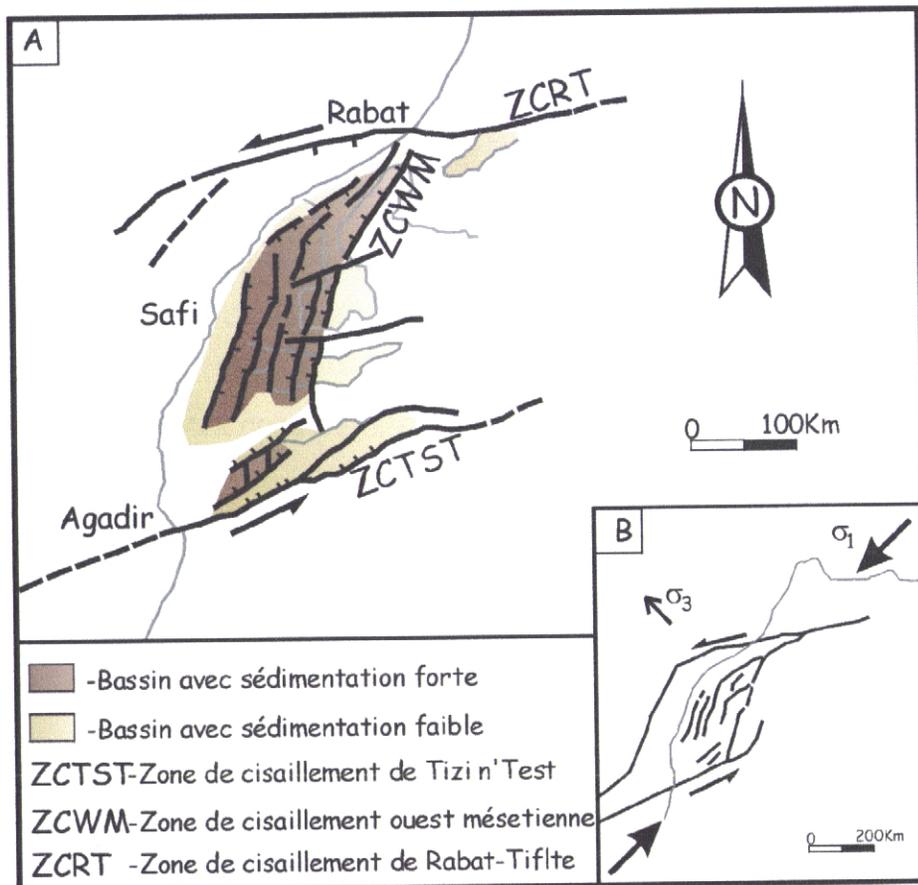


Fig. IV-12 : Le bassin cambrien de la Mesta occidentale d'après El Attari, et al 1997 ; modifiée.

A : Situation du bassin cambrien.

B : Modèle d'ouverture du bassin cambrien.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

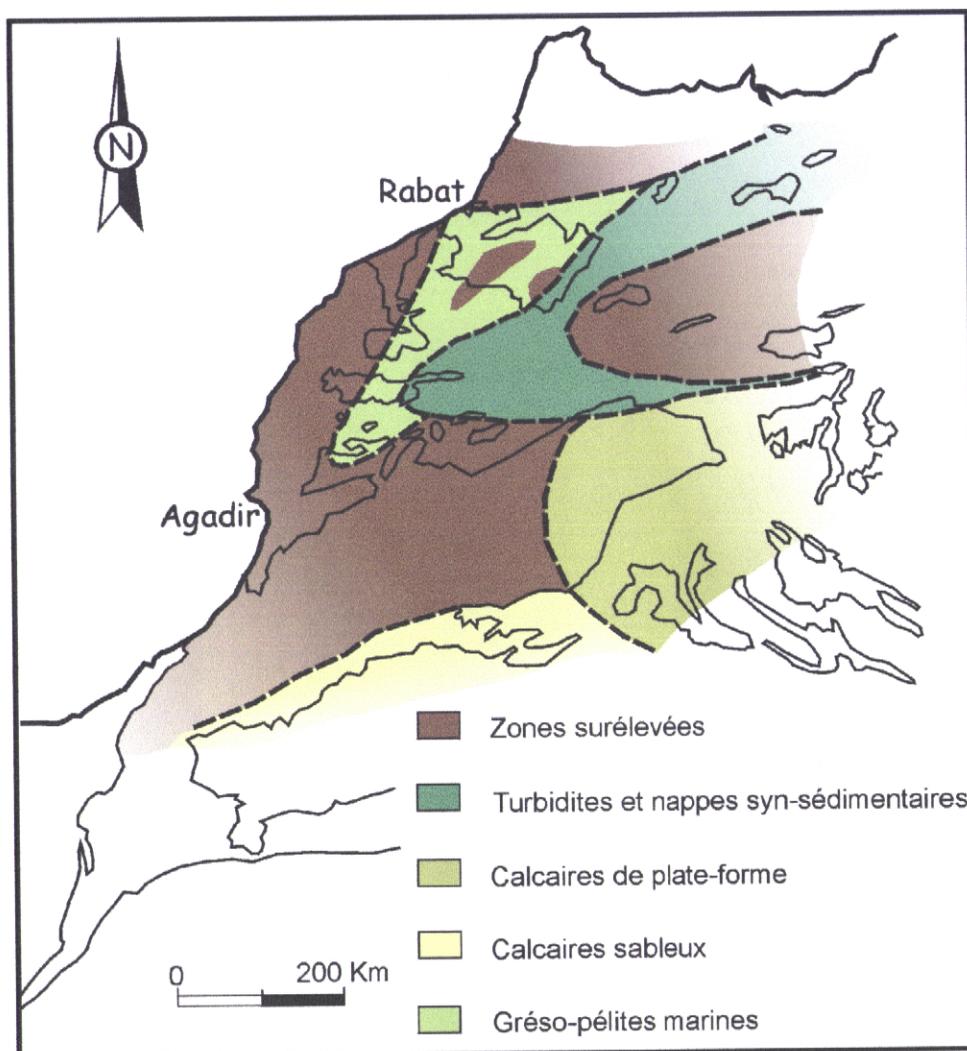


Fig. IV-13 : Les faciès du Viséen supérieur (d'après Pique, 1994).

L'intérieur de la Meseta est constitué par des blocs relativement stables et des zones étroites plus déformées, séparés par la zone de cisaillement ouest mésetienne. Celle-ci, qui a constitué la limite orientale du graben cambrien puis la limite occidentale des bassins dévoniens et viséen aussi elle a joué durant le serrage carbonifère en décro-chevauchement dextre cassant au nord et ductile au sud (Pique, 1994).

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

D'après la figure IV-14 on peut facilement remarquer que les mêmes familles de failles qui ont contrôlés l'évolution des bassins paléozoïques ont aussi joués un rôle majeur dans l'épisode compressif hercynien.

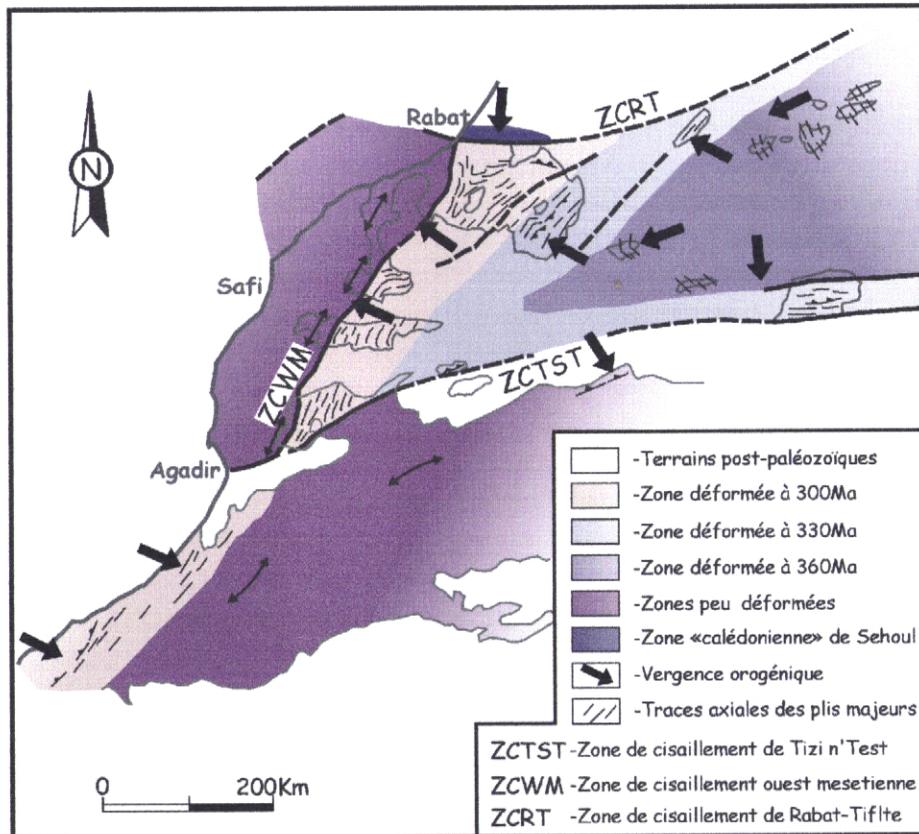


Fig. IV-14 : Carte structurale du Maroc hercynien d'après Pique, 1994 modifiée.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

IV-5-3 : Les grands linéaments structuraux au niveau de la plaine du Haouz :

1 : Introduction :

Dans ce chapitre on va essayer de comprendre l'évolution géodynamique dans la plaine du Haouz. Cette évolution ne sera pas seulement basée durant le Viséen dans lequel sont déposés les sédiments mais aussi durant le Namuro-Westphalien quand ces sédiments ont subi la déformation varisque. Pour cela il s'est mi-nécessaire aussi de voir qu'est ce qui se passe dans le Haut Atlas occidental, dans les Jebilette et aussi la couverture tertiaire pour obtenir une grande zone limitée par des failles principales qui ont géré la formation et la déformation du bassin viséen dans cette zone.

2 : les Grandes failles dans la plaine du Haouz :

La plaine du Haouz est une zone qui est traversée par de nombreux accidents avec différentes orientations, ces failles sont suivies sur plusieurs dizaines de kilomètre dans les boutonnières paléozoïques, mais dont l'extension réelle est masquée par des couvertures post-paléozoïques.

Dans la carte des anomalies gravimétriques et des degrés de métamorphisme, nous avons porté les différents failles qui existent dans la plaine du Haouz on utilisant plusieurs informations issues de plusieurs travaux géologiques réaliser avec des objectifs différents (la sédimentologie, le magmatisme, le métamorphisme et la géophysique).

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

Les terrains de la plaine du Haouz sont affectés par des failles de directions diverses, trois grands groupes de failles peuvent être identifiés.

2-1 : Failles ENE-WSW :

Ce groupe est constitué par les failles qui ont une orientation parallèle aux failles majeures du Maroc (la zone de cisaillement de Tizi n'Test) et la zone de cisaillement de Rabat-Tiflta), dans la plaine du Haouz trois failles essentielles qui appartiennent à ce groupe ;

- La faille de Souktana : c'est une faille qui sépare une zone de diagenèse (Foudrar) avec une autre qui présente un métamorphisme anchizonal (Souktana).
- La faille de Guemassa : C'est une grande faille détectée par la géophysique. Cette faille marque la bordure NW du Carbonifère de la plaine du Haouz et s'étend sur plus de 50 Km.
- La faille médiane : c'est une faille cartographiée sub-parallèle à la faille de Guemassa et qui parcourt le massif de Guemassa sur 10 Km, cette faille provoque la distorsion des structures synschisteuses.

2-2 : Failles NNE-SSW :

Ce groupe est constitué par les failles qui ont une orientation parallèle à la zone de cisaillement ouest mesétienne et aussi à la linéament des granites hercyniens de la Meseta (Fig. IV-15).

La répartition des granites hercyniens de la Meseta nous a permis de mettre en évidence une zone de faiblesse structurale dans le socle qui a contrôlé les intrusions hercyniennes.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

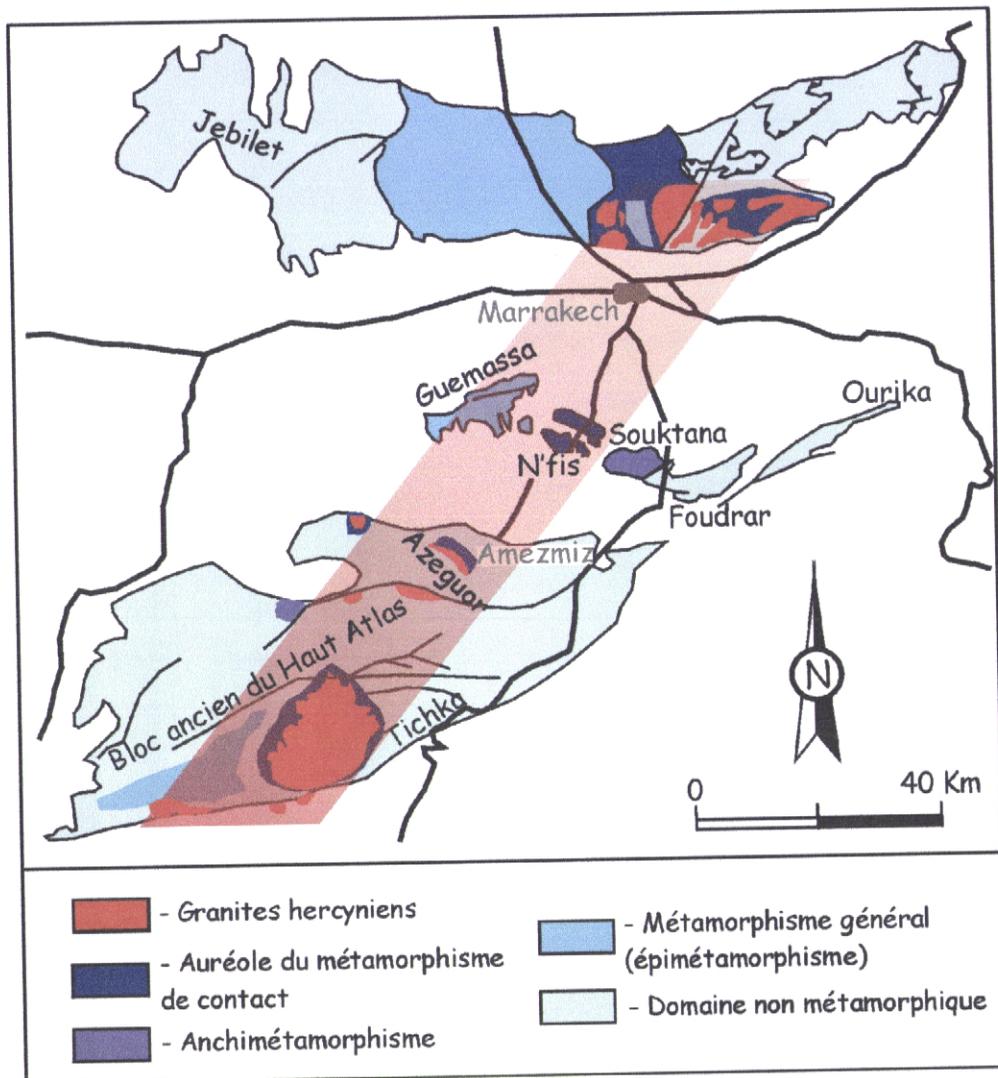


Fig. IV-15 : Les granites hercyniens de la Meseta marocaine sud-occidentale et la zonalités métamorphique associées d'après Saadi et al, 1985 et Raqiq, 1997, modifiée

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

Trois failles majeures de la plaine du Haouz qui s'inscrivent dans ce groupe ;

- La faille d'Aït Khaled : C'est une faille qui trace la limite occidentale du massif de Souktana. Cette faille trace aussi une limite très importante qui est la séparation entre une zone avec un métamorphisme anchizonal (Souktana) et une autre avec un métamorphisme de contact (domaine de N'fis). Aussi la bordure orientale faillée du massif carbonifère de Jbel Tiguardine se situe dans la continuation méridionale de cette faille.
- La faille de Hajjar : Cette faille est entourée par des réseaux de faille de direction oscillante entre NS et N50, avec un maximum de fréquence autour de N45. Ces réseaux de faille ont été découverts par des travaux effectués dans la mine de Hajjar (Hibti, 1993).
- La faille d'Imarine : C'est une faille cartographique qui trace la limite entre une zone avec un métamorphisme de contact (domaine N'fis) et une autre zone avec un métamorphisme epizonal (Guemassa occidentale).

2-3 : Failles NW-SE :

Bien que cette orientation ne soit pas évidente dans la carte des principaux linéaments du Maroc (Fig. IV-11), elle peut être considérée comme une orientation fondamentale pour l'évolution géodynamique de la plaine du Haouz.

Soulaimani, 1991 a attribué pour la première fois un rôle essentiel pour cette orientation en proposant la faille de Lalla Takerkoust pour l'explication de la rotation des structures syn-schisteuses dans le domaine de N'fis.

Raqiq, 1997 a mis en évidence un linéament des dômes rhyolitiques avec cette orientation NW-SE (Fig. IV-16).

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

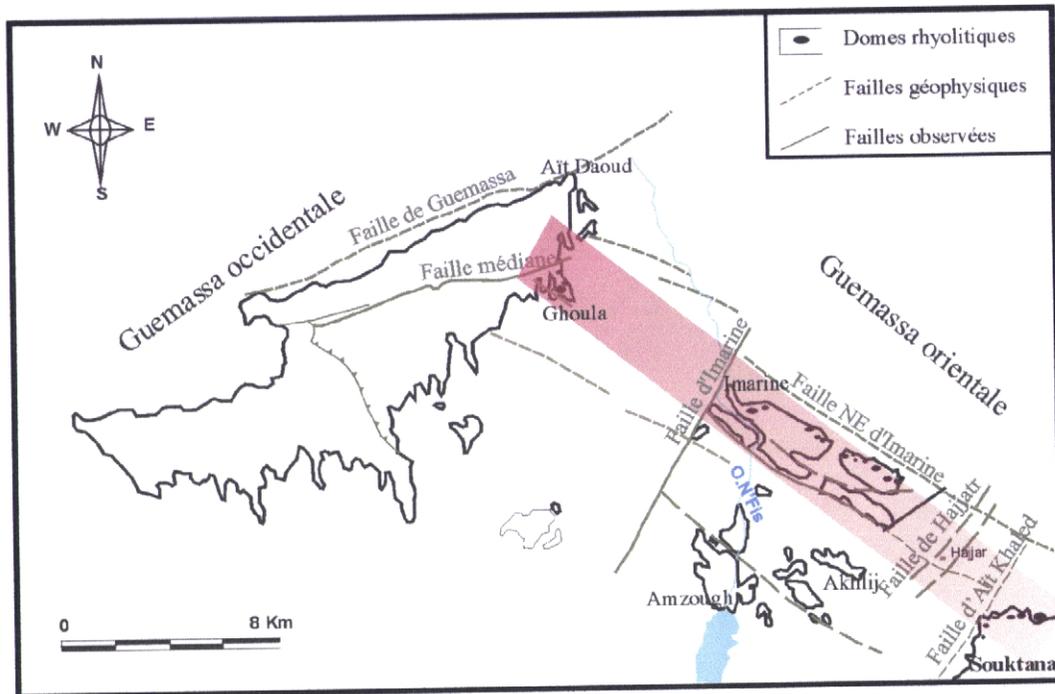


Fig. IV-16 : schéma simplifié montrant le linéament des dômes rhyolitiques roses suivant une direction NW-SE d'après Raqiq 1997, modifiée.

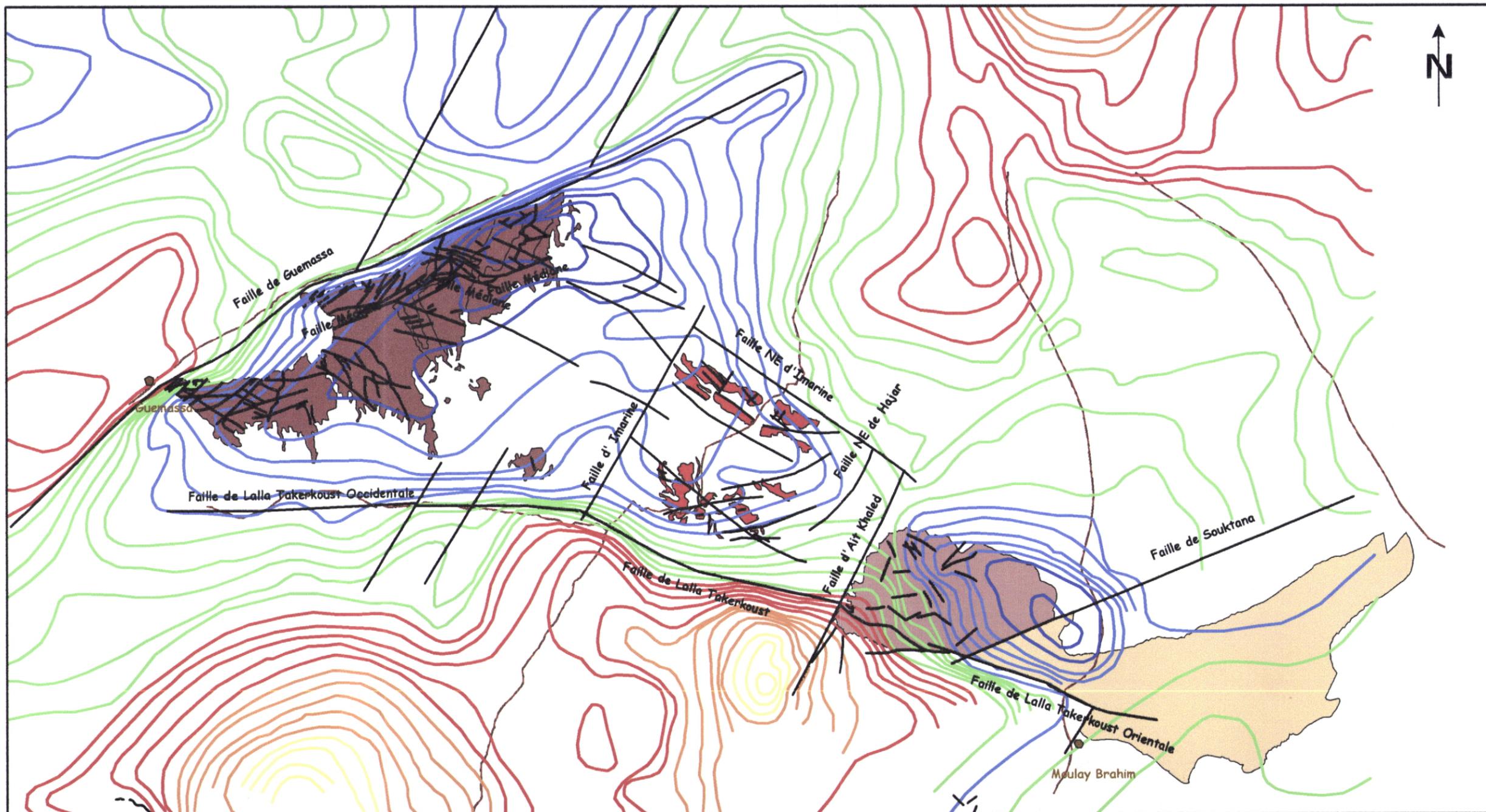
Dans la plaine du Haouz on note que l'existence de cette orientation est prédominante au alentour du domaine de N'fis (Fig. IV-16) avec plusieurs failles mineures liées à la faille principale de Lalla Takerkoust. Cette faille a été détectée par la géophysique. Dans la carte des anomalies gravimétriques et des degrés de métamorphisme cette faille trace nettement la limite sud du domaine de Guemassa orientale, il est possible aussi de prolonger cette failles jusqu'au sud du massif de Guemassa occidentale par l'Est et jusqu'au sud de Souktana-Foudrar par l'Ouest, bien que les évidences géophysique sont moins évidentes.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

3 : Conclusion :

L'évolution atlasique a rejoué certaines failles antérieures ce qui a été le responsable de montée du bloc situer entre la faille de Guemassa au NW, la faille de Lalla Takerkouste au Sud et la faille NE d'Imarine au NE (la carte des anomalies gravimétriques et des degrés de métamorphisme). Cette monté a été la cause de faire affleurer les massifs carbonifères dans la couverture tertiaire.

Carte des anomalies gravimétriques et des degrés du métamorphisme



Courbes Isogravimétriques		Les degrés du métamorphisme			
	Route		5 à 9 mgals		Métamorphisme de contact
	Faille		10 à 14 mgals		Diagenèse
	Village		15 à 19 mgals		Anchizone
			20 à 24 mgals		Epizone
			25 à 29 mgals		
			30 à 32 mgals		

Légende



Khadija Madih, 2003

Thèse du Master en Cartographie Géologique de l'Université d'Évora.
Carte géologique par les Systèmes d'Information Géographiques (SIG).

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

IV-6: Modèle géodynamique de l'évolution de la plaine du Haouz :

D'après les données antérieures, il est possible de proposer un modèle géodynamique pour l'évolution hercynienne de la plaine du Haouz à partir du Viséen.

Les affleurements hercyniens du Haouz de Marrakech font partie de la chaîne hercynienne du Maroc.

V-6-1 : Stade de sédimentation viséenne :

Le Carbonifère est une époque globalement orogénique dans la chaîne hercynienne (Matte, 1986). Durant cette époque s'individualisent des bassins sédimentaires subsidants intracontinentaux dans la Meseta marocaine.

Le grand bassin viséen est limité par des failles majeures la zone de cisaillement de Tizi n'Test au sud, la zone de cisaillement de Rabat-Tiflet au nord et la zone de cisaillement ouest mesetienne qui ont contrôlé la sédimentation pendant l'ouverture de ce bassin (Fig. IV-13).

D'après la situation actuelle des boutonnières paléozoïques dans Haut Atlas occidentale (Fig. IV-17), on peut remarquer que les bassin viséens ont été limités par la zone de cisaillement de Tizi n'Test au sud et on peut remarquer aussi que l'orientation NNE-SSW (faille d'Aït Khaled) à été importante par ce qu'elle était responsable de l'ouverture du bassin de jbel Tighardine dans le Haut Atlas occidental.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la
plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

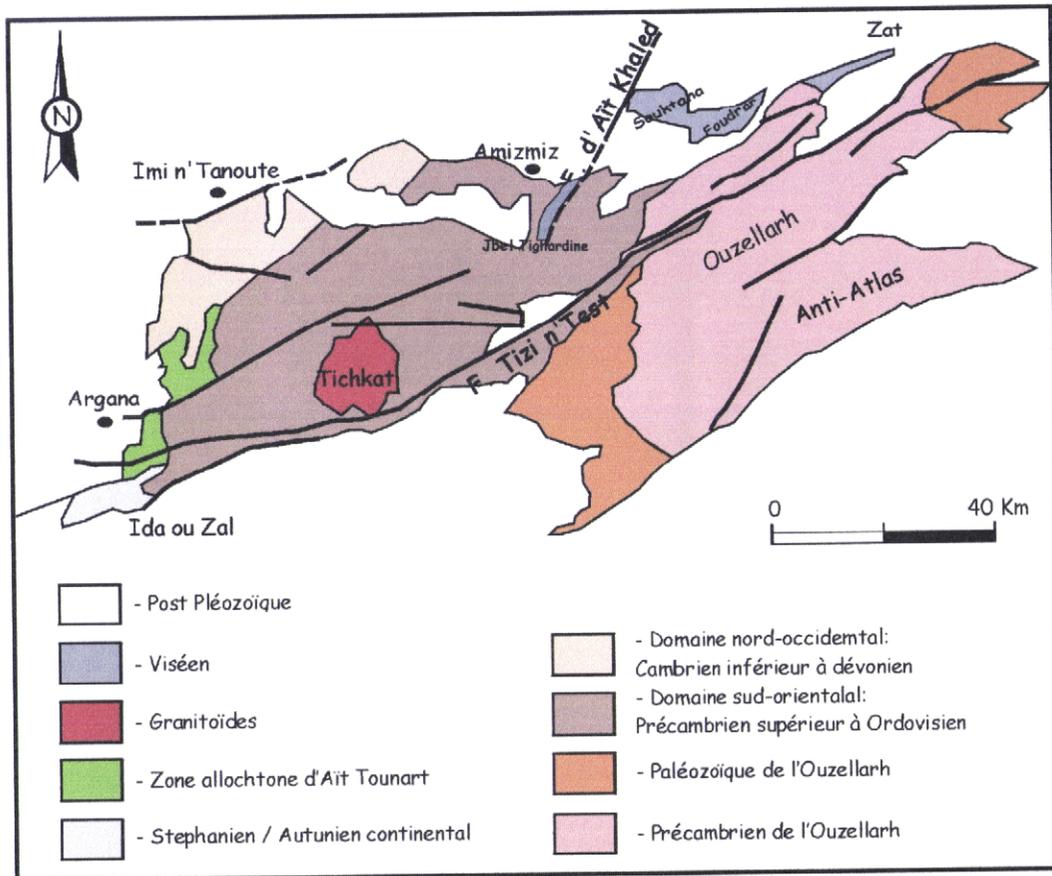


Fig. IV-17 : Les boutonnières paléozoïques du Haut Atlas occidental (Adapter de Pique, 1994).

Les travaux de Boummane (1987) et Soulimani (1991) proposent deux modèles pour le développement du bassin viséen :

- **Modèle 1** : l'extension est la composante principale responsable de la formation du bassin où les accidents décrochants direction N70 avec un jeu sénestre sont à l'origine de l'ouverture du bassin.
- **Modèle 2** : le bassin viséen est formé par transpression à l'intérieur d'une zone de cisaillement dextre limitée par les failles N70.

Dans notre travail on propose que le bassin viséen de la plaine du Haouz peut être associée à une situation de "Releasing bend" contrôlée par les

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

accidents qui ont déjà existé dès le précambrien dans ce cas sont les accidents N70 dextre et les accidents N20 à composante normale (Fig. IV-18).

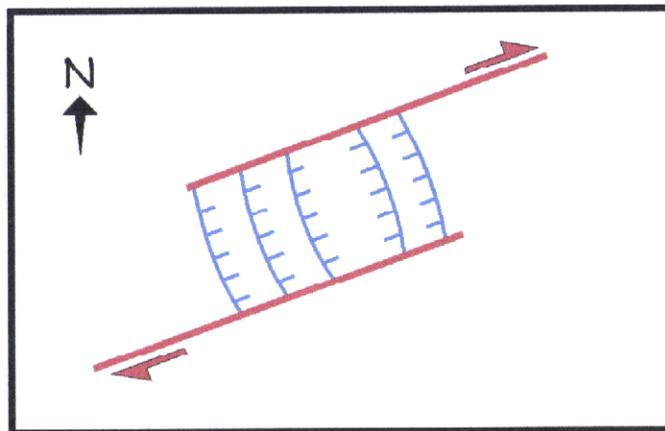


Fig. IV-18 : Modèle d'ouverture du bassin viséen de type "Relasing bend" contrôlée par les accidents N70 dextre et les accidents N20 à composante normale.

V-6-2 : Stade de déformation hercynienne syn-schisteuse :

Le serrage hercynien Namuro-Westphalien (Huvelin, 1977) est accompagné par des structures syn-schisteuses sub-méridiennes qui ont été contrôlé par le relais compressive des failles N70 dextres hériter du précambrien par exemple, la zone de cisaillement de Tizi n'Test et la zone de cisaillement de Rabat-Tiflta (Fig. IV-12). La direction de la compression dans ce cas a été d'orientation ESE-WNW qui est parallèle à celui du choc de la Gondwana avec Laurasia pendant le Paléozoïque.

On va adapter le modèle de Ramsay et Lisle, 2000 qui a séparé les structures qui résultent de la déformation d'un matériel ductile (Fig. IV-19/A) et les structures qui résultent d'un matériel fragile (Fig. IV-19/B). Avec le champ de contrainte qu'on a supposé il y a l'apparition des structures tectoniques de la figure IV-20/A qui sont de couleur bleu.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

Dans le cas de la plaine du Haouz comme on a déjà vu qu'il y avait l'existence des structures N70 dès le Précambrien, ces structures seront plus au moins parallèle à l'orientation des zones de cisaillements ductile C2 (Fig. IV-19/A) ce qui va favoriser le rejeu de ces structures précambriennes durant le serrage hercynien dans la plaine du Haouz. Cette orientation héritée implique le développement des failles N70 dextre et l'absence de ses conjuguées (Fig. IV-20/B).

Donc on peut conclure que la déformation hercynienne syn-schisteuse à été faite dans un niveau structurel profond où les matériels sont ductiles à ductiles fragiles.

La surrection hercynienne continue avec les mêmes contraintes, l'unique variation qui existe est le passage d'un milieu plus profond par un autre moins profond et plus fragile (Fig. IV-19/B) ce qui a donné l'apparition des structures NE-SW (Fig. IV-20/C et D).

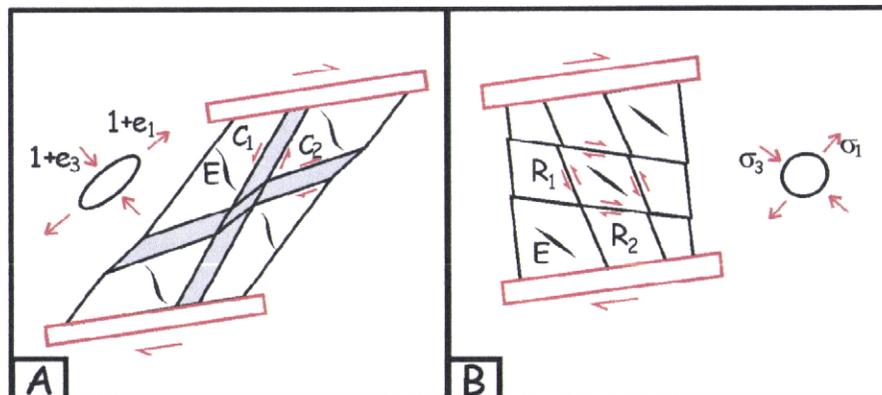


Fig. IV-19 : A/ Les structures qui résultent d'un matériel ductile.

B/ Les structures qui résultent d'un matériel fragile

(Adapter de Ramsay et Lisle, 2000).

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la
plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

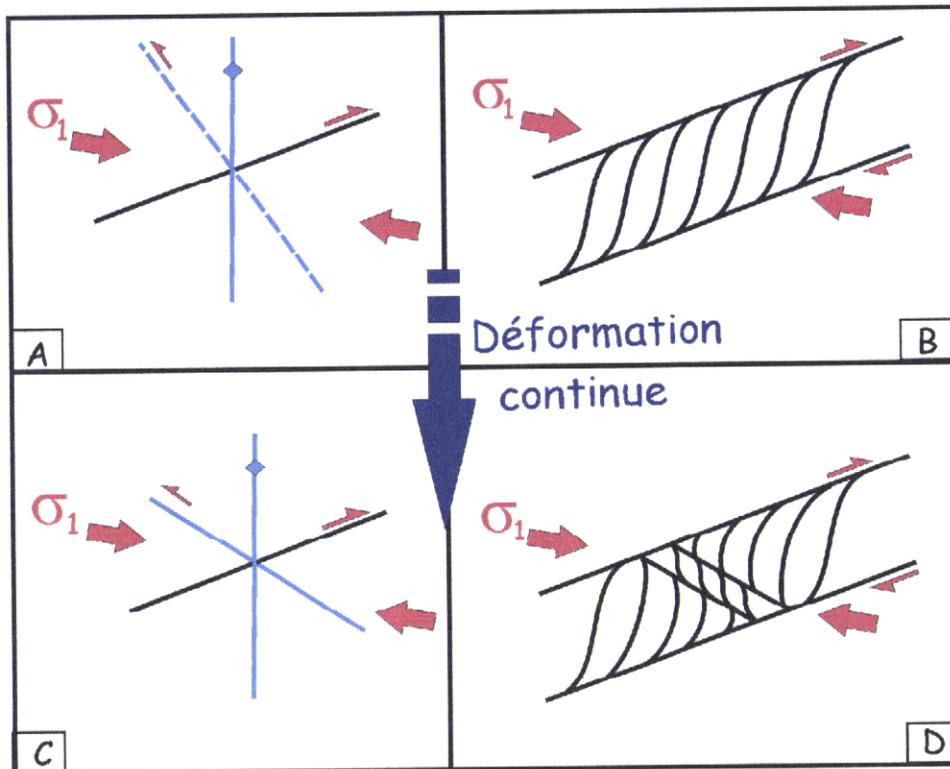


Fig. IV-20 : Modèle géodynamique dans la région de la plaine du Haouz.

- A/ Modèle des structures qui résultent d'un matériel ductile.
- B/ Les structures qui résultent dans la plaine du Haouz.
- C/ Modèle des structures qui résultent d'un matériel fragile
- D/ Les structures qui résultent dans la plaine du Haouz.

D'après ce modèle on peut expliquer la différence entre les structures syn-schisteuses de direction subméridiennes à NE (dans le massif de Guemassa occidentale et dans les massifs carbonifères du Haut Atlas occidentale) et les structures tectoniques syn-schisteuses de direction NW-SE (dans les massifs de Guemassa orientale /N'fis), c'est que les structures syn-schisteuses de direction subméridiennes à NE ont été formées avec une phase de déformation précoce dans un milieu plus profond, continuant la même phase de déformation dans un stade tardif les matériaux ont subi pour un niveau moins profond et plus fragile ce qui a donné les structures tectoniques de direction NW-SE qui ont

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

engendré la rotation des structures syn-schisteuses on les parallélisant avec cette direction. Dans la figure IV-21 sont portés les éléments structuraux dans un bloc diagramme qui ont donné les structures syn-schisteuses dans la plaine du Haouz.

D'après la carte des anomalies gravimétriques et des degrés de métamorphisme on note que le domaine carbonifère du Foudrar est une zone de diagenèse ce qui veut dire que la déformation dans cette zone a été faite dans un niveau plus superficiel. Aussi l'étude faite dans la région de Moulay Brahim (Matos, 2003) a révélée une succession des épisodes de déformation similaire à celles qu'on a cités avec des caractéristiques plus fragiles, ces caractéristiques sont représentées par des plis NS à NNE-SSW qui sont rejetés par des accidents senestres fragiles N130.

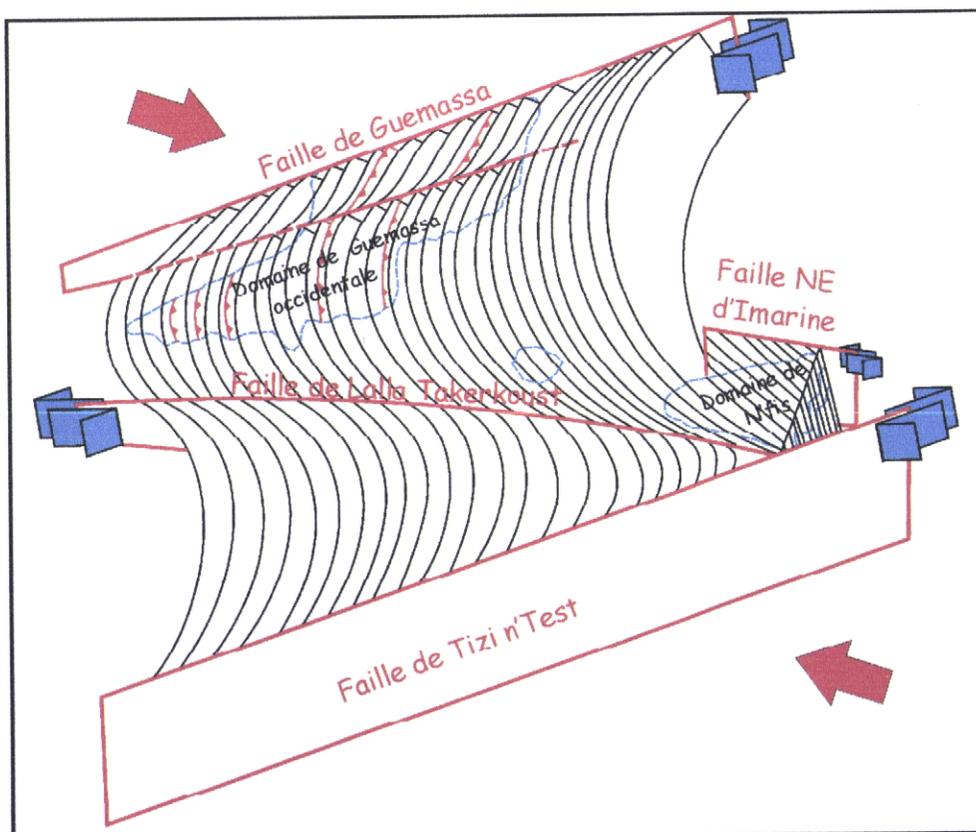


Fig. IV-21 : Bloc diagramme schématique montrant la relation entre les structures syn-schisteuses dans la plaine du Haouz et les zones de cisaillements majeures.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la
plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

V-6-3 : Stade de déformation tardi-hercynienne :

Pendant le tardi-hercynien les cisaillements dextres sont repris en jeu senestre. Pour expliquer cette situation il y a deux modèles distincts. Un premier modèle classique dont le sens de raccourcissement tardi-hercynien est sub-méridien (Fig. IV-21/A). Un deuxième modèle dont le sens de raccourcissement continue avec le même sens de raccourcissement Namuro-Westphalien d'orientation ESE-WNW (Fig. IV-21/B).

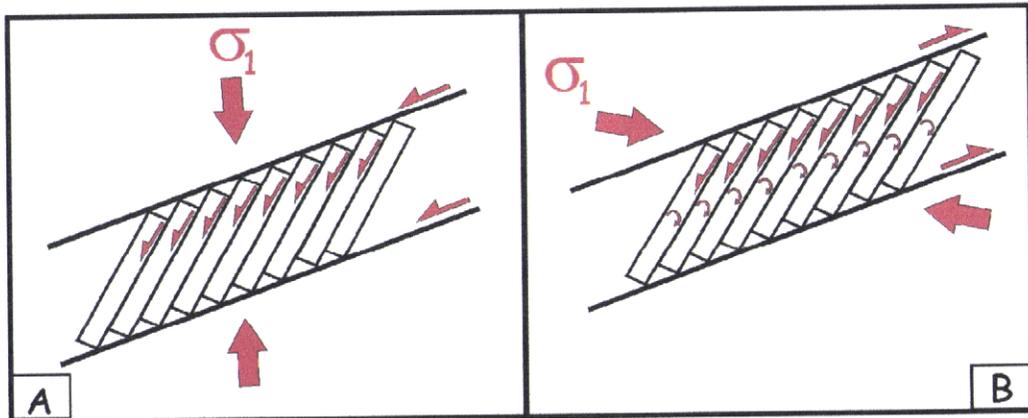


Fig. IV-22 : Modèles explicatifs de la phase de la déformation tardi-hercynienne.

A/ Modèle classique.

B/ Modèle de "Book shelf" dans un régime de cisaillement dextre (adapter de Ribeiro, 2002).

Bien que la géométrie et la cinématique des structures qui existe dans la région ne nous permet pas de séparer entre ces deux modèles, nous favorisant le second modèle pour impliquer des altérations moins profondes au niveau de la cinématiques des plaques.

Evolution Géodynamique des massifs carbonifères de la plaine du Haouz de Marrakech et du Haut Atlas occidental.

V-6-4 : Stade de déformation Atlasique :

Par la suite cette région a été le siège d'une manifestation tectonique atlasique majeure essentiellement cassante avec un raccourcissement NS. Cette manifestation tectonique est matérialisée par la réutilisation des décrochements ductiles senestres en décrochements fragiles dextres (Fig. III-19) et les dextres en senestres. Ces mouvements décrochants sont accompagnés d'un composant verticale très important qui vont donner la surrection des blocs carbonifères dans la plaine du Haouz contemporaine à la montée des blocs au niveau du Haut Atlas.

Bibilographie

Beauchamp J. et Petit J.P. (1981) – Sédimentation et déformation synsédimentaires au Carbonifère inférieur dans le Haut Atlas de Marrakech : généralité des glissements intraviséens dans le domaine atlaso-mesetien. C. R. Acad. Sci. Paris, 293p.

Cailleux Y, Deloche C, Gonord H et Rolin P (1983) – Cisaillement Hercynien dans la Meseta marocaine et définition des limites structurales majeures au NW de l'Afrique. C R 10 congr. nat. Soc. Sav, Montpellier, 1985, Sci.

Eddebi A, (1989) – Etude sédimentologique et structurale du carbonifère inférieur de la bordure nord du Haut Atlas de Marrakech (Souktane et Foudrar, Maroc) Thèse du 3ème cycle, université de Marrakech, 134p.

El Attari, Hoepffner, Jouhari (1997) – Nouvelles données magmatiques et structurales en relation avec la cinématique de l'ouverture du bassin cambrien de la Meseta occidentale. GAIA, N° 14 : 11-20.

Eurly M et Lagarde J L, (1982) – Reconnaissance des structures distensives précoces dans un segment de chaîne hercynienne des Jebilet (Maroc). Bull. Soc. Géol. Franc, tXXIV, n° 2, pp 299-307.

Haimeur J, (1987) – Contribution à l'étude de l'environnement volcano-sédimentaire et du minerai de douar Lahjar (Guemassa Maroc). Lithologie, Paléovolcanisme, Géochimie, métallogénie. Thèse 3ème cycle, ENSG, Nancy, 151p.

Hibti M (1993) – L'amas sulfure de Hajjar: contexte géologique de mise en place et déformations superposées (Haouz de Marrakech, Meseta sud-occidentale, Maroc)

Huvelin P, (1977) – Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des jebilet (Maroc occidental). Notes du mémoire du service géologique du Maroc, 232bis. 308p

Labriqui M (1992) – Maquette pour l'ensemble de la carte géologique du Maroc Amez Miz 1/100 000.

Matte Ph (1986) – La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques périalatitiques, modèle d'évolution et position des grandes blocs continentaux permo-carbonifère. Bul. Soc. Géol. France (8), t.II, n°1, p9-24.

Matos C, (2003) – Influência de Anisotropias na Génese de Dobramentos Associados à Zonas de Cisalhamento. Thèse de master en cartographie géologique. Université de Evora.

Ouadjou A, Saquaque E, Bouabdelli M, Eddebi A, (1996) – Nouveaux arguments en faveur de l'existence d'un pluton granitique sous le domaine de N'fis (Massif paléozoïque des Guemassa) 13ème colloque des bassins sédimentaires marocaines, Marrakech.

Ouajdou A (1997) - Pétrographie, Géochimie et structure des roches magmatiques anté-schisteuse des massifs hercyniens du Haouz de Marrakech. Guemassa / N'fis. Diplôme des études supérieures en géologie, université de Marrakech, 164p.

Piqué A (1994) - Géologie du Maroc, les domaines régionaux et leur évolution structurale. Ed. Pumag, 284p.

Price, N et Cosgrove, J (1990) - Analysis of geological structures, Cambridge university press, 502p.

Ramsay, G et Lisle, J (2000) – Modern structural Geology «Volume 3 : Applications of continuum mechanics in structural geology», ETH and University, Switzerland Cardiff University, UK, 1061.

Raqiq H (1997) – Le bassin carbonifère des Guemassa (Meseta sud occidentale, Maroc) Lithostratigraphie, Sédimentologie et Evolution structurale Diplôme des études supérieures en géologie, université de Marrakech, 202p.

Ribeiro A (2002) – Soft plate and impact Tectonics- Springer. 324p

Soulaimani A (1991) - L'évolution structurale des massifs hercyniens du Haouz de Marrakech : Guemassa / N'fis. Thèse de 3 ème cycle. Université Cadi Ayyad, Marrakech, 139p.

Twiss, R et Moore, E (1992) – Structural Geology, University of geology at Davis, 532p.

Vachard D, Beauchamp J et Tourani A (1990) – Le carbonifère inférieur du Haut Atlas de Marrakech (Maroc) : faciès, microfossiles. Géologie méditerranéenne. 17, p3-19.