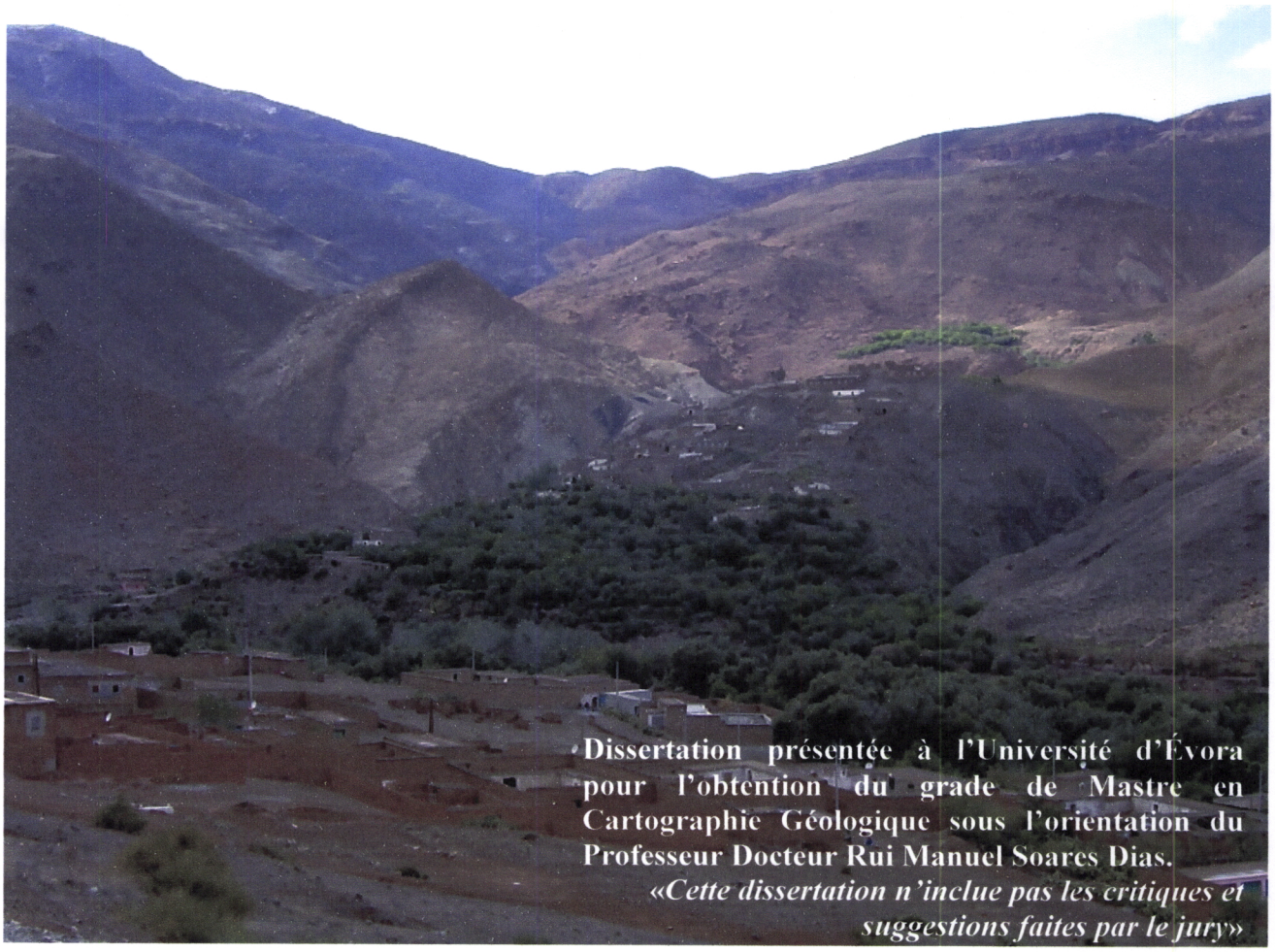
UNIVERSITÉ D'ÉVORA

DÉPARTEMENT DES GÉOSCIENCES

CONTRÔLE STRUCTURALE DE L'INTRUSION GRANITIQUE DE TAWRIRT (SECTEUR D'ADASSIL); IMPLICATIONS À L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU HAUT-ATLAS OCCIDENTAL (MAROC)



Dissertation présentée à l'Université d'Évora pour l'obtention du grade de Mastre en Cartographie Géologique sous l'orientation du Professeur Docteur Rui Manuel Soares Dias.

«Cette dissertation n'inclue pas les critiques et suggestions faites par le jury»

MOHAMED HADANI

ÉVORA, 2003

UNIVERSITÉ D'ÉVORA

DÉPARTEMENT DES GÉOSCIENCES

CONTRÔLE STRUCTURALE DE L'INTRUSION GRANITIQUE DE TAWRIRT (SECTEUR D'ADASSIL); IMPLICATIONS À L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU HAUT-ATLAS OCCIDENTAL (MAROC)

MOHAMED HADANI

UNIVERSIDADE DE ÉVORA

142509

Dissertation présentée à l'Université d'Évora pour l'obtention du grade de Mastre en Cartographie Géologique sous l'orientation du Professeur Docteur Rui Manuel Soares Dias.

«Cette dissertation n'inclue pas les critiques et suggestions faites par le jury»

ÉVORA, 2003

Remerciements

Ce travail s'intègre dans un protocole de coopération entre l'Université d'Évora (Portugal) et l'Université de Chouaïb Doukkali, El Jadida (Maroc). Je voudrais remercier l'Université d'Évora pour avoir fournir toutes conditions nécessaires à l'élaboration de ce travail au Portugal. Ainsi, je remercie l'Université de Chouaïb Doukkali, Faculté des Sciences d'El Jadida (Maroc), pour les aides logistiques fournies au Maroc.

Ce travail a bénéficié partiellement d'une bourse de la "Comissão dos Descobrimentos Portugueses".

Au terme de ce travail, j'exprime mes sincères remerciements à toutes les personnes au Portugal ou au Maroc qui ont d'une forme ou autre, ont contribuées à la réalisation de ce travail.

J'exprime ma vive reconnaissance au Professeur Docteur Rui Manuel Soares Dias. Je le remercie pour encadrer ce présent travail, à éclaircir les doutes et les problèmes qui surgissent sur le terrain ou durant la synthèse de la thèse.

Je remercie également le Professeur Aït Ayad Noureddine (Université Chouaïb Doukkali, El Jadida) d'avoir orienter ce travail au Maroc et pour la confiance et l'aide qui m'a prodigué surtout à l'initiation de ce travail.

Je tiens également à remercier le Professeur Docteur Antonio Ribeiro qui nous a fait bénéficier de ces vastes connaissances et accepté de nous accompagner sur le terrain.

Je remercie le Professeur Docteur Manuel Francisco Pereira qui m'a fourni toute l'aide possible à examiner les lames minces ainsi que leur photographie.

Mes remerciements s'adressent au Professeur Docteur Alexandre Araújo pour sa cordialité ainsi pour les discussions fructueuses qui m'ont permis à soulever quelques problèmes.

Je remercie infiniment la Dr[a] Isabel Leal Machado pour les conseils et l'aide précieuse durant mon séjour au Portugal.

Sans oublier un mot de reconnaissance à la secrétaire du "Pólo de Estremoz da Universidade de Évora", Florbela Cebola, et aussi pour toutes les fonctionnaires un grand hommage.

J'exprime ma profonde gratitude au personnel du laboratoire du Département de Géosciences de l'Université d'Évora pour la confection des lames minces.

Je remercie le corps bibliothécaire de la Faculté des Sciences d'El Jadida et celui du Département de Géologie de la Faculté des Sciences de Marrakech pour leur aide.

Je remercie Monsieur El Khiat du centre de géologie régionale de Marrakech, ainsi que toutes les personnes qui m'ont facilité l'accès à la bibliographie.

Un grand hommage aux habitants de Maghoussa (Adassil) ainsi que les autorités locales pour leur hospitalité, et à Monsieur Ommar et Hamid je les remercie infiniment.

Un mot de reconnaissance pour la famille Tapadas.

Un remerciement spécial pour la grande famille Silva pour leur soutien toujours démontré.

Je dédié ce travail à ma famille, à Fernanda, à mon cousin Abdelhadi et sa famille.

Index

Résumé..... i
Resumo..... iii

Introduction générale..... 1
I- Introduction..... 2
A- Objectif de ce travail..... 2
B- Méthodologie..... 2
II- Généralités..... 3
A- Cadre général de la chaîne hercynienne..... 3
B- Le Maroc dans le contexte Afro-méditerranéen..... 4
C- La chaîne hercynienne au Maroc..... 4
C-1- Domaines structuraux..... 4
C-2- Zones structurales du Maroc hercynien..... 6
D- Cadre structural du Massif Ancien du Haut-Atlas..... 8
D-1- Subdivisions du Massif Ancien du Haut-Atlas..... 9
D-1-1- Le domaine occidental déformé..... 10
D-1-2- Le domaine central non déformé..... 12
D-1-3- Le domaine oriental déformé..... 12
D-2- Principales accidents du Massif Ancien du Haut-Atlas..... 12
III- Présentation et contexte géologique..... 14
A- Présentation du secteur d'étude..... 14
B- Contexte géologique..... 15

Première Partie: La stratigraphie dans le secteur d'Adassil 16
I- Introduction..... 17
II- La coupe synthétique établie dans le secteur d'étude..... 18
III- Description des principaux faciès rencontrés dans le secteur d'étude..... 19
1- Complexe volcano-détritique..... 19
2- La formation schisteuse..... 23
3- La série bioturbée..... 23
IV- Corrélation lithostratigraphique..... 23

Deuxième Partie: Le métamorphisme..... 25
I- Introduction..... 26
II- Travaux antérieurs..... 26
III- Aperçu sur la pétrographie, géochimie de l'intrusion du Tawrirt..... 27
1- Pétrographie et analyses modales..... 27
2- Datation et origine du pluton de Tawrirt..... 28
3- Enclaves du massif..... 29
4- Comparaison du massif de Tawrirt avec quelques massifs du Haut-Atlas occidental..... 30

Troisième Partie: Analyse structurale de la déformation dans le secteur d'Adassil..... 31
I- Introduction..... 32
II- Analyse géométrique et cinématique..... 33
II-1- Déformation de l'encaissant..... 33
A- Les structures mésoscopiques..... 33
A-1- La schistosité (S_1)..... 33
A-1-1- Au sud de la faille d'Adassil..... 33
A-1-2- Au nord de la faille d'Adassil..... 43
A-2- La linéation d'étirement (Le_1)..... 45
A-3- Le plissement..... 51
A-3-1- Le plissement synschisteux (P_1)..... 51
Dans le complexe volcano-détritique..... 51
a)- La stratification..... 58
b)- La linéation d'intersection (L_1)..... 58
Dans les schistes de l'encaissant sud-ouest du granite..... 58
a)- La stratification..... 61
b)- La linéation d'intersection (L_1)..... 61
Dans les terrains ordoviciens..... 62
a)- La stratification..... 63
b)- La linéation d'intersection (L_1)..... 64
A-3-2- Le plissement post-schisteux..... 67
B- Les structures microscopiques..... 70
Dans les schistes de l'encaissant sud-ouest du granite..... 70
Dans le complexe volcano-détritique..... 72
II-2- Déformation de l'intrusion de Tawrirt..... 77
A- Structures mésoscopiques..... 77
A-1- Déformation continue..... 77
A-2- Déformation discontinue..... 79
B- Structures microscopiques..... 80
II-3- Relation métamorphisme-déformation..... 83

Quatrième Partie: Évolution géodynamique du secteur d'Adassil et implication dans la compréhension du Haut-Atlas occidental..... 88
I- Introduction..... 89
I-1- Déformation anté-Varisque..... 90
A- Introduction..... 90
B- Structuration du Haut-Atlas occidental..... 90
C- Structures et microstructures synsédimentaires..... 92
I-2- Déformation hercynienne synschisteuse..... 93
A- L'épisode (D_{1a})..... 93
B- L'épisode (D_{1b})..... 97
I-3- Déformation post-schisteuse (D_2)..... 101
I-4- Déformation atlasique..... 102

Bibliographie *105*

Annexes

RÉSUMÉ

Le secteur d'étude se situe dans le domaine occidental du Massif Ancien du Haut-Atlas. Il est à cheval entre la Zone axiale et la Zone Subatlasique Septentrionale. Ces deux zones sont délimitées par l'importante faille d'El Medinat. Plus au nord, l'accident d'Amizmiz sépare la Zone Subatlasique Septentrionale de la plaine alluviale du Haouz.

Les terrains paléozoïques affleurant dans le secteur d'étude, sont intrudés par un massif granitique à deux micas, hyperalumineux d'une forme allongée suivant la direction approximative NW-SE qui est localement subparallèle à l'accident d'Adassil qui constitue le prolongement occidental de l'accident d'El Medinat. La faille d'Adassil jalonne la bordure nord-est que forme le massif avec son encaissant d'âge ordovicien.

Le granite de Tawrirt s'observe à l'ouest de l'intrusion de Medinat, le long d'une flexure longitudinale, entre des terrains attribués au Cambrien inférieur, Cambrien moyen probable et des terrains ordoviciens.

De point de vue stratigraphique, le secteur d'étude est dominé par un faciès attribué au Cambrien inférieur, constitué de roches volcano-détritiques. Ce faciès est surmonté par des schistes à patine satinée avec intercalations gréseuses, d'âge Cambrien moyen probable, affleurant dans l'encaissant sud-ouest du granite de Tawrirt. Des terrains ordoviciens formés de schistes à grauwackes situés essentiellement au nord de la faille d'Adassil.

L'étude structurale entreprise dans le secteur d'Adassil permet de distinguer deux phases de déformation réparties selon l'ordre chronologique suivant:

⇨ La première phase de déformation, D_1, est synschisteuse et progressive. Elle se répartie en deux épisodes successifs dans le temps:

◈ L'épisode D_{1a} est précoce, correspond au plissement majeur qui s'est exprimé dans le secteur étudié par des plis (P_1) à vergence NW, synschisteux et d'amplitude métrique. Ils sont accompagnés d'une schistosité de flux parallèle au plan axial de direction N40°-50° et de pendage d'environ 50° vers le SE. La linéation d'étirement est subparallèle à l'axe de pli. Ces structures sont repérées à l'affleurement dans la zone sud du secteur d'étude. Ces plis dessinent à l'échelle du Haut-Atlas occidental des virgations à l'approximation des zones de cisaillement N60°-70° dextre.

◈ Un épisode de déformation tardif D_{1b}, consiste à une déformation moins souple que le premier. Il reprend les structures antérieures précoces. A l'échelle du secteur étudié, il s'agit du fonctionnement d'une mégazone de cisaillement de direction N120°-140° en régime transpressif sénestre avec partition de la déformation au niveau de la zone de cisaillement d'Adassil (ZCA). La déformation s'accentue du sud vers le nord à proximité de la ZCA et principalement dans

l'encaissant sud-ouest du massif de Tawrirt. Cette direction est subparallèle aux structures cartographiques régionales.

⇨ Durant la deuxième phase de déformation, D_2, on assiste au fonctionnement en sénestre des zones de cisaillement de direction N60°-70°. Dans le secteur étudié cette déformation est responsable du décalage cartographique des structures comme le massif granitique de Tawrirt et probablement la ZCA. Dans l'encaissant de part et d'autre de la faille d'Adassil, la forme sigmoïde de la schistosité est une indicatrice de la composante sénestre des zones de cisaillement N60°-70°. Cette déformation peut correspondre à la transition fragile-ductile.

La déformation atlasique (alpine) est responsable de la réactivation de quelques structures antérieures varisques. Dans le secteur étudié, la zone de cisaillement d'Adassil va être prise par la faille d'Adassil qui matérialise le prolongement de la faille d'El Medinat vers l'ouest. Cette dernière a été réactivée en faille inverse vers le nord. Dans ce contexte la bordure nord-est du granite va rejouer en faille inverse.

L'étude de la relation métamorphisme-déformation indique que la mise en place du granite de Tawrirt est syn à tardi-cinématique par rapport à la phase synschisteuse tardive D_{1b}.

RESUMO

O sector de estudo situa-se no domínio ocidental do Maciço Antigo do Alto Atlas. Localiza-se entre a Zona Axial e a Zona Subatlásica Setentrional. Estas duas zonas são delimitadas pela importante falha de El Medinat. Mais a norte, o acidente de Amizmiz separa a Zona Subatlásica Setentrional da planície aluvial de Haouz.

Os terrenos paleozóicos aflorantes no sector de estudo são intruídos por um maciço granítico de duas micas, hiper-aluminoso, com uma forma alongada segundo uma direcção próxima de NW-SE, sendo localmente subparalelo ao acidente de Adassil que constitui o prolongamento ocidental de El Medinat. A falha de Adassil materializa o contacto nordeste com o encaixante, cuja idade é atribuída ao Ordovícico. O granito de Tawrirt é observado a oeste da intrusão de Medinat, ao longo de uma flexura longitudinal, entre os terrenos atribuídos ao Câmbrico inferior, Câmbrico médio provável e aos terrenos ordovícicos.

Do ponto de vista estratigráfico, o sector de estudo é dominado por uma fácies atribuída ao Câmbrico inferior, que é constituída por rochas vulcano-detríticas. Sobre esta fácies, a sudoeste do maciço intrusivo, assentam os xistos acetinados com intercalações gresosas, cuja datação provável aponta para o Câmbrico médio. Os terrenos ordovícicos são formados por xistos e grauvaques que se situam essencialmente a norte da falha de Adassil.

O estudo estrutural efectuado no sector de Adassil permite distinguir duas fases de deformação repartidas pela seguinte ordem cronológica:

⇨ A primeira fase de deformação, D_1, é sin-xistosa e progressiva. Ocorre repartida em dois episódios sucessivos no tempo:

◈ O episódio D_{1a}, precoce e correspondente ao dobramento maior, é expresso na zona estudada pelas dobras P_1, vergentes para NW, sin-xistosas e com amplitudes métricas, acompanhadas por uma xistosidade de fluxo, paralela ao plano axial, com direcção N40°-N50° e inclinação próxima de 50° para SE. A lineação de estiramento é subparalela ao eixo do dobramento. Estas estruturas podem ser observadas nos afloramentos existentes na zona sul do sector de estudo. Estas dobras desenham à escala do Alto Atlas ocidental virgações próximas das zonas de cisalhamento N60°-70° direitas.

◈ O segundo episódio de deformação D_{1b}, é tardio e consiste numa deformação menos dúctil que a anterior. Vai reactivar estruturas anteriores precoces. À escala do sector de estudo, manifesta-se pelo jogo de uma "megazona" de cisalhamento com direcção N120°-140°, em regime transpressivo esquerdo e com partição da deformação ao nível da zona de cisalhamento de Adassil (ZCA). A deformação acentua-se de sul para norte, nas proximidades da ZCA e principalmente no

encaixante sudoeste do maciço de Tawrirt. Esta direcção é subparalela às estruturas cartográficas regionais.

⇨ Durante a segunda fase de deformação, D_2, assiste-se ao funcionamento esquerdo das zonas de cisalhamento N60°-70°. No sector estudado esta deformação é a responsável pela separação cartográfica de estruturas como o maciço granítico de Tawrirt e provavelmente a ZCA. No encaixante, em ambos os lados da falha de Adassil, a forma sigmóide da xistosidade corresponde a um indício da componente esquerda nas zonas de cisalhamento N60°-70°. Esta deformação poderá corresponder à transição frágil-dúctil.

A deformação atlásica (alpina), é a responsável pela reactivação de algumas estruturas anteriores variscas. No sector estudado, a zona de cisalhamento de Adassil vai ser retomada pela falha de Adassil que materializa o prolongamento da falha de El Medinat para oeste. Esta última terá sido reactivada como falha inversa para norte. Assim e neste contexto o bordo nordeste do granito vai rejogar como falha inversa.

O estudo da relação metamorfismo–deformação indica que a instalação do granito de Tawrirt é sin a tardi cinemática por comparação com a fase sin-xistosa tardia D_{1b}.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

I- Introduction:

A- Objectif de ce travail:

L'objectif de ce travail est la caractérisation de la déformation dans le secteur d'Adassil (Haut-Atlas occidental) et d'établir la corrélation qui existe entre la déformation dans l'encaissant et le métamorphisme thermique relationné avec la mise en place du granite de Tawrirt. Le résultat espéré de cette étude est d'établir un modèle de l'évolution géodynamique de la région d'étude à partir des données structurales et d'essayer de l'appliquer dans un cadre général, celui du Haut-Atlas occidental.

B- Méthodologie:

On a procédé sur le terrain à:

- la cartographie des principaux faciès, on établissant leur limites géologiques,
- la cartographie de détail des limites que forme le granite de Tawrirt avec son encaissant,
- la caractérisation géométrique des structures,
- la cartographie des grands accidents affectant la région d'étude,
- recueil des échantillons pour l'élaboration des lames minces.

La région d'Adassil se situe à cheval entre deux cartes topographiques 1/50 000 d'Addouz (Feuille NH-29-XXII-1 b) et d'Azegour (Feuille NH-29-XXII-2 a). Après réduction de l'échelle, donnant 1/25 000, on rapporte les différentes mesures des structures planaires et linéaires dans le secteur d'étude dans le fond topographique réduit.

En vue des dimensions du granite de Tawrirt qui ne dépasse pas un kilomètre de longueur sur environ 300 - 400 mètres de largeur à peu près, et dont le but d'établir avec détail les limites du granite avec son encaissant ainsi que la cartographie des trajectoires principales de la déformation finie. On a procédé à la réduction de l'échelle antérieure (1/25 000) du fond topographique à l'échelle 1/2 600.

L'étude microscopique des lames minces a comme finalité d'établir les indicateurs de cisaillement et de détailler les aspects relationnés avec les structures varisques présentes dans la région d'Adassil. Pour cela, les lames sont réalisées dans le plan XZ parallèlement à la linéation d'étirement et perpendiculairement à la schistosité dominante de la roche.

La projection stéréographique des données relatives aux structures planaires et linéaires sont faites à travers le programme *GEOrient 9*. Les stéréogrammes obtenus sont des diagrammes des contours de densité (Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur).

II- Généralités:

A- Cadre général de la chaîne hercynienne:

Cette chaîne s'intègre, dans celui plus large, des chaînes paléozoïques autour de l'Atlantique du Nord (**Fig**. 1). Elle résulte du rapprochement de deux plaques géantes, le Gondwana et la Laurasie. Avant l'ouverture de l'Atlantique et dans une position originelle, les trois boucliers (Africain, Nord-Américain et Baltique) sont soudés par les orogénes paléozoïques (la chaîne calédonienne et la chaîne hercynienne). Dans cette disposition générale qui prend la forme d'une jonction triple, en Y, on peut relever les constatations suivantes (d'après Ribeiro et al., 1979):

◈ En Europe, la chaîne calédonienne est le résultat de la soudure entre les deux boucliers, (Nord-Americain et Baltique).

◈ La chaîne hercynienne résulte de la jonction des deux boucliers, (Africain et Baltique).

◈ Vers le SW, les chaînes calédonienne et hercynienne se confondent en une chaîne unique qui soude alors le bouclier Africain et l'Amérique du Nord. Cette branche méridionale correspond à une branche déversée vers le bouclier Américain (Appalaches du Sud, Ouachitu) et une autre déversée vers le bouclier Africain (mauritanides).

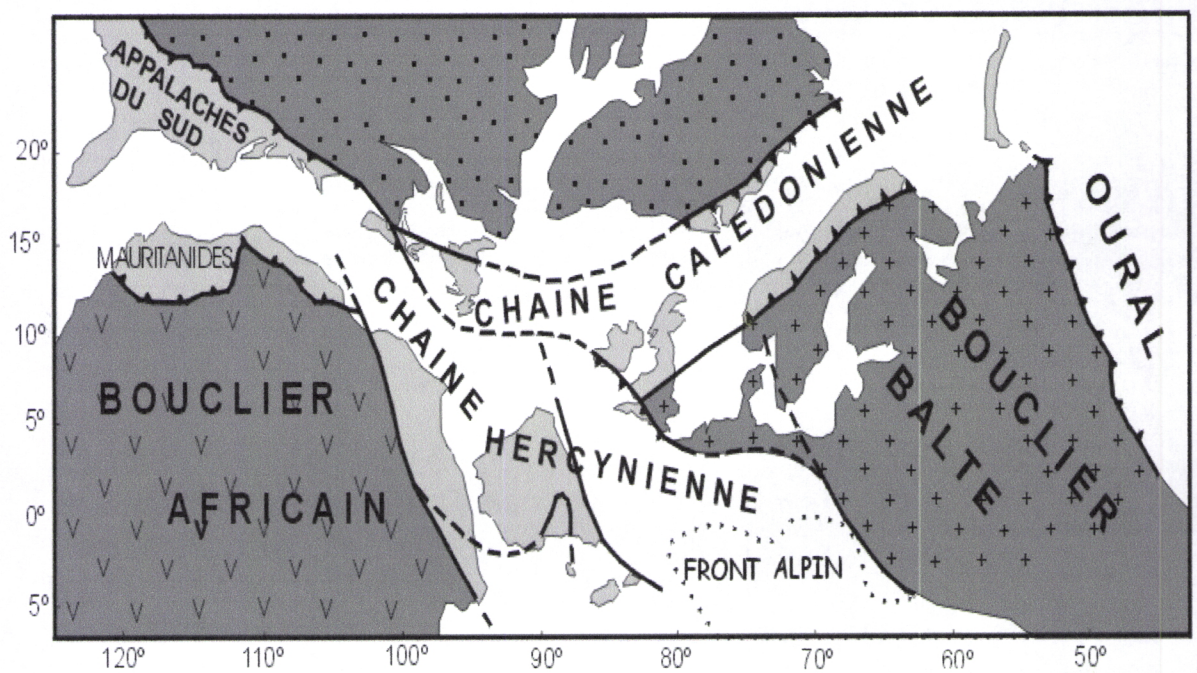


Fig. 1: Disposition en Y des orogènes autour de l'Atlantique du Nord (d'après Ribeiro et al., 1979)

B- Le Maroc dans le contexte Afro-méditerranéen:

L'évolution paléogéographique du Maroc est guidée par deux océans: la Téthys (la Mésogée) et l'Atlantique.

◈ La Téthys est une mer située, durant les ères secondaires et tertiaires entre l'Eurasie et l'Afrique, en partie à l'emplacement approximatif de l'actuelle méditerranée. Les limites de cette mer ont variées suivant les époques.

◈ L'Atlantique, qui s'est ouverte au début du secondaire sur une partie du Maroc.

En tenant compte des mouvements ultérieurs liés à l'ouverture de l'Atlantique et à l'ouverture puis à la fermeture de la Mésogée, on peut reconstituer l'allure de la chaîne à la fin des plissements hercyniens.

C-La chaîne hercynienne au Maroc:

C-1- Domaines structuraux:

L'histoire géologique du Maroc est jalonné de deux cycles orogéniques principales (hercynien et alpin). Un découpage structural, hercynien a été définie au Maroc, en prenant compte des données paléogéographiques et la chronologie des évènements tectono-métamorphique, essentiellement l'âge de la tectonique paroxysmal (In Piqué, 1994). C'est ainsi que cinq grands domaines ont pu être distingués (**Fig**. 2): le domaine africain ou saharien qui inclue la dorsale des Reguibet, la chaîne des Ouled Dhlim et la plaine côtière, le domaine pré-saharien qui est le domaine anti-atlasique, le domaine atlasique, le domaine mésétien et le domaine rifain.

Ces domaines sont séparés par des grands accidents d'importance crustale, comme l'accident sud atlasique (Tizi-n'Test) et/ou par des zones d'effondrement ou sillons marginaux remplis de sédiments cénozoïques et plus récents.

Ces domaines que caractérise la chaîne hercynienne du Maroc, se répartissent comme suit:

◈ **Le domaine africain (saharien):** c'est le craton ouest-africain, à socle précambrien très déformé, sa couverture est constituée de séries non déformées, elle est d'âge paléozoïque dans le bassin de Tindouf au Nord et mésozoïque dans la plaine côtière.

◈ **Le domaine de l'anti-atlas:** c'est le domaine pré-saharien situé à la bordure Nord du craton ouest-africain. Il est constitué par un socle précambrien (sous forme de boutonnière) structuré par l'orogenèse panafricaine et une couverture peu déformée lors de l'orogenèse hercynienne. Les plis kilométriques, sont généralement NE-SW à E-W, à vergence sud.

◈ **Le domaine atlasique:** regroupant le moyen et le haut-atlas. Il est formé par un substratum déformé lors de l'orogenèse hercynienne et par une couverture récente méso-cénozoïque très déformée pendant l'orogenèse alpine. C'est le domaine le plus vaste au Maroc. Il se distingue de la Meseta par la déformation de leurs terrains mésozoïques. Ces derniers sont plissés et ils ennoient des massifs de terrains anciens, surtout paléozoïques. Le Massif Ancien du Haut-Atlas a été fortement soulevé durant la déformation alpine.

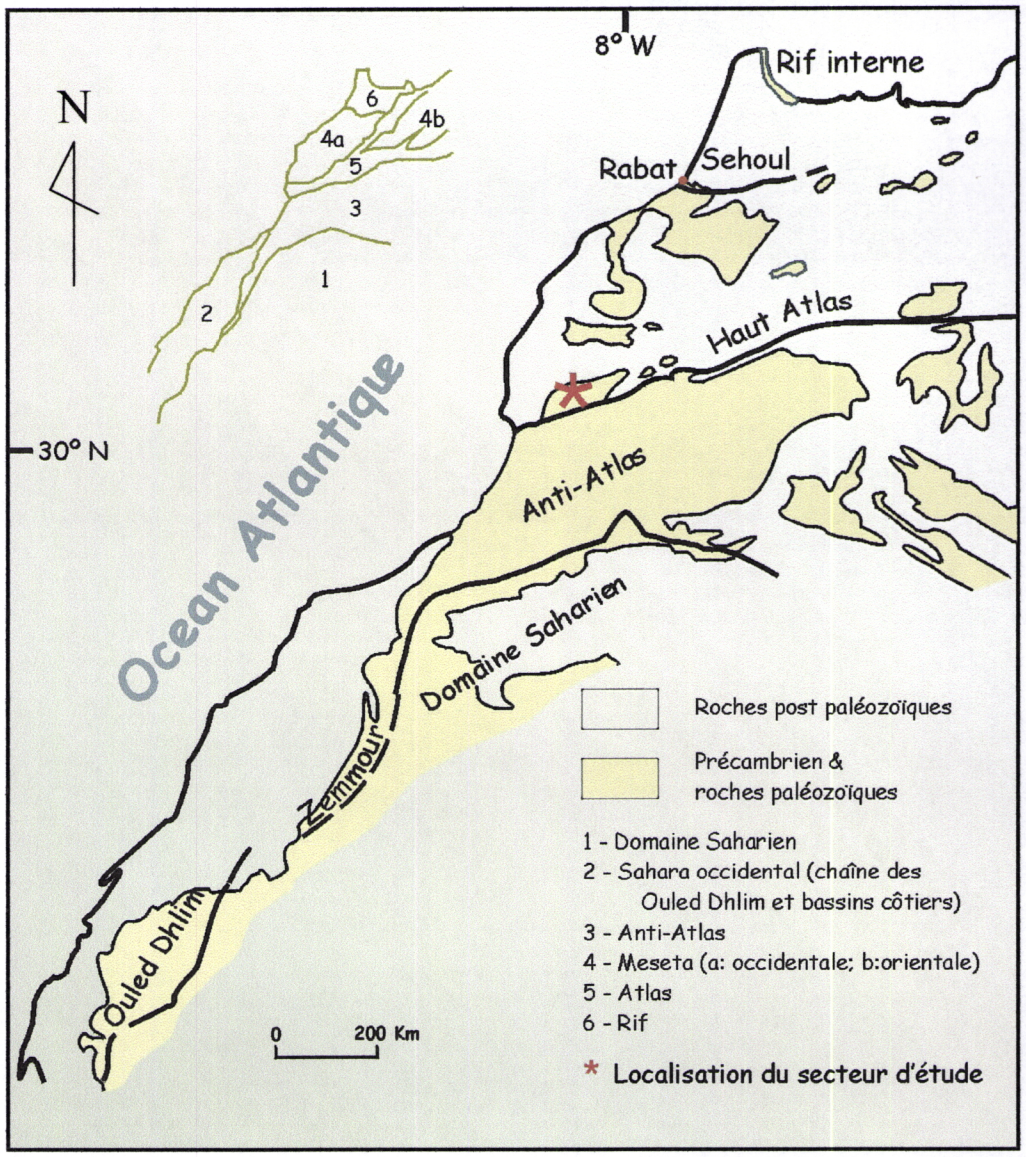


Fig. 2: Domaines structuraux du Maroc (In Piqué, 1994, modifié)

◈ **Le domaine mésétien:** ce domaine comprend la méséta occidentale et la méséta orientale. Ce domaine est formé par un socle déformé lors de l'orogenèse hercynienne et par une couverture non déformée:

- **La méseta occidentale:** elle comprend la partie médiane et occidentale du Maroc central, les Rehamna, les Jbilete et le Haut-Atlas de Marrakech. Ces zones sont caractérisées par

l'individualisation des sillons de flyschs à partir du Dévonien supérieur. Elles sont structurées au cours du serrage hercynien post-Viséen supérieur, anté-Stéphanien (In Cornée et Ferrandini, 1985). Les plis sont généralement d'orientation NE-SW.

- **La méseta orientale:** elle regroupe la partie orientale du Maroc central (Azrou-Zaïan, Jbilete orientaux) et Beni-Snassene. Hoepffner, (1987) (In El Attari, 1990) a décrit trois phases de déformation dans la méseta orientale:

1- phase "bretonne", d'âge Dévonien supérieur, elle correspond à une déformation majeure synschisteuse. Les plis dessinent un arc convexe vers l'ouest. Les déplacements se font de l'est vers l'ouest.

2- phase de déformation synschisteuse "sudète", d'âge viséo-namurien, en avant de la "chaîne bretonne". Elle est accompagnée par la mise en place de nappes gravitaires à l'est du Maroc central et des écaillages dans le massif de Tazekka. Cette phase marque le déplacement progressif de la déformation synschisteuse de l'est vers l'ouest, depuis le Dévonien Supérieur jusqu'au Viséen supérieur.

3- phase tardi-hercynienne, elle correspond à une reprises des structures antérieurs par un plissement NE-SW post-Westphalien C, accompagnée par la mise en place des différents massifs granitiques (Tazekka, Boudfoud, …) dans la méseta orientale.

◈ **Le domaine rifain:** ce domaine est un fragment de la chaîne alpine. En plus de l'orogenèse alpine, il enregistre dans ces blocs paléozoïques l'orogenèse hercynienne.

C-2- Zones structurales du Maroc hercynien:

La chaîne hercynienne est actuellement observable à travers une série de massifs paléozoïques affleurants de façon discontinue au sein de la couverture méso-cénozoïque. Cette disposition est le résultat de mouvements orogéniques récents rattachés au cycle alpin. De nombreuses synthèses relatives à cette chaîne et ses différents domaines structuraux ont été proposés: Piqué et Michard, (1981, 1989); Kharbouch et al., (1985); Lagarde, (1985-1987); Rosé, (1987); Hoepffner, (1987); Diot et al., (1987); Piqué, (1994) (In Eddif, 1998). Les différentes zones structurales de la chaîne hercynienne sont illustrées par la figure 3.

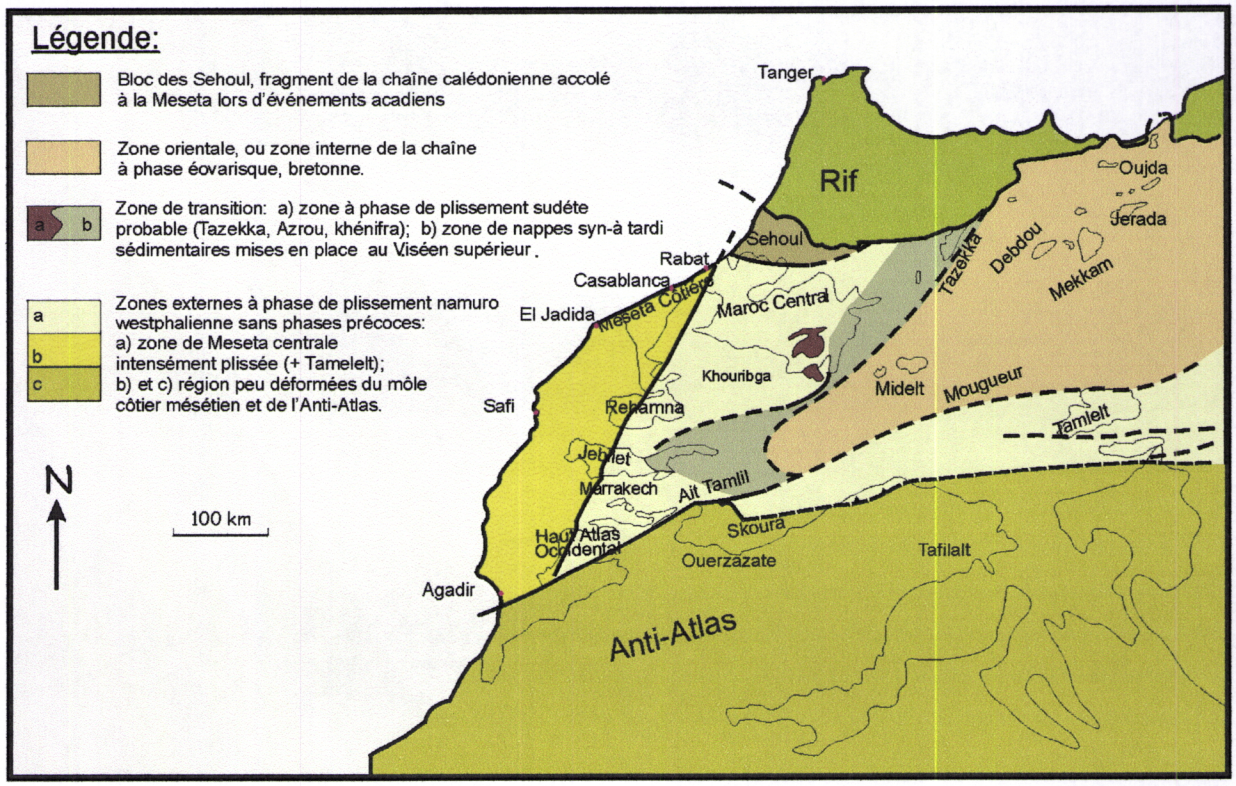


Fig. 3: Les zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc (d'après, Piqué et Michard, 1981-1983; In Hoepffner, 1987, modifié)

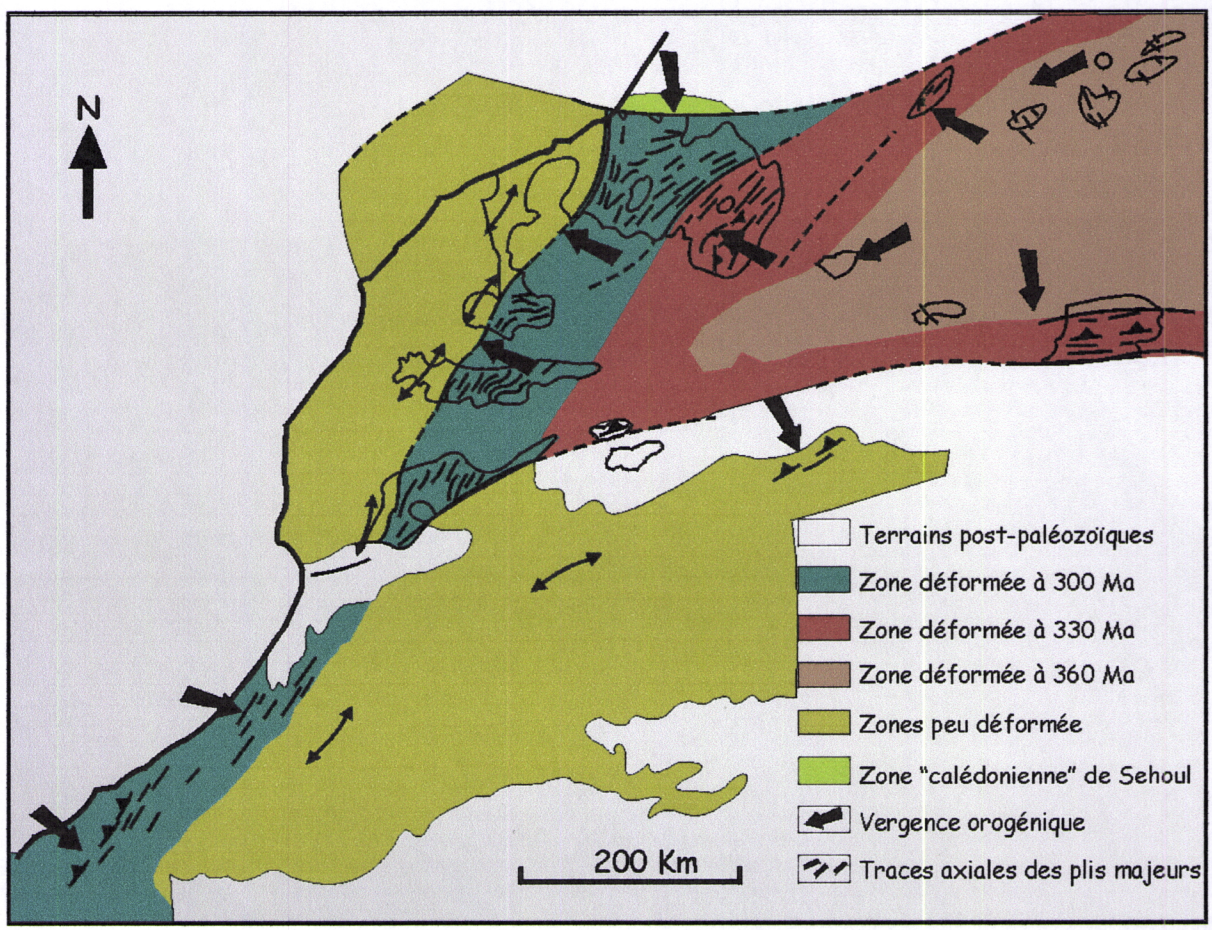


Fig 4: Carte structurale du Maroc hercynien (In Piqué, 1994, modifié)

La majorité des auteurs s'accordent sur le fait que le Maroc se caractérise par une évolution exclusivement intracontinentale au cours du paléozoïque. Ainsi, il est observable à l'échelle du Maroc septentrional, dans bien des régions, que:

1- La déformation est diachronique, elle migre depuis les zones orientales considérées comme zones internes de la chaîne, structurées pendant la phase éovarisque, bretonne, vers une zone de transition manifestée par la mise en place de nappes syn à tardi-sédimentaire, déformée à la fin du Dinantien, et enfin vers des zones externes à plissement namuro-westphalien sans phases précoces.

2- La déformation est hétérogène, on distingue des blocs relativement peu déformés, séparés par des zones cisaillées, où le raccourcissement et généralement le métamorphisme sont plus accentué.

Des structures (plis et chevauchements), d'orientation générale NE-SW à NNE-SSW, montrent de nombreuses virgations qui manifestent leur adaptation aux limites des domaines (**Fig**. 4) (In Piqué, 1994).

D- Cadre structural du Massif Ancien du Haut-Atlas:

Entre les bassins mésozoïques du Haut-Atlas occidental d'obédience atlantique, ouvertes sur la marge continentale marocaine, et le bassin mésozoïque du Haut-Atlas central d'obédience théthysienne, se situe le Haut-Atlas de Marrakech ou Massif ancien affecté par l'orogenèse hercynienne. Ce massif est constitué essentiellement d'un socle précambrien à paléozoïque avec une couverture mésozoïque à cénozoïque décollée de son socle.

Le Massif Ancien du Haut-Atlas ou Haut-Atlas de Marrakech, est un ensemble de boutonnières, qui s'étendent sur une distance de 250 kilomètres en longueur et 60 kilomètres de largeur.

Le Massif Ancien du Haut-Atlas est limité au nord par la plaine du Haouz, par la plaine du Souss et de Skoura au sud. Il se situe entre la couverture mésozoïque du Haut-Atlas central à l'est et le couloire d'Argana à l'ouest (**Fig**. 5). Dans ce paragraphe, les principaux conclusions sont rappelées par Chacrone, (1996).

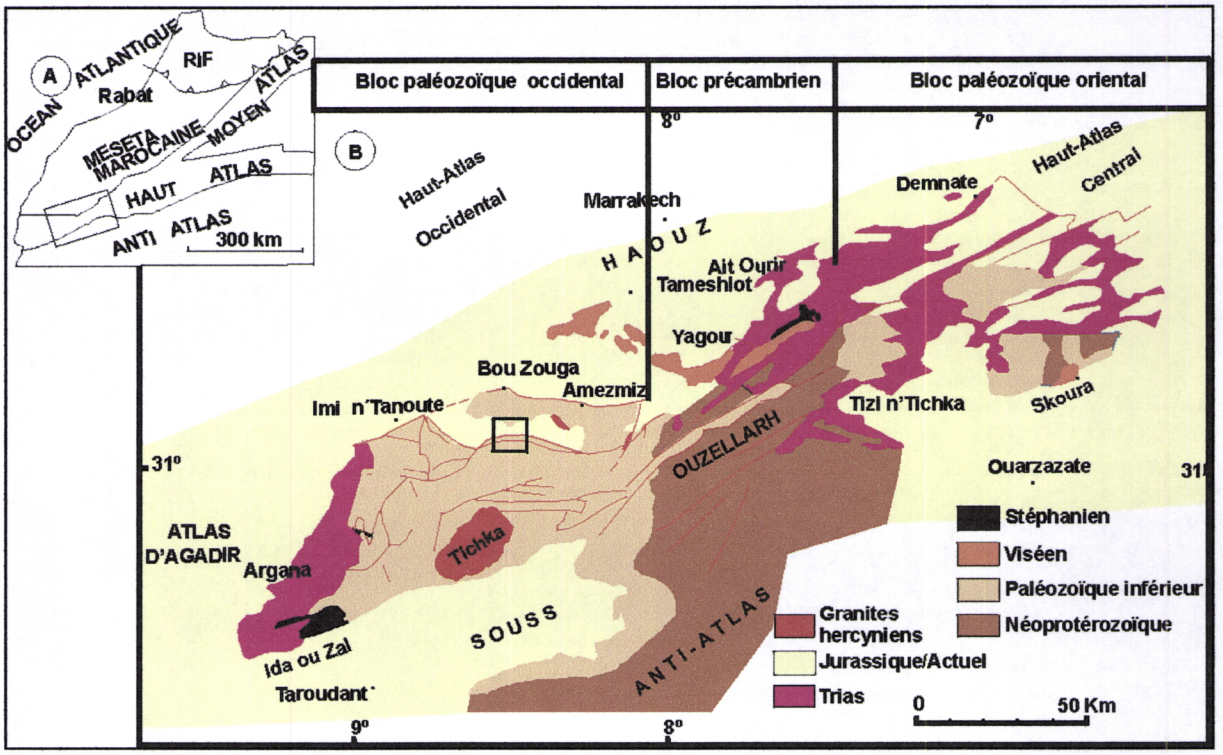


Fig. 5: Le Massif Ancien du Haut-Atlas, (d'après Cornée, 1989; In Chacrone, 1996, modifié):
A- Croquis de situation, B-Division du massif Ancien du Haut-Atlas
Le petit cadre indique la localisation du secteur d'étude

D-1- Subdivisions du Massif Ancien du Haut-Atlas:

Le Massif Ancien du Haut-Atlas est subdivisé en trois domaines suivant Ouanaimi et Petit, (1992) (In Chacrone, 1996) (**Fig.** 6a et 6b): le domaine occidental déformé, le domaine central non déformé et le domaine oriental déformé.

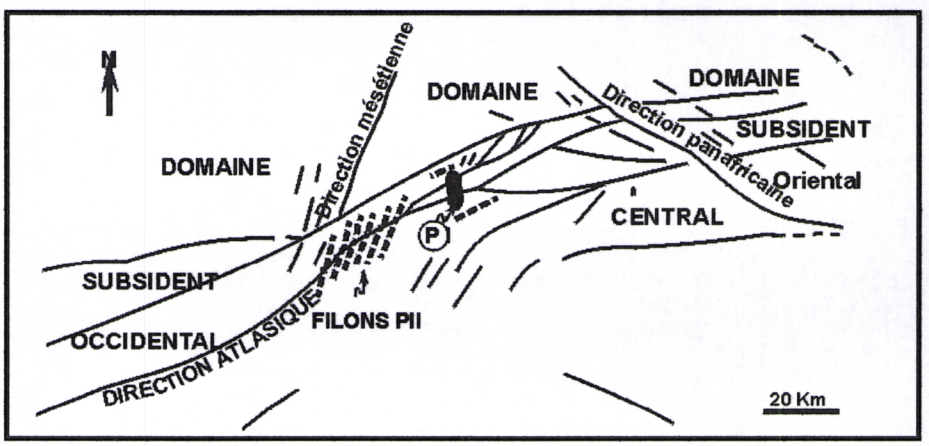


Fig. 6a: Les directions des principales failles du Massif Ancien du Haut-Atlas (d'après Ouanaimi, 1989; In Chacrone, 1996)

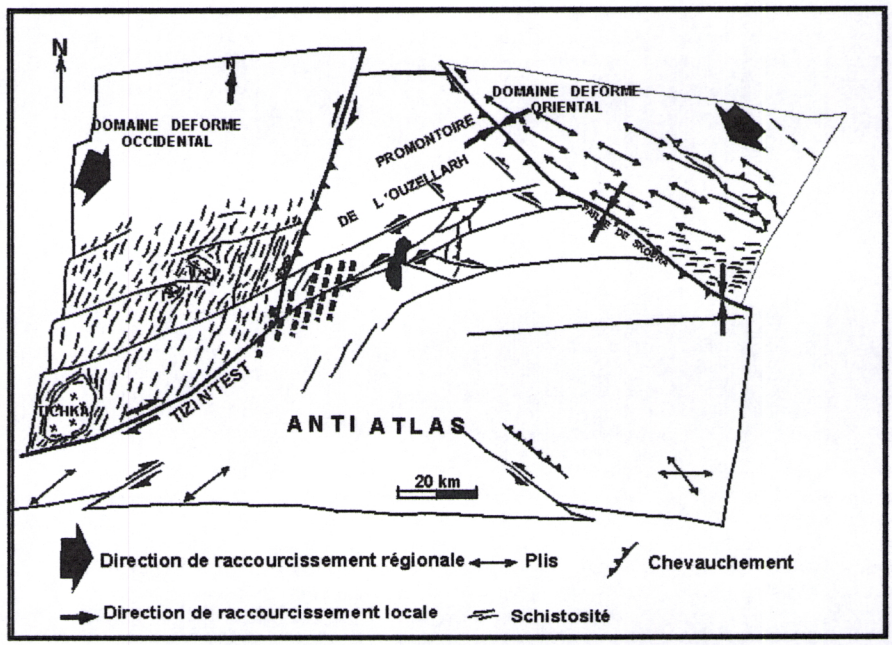


Fig. 6b: L'aspect structural du Massif Ancien du Haut-Atlas lors de l'orogenèse hercynienne (d'après Ouanaimi, 1989; In Chacrone, 1996)

D'après Ouanaimi (1989) (In Chacrone, 1996) (**Fig**. 6a), la partie orientale du Massif Ancien du Haut-Atlas correspond à un domaine longé par trois directions de failles:

◈ une direction atlasique N70° à Est-Ouest représentée par l'accident de Tizi-n'Test;

◈ une direction mésétienne NNE-SSW représentée par le prolongement NNE de l'accident de Tizi-n'Test;

◈ une direction panafricaine NW-SE représentée par l'accident de Skoura et par celui de Demnat plus à l'est.

D-1-1- Le domaine occidental déformé (Fig. 7):

Ce domaine est représenté essentiellement par des séries paléozoïques. Il est subdivisé en deux domaines structuraux hercyniens (Cornée, 1989; Tayebi, 1989; In Chacrone, 1996):

◈ un domaine autochtone, recoupé par la zone faillée ouest-atlasique (ZFOA), il est affecté par un métamorphisme du type épizonal;

◈ un domaine allochtone, représenté par la nappe des Aït Tounard qui s'est déplacée vers l'ESE, sur une trentaine de kilomètres (Cornée et al., 1990).

La phase hercynienne majeure (post-viséenne, anté-stéphanien) développe des plis P_1 synschisteux, d'orientation subméridienne à NNE-SSW (direction mésétienne), déversés vers l'ouest, accompagnant un métamorphisme anchizonal à épizonal (Cornée, 1989; Tayebi, 1989; In Chacrone, 1996).

Dans ce domaine, en plus du métamorphisme général qui a affecté les terrains paléozoïques; ces derniers sont intrudés par un certain nombre de granitoïdes dont le plus important, est le massif composite de Tichka.

Un épisode de charriage tardi-hercynien a été mise en évidence par le déplacement vers l'ESE de l'unité des Aït Tounard (Cornée et al., 1990).

La déformation alpine est manifestée par la réactivation des failles d'orientation N70° à N90° en faille inverse, en décrochements sénestres, et par une tectonique cassante induisant des failles NW-SE décrochantes dextres, probablement à composante inverse (Tayebi, 1989; In Chacrone, 1996).

L'activité magmatique est marquée dans le Haut-Atlas occidental, par la mise en place des granitoïdes à différents niveaux de la série paléozoïque, préférentiellement au Nord de l'accident Tizi-n'Test (**Fig**. 7).

La structuration du Massif hercynien, est le résultat de la superposition de la tectonique hercynienne et de la tectonique atlasique, la première a donnée un découpage structural en compartiments NE-SW, tandis que l'autre a aboutit à un découpage en compartiments subméridiens (Ambroggi, 1963; In Chacrone, 1996).

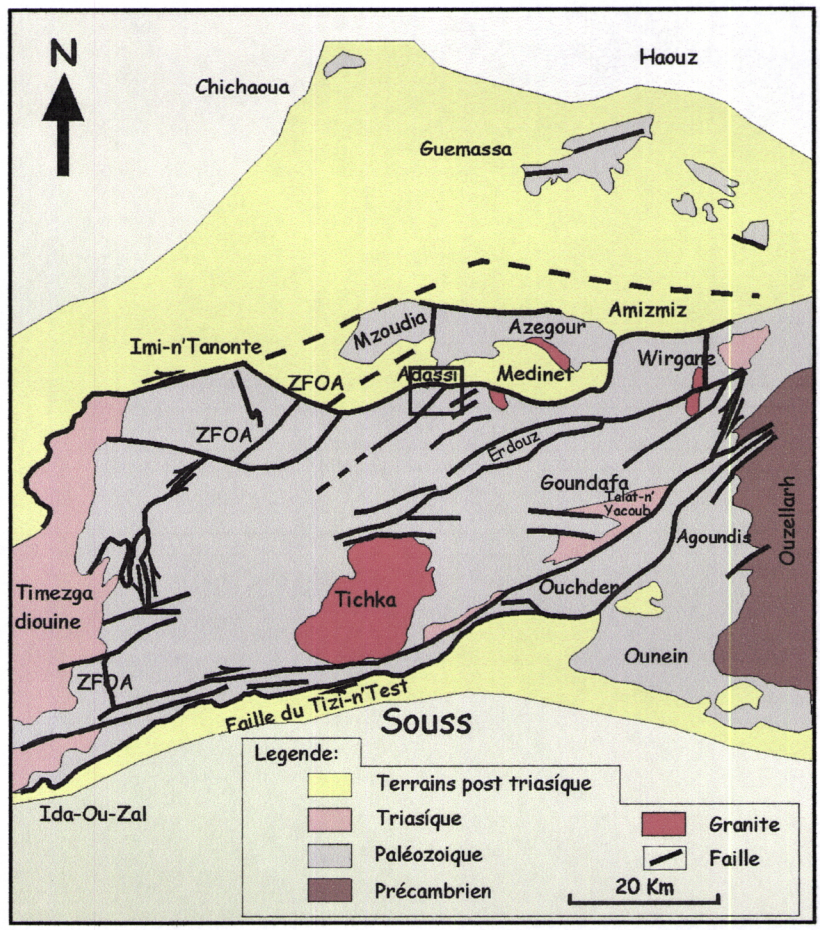


Fig. 7: Le bloc occidental du Massif Ancien du Haut-Atlas (d'après Cornée, 1989; In Chacrone, 1996, modifié)
Le petit cadre indique la situation du secteur d'étude

D-1-2- Le domaine central non déformé (Fig. 6b):

Il comprend selon Ouanaimi, (1989) (In Chacrone, 1996):

◈ Un bloc précambrien, constitué d'un noyau précambrien formé d'une puissante série essentiellement magmatique (granites et vulcanites), bordé au nord et à l'est de terrains paléozoïques.

◈ Le compartiment occidental de la boutonnière de Skoura.

◈ Le compartiment méridional de la boutonnière d'Aït Tamlil.

◈ Le compartiment occidental d'Aït Hakim.

◈ Le secteur paléozoïque de Tizi-n'Tichka.

Dans ce domaine, la déformation hercynienne est matérialisée par une tectonique de blocs (Neltner, 1938; Proust, 1973; In Chacrone, 1996), par des failles essentiellement normales ou décrochantes de faible rejet.

La déformation atlasique est marquée par le rejeu des failles héritées en failles inverses (Proust, 1973; Ouanaimi, 1989; In Chacrone, 1996).

D-1-3- Le domaine oriental déformé (Fig. 6b):

Il correspond au compartiment oriental de la boutonnière de Skoura, et le compartiment nord de la boutonnière d'Aït Tamlil, caractérisé par des unités allochtones.

La déformation hercynienne se manifeste dans le compartiment nord de la boutonnière d'Aït Tamlil, par des charriages et des plissements anté-stéphaniens d'orientation NW-SE à E-W, sans schistosité ni métamorphisme. Ces charriages affectent des unités viséennes (Jenny et Le Marrec, 1980; La Ville, 1980; In Chacrone, 1996).

La déformation hercynienne du bloc oriental de la boutonnière de Skoura se réalise en deux phases plicatives successives: la première phase à plis N-S est locale, schisteuse, anté-Stéphanien, tandis que la seconde phase est plus importante, à plissement synschisteux E-W, légèrement déversés vers le sud (La Ville, 1980; In Chacrone, 1996).

D-2- Principales accidents du Massif Ancien du Haut-Atlas:

◈ L'accident du Tizi-n'Test (TNT) est un élément important dans l'histoire géologique du Massif Ancien du Haut-Atlas. Il est hérité de l'orogenèse panafricaine et il a joué un grand rôle dans le contrôle de la sédimentation depuis le Cambrien (Cornée, 1989; In Chacrone, 1996).

L'accident du Tizi n'Test borde au sud le domaine occidental déformé, en direction WSW-ENE et le sépare du sillon du Souss, son prolongement vers l'est constitue la limite entre le domaine

occidental et central (Ouanaimi, 1989; Ouanaimi et Petit, 1992; In Chacrone, 1996). Dans le domaine occidental, la faille de Tizi-n'Test sépare le bloc en deux compartiments:

1-Un compartiment nord, plissé et schistosé et granitisé.

2-Un compartiment sud, tabulaire (Proust et al., 1978; Ouanaimi, 1989; In Chacrone, 1996).

Il correspond à un décrochement dextre tardi-hercynien d'une quarantaine de kilomètres de rejet, puis d'un décrochement senestre atlasique de 7 à 8 kilomètres de rejet (Proust et al., 1978; In Chacrone, 1996).

◈ L'accident NW-SE matérialise, à l'est du Massif Ancien du Haut-Atlas la limite entre le domaine oriental déformé et le domaine central (promontoire précambrien de l'Ouzellarh) Ouanaimi, (1989); Ouanaimi et Petit, (1992) (In Chacrone, 1996).

◈ La zone faillée ouest-atlasique (ZFOA), se situe à l'ouest du domaine occidental. Cet un accident hérité de l'orogenèse panafricaine, son caractère synsédimentaire est bien démontré depuis le Cambrien. Son prolongement dans la méseta occidentale, constitue la zone de cisaillement ouest-mésetien (ZCOM) (Cornée et Ferrandini, 1985).

III- Présentation et contexte géologique:

A- Présentation du secteur d'étude:

La région d'étude est située dans le Haut Atlas occidental, à environ 114 kilomètres au sud-ouest du Marrakech. Elle fait partie de la province administrative de Chichaoua, cercle de Mejjat.

En entamant la route nationale du Marrakech à Mejjat sur environ 64 kilomètres, la route goudronnée se poursuit à Sidi Bou'Ottmane à environ 20 kilomètres, et on y accède au secteur d'Adassil (Maghoussa) par la piste qui longe la vallée d'Assif El'Mal, cette piste long d'environ 30 kilomètres (**Fig**. 8).

Le granite de Tawrirt, du nom du Douar le plus proche, est situé juste au sud-ouest de celui-ci, sur la rive droite de l'Assif n'Aït Tawrirt, affluent de rive gauche de l'Assif Gair. La base du massif, dans la vallée de l'Assif n'Aït Tawrirt est à 1180 mètres d'altitude.

Le douar d'Adassil, de coordonnées Lambert x=204,6 et y=61,9 situé sur la feuille Marrakech-Sud (5-6) au 1/100.000, est accessible à partir de Marrakech, par deux voies possibles, soit par la route Marrakech, Mine de Sidi Bou'Othmane via Amizmiz soit Marrakech Sidi Bou'Ottmane via Had Mejjate (Alaoui M'hamed, 1966).

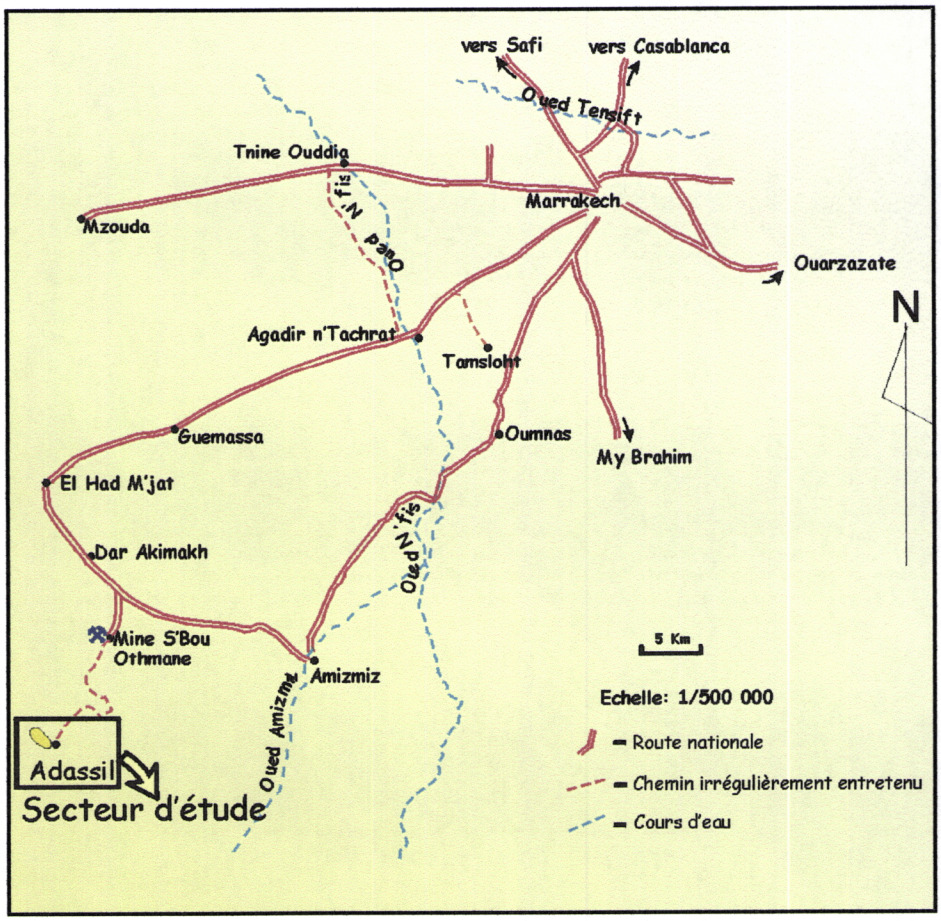


Fig. 8: Localisation et accès au secteur d'étude, (d'après Alaoui M'hamed, 1966, modifié)

B- Contexte géologique:

Le secteur d'étude se situe dans le domaine occidental du Massif Ancien du Haut-Atlas. Il est à cheval entre la Zone Axiale et la Zone Subatlasique Septentrionale. Ces deux zones sont délimitées par l'importante faille d'El Medinat (**Fig**. 9). Plus au nord, l'accident d'Amizmiz sépare la Zone Subatlasique Septentrionale de la plaine alluviale du Haouz.

Les terrains paléozoïques, que forme le secteur d'étude, sont intrudés par un massif granitique d'une forme allongée, suivant la direction approximative NW-SE qui est localement parallèle à l'accident d'Adassil qui constitue le prolongement vers l'ouest de la faille d'El Medinat (**Fig**. 9); ce dernier jalonne la bordure nord-est que forme l'intrusion granitique avec son encaissant d'âge ordovicien.

L'intrusion de Tawrirt s'observe à l'ouest de l'intrusion de Medinat, et au SW du granite d'Azegour, le long d'une flexure longitudinale, entre des terrains attribués au Cambrien inférieur et des terrains ordoviciens.

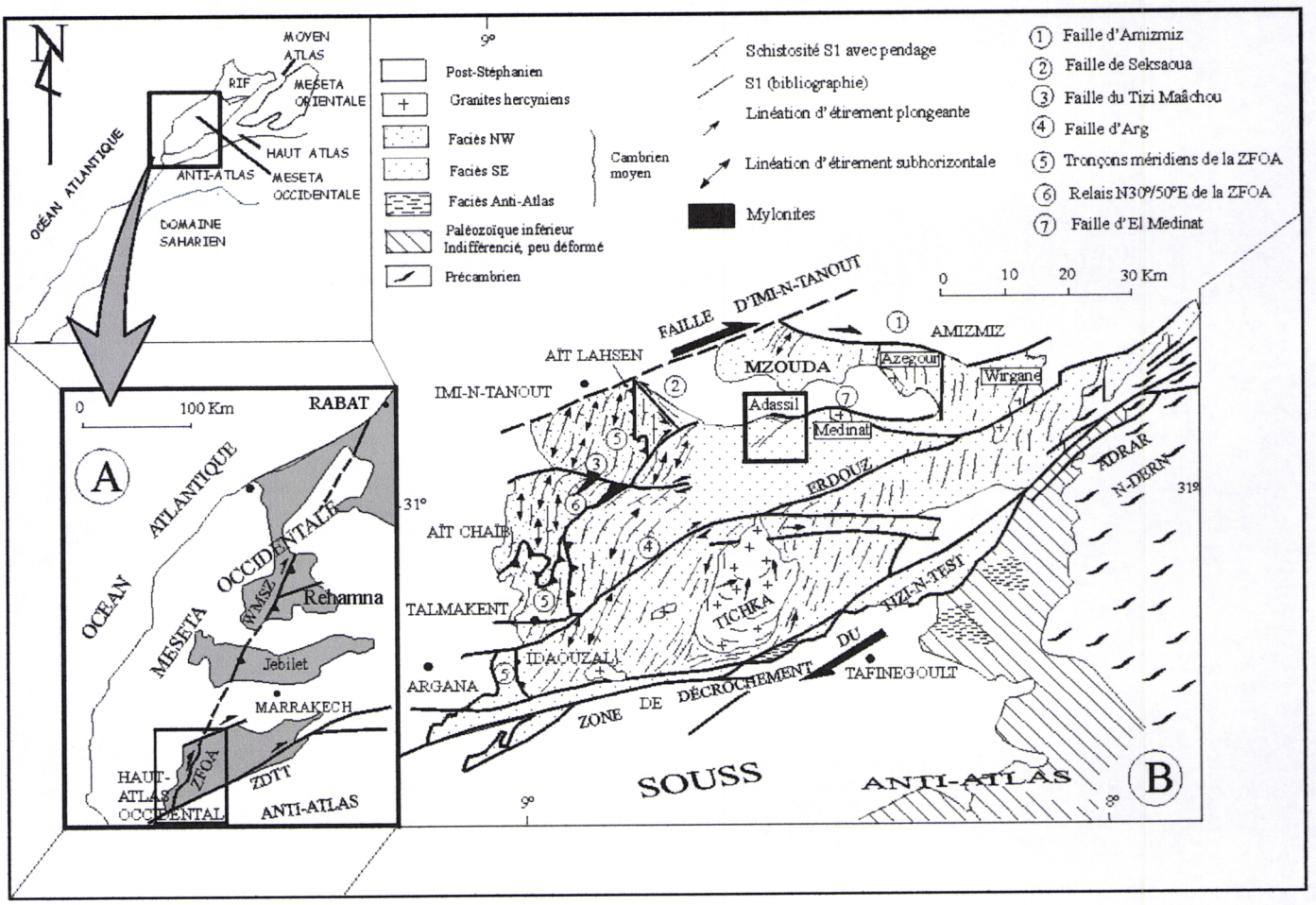


Fig. 9: (A) Situation du Haut-Atlas occidental parmi les boutonnières paléozoïques de l'Ouest marocain (gris sombre): WMSZ - West Moroccan Shear Zone; ZFOA - Zone faillée ouest-atlasique; ZDTT - Zone de décrochement du Tizi-n'Test
(B) Carte schématique des trajectoires de la schistosité et des linéations d'étirement dans le Haut-Atlas occidental paléozoïque (d'après: Proust et al., (1977) à l'est de la ligne Amizmiz-Tichka, simplifié; Lagarde et al., (1983) pour le granite du Tichka; Tayebi, (1987), Aït Chaïb. (In Cornée et al., 1987, modifié)
Le petit cadre dans la figure (B) correspond au secteur d'étude.

PREMIÈRE PARTIE

STRATIGRAPHIE DU SECTEUR D'ÉTUDE

I- Introduction:

Les terrains Paléozoïques qui font l'objet de cette étude sont constitués essentiellement de roches métamorphiques. Le massif de Tawrirt, qui a intrudé la base du paléozoïque inférieur formée de formations volcano-détritiques et sédimentaires, est allongé suivant la direction approximative NW-SE.

Il s'est avéré difficile de déterminer l'âge de ces terrains, en l'absence de données paléontologique ou de datations géochronologiques.

Par corrélation de faciès avec les terrains datés dans les régions voisines (Tichka, Azegour et Iberdatene dans le Haut-Atlas; Jbilete et Rehamna dans la Méseta), la plupart des auteurs concordent avec l'âge Paléozoïque inférieur (Cambrien inférieur à moyen pour les formations volcano-détritiques et les formations schisteuses, tandis que l'âge ordovicien est attribué au formation schisteuse avec intercalation grauwackeuse).

Dans le secteur étudié les formations du Cambrien inférieur et Cambrien moyen probable se répartissent le long d'une ligne de crête allongée approximativement WSW-ENE en bordure sud-ouest du granite de Tawrirt. La formation schisteuse avec intercalation des grauwackes considérée comme une série bioturbée attribuée à l'Ordovicien, s'allonge sous forme d'une bande d'orientation grossièrement E-W et qui jalonne la bordure nord-est du massif intrusif du Tawrirt.

La région d'Adassil montre deux ensembles structuro-lithologiques différents. Leur répartition cartographique se rencontre de part et d'autre d'une faille d'extension cartographique, qui représente le prolongement occidental de l'accident d'El Medinat. Il s'agit d':

- un ensemble formé d'un complexe volcano-détritique et schisteux, le tout est attribué au Cambrien inférieur à Cambrien moyen probable. Ces terrains se rencontrent au sud de la faille d'Adassil;
- un ensemble supérieur constitué d'une série bioturbée dont le faciès est de schistes avec intercalation des grauwacks avec quelques lentilles de grés jaunes. Le tout est rattaché à un âge ordovicien. Cet ensemble se localise au nord de l'accident d'Adassil.

Les terrains mésozoïques que forme la couverture récente ne font pas l'objet de notre étude. Toutefois, il est important de signaler que l'ensemble de ces terrains repose en discordance sur un autre ensemble, déformé d'âge paléozoïque inférieur.

II- La coupe synthétique établie dans le secteur d'étude:

L'étude lithostratigraphique des terrains rencontrés dans le secteur d'étude, nous a permis d'établir la succession lithologique synthétique de la région d'étude (**Fig.** 9). Elle montre du bas vers le haut:

Le Cambrien inférieur qui est constitué par des terrains volcano-détritiques au sud de la faille d'Adassil, surmontés par des schistes de couleur gris-clair qui évoluent vers des roches cornéennes au contact sud-ouest du granite. Ils sont attribués au Cambrien moyen probable. Au-dessus, de cet ensemble vient les terrains Ordoviciens qui montre des schistes gris-sombre à petits bancs centimétriques discontinus de grauwacks. Vers le sommet de ces terrains, la série mésozoïque débute par des micro-conglomérats rouges de base à éléments arrondis polygéniques de tailles millimétriques à centimétriques (quartz, feldspaths, oxydes, ..). Ce matériel appartient probablement au socle paléozoïque dont il constitue le produit de remaniement.

On a effectué une coupe NNE-SSW le long de la vallée El Mal, des volcano-détritiques rattachées au Cambrien inférieur et la formation schisteuse du Cambrien moyen probable, vers les zones externes au nord de la faille d'Adassil correspondant à la série ordovicienne non affectée par les taches de métamorphisme de contact et les terrains d'âge secondaire discordant la série paléozoïque, dont le but est de suivre la succession lithologique des terrains rencontrés dans le secteur d'étude (Voir Annexes: Coupe A-B dans la carte géologique schématique du secteur d'Adassil).

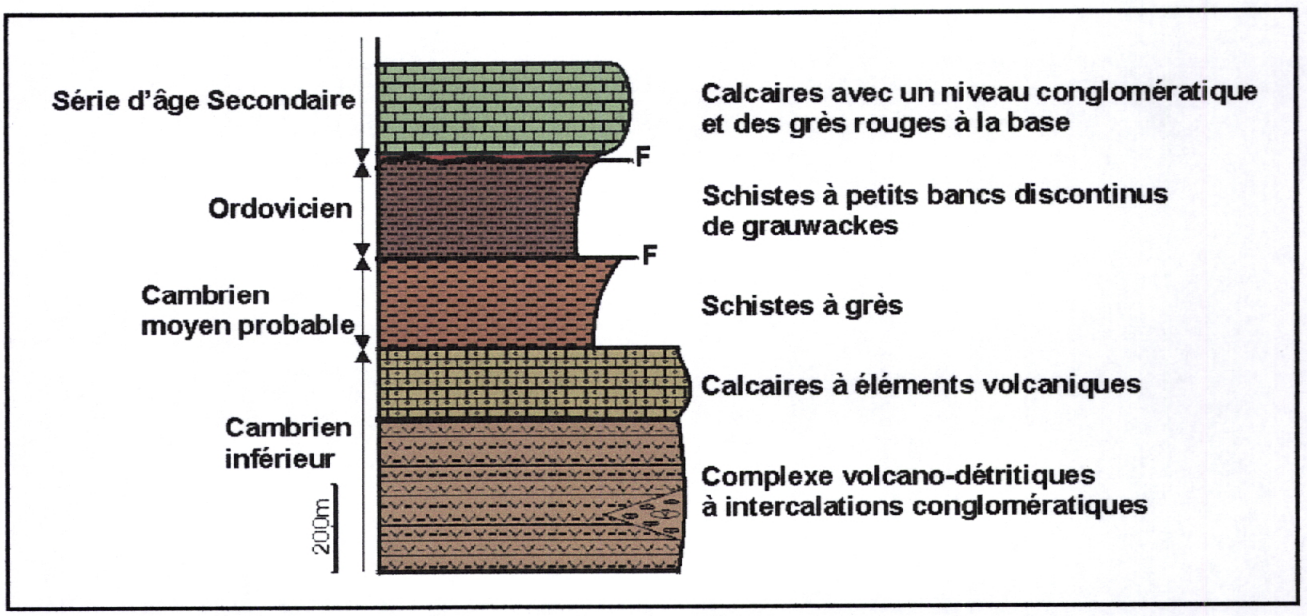


Fig. 9: Colonne lithostratigraphique schématique représentative des principaux faciès rencontrés dans le secteur d'Adassil (F: contact par faille)

La coupe d'Adassil (Voir Annexes: Coupe C-D dans la carte géologique schématique du secteur d'Adassil), présente des variations latérales de faciès. On remarque l'existence de lentilles décimétriques de nature quartzique avec intercalation de niveaux carbonatés dans la transition que marque le contact entre les terrains volcano-détritiques matérialisés localement par des niveaux amphibolitiques interstratifiés et la série ordovicienne formée de schistes à intercalations grauwackeuses.

III- Description des principaux faciès rencontrés dans le secteur d'étude:

Comme nous l'avons signalé dans l'introduction de ce chapitre, les âges des différents termes lithostratigraphiques des coupes effectuées dans la région d'étude sont définis par analogie de faciès des successions lithostratigraphiques des régions voisines. Le socle paléozoïque de la région d'étude montre trois groupes lithostratigraphiques principales, attribués respectivement au Cambrien inférieur, Cambrien moyen probable et Ordovicien, il s'agit de:

1- Complexe volcano-détritique:

Dans le secteur d'étude, le complexe volcano-détritique s'observe au sud de la faille Adassil (Voir Annexes: Carte géologique schématique du secteur d'Adassil). Ces terrains affleurent dans des localités différentes. On les rencontre à proximité du village de Tignarine où elle chevauche la série Ordovicienne (**Fig**. 10) par la faille d'Adassil, qui représente l'extension ouest de la faille d'El Medinat, de direction approximative E-W et de pendage relativement fort proche de 60° vers le sud, ce qui atteste de son caractère inverse. Le tracé de ce contact contourne le village d'Adassil au sud et se prolonge sous les dépôts récents de la vallée El Mal pour apparaître de l'autre côté de la vallée, justement à l'extrémité SE du massif de Tawrirt prés du contact entre les terrains du Cambrien inférieur et la série ordovicienne, où les bancs interstratifiés amphibolitiques d'amplitude centimétrique, sont de direction E-W à N120° et de pendage subvertical (**Fig**. 11).

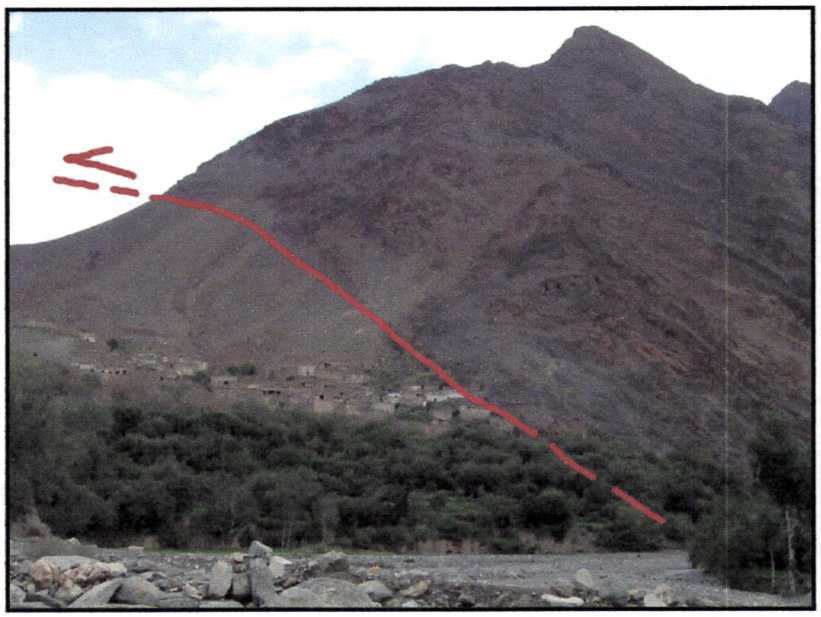


Fig. 10: Vue panoramique montrant le contact faillé entre les terrains volcano-détritiques et la série ordovicienne avec chevauchement vers le nord. Le contact anormal est représenté par le prolongement de la faille d'El Medinat (Village de Tignarine)

Fig. 11: Vue d'ensemble granite-encaissant. La bordure sud-ouest du granite est décalée par des accidents de direction N60°-70° (A). La bordure nord-est est jalonnée par le prolongement de la faille d'Adassil, le contact est probablement inverse (B)

Les observations de terrain dans le secteur d'Adassil nous a permis de mettre en évidence une variété de faciès dans ce complexe. Se sont principalement des niveaux amphibolitiques interstratifiés, des agglomérats polygéniques, des roches carbonatées, des calcaires à éléments volcaniques. Pourtant, il est à noter que dans le secteur d'étude, les volcano-détritiques se composent essentiellement de roches amphibolitiques interstratifiées. Il s'agit:

◈ A l'est de la vallée El Mal, proche du village de Tignarine, des barres amphibolitiques affleurent en niveaux homogènes, de puissance décimétrique à métrique, alternant avec des niveaux d'origine sédimentaire (schistes noirs, des roches carbonatées,..). Dans le sud du village d'Adassil, la formation volcano-détritique est représentée essentiellement par des amphibolites interstratifiées avec intercalation des schistes à taches d'oxydoréduction, surmontées par une formation carbonatée discontinue.

◈ A l'ouest de la vallée El Mal, il s'agit de barres amphibolitiques interstratifiés, de puissances centimétriques à décimétriques, passant à des calcaires à éléments volcaniques, l'ensemble est scellé par une formation de schistes passant à des cornéennes au contact sud-ouest du massif intrusif de Tawrirt. Comme on l'a signalé, cette dernière unité est attribuée au Cambrien moyen probable.

Dans la zone sud du secteur d'étude, on a rencontré des conglomérats à matériel volcaniques étirés suivant la schistosité régionale (**Fig**. 12). Des fragments angulaires grisâtres de nature quartzique de moins de cinq centimètres de longueur, des fragments de roches amphibolitiques allongées accentuant le caractère polygénique de ces conglomérats. On a pu rencontrer, très localement dans le lit d'un affluent au sud du village de Adassil, des blocs conglomératiques erratiques à caractère homogène, formés de fragments centimétriques de roches grenues leucocrates, étirés dont l'origine sera probablement une roche plutonique acide (**Fig**. 13).

Fig. 12: Conglomérats avec éléments étirés dans le plan de schistosité S_1 dans la zone sud du secteur d'étude à l'approche du village d'Igelouane

Fig. 13: Photographie d'un bloc conglomératique erratique dont les fragments de roches constitutifs sont étirés dans la matrice suivant le plan de schistosité (échantillons rencontrés au sud du village d'Adassil)

2- La formation schisteuse (l'encaissant sud-ouest du granite):

On rassemble sous ce terme les schistes à minéraux de métamorphisme, constituées principalement de grenat, staurotide, et les roches cornéennes qui viennent en contact direct avec l'intrusion. Ces schistes se rencontrent exclusivement dans l'encaissant sud-ouest du massif intrusif, sous forme de plaquettes satinées centimétriques, de couleur grise-claire. Les roches cornéennes se présentent sous forme d'une bande étroite de quelques mètres de largeur, allongée le long de la bordure sud-ouest du granite. Leur aspect sombre bien visible à l'œil nu, tout comme les plissoutements irrégulière des différents lits, donne un fort contraste de couleur dans cette zone de contact.

On rencontre un filon de grenatite d'épaisseurs centimétriques matérialisant approximativement la limite externe des cornéennes, il est enrichi en grenats et présentent un aspect rouille à lieu probablement avec un enrichissement en fer. On signale l'absence de ces faciès dans la bordure nord-est du granite.

3- La série bioturbée:

Elle est attribuée dans la carte géologique d'Amizmiz 1/100 000 (Feuille NH-29-XXII-2, éditée en 1974) à l'Ordovicien comme des schistes bioturbés. Sur le terrain, elle correspond essentiellement à des schistes avec intercalation grauwackeuse et quelques lentilles discontinues de grés jaunes à texture fine de puissances variables, centimétriques à décimétriques. Par endroits quelques niveaux grauwackeux centimétriques rarement décimétriques sont discontinus dans les schistes.

Les puissants bancs grauwackeux rencontrés dans la série ordovicienne (jusqu'à 60 centimètres d'épaisseurs), sont repérées au NE du village de Tawrirt à quelques mètres du contact paléozoïque/mésozoïque. Il s'agit de bancs décimétriques à quelques mètres d'extension avec intercalation des schistes.

IV- Corrélation lithostratigraphique:

La datation des terrains rencontrés dans le secteur d'étude est difficile à établir, tout comme dans le Haut Atlas occidental, dû à l'absence de fossiles stratigraphiques et de niveaux-repères d'extension régionale et aussi en raison des déformations polyphasées des séries affectées par un métamorphisme épizonal (Prost et al., 1989; In Ouazzani et al., 1998).

Des coulées de laves et de pyroclastites, associées à des pélites, grés et carbonates, sont reconnues dans le Haut-Atlas occidental. Ces formations sont attribuées au Cambrien inférieur, par analogie de faciès avec des formations volcaniques et sédimentaires datées dans la plate-forme anti-atlasique au

sud du système de failles majeures de Tizi-n'Test (Choubert et Faure-Muret, 1956; Schaer, 1964; In Ouazzani et al., 1998). Je reprendrai dans ce paragraphe les grandes lignes de la lithostratigraphie (**Fig.** 7), définies dans différentes localités du Haut-Atlas occidental (Ouazzani et al. 1998):

◈ Dans le secteur d'Azegour, se sont des coulées de laves et de pyroclastites basiques, puis une alternance de volcanites, de sédiments volcano-clastiques et de bancs carbonatés et, enfin, des formations gréso-pélitiques. Ces formations ont été attribuées au Cambrien inférieur et moyen (Permingeat, 1959; Badra, 1993; In Ouazzani et al., 1998).

◈ Le secteur d'Erdouz montre la succession suivante: alternance d'ampélite et de pyroclastites basiques, puis alternance de bancs carbonatés et de pyroclastites, et enfin développement des niveaux carbonatés, le tout étant attribué au Cambrien inférieur (Neltner, 1938; In Ouazzani et al., 1998).

◈ Dans le secteur d'Iberdatene, des coulées de laves et de pyroclastites basiques sont associées à des pélites.

◈ Dans le secteur du Haut-Seksaoua, se sont deux séries volcaniques et volcano-clastiques, une série volcano-sédimentaire et carbonatée et une série supérieure gréso-pélitique. Le tout est attribué au Cambrien moyen par Schaer et al. (1981) (In Ouazzani et al., 1998)

◈ Dans le secteur d'Adassil, El Archi, (1989) souligne que la formation de Tawrirt commence au niveau de la faille d'El Medinat (correspondant à la faille d'Adassil dans le secteur étudié) par des schistes noirs surmontés par des niveaux d'amphibolites alternant avec des schistes et des pélites vertes et jaunes. Vers le haut vient un ensemble de schistes à alternance de grés qui passent progressivement à des conglomérats à éléments volcaniques, surmontés par des grés et des schistes.

De nouvelles études structurales et pétrologiques permettent de proposer que les formations volcano-sédimentaires épimétamorphiques du Haut-Atlas occidental semblent issues d'un contexte de marge active (Ouazzani et al. 1998). Ce contexte est bien différents de celui du volcanisme de l'Anti-Atlas au sud-est du Tizi-n'Test daté du Cambrien inférieure et attribué à une phase d'extension intraplaque continentale (Badra et al., 1992; In Ouazzani et al., 1998).

DEUXIÈME PARTIE

LE MÉTAMORPHISME

I- Introduction:

Les terrains paléozoïques du Haut Atlas occidental, qu'inclue la zone d'étude, sont affectés par un épisode de métamorphisme régional du bas degrés, du type épizonal (Prost, et al.; In Ouazzani et al., 1998), contemporain de la première phase de déformation hercynienne synschisteuse majeure d'âge namuro-westphalien (In Cornée et al., 1990).

Dans le secteur étudié, un deuxième épisode de métamorphisme de contact vient s'imprimer sur le précédent, se localise à proximité du massif intrusif du Tawrirt, il est matérialisé par des cornéennes et des schistes à minéraux de métamorphisme (biotite, staurotide et grenat).

Nous signalons que l'auréole de métamorphisme thermique se limite essentiellement à l'encaissant sud-ouest du granite. Les terrains ordoviciens ne présentent ni de minéraux de métamorphisme ni de cornéennes dans la bordure nord-est du granite, pourtant notre étude métamorphique va se consacrer exclusivement à la bordure sud-ouest du massif intrusif du Tawrirt.

II- Travaux antérieurs:

On note une rareté de travaux effectués dans le secteur d'étude. De notre part, on va signaler les principales conclusions de El Archi, (1989). Ce dernier a défini dans l'encaissant sud-ouest de l'intrusion la zonéographie suivante (**Fig.** 14); du contact granitique vers les zones externes:

- Zone à biotite + staurotide ± grenat.
- Zone à biotite +grenat ± staurotide.
- Zone à biotite + grenat.
- Zone à biotite + chlorite.

La bande schisteuse de l'encaissant sud-ouest est attribuée dans le secteur d'étude aux micaschistes grenatifère et à staurotide (staurotide + grenat + biotite + muscovite + quartz + chloritoïde +/- chlorite +/- feldspaths). En ce qui concerne le faciès métamorphique, le paragenèse métamorphique définit dans l'encaissant schisteux de la bordure sud-ouest du granite correspondant à la limite supérieure du faciès des schistes verts et limite inférieure du faciès des amphibolites.

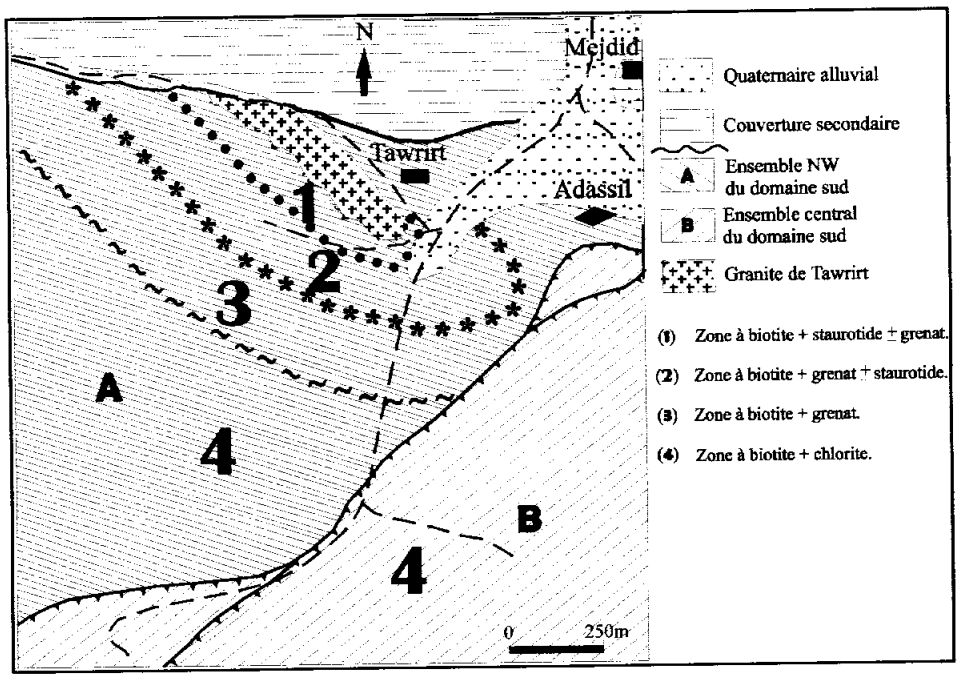


Fig. 14: Zonéographie de métamorphisme de contact autour du granite de Tawrirt (d'après El Archi, 1989)

III- Aperçu sur la pétrographie, géochimie de l'intrusion du Tawrirt:

1- Pétrographie et analyses modales:

A l'affleurement, un seul faciès de granite ayant été identifié (El Archi, 1989), de couleur gris clair, équigranulaire. Le degré de l'altération est forte donnant à la superficie de la roche, de l'arène par désagrégation des feldspaths et altération des micas. Deux sortes d'enclaves ont été repérées au sein du granite, il s'agit des enclaves microgrenues sombres et des xénolithes.

Le granite de Tawrirt montrent une texture grenue porphyrique, en ce qui concerne la minéralogie, elle se compose de:

- ◈ paragenèse primaire : quartz, plagioclase (An 30-20), feldspath potassique, biotite, muscovite;
- ◈ paragenèse secondaire : muscovite, chlorite, séricite;
- ◈ minéraux accessoires : ils sont représentés par des opaques, des oxydes, de l'apatite et du zircon.

L'ordre de cristallisation décroissant est le suivant: zircon – apatite – plagioclase – biotite – muscovite - feldspath potassique - quartz (El Archi, 1989).

Selon le même auteur, la représentation des différents échantillons analysés, dans le diagramme QAP de Streckeisen (1976) (In El Archi, 1989) a permis de situer l'intrusion de Tawrirt dans le domaine des granites (**Fig.** 15).

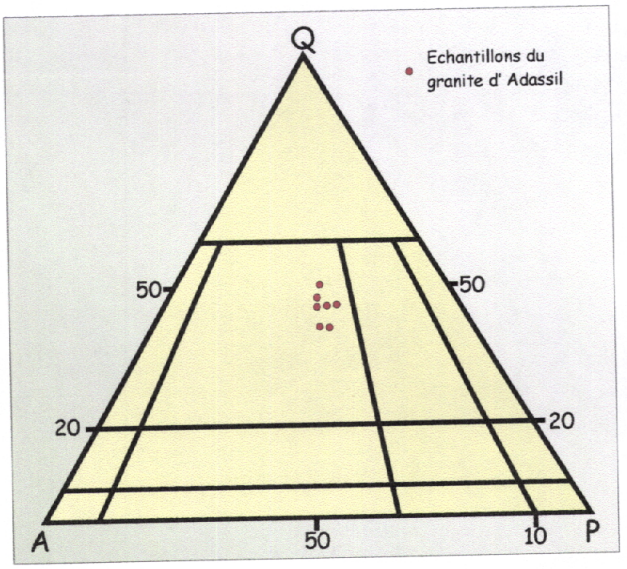


Fig. 15: Diagramme QAP de Streickeisen (1976) (In El Archi, 1989, modifié) des échantillons types de l'intrusion de Tawrirt

2- Datation et origine du pluton de Tawrirt:

Dans ce paragraphe on va exposer les différents résultats obtenus par El Archi, (1989). L'étude sera consacrée à l'analyse géochimique des échantillons en provenance du granite de Tawrirt (Tableau I) par la méthode Rb/Sr. Les différents résultats sont reportés sur le diagramme de la figure 16.

Échantillon	Pétrographie	Rb.ppm	Sr.ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
ET B	Granite à deux micas	106,8	204,6	1,51	0,71396
ET A	Granite à deux micas	88,8	147,4	1,74	0,71461
ET A1	Granite à deux micas	59,4	93,9	1,83	0,71489
ET e	Granite à deux micas	90,5	144	1,82	0,71507
ET b	Granite à deux micas	96,3	174	1,6	0,71405

Tableau I: Résultats analytique obtenus par la méthode Rb-Sr. sur roche totale du massif de Tawrirt (d'après El ARCHI, 1989)

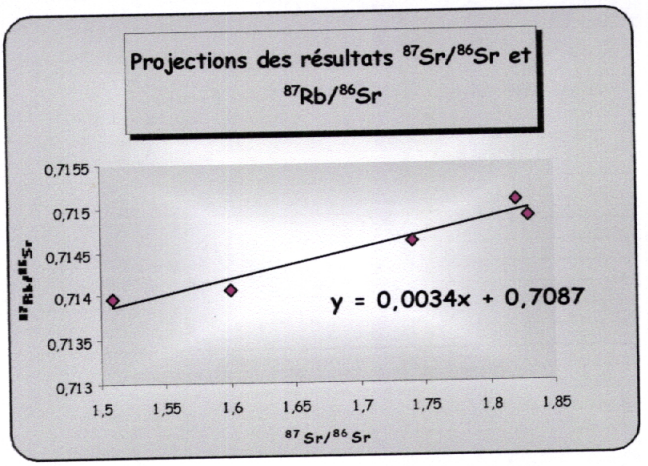


Fig. 16: Diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction $^{87}Rb/^{86}Sr$ pour les échantillons analysés représentatifs de l'intrusion de Tawrirt (d'après El Archi, 1989)

Les points représentatifs des échantillons analysés du granite de Tawrirt, dans le diagramme de la figure 16 montre une légère dispersion des points autour de la droite représentative de la fonction (y=0,0034x+0,7087), cette allure générale de la droite corresponde à un âge de 210 Millions d'année.

D'après le même auteur, "cet âge n'a pas de signification géologique puisque ce granite est hercynien, mais il correspond plutôt à l'âge de l'ouverture du système étudié. Cette ouverture ne peut être expliquée que par une circulation hydrothermale très importante ou il pourrait être lié à l'extension au début d'ouverture de l'Atlantique".

3- Enclaves du massif

Deux types d'enclaves ont été observés dans l'intrusion du Tawrirt, les enclaves d'origines probablement sédimentaires sont attribuées comme enclaves d'encaissants ou xénolithes et enclaves magmatiques microgrenus sombres.

◈ **Enclaves microgrenues sombres**: Ce sont des enclaves de couleur noire, sombres de taille centimétrique, étirées suivant l'allongement général du pluton et présentant un contact net et franc avec leur matrice granitique. Elles représentent probablement des enclaves pneumatolytiques relationnées avec les recristallisations tardives du magma.

◈ **Enclaves d'encaissant**: c'est ce qu'on appelle communément des xénolithes. A travers le massif granitique, on rencontre qu'un seul type d'enclaves vraisemblablement incorporées dans le magma granitique lors de sa mise en place. Il s'agit de bandes de roches d'épaisseur moyenne allant jusqu'à un mètre et demi (1,5 m), de couleur brune verdâtre, à texture légèrement friable, difficiles à cartographier à cause de leur faible extension et épaisseur. Ces enclaves sont aussi rencontrées

localement au contact SW du granite sous forme de bancs centimétrique à pendage SW ou en lentille de dizaines de centimètres, étirée le long de l'interface granite / encaissant.

4- Comparaison du massif de Tawrirt avec quelques massifs du Haut-Atlas occidental:

Le complexe granitique de Tichka s'est mis en place à la base de la série paléozoïque (Cambrien inférieur), à proximité de l'accident décrochant de Tizi-n'Test. La schistosité régionale passe localement en continuité géométrique avec la fabrique planaire du massif du Tichka. Sa mise en place est considérée comme contemporaine de l'événement tectonométamorphique hercynien ayant affecté la base du paléozoïque (Jouhari, 1989).

La déformation ductile, observée dans le granite d'Azegour, outre son contrôle de la distribution de la déformation dans la zone de son influence thermique, permet de conclure à une mise en place syntectonique (In Aït Ayad, 2000 (b)).

Les intrusions de Wirgane considérées comme anté à tardi-cinéamatique, se sont mises en place au sein de la zone d'accident du N'Fis correspondante à une zone de cisaillement ductile hercynienne transcurrente (Eddif, 1998).

En vue de l'absence des études poussées sur le granite de Tawrirt notamment géochimiques pour conclure sur son origine, il est clair qu'il partage quelques caractères principaux avec d'autres massifs hercyniens en ce qui concerne sa modalité de mise en place:

- le caractère syntectonique des massifs hercyniens est relationné avec leur mise en place dans des zones de cisaillement ductile;
- l'affleurement dans les séries du paléozoïque inférieur, à proximité des accidents hercyniens.

TROISIÈME PARTIE

ANALYSE STRUCTURALE DE LA DÉFORMATION DANS LE SECTEUR D'ADASSIL

I- Introduction:

L'étude lithostratigraphique des principales unités du secteur d'étude, a révélé trois unités qui sont d'âge Cambrien inférieur, Cambrien moyen probable et Ordovicien, attribués respectivement aux terrains volcano-détritiques, des schistes à minéraux de métamorphisme de l'encaissant sud-ouest du granite de Tawrirt et des schistes à intercalation grauwackeuse (schistes bioturbés).

Le secteur d'étude appartient au Haut-Atlas occidental paléozoïque, ce dernier représente le fragment le plus méridional de la méseta occidentale, affecté au Westphalien par l'orogenèse hercynienne et exhumée lors des surrections tardi-hercyniennes et atlasiques (Schaer, 1964; Proust et al., 1977; In Cornée et al., 1987).

Du fait de la structuration complexe du secteur d'étude et de la difficulté d'établir des structures d'interférences à l'échelle d'affleurement, on procède à l'attribution des structures à la déformation hercynienne synschisteuse précoce, quand on vérifie d'une manière claire les relations qui existent entre la stratification et la schistosité (S_1). Celles-ci se trouvent rarissimes au fur et à mesure qu'on se déplace du sud vers le nord dans les terrains d'âge Cambrien inférieur. Au contraire de ces dernières, la relation entre la schistosité et la stratification est très claire dans les terrains ordoviciens.

En vue du caractère hétérogène de la déformation en se déplaçant du sud vers le nord, ainsi que de l'est vers l'ouest du secteur d'étude, des anomalies locales liées à la mise en place du granite de Tawrirt et le fonctionnement des zones de cisaillement de direction N60°-70° et N120°-140°, et pour simplifier la description, nous proposons de distinguer deux zones principales, nord et sud, par rapport à la faille d'Adassil qui constitue le prolongement ouest de la faille d'El Medinat (**Fig**. 17).

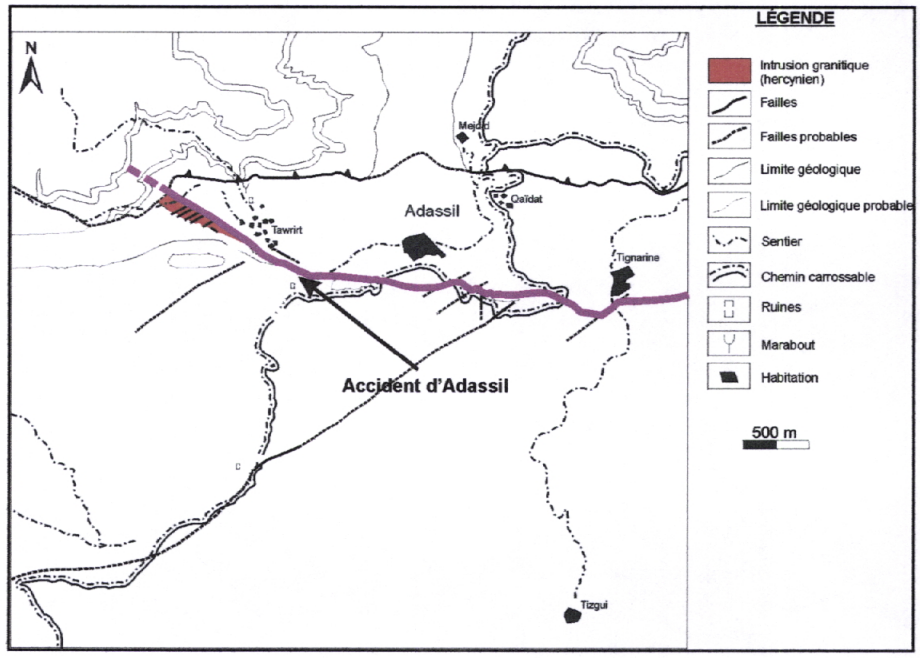


Fig. 17: Carte géologique schématique du secteur étudié, montrant la localisation de l'accident d'Adassil.

II- Analyse géométrique et cinématique:

II-1- Déformation de l'encaissant:

La déformation principale dans le secteur étudié, est la déformation majeure synschisteuse. Il s'agit de la seule structure pénétrative qui s'imprime dans le secteur d'étude mais aussi à l'échelle du Haut-Atlas occidental. Elle est responsable de la genèse de schistosité (S_1), des linéations et des plis.

L'intensité de la déformation augmente du sud vers le nord à l'approche de l'encaissant sud-ouest du granite de Tawrirt.

A fin de comprendre la répartition des structures et des microstructures dans l'encaissant paléozoïque, on a procédé à une subdivision du secteur d'étude en zone sud et nord par rapport à la faille d'Adassil.

Une étude statistique a été entreprise dans le secteur d'étude afin de corréler les différentes donnés de mesures relatives aux structures planaires et linéaires avec l'analyse structurale effectuée dans le secteur d'étude.

A- Les structures mésoscopiques:

La déformation synschisteuse dans le Haut-Atlas occidental est d'âge post-viséen supérieur à anté-stéphanien (Cornée et Ferrandini, 1985). Elle affecte l'ensemble des terrains primaires, y compris le Viséen supérieur dans la méseta marocaine.

Cet événement a donné naissance à différentes structures (schistosité, plis et linéations).

A-1- La schistosité (S_1):

Il s'agit de la seule structure pénétrative dans le secteur étudié. Elle représente la schistosité de flux (marquée par l'orientation préférentielle des minéraux parallèlement aux plans de schistosité et en tous les points de la roche. In Foucault et Raoult, 1988). Les différentes mesures relatives à la S_1 sont reportées dans les cartes de répartition de la schistosité (**Fig.** 18a et 18b).

L'analyse de la carte des trajectoires de schistosité dans l'ensemble de la région d'étude nous a permis de lever quelques constatations du point de vue directionnelle (**Fig.** 19a et 19b).

A-1-1- Au sud de la faille d'Adassil:

On assiste à un changement du point de vue directionnelle des trajectoires de schistosité du sud vers le nord à l'approche de la faille d'Adassil. Les plans de schistosité ont des directions NE-SW dans la zone sud du secteur d'étude, vers le nord, elles prennent généralement des directions

proches de WNW-ESE à NW-SE subparallèle à la faille d'Adassil, localement parallèle à l'allongement du granite de Tawrirt.

Quelques anomalies de point de vue directionnelles manifestées par des courbures de schistosité de part et d'autre des plans de direction N60°-70° sont compatibles avec un jeu sénestre des plans de cisaillement N60°-70°.

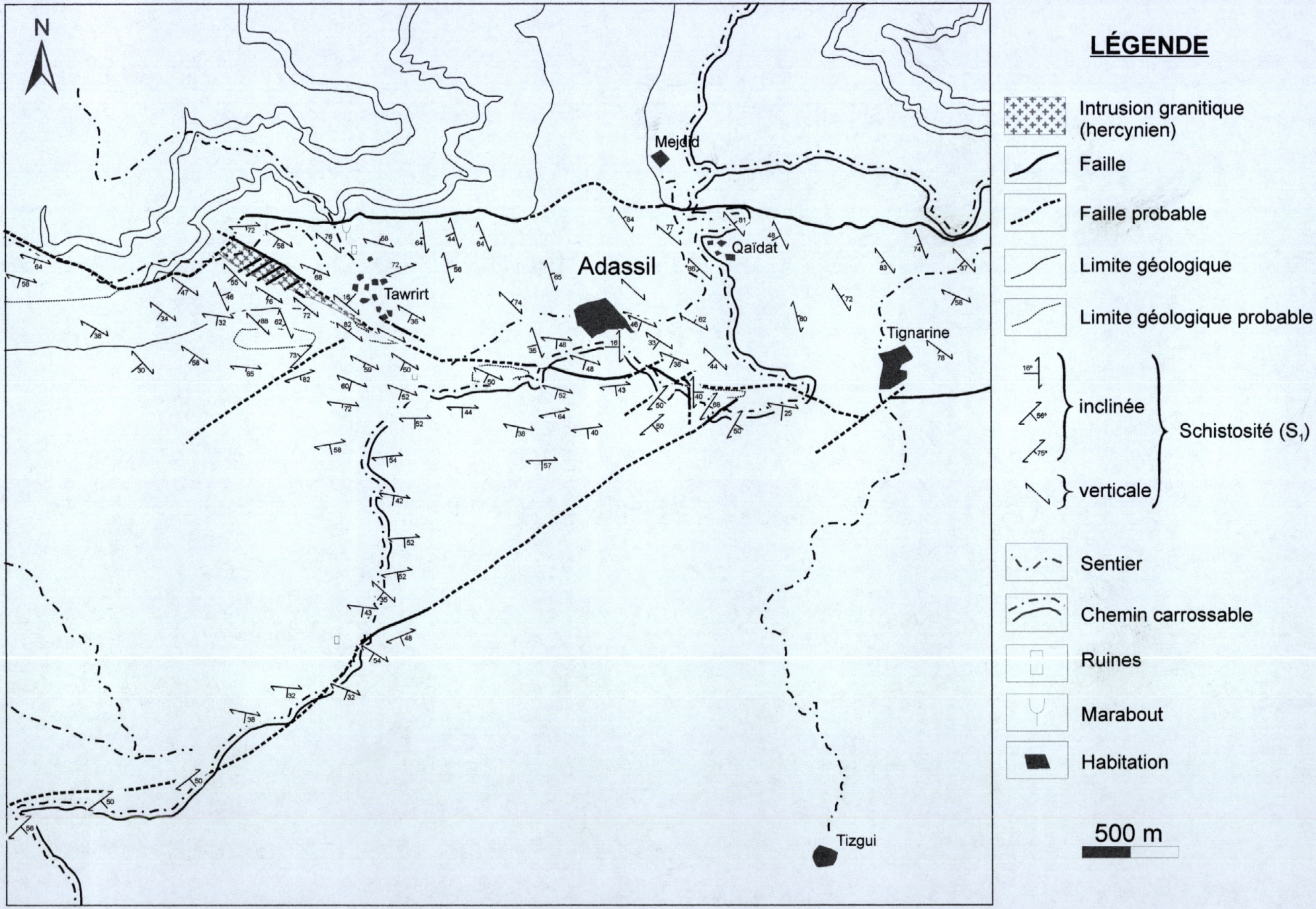
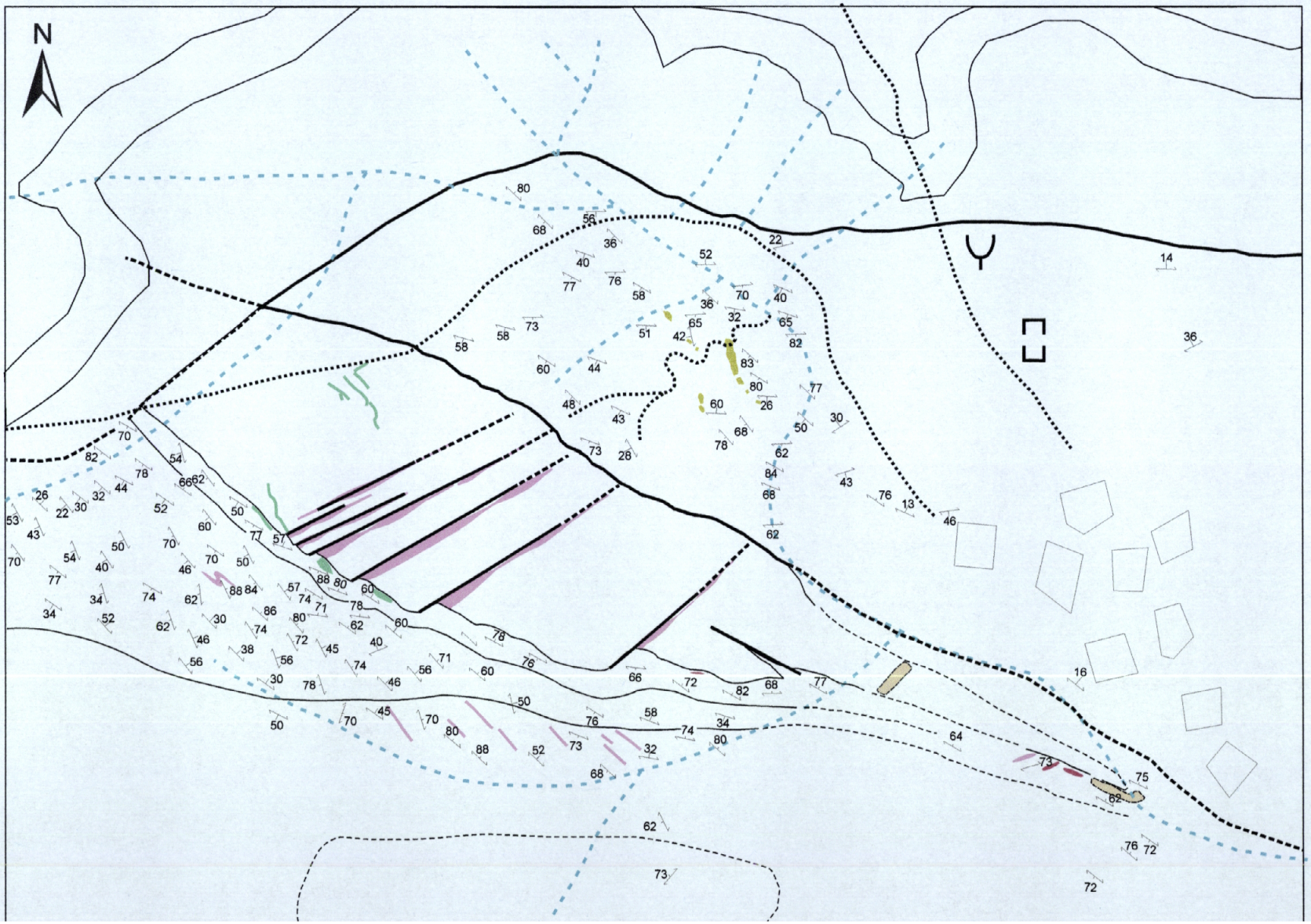


Fig. 18a: Carte de répartition de la schistosité (S_1)



LÉGENDE

- Filons du quartz
- Lentilles de roches jaunes
- Roches sous forme d'enclaves et lentilles dans le contact
- Lentilles de nature amphibolitique
- Lentilles de nature granitique
- Limite géologique
- Limite géologique probable
- Faille
- Faille probable
- Schistosité inclinée (16, 46, 70)
- Schistosité verticale (90)
- Sentier
- Cours d'eau
- Habitat
- Références topographiques

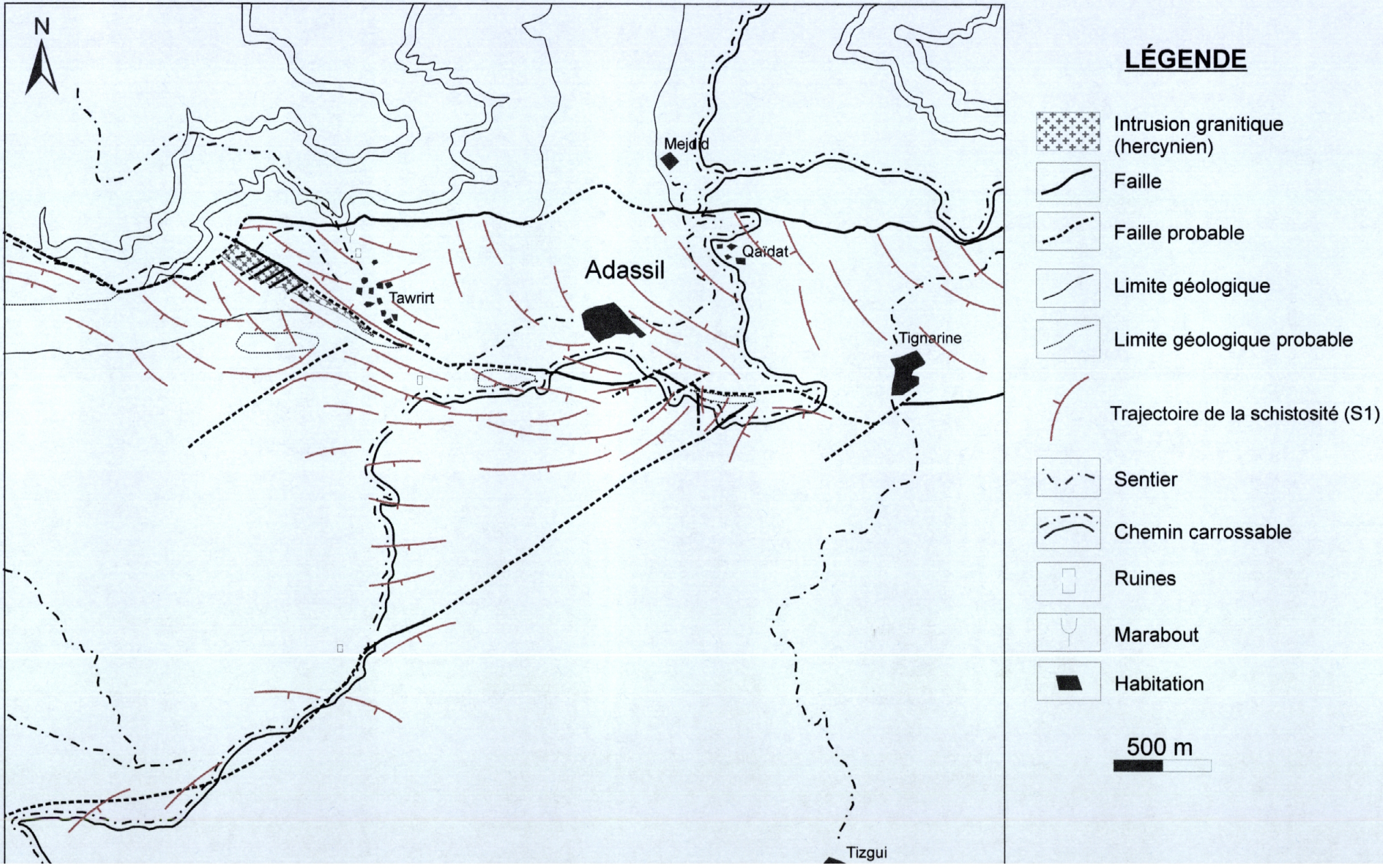

N
Mejdid
Qaïdat
Adassil
Tawrirt
Tignarine
Tizgui
LÉGENDE
Intrusion granitique (hercynien)
Faille
Faille probable
Limite géologique
Limite géologique probable
Trajectoire de la schistosité (S1)
Sentier
Chemin carrossable
Ruines
Marabout
Habitation
500 m

Fig. 19b: Carte de détail des trajectoires de schistosité(S_1)

Des valeurs proches de N20°-50° repérées à l'est du village d'Adassil et dans la zone sud du secteur étudié, sont relationnées avec l'existence d'une zone de cisaillement cartographique de direction N60°-70° déjà évoquée par El Archi, (1989).

Dans les schistes de l'encaissant sud-ouest du massif granitique, la direction de schistosité est d'environ N120°-140°, direction subparallèle localement à l'accident d'Adassil et à l'interface granite / encaissant. Elle est sujette à des fluctuations dans les trajectoires de schistosité dues à des zones de cisaillement de direction N60°-70° (**Fig.** 19b). Dans ces terrains, on note la difficulté d'établir des relations existant entre la stratification et la schistosité en raison d'une forte déformation conduisant à la transposition quasi-complète des structures suivant la direction N120°-140°.

On constate aussi que la schistosité régionale dans les roches cornéennes au sud-ouest du massif granitique moule généralement l'interface granite / encaissant décalée par des accidents N60°-70°. La relation schistosité / zones de cisaillement se voit tantôt à l'échelle d'affleurement, tantôt à l'échelle de lame mince (Voir: Structures microscopiques).

La projection stéréographique des différentes mesures brutes de schistosité (S_1) dans les différents terrains du secteur d'étude est effectuée par des diagrammes des contours de densité (**Fig.** 20). Elle nous a permis de relever les constatations suivantes:

◈ Dans la zone sud du secteur étudié, on vérifie dans le stéréogramme (E) qu'il y a une concentration maximum bien définie des pôles correspondant aux plans de schistosité S_1, qui est proche de l'attitude moyenne 60° au N315°. Celle-ci correspond à des plans N45° 30°SW totalement conforme à la vergence des plis P_1 vers le NW dans la zone sud du secteur étudié. On note que ces structures se disposent à proximité d'une zone de cisaillement cartographique de direction N60°-70°.

◈ À l'est de la ligne matérialisant la vallée El Mal, les différentes mesures concernant la schistosité S_1 (la seule structure pénétrative observée dans les volcano-détritiques) sont représentés par le stéréogramme (G). On détermine dans celui-ci, une zone de concentration maximum dont les attitudes varient entre des valeurs de 30° au N356° et 32° au N28° qui correspondent respectivement à des plans N86° 60°S et N118° 58°SW. Une autre zone de concentration de moindre importance est révélée par le stéréogramme (G) dont les attitudes se distribuent entre deux valeurs 20° au N300° et 36° au N322° correspondant respectivement à des plans de direction N30° 70°SE et N52° 54°SE.

Ces résultats révèlent la concomitance de deux directions principales, l'une est de WNW-ESE à E-W et l'autre est proche de NE-SW. Il s'agit d'une zone qui se situe dans la transition entre deux zones de cisaillement cartographique l'une correspondante à la faille d'Adassil de direction générale

N120°-140° (matérialisant une ligne passant à proximité du village de Tignarine, Adassil et Tawrirt) et l'autre de direction N60°-70° (elle passe à proximité du village de Tignarine et continue vers le SW du secteur d'étude).