UNIVERSITÉ MOHAMMED V – AGDAL

FACULTÉ DES SCIENCES

Rabat

N° d'ordre : **2704**

THESE DE DOCTORAT

Présentée par

Youssef RADDI

Discipline : Géologie
Spécialité : Géologie appliquée

EVOLUTION TECTONIQUE POLYCYCLIQUE A LA MARGE DU CRATON OUEST-AFRICAIN : LE MASSIF DE L'OUGNAT

(ANTI-ATLAS ORIENTAL, MAROC)

Soutenue le 15 Mars 2014 devant le jury composé de :

Président :		
Mohammed ZAHRAOUI	**Professeur**	Faculté des Sciences – Rabat
Examinateurs :		
Lahsen AIT BRAHIM	**Professeur**	Faculté des Sciences - Rabat
Driss OUKEMENI	**Professeur**	Faculté des Sciences - Rabat
Lahsen BAIDDER	**Professeur**	Faculté des Sciences – Ain Chok- Casablanca
Abderahmane SOULAIMANI	**Professeur**	Faculté des Sciences Semlalia– Marrakech
Invités		
André MICHARD	**Professeur Emérite**	Ecole Normale Supérieur, Paris– France
Christian HOEPFFNER	**Ex Professeur**	Faculté des Sciences - Rabat
Ech Charki RJIMATI	**Chef division patrimoine géologique**	Ministère Energie Mines- Rabat
Larbi TABIT	**Ex Directeur par intérim Géologie**	Ministère Energie Mines- Rabat

Faculté des Sciences, 4 Avenue Ibn Battouta B.P. 1014 RP, Rabat – Maroc
Tel +212 (0) 37 77 18 34/35/38, Fax : +212 (0) 37 77 42 61, http://www.fsr.ac.ma

Avant Propos

Les travaux présentés dans cette thèse ont été réalisés au sein de l'UFR : Géoenvironnement, Risques naturels et Génie littoral, sous la direction du Professeur Lahsen AitBrahim, responsable de l'équipe GEORISK (Risques Géologiques, Télédétection SIG et développement durable), Département des Sciences de la Terre à la Faculté des Sciences de Rabat, Université Mohammed V –Agdal Rabat en collaboration avec Monsieur André Michard Professeur émérite à l'école Normale Supérieur de Paris.

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer mes vifs remerciements à Monsieur ***Lahsen AIT BRAHIM****, Professeur de l'Enseignement Supérieur à la Faculté des Sciences de Rabat, qui m'a proposé ce sujet de doctorat et m'a accordé sa confiance et son soutien tout au long de ces travaux menés sous sa direction (surtout pendant les moments difficiles). Spécialiste dans le domaine de la géologie et de la structurale du Maroc, il m'a bénéficié de ses connaissances et sa longue expérience surtout dans l'analyse des déformations tectoniques et la reconstitution des paléocontraintes. Il a su assurer avec délicatesse et rigueur le développement de l'esprit d'ingénieur (ma formation d'origine) et les exigences de la recherche scientifique académique appliquée. Je le remercie pour sa patience, sa disponibilité et surtout son indulgence dans la gestion du thème de ma thèse (surtout lors des premières versions). J'ai été honoré de travailler sous sa direction. Qu'il trouve ici le témoignage de ma grande reconnaissance pour les sacrifices dont il a fait preuve durant ces années de recherche.*

Je remercie Monsieur ***André MICHARD, Professeur émérite à l'école Normale Supérieur de Paris****, Imminent et grand spécialiste à l'échelle internationale de la géologie du Précambrien et du Paléozoïque et plus particulièrement de la géologie du Maroc pour sa collaboration et son encadrement aussi bien sur le terrain qu'au moment de la rédaction de ma thèse en 2013. Dès 2004, j'ai appris beaucoup avec lui lors des sorties sur le terrain dans le cadre du plan national de cartographie géologique (PNCG) avec le Service Géologique de Midelt. En 2013, Malgré ses nombreuses préoccupations, il m'a accordé le temps nécessaire pour me faire profiter de ses connaissances et sa longue expérience dans le domaine de l'Anti Atlas pour que je puisse mener à bien la rédaction de ma thèse. J'ai été honoré de collaborer avec un aussi grand spécialiste. Qu'il trouve ici le témoignage de ma grande reconnaissance pour son aide, ses encouragements et sa disponibilité.*

Je voudrais témoigner ma plus vive reconnaissance à Monsieur ***Mohamed ZAHRAOUI,*** *Professeur de l'Enseignement Supérieur à la Faculté des sciences de Rabat, grand spécialiste de la géologie du Précambrien et du Paléozoïque au Maroc d'avoir accepté de me faire l'honneur de* ***présider le jury de cette thèse*** *malgré ses nombreuses préoccupations d'enseignement et de recherche. Je le remercie infiniment.*

Je remercie Monsieur ***Driss OUKEIMENI****, Professeur de l'Enseignement Supérieur à la Faculté des Sciences de Rabat* ***(Rapporteur interne****), grand expert de la géologie du Maroc et du domaine paléozoïque. Ses remarques pertinentes, très constructives et les corrections effectuées, m'ont permis d'améliorer la qualité de ce mémoire. Je le remercie vivement pour m'avoir fait l'honneur de faire partie de ce jury.*

Je remercie Monsieur ***Christian HOEPFFNER*** *,Ex-Professeur de l'Enseignement Supérieur à la Faculté des Sciences de Rabat* ***(examinateur),*** *Imminent et grand spécialiste de la géologie du Précambrien et du Paléozoïque au Maroc pour l'honneur de faire partie de ce jury.*

J*e témoins ma gratitude à Monsieur* ***Lahsen BAIDDER****, Professeur à la Faculté des Sciences de Ain Chok, Université Hassan II de Casablanca, grand spécialiste de la géologie du Précambrien et du Paléozoïque du Maroc qui a accepté d'être* ***Rapporteur de ma thèse*** *et pour son aide et son encouragement durant plusieurs années.*

Monsieur ***Abderrahmane SOULAIMANI,*** *Professeur de l'Enseignement Supérieur au Département des Sciences de la Terre de la Faculté des Sciences de Semlalia à Marrakech, Université Qadi ayad (examinateur externe) , grand spécialiste de la géologie du Précambrien et du Paléozoïque du Maroc. Je le remercie vivement pour m'avoir fait l'honneur de faire partie de ce jury*

Mes remerciements les plus respectueux vont à Monsieur ***Ech Charki RJIMATI*** *Chef de division du patrimoine géologique au Ministère de l'Energie et des Mines, Rabat (invité) pour son aide et ses encouragement durant plusieurs années et l'honneur de faire partie de ce jury*

J*e témoins ma gratitude et m'a reconnaissance à Monsieur* ***Larbi TABIT ,*** *Ex Directeur par intérim de la Géologie au Ministère de l'Energie et des Mines, Rabat. Il est à l'origine de la poursuite de mes études supérieurs par la préparation de mon DESA et mon inscription en Doctorat à la faculté des Sciences de rabat. je n'oublierai jamais ses encouragements et ses aides. Je le remercie vivement pour m'avoir fait l'honneur de faire partie de ce jury*

M*es remerciements vont également à Madame* ***Colette DERRE et Michel LECOLLE*** *avec lesquels j'ai effectué plusieurs missions de terrains sur le précambrien du secteur ainsi que pour leur accueil au laboratoire de pétrographie à la Faculté des Sciences de Jussieu de l'université Pierre et Marie curie de Paris.*

J*e garde un heureux souvenir du soutien de* ***Mr. BOUAZZA*** *du Ministère de l'Energie et des Mines lors d'une mission de terrain. Merci pour sa collaboration, sa gentillesse et son aide dans les moments difficiles.*

J*e pense aussi à tous ceux qui m'ont aidée de près ou de loin dans mes recherches, entre autres le Professeur* ***Larbi BOUDAD*** *de la faculté des sciences d'Errachidia.*

E*nfin, au-delà de l'aide scientifique, je ne saurais oublier le soutien et la sympathie que m'ont témoignés tous ceux que j'ai côtoyé pendant ma thèse :* ***Mohamed TAHIRI, Mohamed HADDAN, Mohamed BELGHITI*** *pour tous leurs encouragements, leur bon humour de tous les jours.*

M*erci à toute ma famille pour la confiance qu'elle m'a toujours accordée, pour ses encouragements et son soutien en tous moments.*

Enfin, sans citer chacun par son nom, mes remerciements vont individuellement à mes très chers amis, mes collègues de travail, mes professeurs, qui m'ont soutenu tout au long de la préparation de cette thèse.

Evolution Tectonique Polycyclique a la Marge du Craton Ouest-Africain : le Massif de l'Ougnat, (Anti-Atlas oriental, Maroc)

Résumé : Sur le plan stratigraphique l'un des résultats important est la mise en évidence des discordances au sein du groupe de Ouarzazate, lui-même discordant sur le groupe de Saghro. Le groupe de Ourzazate est subdivisé en quatre ensemble englobant de nouvelles intrusions et une nouvelles chronologie relative de mise en place: 1)-Trois formations volcaniques acides effusives aériennes la formation de Tamerzaga ; la formation de Bou Naga et la formation d'Awja n Aissa, 2) -Deux niveaux volcano-sédimentaires intercalaires Vs1 et Vs2., 3)-Des Granodiorites et une vaste intrusion de dacites/rhyo-dacites, 4) -Une série basique de coulées et d'intrusions hypovolcaniques. Dans la série paléozoïque, de nombreuses discordances syn sédimentaires ont été mises en évidence (certaines pour la première fois) dans la série paléozoïque de l'Ougnat, elles soulignent le caractère instable de ce domaine.

Première Orogenèse Tardi Panafricaine qui a structuré le socle en plis sub-isoclinaux à déjetés, admettant une foliation de plan axial N20/30 à fort pendage NW et développés en climat de métamorphisme épizonal lors de la dernière phase panafricaine, vers 570 Ma. Cette structuration, corrélée à celle des boutonnières du massif du Saghro, suggère un régime de transpression dextre en bordure du craton ouest-africain ;

Par la suite, une période strictement extensive est enregistrée dans le massif précambrien de l'Ougnat et sa couverture paléozoïque jusqu'au carbonifère : Dans le Groupe d'Ouarzazate, c'est d'abord une extensive E-W à l'origine de horsts et de grabens sub-méridiens (cette distension est aussi signalée dans le Saghro et dans l'Anti Atlas en général), puis NW-SE à l'origine de la mise en place des ignimbrites.

Cette distension se poursuit durant tout le Paléozoïque (Ordovicien, Dévonien moyen et supérieur et au cours du Viséen), avec des intensités variables .

Une seconde orogenèse a été étudiée, celle de l'Hercynien avec une compression NE-SW responsable de l'inversion partielle ou totale des paléoreliefs dans l'ougnat (l'anti Atlas oriental), comme dans la chaîne de l'Ougarta où elle a pu être datée du Stéphano-Autunien.

Par la suite, l'évolution tectonique polycyclique du massif de l'ougnat où les chaînes de l'Anti-Atlas et de l'Ougarta se rencontrent va connaitre un magmatisme phanérozoïque avec une discrimination des événements magmatiques paléozoïques de ceux du protérozoïque. Des intrusions qui recoupent tout le paléozoïque présentent des caractères similaires au volcanisme de la Province Magmatique de l'Atlantique central. Enfin, des indices du volcanisme néogène sont possibles, notamment des lamprophyres mis en place dans des affleurements ordoviciens et qui présente des caractères pétrographiques similaires à ceux du volcanisme néogène de Saghro.

Mots-clefs (5) : Massif de l'Ougnat, Précambrien, Paléozoïque, Tectonique Tardi-panafricaine, Hercynienne, Magmatisme.

Abstract: *This work is based on the geological mapping of the two quadrangles of Bou Adil and Oukhit, scale 1:50,000, covering the Ougnat inlier in the eastern Anti Atlas. This area exposes both the Precambrian basement and the overlying Paleozoic formations. We collected new data on the stratigraphy (Ediacaran to Early Carboniferous), on the petrology of igneous rocks, very abundant in the upper Ediacaran and Middle Cambrian, and on the tectonics of the end of the Pan-African orogeny and of the whole Hercynian cycle (synsedimentary extensional tectonics and paroxysmal compressive tectonics).*

The substratum (Saghro Group), Lower Ediacaran in age, is formed of a thick series of metapelite, quartzite and metagreywacke involved in sub-isoclinal folds with a N20E-trending, NW-ward steeply dipping axial plane foliation. Folding occurred in upper greenschist facies metamorphic conditions during the last Pan African phase, about 570 Ma ago. This structure, correlated with that of the Saghro inliers suggests a regime of dextral transpression along the northern boundary of the West African Craton.

The overlying Ouarzazate Group, Upper Ediacaran in age, begins with colluvial breccias strongly discordant onto the Saghro Group folds. Three-rhyo-ignimbritic volcanic formations have been distinguished, from bottom to top, i) Tamerzaga formation, ii) Bou Naga formation, not individualized so far, and iii) Aouja n'Aissa formation. Two volcano-sedimentary members were distinguished in the former " Ouin Oufroukh series" (Paile, 1983).

Some intrusions have been identified for the first time, for others we proposed a change to their relative age, or about the way of emplacement: i) the granodiorite previously considered intrusive in the base of Tamerzaga formation is also intrusive in the "Volcano-sedimentary 1" and the Bou Naga formation; ii) the alleged andesite in the Tamerzaga formation rather corresponds to a protrusion of dacite and rhyodacite intrusive in the Bou Naga formation ; iii) a mafic complex (dolerite, porphyry dolerite, gabbro and monzogranite) was identified and mapped. It is attributed to the last stage of the Ouarzazate Group accumulation, based on the disappearance of the dolerite dykes below the Lower Cambrian in the west of Oukhit.

The tectonics that affected the Ouarzazate Group before the Cambrian is extensional or transtensional, and contributed with erosion on the destruction of the mountain belt formed at the expense of the Saghro Group. There are two Late Ediacaran extensional episodes: i) a first E-W to WNW-ESE extension has created sub-meridian horsts and grabens, where accumulated the Tamerzaga and Bou Naga formations, with the granodiorite and dacite-rhyodacite intrusions. This distension is also reported in the Saghro and the Anti Atlas in general; ii) a second extension directed NW-SE resulted in the emission of the Aouja n'Aissa rhyo-ignimbrites, coeval with the activity of normal faults trending N30 to N40; this extension has also guided the development of the mafic complex in the south of the inlier.

In the Paleozoic series, many synsedimentary unconformities were identified (some of them for the first time); they make clear the unstable character of the area for a large part of the Hercynian cycle, especially during the Lower and Middle Cambrian, during the Ordovician, and more strongly during the Middle Upper Devonian and the Visean. This instability is related to an extensional tectonics affecting the metacratonic substratum of the whole Anti-Atlas. The intracontinental distension, already obvious in the top of Proterozoic (see the various systems of dykes, especially N30-40), is marked in the Cambrian by an important intraplate alkaline volcanism. Distension went on throughout the Paleozoic, with varying intensity; it is similar to that described in the central and western Anti-Atlas and appears to be coeval with the extensional episodes recognized in the Meseta area. The role of extensional tectonics in the substratum and the permanence of active structures are evidenced by various sedimentary controls (variations in

thickness and facies, presence of particular facies such as seismites) and abundant volcanism. However, the chaotic facies that was attributed in some cases to paleofaults are now currently related to the Hirnantian glaciation.

During the Variscan orogeny, deformation occurred through total or partial inversion of the normal paleofaults and relative horizontal displacements of the tilted blocks; the cover detached from the substratum on various incompetent levels. Folding is concentrated along the reactivated faults and within some sheared minor blocks. During the orogenic period, compression along the NE-SW horizontal axis has been dominant as in the neighbouring Ougarta Chain where it is dated from the Stephano-Autunian. This late Variscan compression interferes with the regional compression oriented NNW-SSE in the central Anti-Atlas, and related to the collision of Meseta block against Gondwana by the end of Westphalian.

The Middle Cambrian magmatism is partly intrusive (sills, dykes), but mostly protrusive (large intersecting massive), with some effusive lava flows. It is an intraplate alkaline volcanism similar to that of J. Boho in the central Anti-Atlas, but younger (~ 520 Ma instead of 529 ± 3 Ma at J. Boho). This time lag evokes that observed between the marine transgression in the west, at about 540 Ma, and his arrival in the east at ca. 530 Ma.

Some sills and dykes can be ascribed to the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) magmatism, ca. 200 Ma, such as the sills and dykes of olivine dolerite and the lamprophyre in the Precambrian substratum, in the Cambrian and in the lower Ordovician. Other lamprophyre dykes and sills in the Paleozoic, a brecciated dyke with brown hornblende, pyroxene and olivine, and the stocks of olivine dolerite, characterized by a small alteration of ferromagnesian minerals and feldspars, were ascribed to the Neogene volcanism, well represented in the J. Saghro.

During the Mesozoic and the Cenozoic, this region has suffered only weak movements, mostly with dominant vertical component. These are successively: i) the post-Hercynian distension, which opened the Atlas and Atlantic margin Triassic-Jurassic basins (breakup of Pangea). ii) the Jurassic-Cretaceous uplift, resulting in the unconformity of the Lower Cretaceous continental red beds; this uplift concerned most of Morocco and can be ascribed to a hot mantle anomaly (Frizon de Lamotte et al., 2009); iii) the relaxation and moderate subsidence during the Upper Cretaceous-Eocene, allowing marine deposits to occur to all over Anti-Atlas domain in relation with the Cenomanian-Turonian high stand ; iv) the Anti-Atlas bulge, that formed contemporary with the uplift of the High Atlas, backlash of the Alpine compression. However, part of the regional uplift must be assigned to a warm mantle anomaly at the edge of the craton (Missenard and al., 2006. Fullea and al, 2010).

Tags (5): Massif Ougnat, Precambrian, Paleozoic tectonics Tardi-Pan African, Hercynian, magmatism.

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE 1: GENERALITES, INTRODUCTION

I.1. Objet et but de l'étude……..……2

I.2. Méthodes d'approche…….…….…5

I.3. Données géographiques……..…….5

3.1. Cadre géomorphologique ……..…….5

3.2. Cadre environnemental……..…….6

I.4. Données géologiques……..…..……8

4.1. Le cadre régional……..…..……..8

4.2. Structure générale du secteur d'étude……..……10

4.3. Aperçu sur le Quaternaire…….……..…..11

a. Les dépôts…….....11
b. La préhistoire…….....14

CHAPITRE 2 : LES FORMATIONS DU PRECAMBRIEN

Introduction…….……..17

I. Le substratum néoprotérozoïque plissé (Groupe du Saghro)……...17

II. La couverture Néoprotérozoïque post-panafricaine (Groupe d'Ouarzazate)……..…...20

II.1. Les brèches inférieures……..……21

II.2. Subdivisions du groupe du Ouarzazate……....22

II.3. La formation rhyo-ignimbritique de Tamerzaga……..…….25

II.4. La formation volcano-sédimentaire vs1…….……..…..27

II.5. La formation rhyo-ignimbritique de Bou Naga ……..…..…31

II.6. Les intrusions hypo-volcaniques…….……..….33

II.7. Les apex hypo-volcaniques de granodiorite…….…..……34

II.8. Le sill-protrusion de dacites/ rhyo-dacites ……...…….36

II.9. La formation volcano-sédimentaire vs2. …….....39

II.10. La formation rhyo-ignimbritique d'Aouja N'Aissa……42

II.11. Le complexe intrusif polyphasé de dolérites, dolérites porphyriques, gabbros et granophyres…….……..43

II.11.a Le corps composite stratoïde de dolérites à grain fin……44

II.11.b Les dykes et chonolites de dolérites plus ou moins porphyriques…….46

II.11.c Le dôme de gabbro ……...47

II.11.d Les monzodiorites quartzifères, monzonites et monzogranites… ……49

II.11.e Les dykes de granophyres…….50

III. Interprétation et conclusion……51

III.1. Les conditions de mise en place…….……..51

III.2. La paléogéographie …….. ……..53

III.3. Les datations géochronologiques dans l'Anti Atlas et dans l'Ougnat…….…53

IV. Conclusion ; modifications apportées au schéma classique……...55

CHAPITRE 3 : LES FORMATIONS PALEOZOÏQUES

Introduction……..…..…58

I.1. Le Cambrien inférieur ……58

I.1. Description…….....58

a. Assemame……..……...58

b. A Tizi n'Tazzougart ……..…..…..64

c. A l'Est de Tmenkal……..……..…64

d. Au Nord d'Itghi Aouragh ……....……65

e. Les études pétrographiques…….…..66

I.2. Synthèse et conclusion sur la transgression paléozoïque……..67

II. Le Cambrien moyen……...…...70

II.1. La Brèche à *Micmacca* et les Schistes à *Paradoxides* (Em1)……...70

a. A Assemame……...…70

b. A Tizi n'Tazzougart……..71

c. Le long de la falaise nord du Jbel Aberrchane et de l'Itri Aouragh…….…73

d. Au sud de Tmenkal……...73

e. Au col d'Ouinguigui…….…….73

II.2. La formation des Grès de Tabanit ……..……...….74

a. Sur la rive gauche de l'oued Ouinguigui ……..74

b. A l'Est de Tmenkel ……..…75

c. A Tawjimmt n'Itibirene …….……..75

d. A Tizi N Izem …….…..76

e. A Assemame…….….76

f. A l'échelle du secteur ……..…..76

II.3. Du sommet du Cambrien moyen à l'Ordovicien……..78

a. A Tikent n Tfersikt…….…...78

b. A l'Est d'Ouinguigui …….…...79

III. L'Ordovicien……...79

III.1. L'Ordovicien inférieur et moyen…….…...80

1.1. La Formation supérieure des Fezouata (Or2)…….…...80

a. A Iouraghene ……80

b. A Tikent n'Tfersikt…….……..80

c. Au Sud d'Ouinguigui,……...83

d. Au Nord-Est d'Ikourbibene……..……83

e. ATamjout al Qadi…….……..…84

f. A Tafraout n'Tmitar……..……..…84

g. A Amalou n'Taourirte……..……..…84

1.2. La Formation de Tachilla (Or3)…….85

a. Au Sud d'Ouinguigui…….....85

b. Dans la zone de Taoujimt n'Itibirene……86

c. A Tafraout n'Tmitar……..86

d. A Alghoum n'Ikourbibene,…….…..86

1.3. Le Groupe du Premier Bani (Or4)…….….86

a. A Iouraghene…….87

b. Au Sud de Ouinguigui…….…..87

c. A Tikent n'Tfersikt……..…..88

d. A Tafraout n'Tmitar……..……88

e. A Chahboune…….....89

f. A Ikourbibene……....89

g. A Amadel Ghioul et Tamjout n'Tmerna…….…..…89

h. A Tinjarfaouine…….89

III.2. L'Ordovicien supérieur……....93

2.1. La Formation inférieure du Ktaoua……..…93

2.1.1. Le membre inférieur (Or5a)……93

a. A Aghri n'Ighis…….…….....93

b. A Tamarrcht…….…….96

c. A Tamejout n'Tamerna…….…96

d. A Taqate Toungalt…….…96

2.1.2. Le membre supérieur (Or5b) …….…....96

a. A Taqate Toungalt (Tinjarfaouine)…….…….96

b. A Tizi n'Tmourghi……..…..96

c. A Aghri n'Ighis……....……101

2.2. La formation supérieure de Tiouririne (Or5c)…….…101

a. A Aghri n'Ighis……....……101

b. A Tizi n'Tmourghi,…….……102

c. A Taqqate Toungalt…….……..…..102

2.3. La formation supérieure des Ktaoua (Or6a)…….……...102

a. A Tizi n'Tmourghi ……..…...102

2.4. Le Groupe du Deuxième Bani (Or6b)……..……103

a. A Isk Oungal (Taqat Toungalt)…….…….….104

b. A Chahboun au sud-est d'Oukhit……..…..…105

c. A Tinjarfaouine ……..……....…106

d. A Aghri n'Ighis……..……....…106

e. A Tizi n'Tmourghi,…….....…...106

f. A Ikourbibene,…….....…..106

IV. Le Silurien …….....…109

IV.1. La formation du Tizi n'Moukhazni (S1)…….....109

a. Le membre inférieur (S1a) …….....109
b. Le membre supérieur (S1b) ……...….110
IV.2. La 'formation de Tamerghout' (S2) ……...….111

V. Le Dévonien …….....111

V.1. Le Dévonien inférieur……...…..112

1.1. Le Praguien (di1) ……...…...112
1.2. L'Emsien (di2) …….....113
V.2. Le Dévonien Moyen…….....114

2.1. L'Eifelien (dm1) …….....114
2.2. Le Givétien (dm2) ……...….115

V.3. Le Dévonien Supérieur ……...…..115

3.1. Le Frasnien (ds1) ……..…....115
3.2. Le Fammenien (ds2) ……...….116

VI. Le Carbonifère ……...…..…118

VII. Synthèse et conclusion sur le Paléozoïque……...…120

Chapitre 4: LA TECTONIQUE TARDI-PANAFRICAINE

Introduction…….…….....124

I. La déformation tardi-panafricaine du Groupe du Saghro……...….125

I.1.1. La déformation souple synmétamorphique…….....…….....125

I.1.2. Le métamorphisme du groupe du Saghro……..…….....128

I.1.3. Analyse des failles du groupe du Saghro et directions des contraintes ….....129

I.1.4. Discussion ……...….131

II. Analyse de la déformation post-panafricaine dans les unités magmatiques du groupe de Ouarzazate. ……....……..……..…137

II.1. La famille des failles N 140, N160 à subméridiennes ……...…..138

II.2. La famille des failles N30 à N50……..…….....142

II.3. Etats de contraintes dans les terrains du groupe de Ouarzazate ……...……146

II.4. Discussion.…….....…..148

III. Conclusion et synthèse de l'orogenèse panafricaine……..….151

CHAPITRE 5 : LA TECTONIQUE EXTENSIONNELLE PALÉOZOÏQUE

Introduction…….....154

I. Le rifting du Cambrien……..….....154
I.1. Variations stratigraphiques……..…...….154
I.2. Magmatisme…….....…...156
I.3. Tectonique…….....….158
I.4. Conclusion …….....…163

II. La tectonique en distension à l'Ordovicien…….....…...164
II.1. Les variations de faciès et d'épaisseur au Caradoc-Ashgill…….....….165
II.2. Le conglomérat d'Alnif…….....…167

III. La tectonique en distension du Dévonien…….....……168
III.1. Au Dévonien inférieur et moyen…….....…169
III.2. Au Dévonien supérieur…….....….170
III.3. Mécanisme du jeu des failles au Dévonien…….....….171
3.1. Les Failles du 1er ordre, de direction ENE – WSW…….....…...173
3.2. Les Failles du 2ème ordre de direction NW-SE à NNE-SSW…….....176
3.3. Les Failles du 3ème ordre de direction ENE-WSW à WNW-ESE….....177
3.4. Extension multidirectionnelle au Dévonien moyen – supérieur……...…177

IV. Formation des bassins carbonifères …….....…178

Chapitre 6: LA TECTONIQUE VARISQUE

I. Introduction…….....….182

I.1. L'Anti-Atlas, segment de la chaîne varisque…….....……182

I.2. Objectif de l'étude……..….183

II. Cadre géologique (rappels)……..….185

III. Rhéologie du socle et de la couverture…….....186

IV. Les structures varisques au sud de l'Ougnat ……..187

IV.1. Aspect général; présentation de la carte structurale……..…187

IV.2. Le faisceau de failles d'Akerouz et les blocs adjacents……...…192

VI.3. Les failles de Tinchraramine et les blocs adjacents……....…193

IV.4. Le secteur faillé de Bou Adil…….……...….197

IV.5. La coupe Ouinguigui-Tawjimt-n'Tibirene……....…199

IV.6. La zone plissée du J. Angal…….…..….203

IV.7. La zone plissée centrale Lalla Mimouna-J. Gherghiz……...…....206

V. Mécanisme et chronologie de la déformation ……....208

V.1. La mosaïque de blocs basculés ; cinématique synorogénique…….....…208

V.2. Direction de raccourcissement et chronologie…….....210

VI. Aperçu sur la région à l'ouest de l'Ougnat…….…..…211

VII. Cadre régional de la déformation varisque……...…..215

a. La faille de Tizi n'Boujou…….…..215

b. La faille Isk n'Izekelli…….…215

c. A l'échelle régionale ……..216

VIII- La déformation post varisque …….…..219

VIII-1- mouvements tectoniques et intrusions magmatiques au cours de l'extension triasico jurassique…….219

a.Failles réactivées lors de la phase d'extension Trias supérieur-Lias inférieur ……..….219

b.Relation fracturation –Magmatisme lors de l'extension Triasico jurassique …...220

c. Comparaison avec les autres événements triasico-liasiques à l'échelle du Maroc. 220

VIII-2. Compression éocène……..…221

VIII-3- les événements Miocène –Pliocène – Quaternaire……..222

CHAPITRE 7 : LE MAGMATISME PHANEROZOÏQUE

I. Le magmatisme du Cambrien ……..…....228

I.1. Données générales……....….228

I.2. Volcanologie……....…231

I.2.1. Les massifs intrusifs et les appareils volcaniques effusifs …..….....232

I.2.2. Les sills……....…236

I.2.3. Les dykes ……..……....…237

I.2.4 Les stocks…….……...…...238

I.3. Pétrographie……..…….....240

I.4. Contexte de mise en place……....243

I.5. Corrélations ……..……244

1. Anti-Atlas central-occidental……..…244

2. Haut Atlas occidental et Meseta……..…...247

II. Les roches magmatiques post-ordoviciennes…….….252

II.1. Distribution……..252

II.2. Pétrographie……....254

II.3. Âge……..…..255

1. Volcanisme CAMP……..……255

2. Volcanisme Néogène……..……256

III. Conclusion ……...……257

1. Volcanisme Cambrien …….……257
2. Volcanisme post cambrien (CAMP)……258
3. Volcanisme Néogène ……..….260

Chapitre 8 : CONCLUSION GENERALE

1-Le Protérozoïque……...….260
2- Le Paléozoïque ……..……...…261
3- La tectonique de la fin du Précambrien…….…..263
4- La tectonique extensionnelle paléozoïque ……...….263
5- La tectonique varisque ……..…...265
6- Les mouvements du cycle alpin…….…….266
7- Les manifestations magmatiques durant le Phanérozoïque……267
8- Perspectives……...……268

BIBLIOGRAPHIE……...…..271

LISTE DES FIGURES……...……285

CHAPITRE 1 : GENERALITES ; INTRODUCTION

GENERALITES ; INTRODUCTION

I.1. Objet et but de l'étude

Le secteur étudié dans le présent mémoire englobe le massif précambrien de l'Ougnat et sa couverture paléozoïque plissée. Ce massif constitue la boutonnière la plus orientale de la chaîne varisque de l'Anti-Atlas, dans la région où elle se raccorde à la chaîne de l'Ougarta (Fig. 1.1).

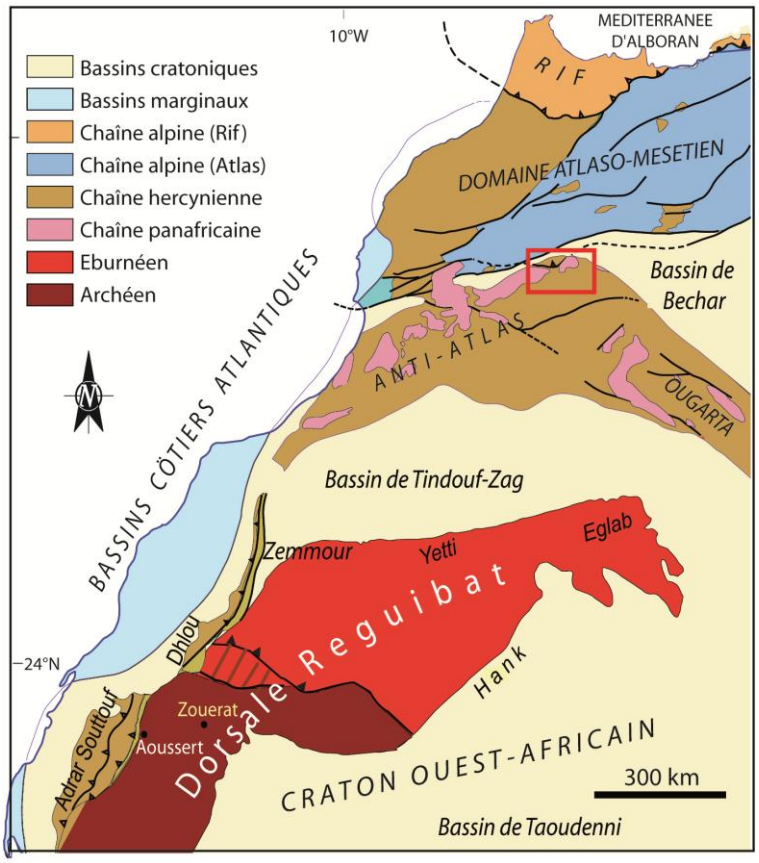


Fig. 1.1: Situation du secteur d'étude dans le cadre géologique du Maroc. Encadré: Fig. 1.2.

Situé à une centaine de kilomètres au SSW d'Errachidia, le secteur est limité au Nord par le sillon sud-atlasique, à l'Est par la plaine du Tafilalt, au Sud par la plaine du Maider, et à l'Ouest par le massif du Saghro (Fig. 1.2).

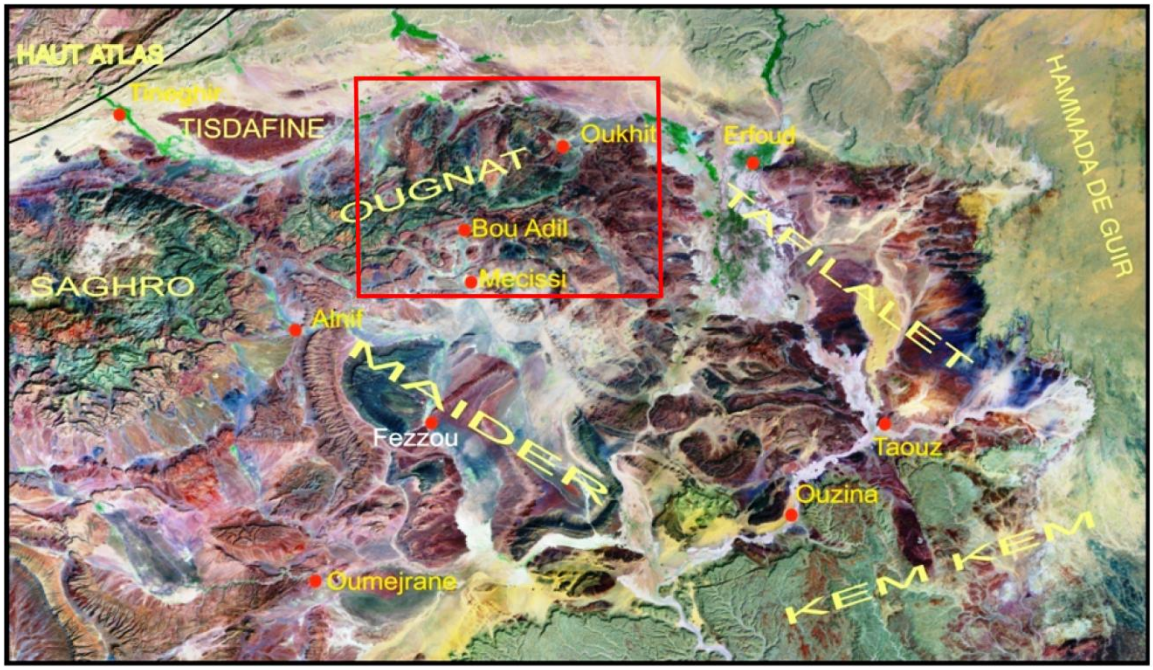


Fig. 1.2: Situation du secteur d'étude sur une image satellite Landsat.

La géologie de l'Anti-Atlas a fait l'objet de nombreux travaux depuis les premières descriptions données par Louis Gentil (1912), où les calcaires entourant l'axe montagneux étaient attribués au Crétacé, et donc l'axe lui-même au Primaire. Une vue plus exacte de ces régions fut acquise avec les travaux de J. Bourcart (1927, 1931) et de L. Neltner (1929, 1938), qui reconnurent respectivement l'âge cambrien des calcaires à Archaeocyathes et la discordance entre « Archéen » (en fait, Paléoprotérozoïque) et « Algonkien » (Néoprotérozoïque) dans l'Anti-Atlas occidental. La première carte géologique moderne de tout l'Anti-Atlas fut disponible à la fin des années cinquante du siècle dernier, avec la publication par le Service géologique du Maroc des feuilles à 1/500.000 de Marrakech (1955-56) et de Ouarzazate (1957-59). Une étape marquante dans l'amélioration des connaissances fut la publication des cartes géologiques à 1/200.000, échelonnée pour l'essentiel dans les années 70-80 du siècle dernier. Des cartes à 1/100.000 furent publiées dans les années 80-90, intéressant l'Anti-Atlas occidental. Etape ultime dans la précision des relevés géologiques, le Plan National de Cartographie Géologique (PNCG) a mis en route la cartographie de tout l'Anti-Atlas à 1/50.000 à partir des années 2000.

C'est précisément dans le cadre du PNCG que j'ai été amené à étudier le massif ou « boutonnière » de l'Ougnat (Fig. 1.1) pour dresser les cartes géologiques à 1/50.000 d'Oukhit et de Bouadil, la première publiée en 2006, la deuxième en 2012. Le présent mémoire est le

fruit de mes recherches sur ces deux feuilles et leurs environs. Ces recherches se sont échelonnées entre 2000 et 2013 et ont bénéficié de nombreuses collaborations: avec Mohamed Tahiri pour les levers sur l'ensemble des feuilles ; avec Colette Derré et Michel Lécolle pour l'étude du Précambrien, et avec Lahssen Baïdder pour celle du Paléozoïque et de la tectonique varisque. Outre la publication des cartes et de leurs notices explicatives (Raddi et al., 2006a et b, 2012a et b), ces recherches ont donné lieu à deux publications internationales avec la collaboration de A. Michard (Raddi et al., 2007; Baidder et al., 2008).

Le massif de l'Ougnat est, vers l'Est de l'Anti-Atlas, le dernier massif montrant de grands affleurements du socle au-dessous des séries paléozoïques. Les études les plus récentes concernant l'ensemble du massif étaient celles de J. Caïa et A. Emberger pour le Précambrien, de J. Destombes et H. Hollard pour le Paléozoïque, dans le cadre du lever de la carte à 1/200.000, feuille Todrha-Ma'der (1988). De plus, aucun mémoire explicatif d'ensemble n'était disponible pour cette carte, seule la stratigraphie des terrains cambriens à ordoviciens étant appelée à faire l'objet d'une publication par J. Destombes (2006). De fait, les publications sur le massif, outre la carte citée, étaient surtout des études métallogéniques ou pétrographiques portant sur le Précambrien seul (e.g. Paile, 1983; Freton, 1988; Abia, 1991, 2001; Aït Saadi, 1992; Abia et al., 2003). Vu l'importance du massif de l'Ougnat sur le plan minier et hydrogéologique, une étude nouvelle incluant le socle et sa couverture s'avérait donc nécessaire pour guider la mise en valeur de leurs ressources naturelles.

Dans le présent travail nous allons étudier particulièrement les sujets suivants:

- cartographie du Néoprotérozoïque supérieur affecté par la déformation panafricaine tardive (« Précambrien II-III », Groupe du Saghro) dans les régions d'Oukhit et Bou Adil;
- compléments et modifications à la stratigraphie, pétrographie et structure du Précambrien III (groupe de Ouarzazate) de l'Ougnat;
- lever avec détail des colonnes stratigraphiques des formations paléozoïques allant du Cambrien au Carbonifère de la bordure sud de la boutonnière de l'Ougnat, avec des précisions sur les variations latérales de faciès, les lacunes et les discordances angulaires;
- analyse tectonique du massif de l'Ougnat et de sa couverture; identification des différentes structures et des événements tectoniques pré orogéniques du Cambrien au Dévonien supérieur, puis orogéniques avec la formation de la chaîne hercynienne du Carbonifère au Permien,
- étude détaillée des manifestations magmatiques cambriennes: cartographie, description, lames minces, analyse microsonde;

- étude des manifestations magmatiques post-hercyniennes (mise en évidence pour la première fois): cartographie, description, lames minces, analyse microsonde. Corrélation avec des roches similaires dans le Tafilalet et attribution d'un âge;

- corréler la structuration du massif de l'Ougnat avec celle du reste de l'Anti Atlas Oriental (J. Saghro), de l'Anti Atlas occidental, de la Meseta marocaine et de la chaîne de l'Ougarta en Algérie.

- identifier dans la mesure du possible les structures développées par la tectonique post-varisque dans le secteur d'étude (en l'absence de formations méso-cénozoïques);

I.2. Méthodes d'approche

Au cours de ce travail, les méthodes suivantes ont été mises en œuvre

1- Dans le Précambrien: levés cartographiques des formations sur un fond topographique à l'échelle 1/12 000, levés de coupes dans les formations volcaniques et volcano-sédimentaires, études structurales et enfin études de laboratoire (lames minces, analyses au microscope électronique et à la microsonde).

2- Dans le Paléozoïque, la cartographie a été réalisée sur un fond topographique à l'échelle 1/25 000. Cette étude a été accompagnée par une analyse sédimentologique des logs stratigraphiques levés banc par banc pour mettre en évidence les variations latérales de faciès et d'épaisseur ainsi que les lacunes et les discordances.

3- L'étude tectonique des orogenèses panafricaine et hercynienne et d'une façon sommaire celle de l'orogenèse alpine a été basée sur l'élaboration de cartes thématiques, le traitement et l'analyse d'un nombre important de données microtectoniques et l'utilisation de marqueurs structuraux susceptibles de révéler les différents aspects cinématiques, géométriques et mécaniques de la déformation.

I.3. Données géographiques

I.3.1. Cadre géomorphologique

Le relief du secteur étudié est contrasté, avec de vastes plaines alluviales dont l'altitude moyenne est voisine de 900mètres au dessus de la mer, et des sommets le plus souvent peu accusés, mais parfois armés par des falaises vigoureuses dont la hauteur peut dépasser 200 mètres (Fig. 1.3).



Fig. 1.3: Les deux types de reliefs rencontrés dans le secteur étudié. *A gauche*, falaises rhyolitiques prismées à jbel Iferda (Carte d'Oukhit). *A droite*, le sommet des grès de Tabanit du pli du J. Angal (Carte de Bou Adil).

Sur le plan géomorphologique, deux grands secteurs peuvent être distingués: au Nord, la zone protérozoïque, à l'Est, au Sud et au Sud-Est la zone paléozoïque. Dans la zone protérozoïque le modelé est surtout régi par les deux directions Nord-Est/Sud-Ouest et Nord-Ouest/Sud-Est, tandis que dans la zone paléozoïque ces deux directions se surimposent à une direction Est-Ouest.

Dans la zone protérozoïque, les reliefs sont de deux types soit des plateaux volcaniques limités par des falaises abruptes ou des sommets plus ou moins arrondis.

La zone paléozoïque se caractérise surtout par une succession nord-sud de côtes sub-latitudinales, et localement par des dépressions allongées est-ouest limitées par des corniches plus ou moins escarpées conformes à des structures synclinales et anticlinales.

Les points culminants de la zone protérozoïque sont: le Jbel Iferda (1258m) et le Jbel Taghouilast (1269m), ceux de la zone paléozoïque: le Jbel Gherghiz (1287m) et le Jbel Taoujimt n'Itbirne (1204m).

La région est drainée, dans sa moitié nord, par l'Assif n'Oukerouz, Oued Chari et l'Assif n'Oukhit et leurs affluents, dont le bassin versant s'écoule vers le Nord-Est, et dans sa moitié sud, par l'oued Al Qayd Ar Rami, Oued Bou Adil et leurs affluents, dont le bassin versant descend vers le Sud-Est.

I.3.2. Cadre environnemental

Le climat est de type sub-désertique, avec des températures moyennes annuelles de 21°C. Les maximas sont atteints durant les mois de Juillet-Août avec 41°C et les minimas en Janvier-Février avec 0°C. Les précipitations cumulées sont assez faibles, mais variables, de 40 à 200 mm/an, et

concentrées surtout durant les mois de Septembre à Février, avec une nette culmination en Octobre. En été surtout, des orages parfois très violents entraînent des crues subites et importantes qui peuvent isoler pendant plusieurs heures des villages. Ces derniers ne sont reliés que par des pistes localement difficiles à pratiquer.

Il n'y a pas d'oued permanent; dans les oueds les plus importants il peut subsister, au mieux en fin d'été, quelques flaques dans lesquelles on discerne parfois un faible écoulement; là, la nappa phréatique superficielle est sub-affleurante.

La végétation est en général très dispersée, sauf dans certaines parties du lit des oueds les plus importants où des joncs (Joncacées) et une Cucurbitacée (*Colocynthis vulgaris*) le disputent aux plus abondants lauriers roses, « Oulili » des Berbères (*Nerium oleander*, Apocynacées), souvent accompagnés d'arbustes plus élevés, des tamaris (*Tamarix* sp, Tamaricacées), des Mimosacées (*Acacia* sp.) et les plus fréquents *Zizyphus lotus* (Rhamnacées). Dans les lits d'oueds très asséchés croît une curieuse Asclépiadacée *Colotropis procera*, dont les fleurs violacées et blanches sont les prémices de gros fruits ovoïdes groupés par deux ou trois.

Sur les regs des glacis quaternaires et sur tous les jbels, la végétation se limite à des espèces xérophytes, très basses, souvent épineuses, à habitat très dispersé. Ce sont des Astéracées variées (*Echinops spinosus, Catananche caerulata*…), des Convolvulacées (*Convolvulus trabutianus*…), et une assez fréquente variété de lavande (*Lavandula mairei*, Labiacées). Beaucoup moins fréquents et présents seulement en certaines zones où ils dominent alors, ce sont les épais et hémisphériques coussins de *Fredolia aretoides* (Chénopodiacées). Quelques individus isolés d'une Euphorbiacée (*Euphorbia echinus*) se rencontrent dans les parties hautes de certains des affluents des oueds principaux.

Cette liste est loin d'être exhaustive et de nombreuses autres familles botaniques sont représentées, mais leurs représentants sont beaucoup moins fréquents (Brassicacées, Poacées, Fabacées, Rutacées…).

Certaines parties élargies des oueds principaux, des terrasses alluviales étagées de superficies variées, sont occupées par des oasis plantées de palmiers dattiers surtout (*Phoenix dactylifera*), mais aussi d'amandiers (*Prunus amygdalus*), de figuiers (*Ficus carica*) et d'oliviers (*Olea europea*), sous et autour desquels sont installées les cultures vivrières céréales, luzerne, pommes de terre, tomates, poivrons, etc. ou cosmétiques le henné. Des villages, des douars, des hameaux, voire des fermes isolées sont installés à proximité immédiate de ces zones cultivées: Bou Adil, Ouinguigui, Ait Oulhou, Akerouz, Oukhit…..

La faune sauvage, à l'exception de certains Diptères (les mouches 'domestiques'), est relativement pauvre en nombre d'individus, mais assez riche en espèces, qu'il s'agisse des invertébrés (insectes variés, arachnides) ou des vertébrés. Parmi ces derniers, les reptiles (Vipéridés, Colubridés) et des lézards (Lacertidés, Agamidés, Gekonidés…) sont assurément les plus nombreux; les batraciens (grenouilles diverses) sont plus rares et cantonnés aux flaques sub-permanentes de certains oueds (Assif n Oumehri, Assif n'Oukerouz …).

Les oiseaux ne sont pas exceptionnels, en particulier le familier *Oenanthe leucopyga*, noir à tête et queue blanches; des vols de rapaces divers sont parfois importants.

Les grands mammifères sont par contre rares. Quelques petits rongeurs divers comme les écureuils terrestres, les gerbilles et les gerboises sont nombreux, le renard est exceptionnel.

Il existe par ailleurs une activité d'élevage transhumant des caprins, ovins, plus rarement dromadaires; les très nombreux « azib » marquent les sites de fixation plus ou moins prolongée de cette population nomade. Les bovidés sont exceptionnels et cantonnés à certaines fermes; l'âne est omniprésent.

I.4. Données géologiques

4.1. Le cadre régional

Sur le schéma structural du secteur (Fig. 1.4), il est possible de reconnaître les caractères essentiels du domaine considéré. Les deux feuilles à 1/50.000 de Bou Adil et Oukhit s'insèrent dans la partie nord du cadre fourni par les cartes géologiques à 1/200.000 de Todrha-Ma'der et Tafilalt-Taouz.

- le secteur étudié se situe dans l'axe de la chaîne de l'Anti Atlas, marqué par les massifs antiformes précambriens du Saghro et de l'Ougnat. Tout à l'Est, le Précambrien est encore visible au Gour Brikat.

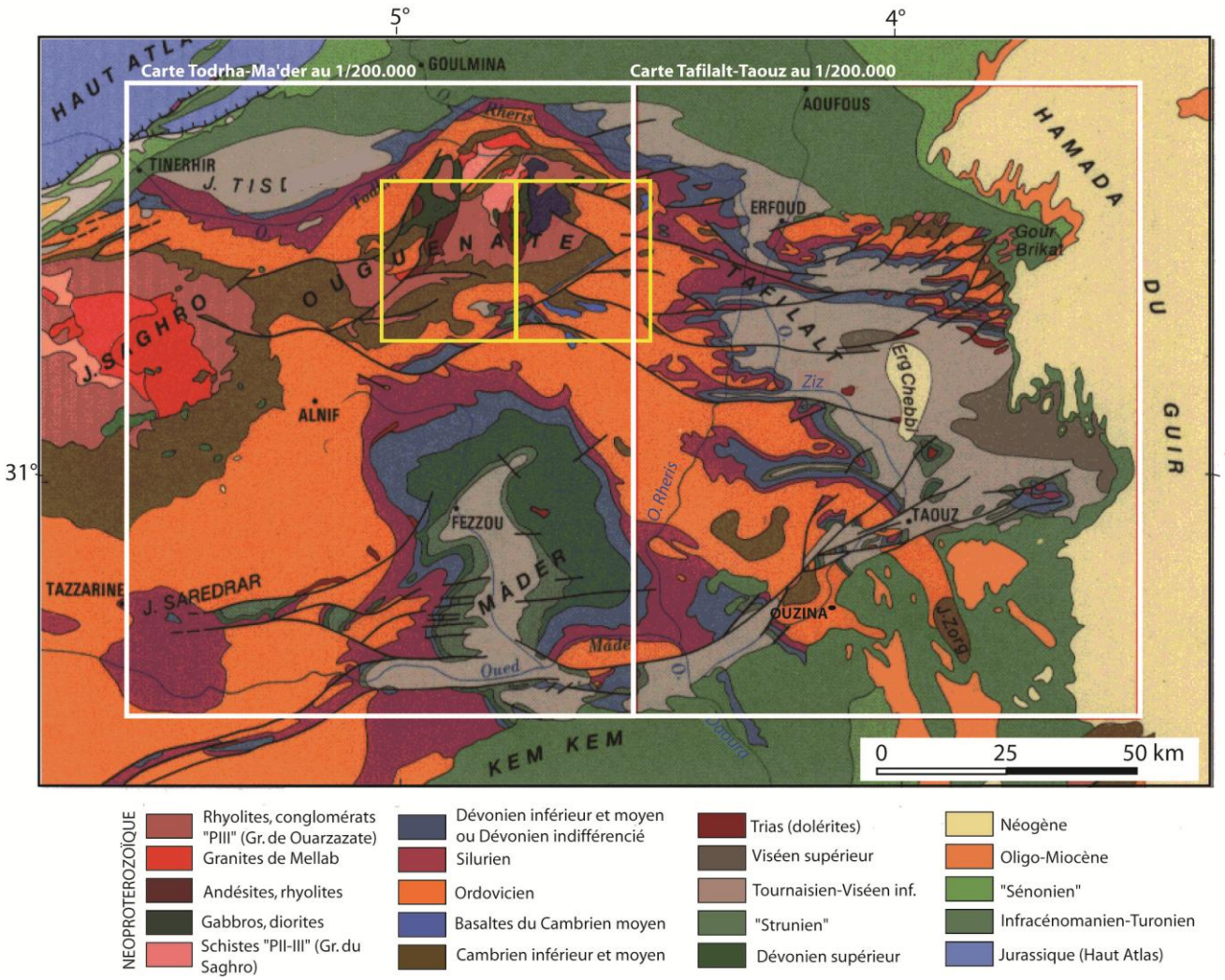


Fig. 1.4: Le cadre géologique du secteur d'étude, les feuilles à 1/50.000 de Bou Adil et d'Oukhit, respectivement à gauche et à droite sont encadré en jaune. Les feuilles à 1/200.000 de Tafilalt-Taouz et de Toudrha-Ma'der sont encadré en blanc. Le Fond de carte est le schéma structural à 1/500.000.

- la chaîne est affectée par des plis dominants E-W, très visibles dans le Tafilalt, mais des plis d'axe NNW-SSE apparaissent nettement vers le Sud (J. Zorg). Ce sont, respectivement, les directions anti-atlasique et ougartienne. Elles interfèrent dans le Tafilalt méridional (cf. plis à axe courbe du Ma'der et du secteur d'Ouzina Fig. 1.4).
- les massifs du Saghro et de l'Ougnat sont séparés l'un de l'autre par un ensellement. Celui-ci fait affleurer une zone de chevauchements hercyniens à vergence sud (Michard et al., 1982; Cerina-Feroni et al., 2007), liés au déversement de la chaîne mésétienne, zones internes de la chaîne varisque, sur son avant-pays anti-atlasique.
- le massif de l'Ougnat se place à l'intersection de l'axe anti-atlasique E-W et de l'axe de l'Ougarta, NNW-SSE, matérialisé par l'axe cambro-ordovicien Ougnat-Ouzina.
- la chaîne anti-atlasique est ceinturée par les plateaux crétacés-tertiaires du sillon sud-atlasique (Goulmima, Aoufous) et des hamadas (Hamada du Guir, Kem-Kem). La surrection de la

chaîne hercynienne est liée à un épisode mio-pliocène, contemporain de la surrection de l'Atlas (Zouhri et al., 2008).

4.2. Structure générale du secteur d'étude

Le secteur d'étude (les feuilles à 1/50 000 d'Oukhit et Bou Adil) comporte deux ensembles de terrains superposés, séparés par une discordance majeure. Ces deux ensembles se reconnaissent admirablement sur l'imagerie satellitaire, compte tenu de l'aridité de la région (Fig. 1.5).

Au centre de la boutonnière affleurent les terrains précambriens, qui constituent le massif de l'Ougnat, formant un antiforme elliptique dont le grand axe est orienté ENE, et qui présente un étranglement au sud de Taroucht. Autour du massif et s'appuyant généralement sur lui, s'étend la série paléozoïque plissée, surtout développée au sud et à l'est du massif.

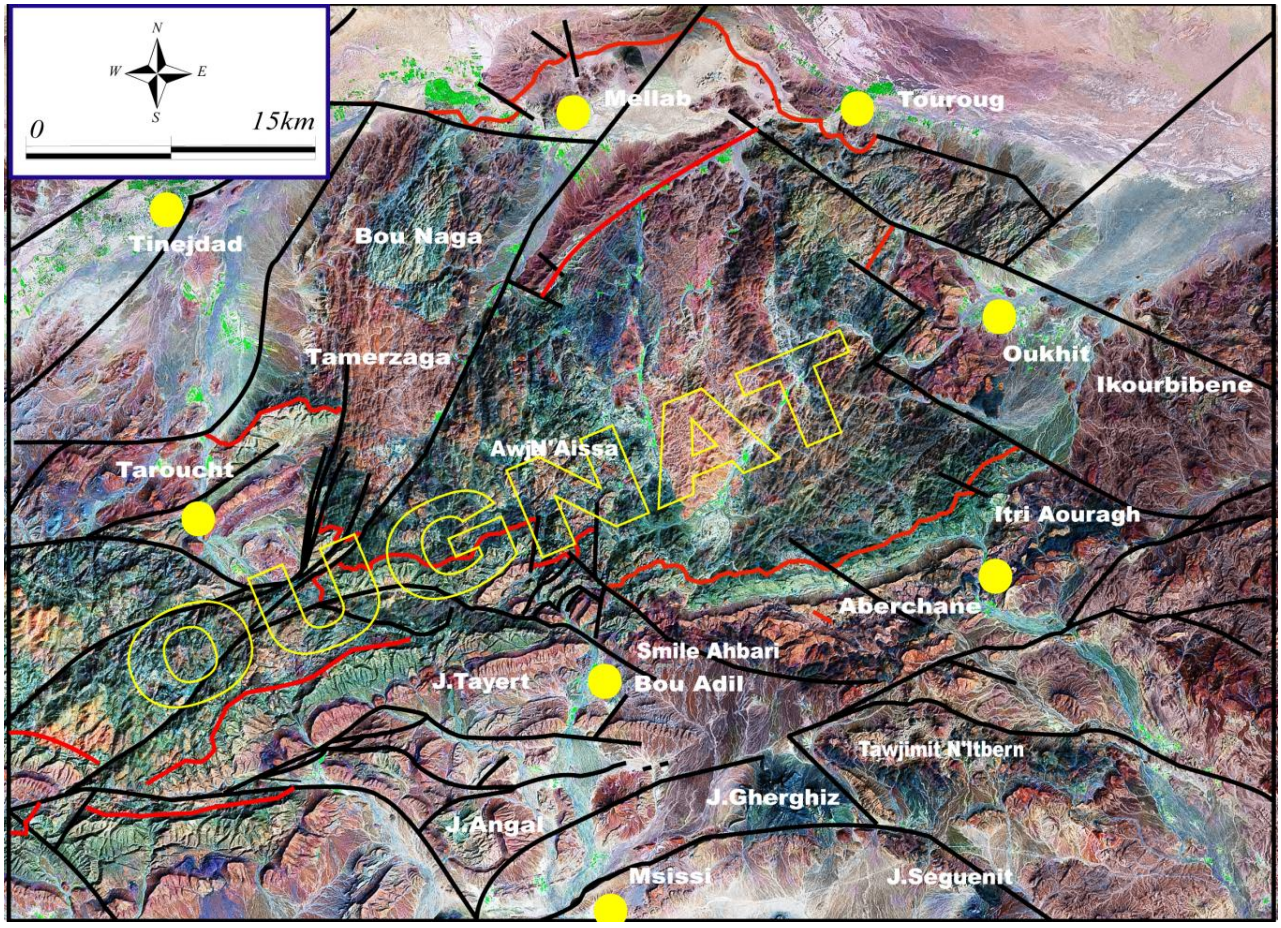


Fig. 1.5: Schéma structural de la région d'étude sur image Landsat, Limite du massif précambrien en rouge. Failles en noir.

Le massif précambrien ne comporte que des terrains d'âge néoprotérozoïque, mais on y distingue deux groupes contrastés, séparés par une discordance majeure et recoupés par divers plutons:

- sous la discordance, les terrains plissés et épimétamorphiques correspondent au Groupe du Saghro de la nomenclature actuelle (ancien PII-III);

- au-dessus de la discordance, les brèches, conglomérats et complexes volcaniques acides du Groupe de Ouarzazate (ancien PIII);
- recoupant l'ensemble, des granodiorites et complexes mafiques (gabbros et dolérites).

La couverture du massif, faiblement discordante sur les terrains précambriens des deux groupes du socle, comporte toute la série paléozoïque depuis le Cambrien inférieur, du moins sur le bord sud du massif, jusqu'au Carbonifère inférieur très peu représenté sauf plus au sud, dans le Maïder. Elle est affectée de plis parfois très marqués Fig. 1.3 et Fig. 1.5 (e.g. J. Angal) et de nombreuses failles qui se prolongent dans le socle.

L'intérêt de l'étude tectonique sera de démêler le rôle des failles et des décollements dans l'acquisition de la structure de la chaîne varisque dans ce secteur. Il sera aussi, grâce à l'étude stratigraphique précédente, de reconstituer l'histoire pré-orogénique des grandes failles du secteur, et de montrer leur évolution depuis les phases d'extension synsédimentaires jusqu'à l'inversion varisque.

4.3. Aperçu sur le Quaternaire

a. Les dépôts

Plusieurs cycles de creusement et de remblaiement continental ont façonné le paysage de l'Ougnat, avec au début du Quaternaire une première phase d'érosion qui a permis l'installation de gros éléments, essentiellement de gros galets cimentés qui occupent une position topographique élevée par rapport au lit des oueds actuels. L'âge de certaines de ces formations est controversé (Plaziat et al., 2008); c'est en particulier le cas du Quaternaire ancien et très ancien. Le Quaternaire récent prend une position plus basse et à proximité des oueds et de leurs affluents. Il sera caractérisé par un remblaiement constitué de sédiments plus fins essentiellement de type fluvio-éolien. Les dépôts lacustres sont également bien présents dans la région et ils témoignent de périodes d'humidité alternant avec des périodes d'aridité (Boudad et al., 2003).

Le Quaternaire est essentiellement une succession de terrasses et de glacis occupant le réseau hydrographique actuel, mais aussi des éboulis et des colluvions d'âges variés résultant du démantèlement des reliefs. Ces éboulis et colluvions se raccordent plus ou moins clairement aux différentes terrasses ou glacis.

Les plus anciennes terrasses (Salétien ou q4) sont les plus élevées dans les vallées des oueds concernés. On les trouve dans les grandes dépressions du sud de la feuille de Bou Adil qui correspondent aux vallées des oueds Timaker et Smile et à celle de l'Assif n'Ou Adil ; ce sont respectivement les zones autour des villages d'Assemame et de Toufassamame, et pour les plus vastes,

les zones autour du jbel Lalla Mimouna et la longue bande subméridienne à l'est du jbel Iouraghane. L'épaisseur résiduelle des terrasses q4 atteint la quinzaine de mètres. Elles sont constituées de conglomérats en général assez bien cimentés. Les éléments sont angulo-arrondis à arrondis et de taille fréquemment pluri-décimétrique.

Les terrasses salétiennes sont particulièrement sombres en raison de l'intense patine désertique qui affecte leur surface (éléments et ciment). Cette patine est beaucoup plus discrète pour les terrasses amiriennes (q3), pratiquement inexistante pour les terrasses et les glacis tensiftiens (q2); les terrasses et alluvions récentes (Soltanien q1, Rharbien qA et Moderne A) en sont indemnes.

Les terrasses q3 (Amirien) sont plus basses que les précédentes et leur épaisseur de l'ordre de la dizaine de mètres. Elles se trouvent dans les mêmes vallées que les terrasses salétiennes, mais aussi dans le nord du massif ; en l'absence de ces dernières qu'elles érodent et remanient, elles sont les plus fréquentes en relation avec les éboulis et colluvions les plus élevés au pied des reliefs. Elles sont aussi constituées par des conglomérats grossiers (Fig. 1.6); ceux-ci sont moins cimentés et les éléments en général plus arrondis et de taille plus faible (< 20 cm) que dans les terrasses q4.

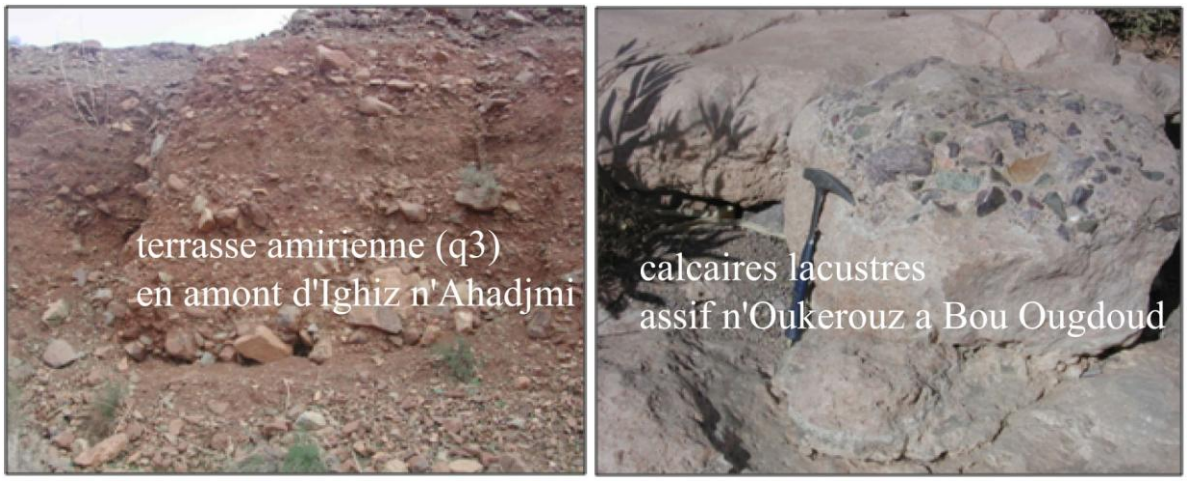


Fig. 1.6: A gauche, terrasse amirienne (q3) en amont d'Ighiz n'Ahadjmi. A droite, calcaires lacustres (q cl) assif n'Oukerouz a Bou Ougdoud.

À ces formations détritiques sont associés des calcaires lacustres (Fig. 1.6) et des travertins, particulièrement bien représentés dans la vallée de l'oued Smile, à l'est du jbel Lalla Mimouna, et dans celle de l'Assif n'Bou Adil, dans le secteur d'Oukhit.

Le Tensiftien (q2) comprend également des terrasses conglomératiques, mais aussi des glacis constitués de petites (< 5x2 cm) esquilles aplaties organisées en nappes très peu pentées. Ces glacis

peu épais (< 10 m) sont très représentatifs de la proximité du substratum schisteux ; on les trouve en particulier dans la vallée de l'Assif n'Ou Krouz au centre-nord de la feuille Bou Adil.

Ces formations q2 recoupent et remanient les terrasses q3 et q4; on les rencontre dans les mêmes grandes vallées du sud, mais aussi dans toutes les plus petites vallées sur l'ensemble de la feuille Bou Adil où elles relayent à leur tour les éboulis et colluvions de pentes.

Les conglomérats des terrasses q2 sont assez peu différents de ceux des terrasses q3, encore que leurs éléments tendent vers un meilleur arrondi et des dimensions plus faibles.

Les formations postérieures, q1, qA et A occupent généralement les parties les plus basses des vallées. En ce qui concerne le Soltanien q1, il convient de distinguer deux types de gisements : le plus fréquent suit les chenaux fonctionnels des oueds, mais certains éboulis vifs lui sont aussi attribués (jbel Lalla Mimouna, jbel Bou Saboun Est, Assemame Nord-Est et jbel Taiert Ouest).

Dans les parties basses, le faciès est argilo-sableux, à grain fin, bien classé, parfois à stratifications croisées (Fig. 1.7); épais de quelques mètres, il supporte les cultures et les palmeraies. Les éboulis plus ou moins vifs sont au contraire constitués de blocs anguleux, hétérométriques (jusqu'à plusieurs mètres).

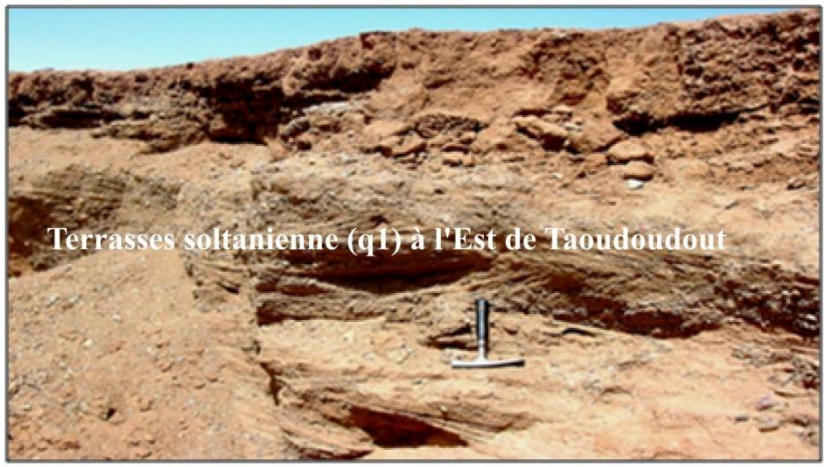


Fig. 1.7 : Terrasses soltanienne (q1) à l'Est de Taoudoudout montrant des stratifications entrecroisées dont les lentilles forment le terrassement dans les méandres de l'Assif N'Ou krouz.

Le Rharbien (qA) constitue de basses et étroites terrasses très peu épaisses (< 5 m) qui frangent le lit fonctionnel des oueds. Il est aussi constitué par des conglomérats très peu à pas cimentés, peu cohérents, dont les éléments sont empruntés à toutes les formations quaternaires antérieures; en conséquence, ils sont très hétérométriques, mal classés et le plus souvent angulo-arrondis.

Les alluvions modernes (A) constituent le lit fonctionnel des oueds ainsi que des zones d'épandages actuelles; sur ces dernières ce sont des limons, tandis que dans les lits vifs ce sont des conglomérats à éléments non classés, arrondis et anguleux, très hétérométriques (jusqu'à 1 m).

Des croûtes calcaires peu épaisses (< 1 m) sont présentes en de nombreux points des lits fonctionnels des oueds.

b. La préhistoire

La région est connue également par l'Art préhistorique : les gravures rupestres sont connues essentiellement dans la région d'Oukhit (Fig. 1.8), sur des grès et quartzites de l'Ordovicien et sur des roches magmatiques du Précambrien.

Dans la région de Mssissi, à l'Ouest du Rheris, on note la présence de plusieurs gravures présentant une diversité de faune sauvage et des scènes d'hommes en activité de chasse (Simoneau, 1995; Boudad et al., 2008).



Fig. 1.8: Gravure rupestre à l'Est d'Oukhit.

PARTIE I : LA STRATIGRAPHIE

CHAPITRE 2 :

LES FORMATIONS DU PRECAMBRIEN

LES FORMATIONS DU PRECAMBRIEN

Introduction : Les travaux effectués dans la boutonnière de l'Ougnat antérieurement à nos recherches (Clariond, 1944; Barbieri, 1976; Paile, 1983; Du Dresnay et al., 1988; Freton, 1988; Abia, 1991; Ait Saadi, 1992) ont montré, comme dans le Saghro, que les formations précambriennes comprennent deux ensembles séparés par une discordance: un substratum plissé et épimétamorphique, érodé jusqu'à la pénéplanation, et une couverture discordante, très peu déformée, et surtout indemne de tout dynamo-métamorphisme régional. Le substratum plissé est classiquement désigné sous le nom de Précambrien II-III et sa couverture (sous-jacente au Cambrien) sous le nom de Précambrien III (Choubert, 1963). Ils sont représentés sur la carte au 1/200.000ème (Du Dresnay et al., 1988) avec les symboles XII-III et XIII, respectivement. Dans la nomenclature actuelle (Thomas et al., 2004 ; Gasquet et al., 2005, 2008), il s'agit respectivement du Groupe du Saghro, d'âge Néoprotérozoïque supérieur (environ 630-610 Ma), et du Néoprotérozoïque terminal (Ediacarien) du Groupe de Ouarzazate, daté entre 580 et 550 Ma environ (Gasquet et al., 2008, et références incluses). Le Groupe de Bou Salda, intermédiaire entre ceux du Saghro et de Ouarzazate, qui est encore plissé mais pas métamorphique, n'est pas représenté dans l'Anti-Atlas oriental.

Le présent travail résulte des études détaillées du Précambrien réalisées lors de la cartographie à 1/50 000 des feuilles d'Oukhit et de Bou Adil (Fig. 2.1) (Raddi et al., 2006a et b ; Raddi *et al*., 2012a et b) et de la région située au NE de la feuille de Bou Adil (Lécolle *et al*., 2003 a et b). Ces études nous amènent à proposer certaines modifications au découpage stratigraphique classique.

I. Le substratum néoprotérozoïque plissé (Groupe du Saghro)

Le substratum au sens strict, constitué de schistes et de quartzites est affecté de plis synmétamorphes, correspond au Groupe du Saghro.

Les brèches inférieures, au toit du Groupe du Saghro, sont fortement discordantes sur celui-ci et formées des matériaux remaniés à partir du premier. Cet ensemble de deux groupes a été apparemment pénéplané avant la mise en place des groupes volcano-plutoniques appartenant à la couverture du Précambrien III. C'est pourquoi nous avons proposé de les ranger tous deux dans le Précambrien II-III. Cependant, du point de vue de la déformation et du métamorphisme, et compte-tenu des acquisitions récentes sur les âges des divers groupes du Précambrien anti-atlasique, nous considérons aujourd'hui les Brèches inférieures comme devant être rattachées à la base du Groupe de Ouarzazate (voir ci-après, section II).

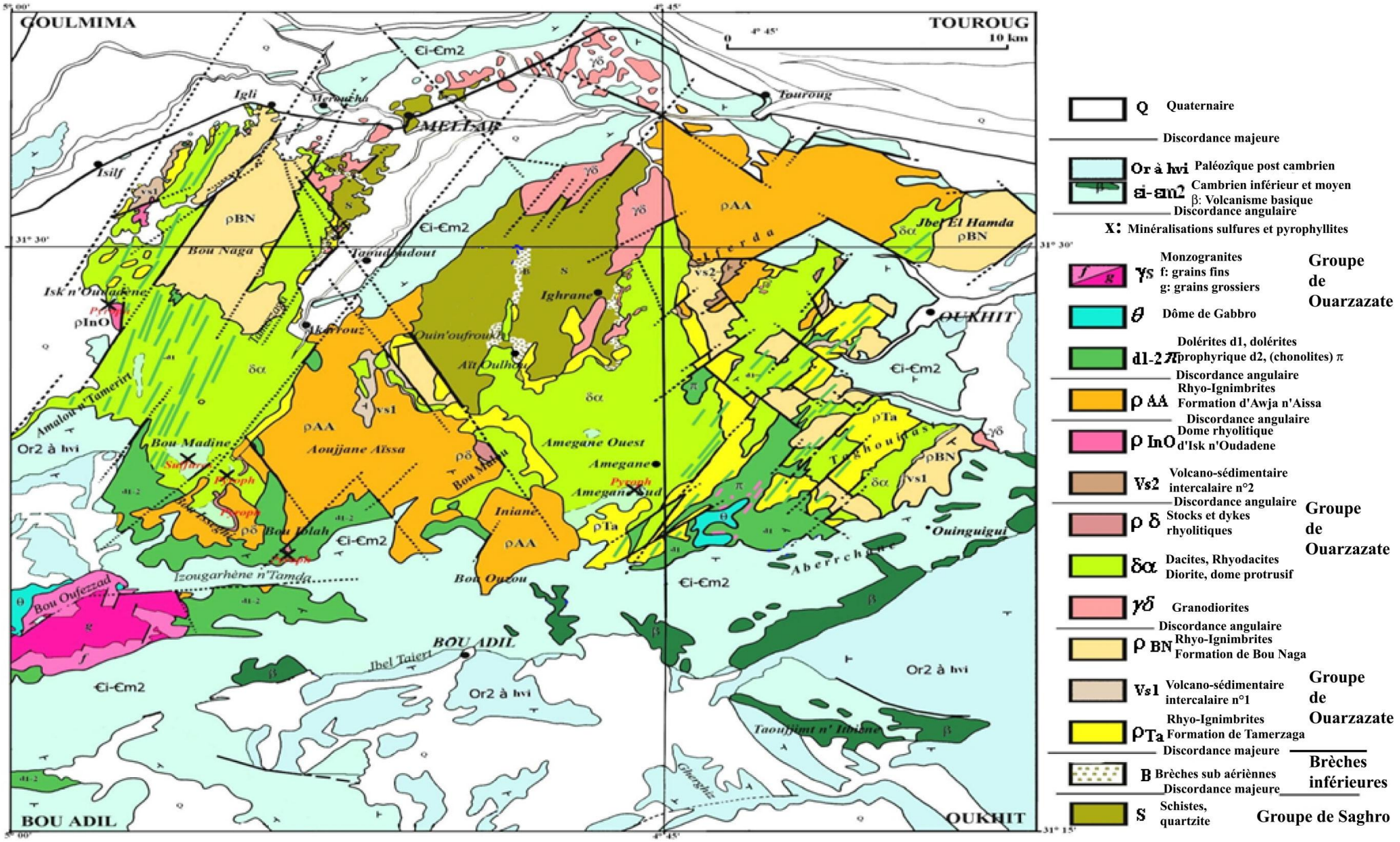


Fig. 2.1: Carte structurale du massif précambrien de l'Ougnat.

Les terrains du substratum affleurent dans une dépression qui occupe le cœur de la boutonnière. Ils affleurent en deux bandes allongées NE-SW: la première au NE, en plusieurs témoins sous le Quaternaire au niveau du village de Mellab, la deuxième plus vaste (10x 6km), au sud d'un demi graben NE-SW occupé par le Paléozoïque (Fig. 2. 1).

Le substratum est formé de roches sédimentaires plissées et affectées par un métamorphisme épizonal (paragenèse à quartz- albite- muscovite-chlorite).

C'est une série constituée de bancs rythmiques, centimétrique à métriques, de nature gréseuse, grauwakeuse et pélitique (Fig. 2.1 ; Fig. 2.2 et Fig. 2.3). Les métapélites et les métagrauwackes ont une couleur gris sombre, parfois verdâtre ou beige clair. Les métashales, plus sombres, alternent localement avec des lits peu épais (<10cm) de jaspes pourpres à blanc-verdâtre.

Ces terrains sont très redressés et affectés par une foliation S1 de direction, en général, N 30 à N 45 (Fig. 2.2 et 2.3), parallèle au plan axial de plis sub-isoclinaux. Ce plissement est synchrone d'un métamorphisme régional de faciès schiste vert supérieur(le degré de métamorphisme n'atteint pas la biotite). Des plis d'échelle kilométrique soupçonnés sur photo aérienne n'ont pas pu être confirmés sur le terrain, sauf pour l'un d'eux (coordonnées approximatives, x=557,3, y=490,9 Msissi 1/100 000), où la zone de charnière se distingue par l'augmentation de l'angle entre la foliation métamorphique et la stratification. Le plus souvent, foliation et stratification sont confondues. Leur pendage commun est fort (> 70° ouest) à l'ouest de la boutonnière, et plus faible à l'est (< 50°ouest).

L'existence de laves basiques en coussins, décrites au nord de la boutonnière de Boumalne Dadès dans le Saghro (Benkirane, 1987 ; Benkirane et Derré ; 1988) dans la série inférieure, n'est pas observée dans l'Ougnat. Dans le Saghro, ce niveau basique est surmonté par des lits de jaspes et des métapélites lie-de-vin qui pourraient représenter un niveau repère.

Le métamorphisme et le style tectonique ainsi décrits présentent une grande similitude avec le substratum des boutonnières de Sidi Flah, Boumalne Dadès, et Imiter (Fekkak et al., 1999, 2001, 2003).

Le groupe du Saghro a été daté par la méthode U-Pb sur zircon entre 630 et 610 Ma par Liégeois et al., 2006 et Errami et al. 2006 (voir Gasquet et al., 2008, p. 50). Il se situe donc à la fin du Cryogénien-début de l'Ediacarien.

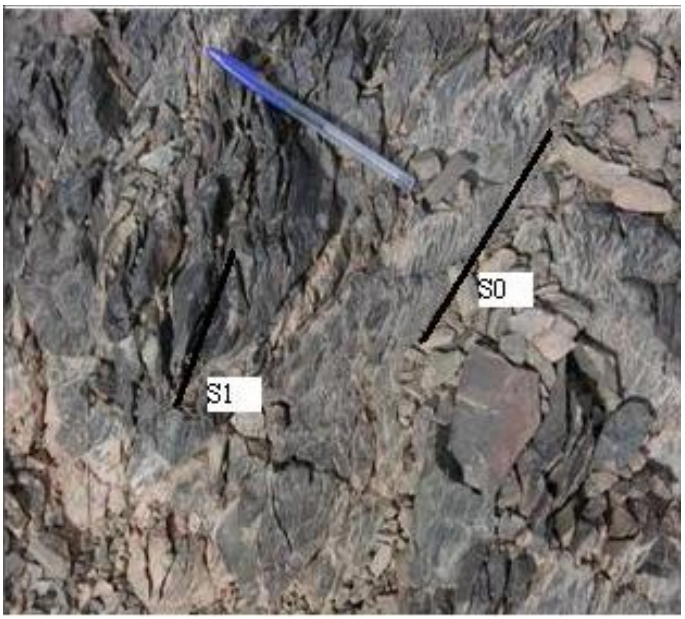


Fig. 2.2: Les schistes du groupe de Saghro de l'Ougnat, à gauche de la piste vers Ikachrane, S0 : stratification ; S1 : Schistosité.



Fig. 2.3: Turbidites du Groupe du Saghro en série verticale à Mellab (massif de l'Ougnat). S_0 : stratification; S_1 : clivage tectonique. Le haut des couches est au Nord d'après le granoclassement. Cliché A. Michard, in Saddiqi et al., 2011.

II. La couverture Néoprotérozoïque post-panafricaine (Groupe de Ouarzazate)

Dans notre approche actuelle, nous plaçons dans le groupe de Ouarzazate, d'abord les Brèches inférieures, localisées et non-volcaniques, puis l'ensemble des termes volcano-sédimentaires très développés du Groupe de Ouarzazate, ancien « PIII ».

II.1. Les brèches inférieures

Les brèches inférieures antérieures aux volcanites du Groupe de Ouarzazate ou « PIII » ne sont connues que sous forme d'un faciès grossier de brèches (Fig. 2.4) et plus sporadiquement de poudingues à éléments remaniés du substratum épimétamorphique et reposant en discordance sur celui-ci. Quelles que soient les formations sous-jacentes, brèches et poudingues sont monogéniques, c'est-à-dire que les éléments proviennent des divers faciès du socle métasédimentaire, et la matrice est de nature semblable, comme l'avait souligné Paile, 1983 ; Abia, 1991 et Abia et al. 1999 Ces auteurs considèrent cette formation comme un conglomérat de base de la couverture « PIII ».Ces brèches sans stratification ni classement nets sont très cohérentes et solidaires du substratum (Fig. 2.4), passant par transition à des faciès à blocs légèrement déplacés. Ce sont des formations subaériennes et colluviales. Elles sont préservées et localisés dans des creux subméridiens du substratum dont la largeur varie de plusieurs dizaines de mètres à plusieurs centaines de mètres. Leur épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres. Les nappes d'ignimbrites qui scellent la paléo topographie en contiennent des éléments.



Fig. 2.4: Brèches subaériennes à Aït Oulhou, constituées d'éléments variés du substratum du Groupe du Saghro (métapélites et métagrauwackes).

Les granodiorites intrusives dans le substratum épimétamorphique ne sont pas remaniées dans ces brèches bien qu'elles affleurent parfois à leur contact, ou les recoupent.

Au contraire, elles en contiennent des enclaves de différentes dimensions, depuis des éléments isolés jusqu'à des panneaux de plusieurs mètres. Comme l'encaissant de ces intrusions (substratum épimétamorphique et brèches), les enclaves montrent des paragenèses minérales non orientées, liées au métamorphisme de contact ; ce sont en général des lamelles de biotite, et également des cristaux de cordiérite et andalousite, témoins d'un métamorphisme statique dû aux intrusions, d'abord des granodiorites, puis des dacites-andésites. Tout se passe donc comme si ces granodiorites étaient intrusives à la fois dans le socle (groupe du saghro) et dans les premiers dépôts subaériens post-orogéniques (groupe de Ouarzazate).

II.2. Subdivisions du groupe de Ouarzazate

Les travaux antérieurs sur la géologie du « Précambrien III » de la boutonnière de l'Ougnat (Paile, 1983 ; Freton, 1988; Abia, 1991 ; Ait Saadi, 1992) ont conduit à subdiviser ce groupe en trois formations superposées (Fig. 2.5):

La formation de Tamerzaga: Composée de roches ignimbritiques verdâtre à faciès rhyo-dacitique et des coulées andésitiques.

La formation de Transition de Ouin Oufroukh: Constituée d'une série volcano-détritique continentale composée de conglomérats, arkose, grés, pélites, tufs et brèches, et assure la transition entre les deux formations de Tamerzaga et d'Aouja n'Aissa.

La formation d'Aoujane Aissa : Formée d'une succession de nappes ignimbritiques, avec un ensemble basique terminal (Paile, 1983).

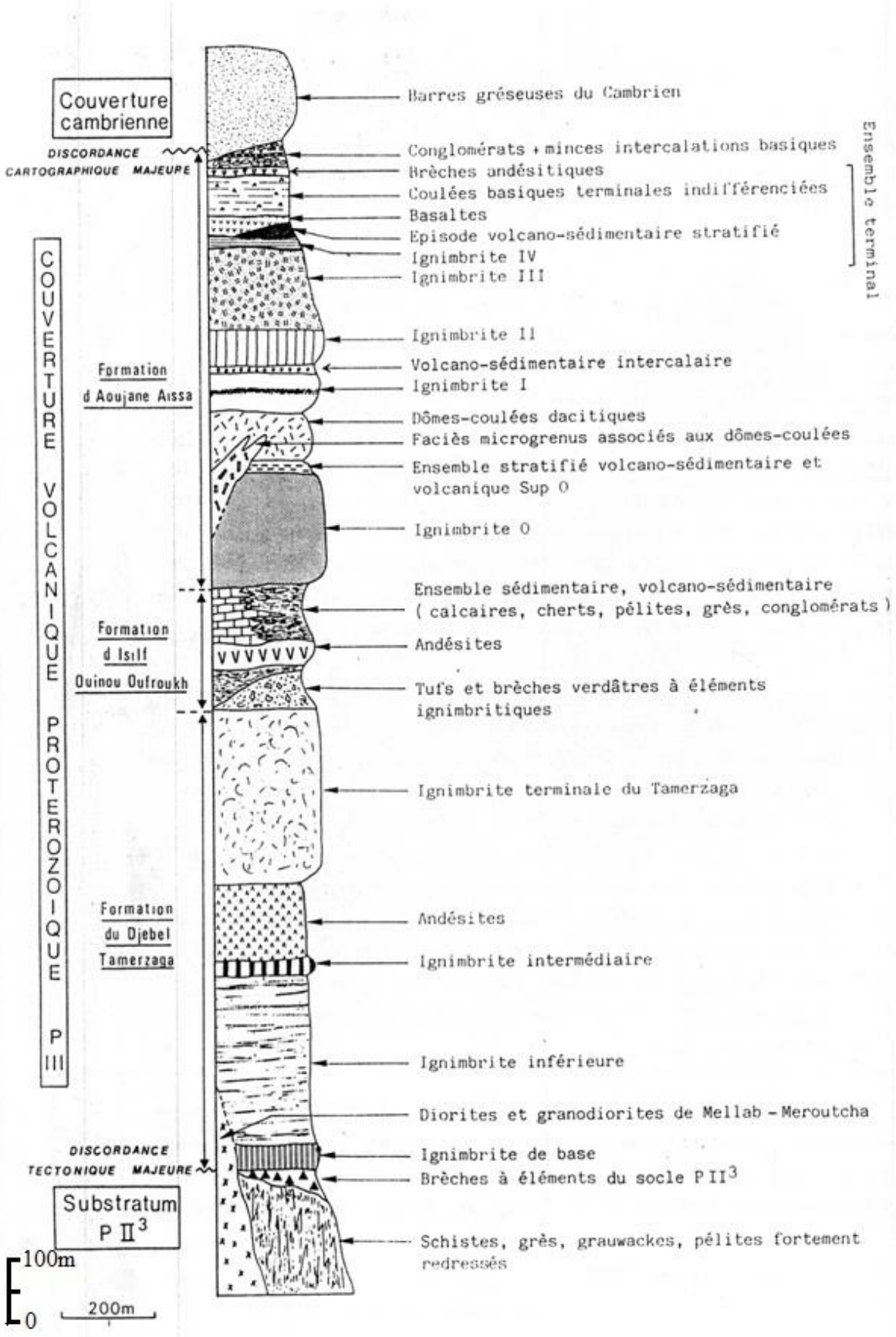


Fig. 2.5: Colonne stratigraphique de l'Ougnat central (Paile 1983).

Cependant, la définition de la Formation d'Ouin Oufroukh a été mise en doute par Derré et Lécolle, 1999 ; Lécolle et al., 2003 a et b**.** A la suite de nos travaux de cartographie, nous proposons une subdivision en quatre ensembles séparées par des discordances d'importance variable, parfois soulignées par des formations volcano-sédimentaires (Fig. 2.6**):**

- ensemble 1 : Trois formations volcaniques acides effusives aériennes. La formation de Tamerzaga ; la formation de Bou Naga et la formation d'Awja n Aissa
- ensemble 2 : Deux niveaux volcano-sédimentaires intercalaires Vs1 et Vs2,
- ensemble 3 : Des Granodiorites et une vaste intrusion de dacites/rhyo-dacites, peut-être localement en dôme protrusif
- ensemble 4 : Une série basique de coulées et d'intrusions hypovolcaniques en dykes, sills et« chonolites » de dolérites plus ou moins porphyriques, dans lesquels se sont mis en place des massifs intrusifs de monzogabbros, monzodiorites et monzogranites.

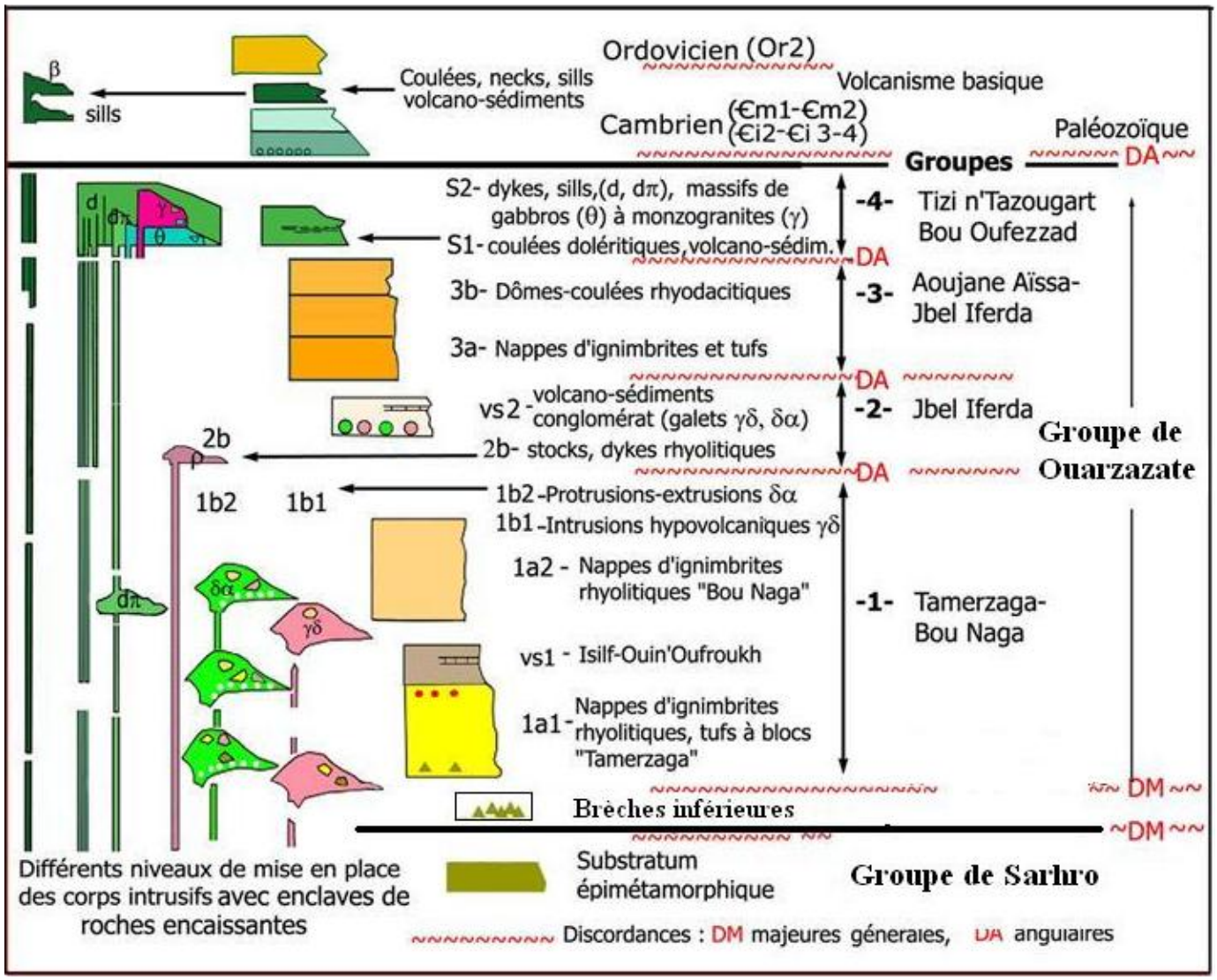


Fig. 2. 6: La succession des formations du Groupe de Saghro, brèches inférieures et le groupe de Ouarzazate (« P III ») de l'Ougnat.

II.3. La formation rhyo-ignimbritique de Tamerzaga

C'est une formation d'épaisseur très variable, entre quelques mètres à Iferda Est, environ 150 m à Bou Imraden et Ouin Ou Froukh et 300 m dans le Jbel Tamerzaga (Fig. 2.1. Fig. 2.6 et Fig. 2.7).

Elle affleure soit sous forme de grande nappe (Jbel Tamergaza, carte Bou Adil) soit sous forme de bandes moins continues N-S à N30E (carte Oukhit), une bande N-S depuis l'Ouest du Jbel Iferda jusqu'à Imi n'Ikene ; bande N30/40 du Sud-Est d'Imi n'Ikène jusqu'au Tizi n'Tazzougart, et bande N30/40 du Jbel Bou Oumnir au Nord au Jbel Taghouilast au Sud. D'autre part il existe de nombreux autres affleurements plus discontinus : Sud du Jbel Iferda, Jbel Bou Imraden etc.

Les rhyolites de cette formation se caractérisent par une patine souvent claire, blanche à jaunâtre voire gris-verdâtre. A la cassure, elles sont grises et généralement pauvres en phénocristaux de feldspaths et de quartz. On distingue plusieurs faciès typiques de cette formation.

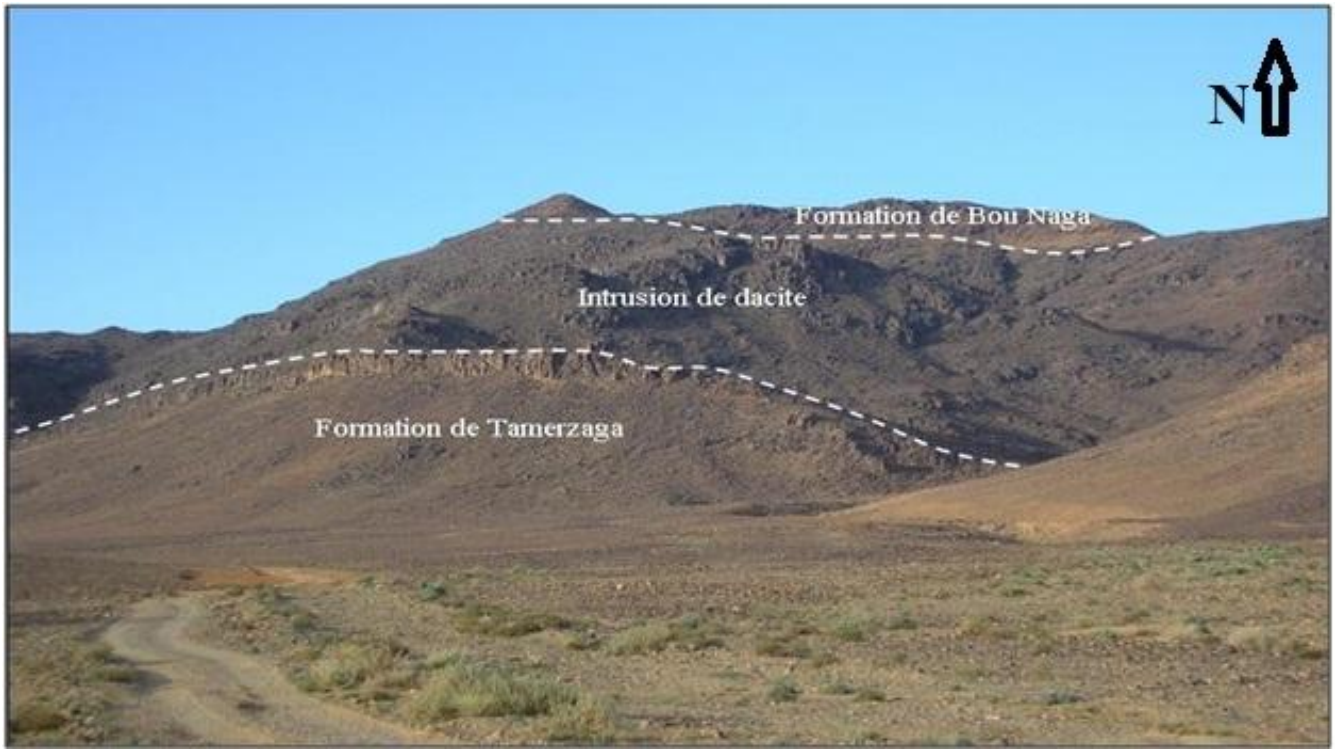


Fig. 2. 7: Formations de Tamerzaga, de Bou Naga et intrusion de la dacite à Jbel Bou Naga sur la Carte Bou Adil 1/50 000.

- des rhyolites à pyromérides bien formés ou des rhyolites à débit glomérulaire (pyromérides ou glomérules de 1 à 3cm de diamètre) qui peuvent passer à des rhyolites à petites fiammes noir verdâtre (2-4cm). Des rhyolites rouges (Fig. 2.8) plus ou moins porphyriques s'intercalent localement vers le haut de cette formation. Les phénocristaux de feldspaths roses sont toujours anguleux.
- des rhyolites à blocs (10 cm à 1m) apparaissent souvent vers le haut de la formation. Elles se composent d'éléments plutôt arrondis dont la taille décroît en montant dans la formation avant que celle-ci ne passe, soit à la formation volcano-sédimentaire 1 (vs1), soit à la formation rhyo-ignimbritique de Bou Naga (Fig. 2.6 et Fig. 2.7). Les éléments sont formés, soit d'une roche grise identique à celle du 'ciment' qui est glomérulaire ou à pyromérides (faciès auto-bréchiques), soit de rhyolites rouges porphyriques et oligo-porphyriques rappelant celles occupant latéralement le haut de cette formation de Tamerzaga.

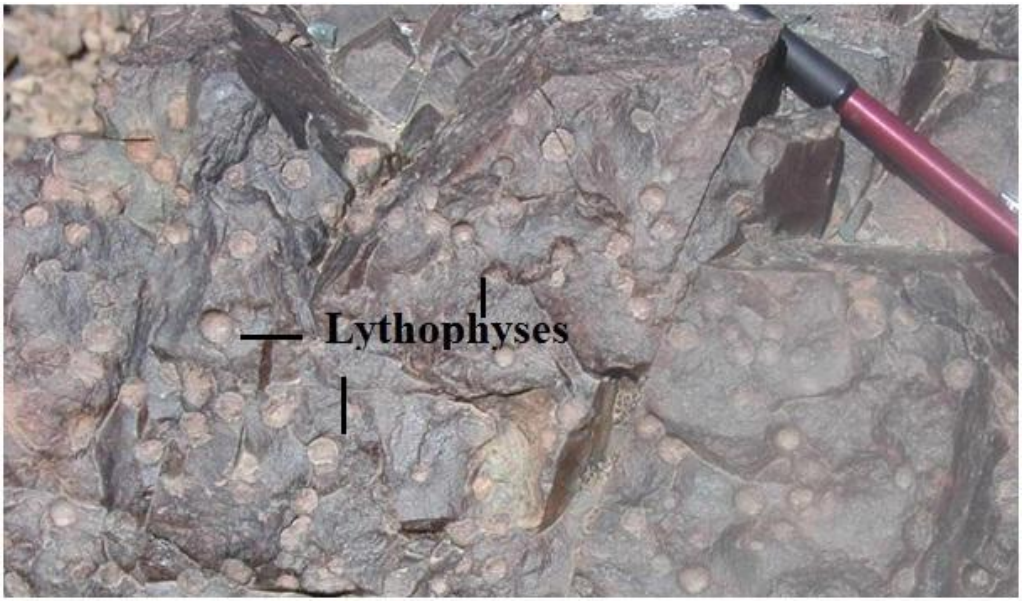


Fig. 2.8 : Lithophyses dans une rhyo-ignimbrite de la formation de Tamerzaga**.**

II.4. La formation volcano-sédimentaire vs1.

Cette formation n'est pas présente partout entre les formations rhyo-ignimbritiques de Tamerzaga et de Bou Naga, soit en raison de discordances de ravinement (érosion anté-formation Bou Naga), soit en raison de l'intrusion de dacites/rhyo-dacites qui se sont mises en place préférentiellement dans ce contact. Son épaisseur maximale est d'environ 100 mètres au Sud du Jbel Bou Imraden (Oukhit 1/50000). La succession la plus complète peut être observée dans deux secteurs.

Un secteur est situé entre le Jbel Bou Imraden et l'Assif n'Oumehri. Au-dessus des rhyolites à blocs de la nappe rhyo ignimbritique de Tamerzaga, ((Fig. 2.1, Fig. 2.6, Fig. 2.9 et Fig. 2.10A, B, C) se succèdent du bas en haut d'abord des niveaux pyroclastiques dominants puis épiclastiques moyennement pentés vers le SE. Les dépôts pyroclastiques sont constitués de tufs à lapillis ou à blocs de rhyolites rouges oligo-porphyriques, alternant avec des cinérites localement à pisolites. Dans les dépôts épiclastiques se trouvent des cinérites (composées de fragments de quartz et de feldspaths < 60 µm), certaines sont à pisolites (1cm de diamètre), des jaspes, des niveaux silico-carbonatés et des lentilles carbonatées à stromatolites localement importantes (500 m de long pour 20 m d'épaisseur), en passages latéraux des jaspes, des cinérites et des pélites portant parfois des figures de dessiccation. Vers le haut, la formation se terminer par des poudingues monogéniques à galets de rhyolites rouges, dans une matrice épiclastique quartzo-feldspathique mal classée ; les galets sont souvent sub-jointifs, en général bien classés et de petite taille (< 10 cm).

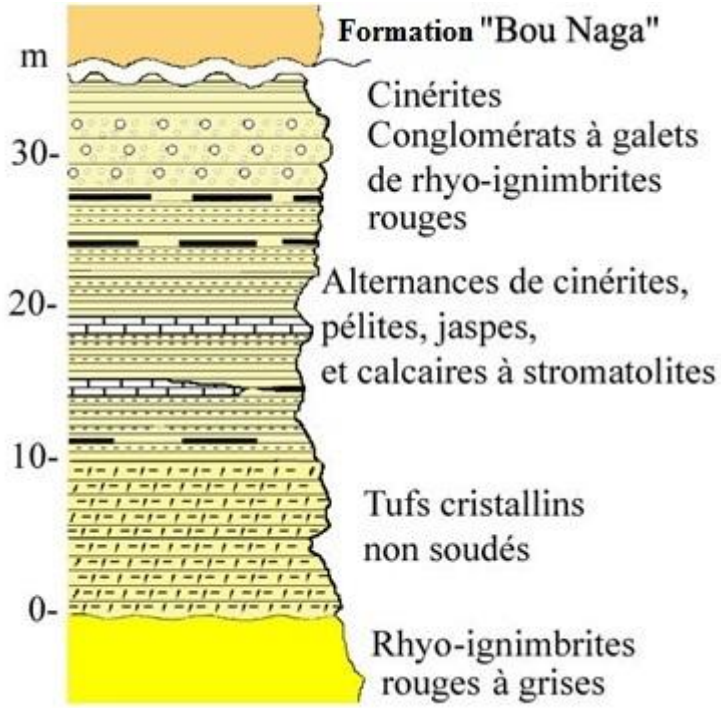


Fig. 2.9 : La formation volcano-sédimentaire vs1 du Jbel Bou Imraden (feuille d'Oukhit 1/50000).

Dans un autre secteur, 500m au Sud du Tizi n'Ouzouou, cette formation est très peu épaisse, pas plus d'une vingtaine de mètres. Elle est représentée par des tufs plus ou moins soudés et des cinérites. La continuité de cette formation est interrompue par l'intrusion des dacites/rhyo-dacites qui recoupe les contacts.

Paile 1983 a décrit une seule formation volcano-sédimentaire sur la feuille Bou Adil, appelée formation de Ouin Oufroukh ou formation de transition ; c'est l'équivalent de notre premier niveau intercalaire vs1.

Dans les autres affleurements dans la boutonnière, la formation volcano-sédimentaire vs1 n'est préservée que localement, soit dans le contact entre les rhyo-ignimbrites et l'intrusion dacitique, soit en enclaves dans ces dacites. Le plus remarquable contact de ce type peut être suivi, dans la région du Tizi n'Tfza (Fig. 2.10), sur plus de trois kilomètres selon une direction NE-SW, où son pendage moyen, vers le SE, est de 50° environ. La formation volcano-sédimentaire comprend là des lentilles de carbonates à stromatolithes (Fig. 2.10C) intercalés dans des cinérites à pisolites. Cette formation est affectée par un métamorphisme de contact lié à l'intrusion dacitique

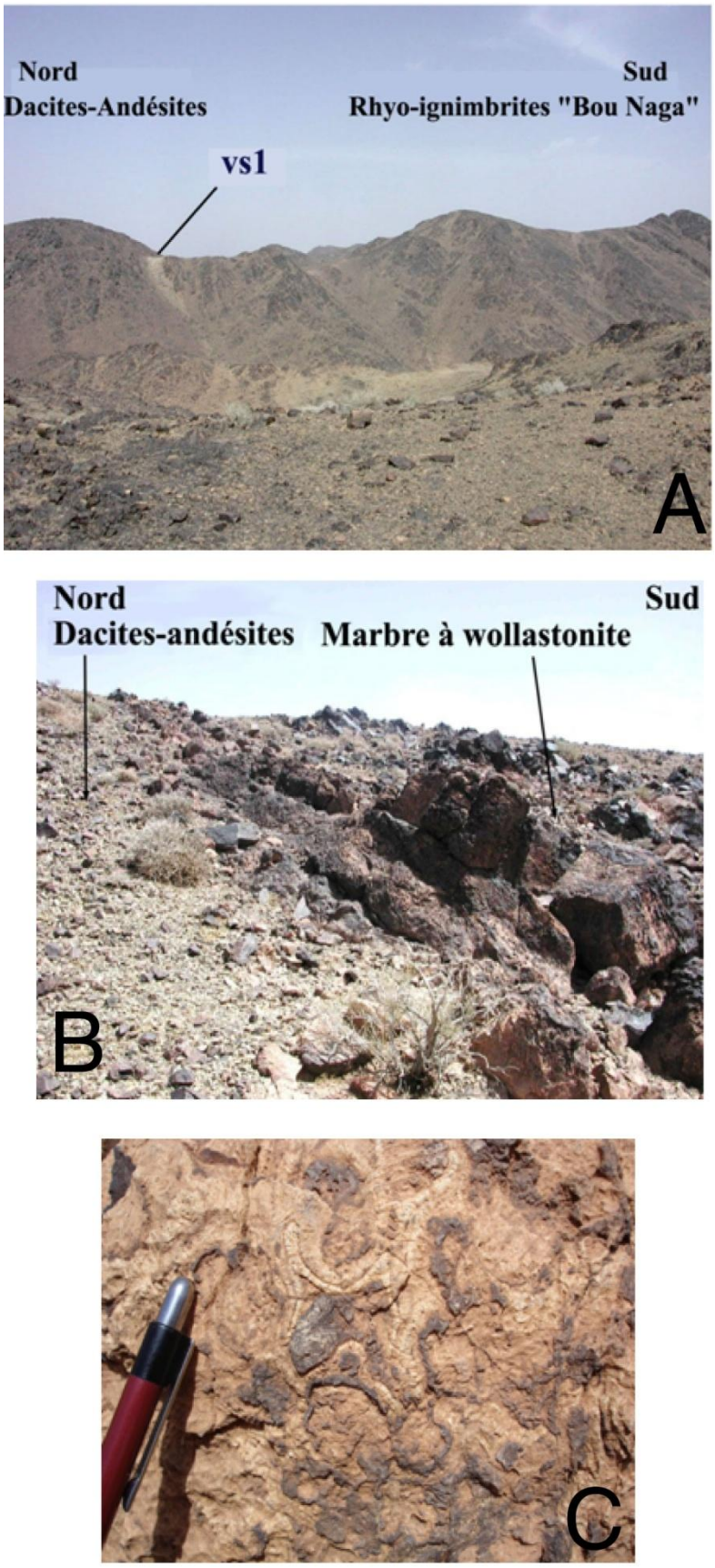


Fig. 2.10 : A et B : La formation volcano-sédimentaire vs1 et les marbres à wollastonite- vésuvianite du Tizi n'Tfza au sud du Jbel Taghouilast (feuille d'Oukhit). C : Les structures stromatolitiques sont préservées.

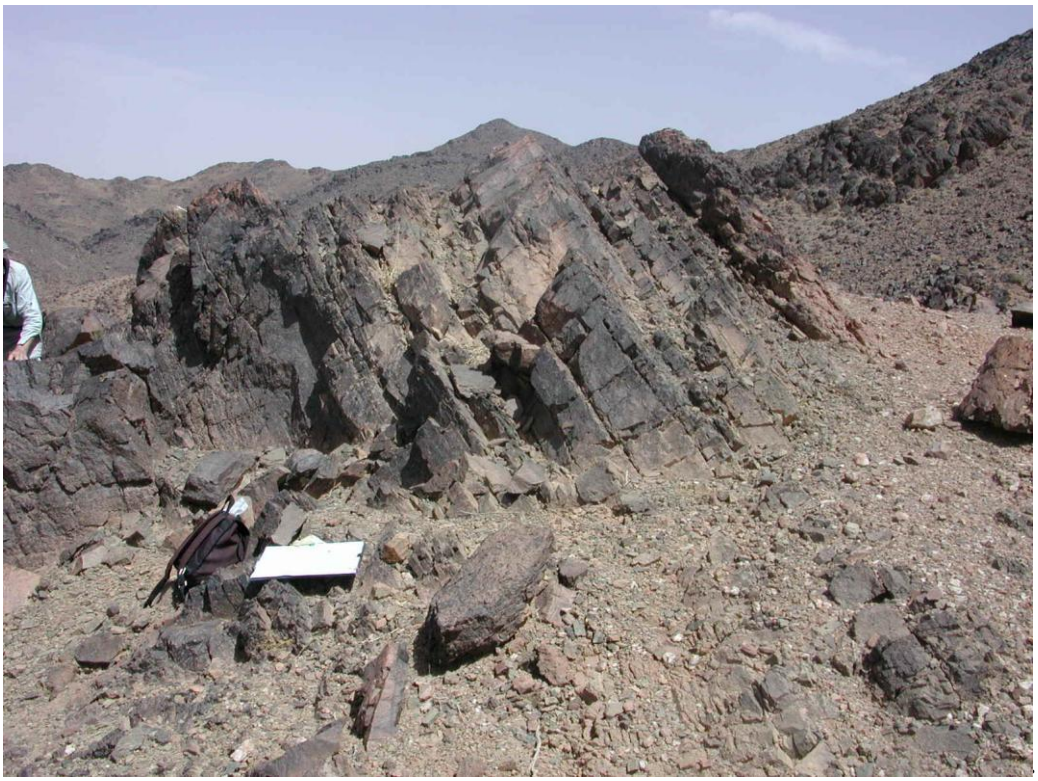


Fig. 2.11.: Volcano-sédimentaire 1 (Vs1) jbel Bou Imraden.



Fig. 2.12 : Volcano-sédimentaire 1 (Vs1) jbel Tagouilast.

Dans les lentilles métamorphisées (Fig. 2.10B et 2.12), les lamines carbonatées (initialement en sphérules calcitiques plus ou moins dolomitisés) et les lamines siliceuses ainsi que les mamelons stromatolitiques sont remplacés par des rubans de microcristaux

(45 µm) de grenat grossulaire, sur lesquels se disposent plus ou moins perpendiculairement de petits cristaux zonés (300 µm x 45 µm) de vésuvianite moins ferrifère au coeur et contenant 1% de fluor et de wollastonite (200 µm). La wollastonite dominante se présente alors en fibres flexueuses plus ou moins longues (150 µm à 200 µm), ou en grands cristaux (500 à 1000 µm). Elle occupe aussi des veinules sécantes sur le rubanement. De la fluorite violette disséminée et interstitielle est tardive. De rares veinules, recoupant l'ensemble, se composent de calcite et d'un peu de quartz.

Les cinérites à pisolites sont finement litées (Fig. 2.11), de couleur claire, composées de quelques fragments anguleux (130 µm) de plagioclase et de quartz et de plus rares fragments de roche microlitique dans une matrice microcristalline (< 9 µm). Les pisolites ovoïdes de 6 à 9 mm sont formées de micro-cristaux analogues à ceux de la cinérite. Dans ce faciès, les néoformations métamorphiques se manifestent à la périphérie des pisolites et dans de minces lits initialement plus calciques, par des aiguilles d'actinote verte et d'épidote enchevêtrées.

Cette formation volcano-sédimentaire correspond à une période où l'activité volcanique décroît, pour laisser place à des dépôts en milieu lacustre, interrompus par une reprise de l'activité tectonique et volcanique, précurseurs de la mise en place des ignimbrites de la formation de Bou Naga.

II.5. La formation rhyo-ignimbritique de Bou Naga

Cette formation constitue soit des massifs assez équidimentionnels (Jbel Bou Naga, Jbel Taghouilast, Jbel el Hamda, Jbel Ma'rir, Jbel Bou Imraden Sud-Est, Sud de l'Oued Bou Tadmasse), soit des massifs allongés sub-méridiens (Jbel Iferda Ouest) ou N30/40 (Tizi n'Tfza et Assif n'Ajjaj Est). Elle dépasse 250 m d'épaisseur au Jbel Ma'rir et n'atteindre que 100 m au Jbel Iferda (Fig. 2.6, 2.7 et 2.9).A l'Ouest du Jbel Iferda, cette formation volcanique à patine sombre surmonte directement les rhyolites claires 1, sans intercalaire vs1.

L'existence de différents faciès ignimbritiques (Fig. 2.13), dont la superposition peut être observée dans la région du Tizi n'Tfza témoigne d'une mise en place en plusieurs nappes. La base de la première nappe qui recouvre la formation volcano-sédimentaire vs1 comprend des brèches rhyolitiques à éléments de jaspes, de cinérites jaunes à grises, puis des brèches à blocs de rhyolites de faciès variés (grises, rouges plus ou moins porphyriques) provenant du remaniement des rhyolites de la formation de Tamerzaga. Au-dessus se succèdent plusieurs

nappes de rhyolites à patine sombre, de couleurs variées à la cassure, grise à noire ou brun rouge. Elles sont fluidales aphyriques, fiammées et assez riches phénocristaux de quartz, feldspath potassique et plagioclase, ou à lithophyses (Fig. 2.14) plus ou moins dissoutes et allongées selon une fluidalité. Des faciès à pyromérides sont également présents.

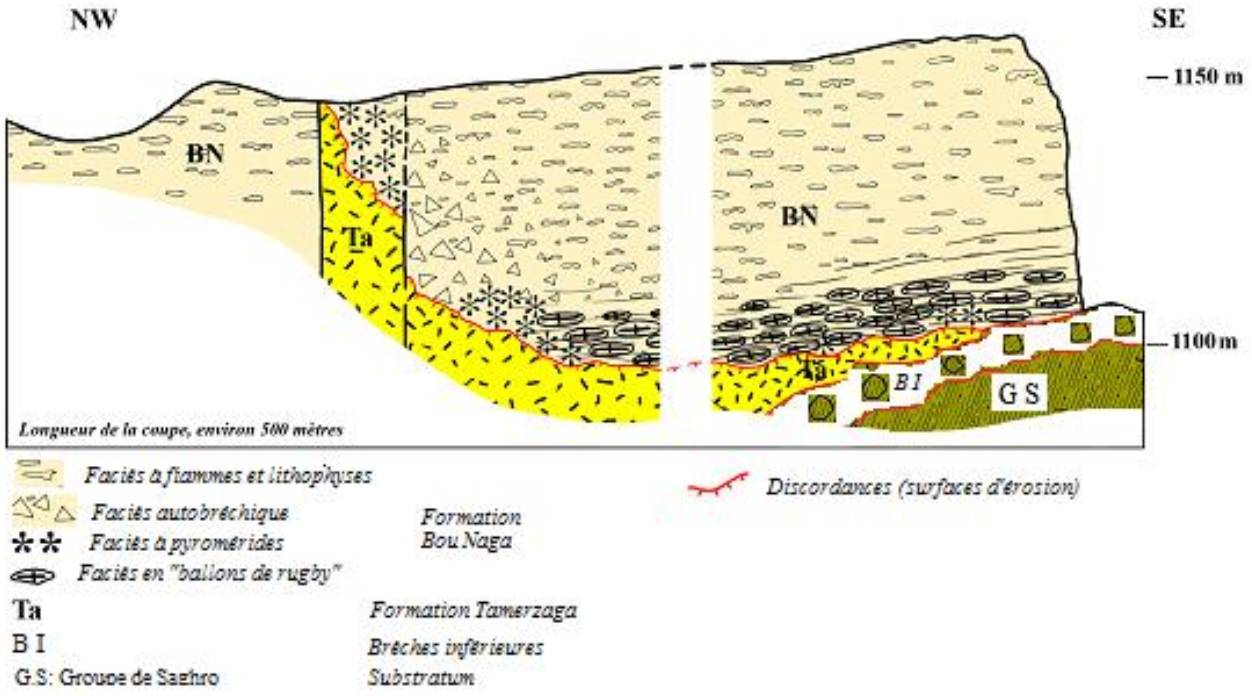


Fig. 2.13: coupe interprétative verticale des faciès de base de la formation de Bou Naga.



Fig. 2.14 : Lithophyses dans l'ignimbrite de la formation de Bou Naga, jbel Bou Naga Carte Bou Adil 1/50000.

Du point de vue pétrographique cette formation contient, outre des rhyolites claires, oligo-porphyriques, où la fluidalité est marquée par des alternances de rubans micro-cristallins (< 30 mm) et cryptocristallins (< 10 µm), des rhyolites riches en phénocristaux de

quartz, de feldspaths et de biotite (2-3 mm). Ces rhyolites contiennent des fragments lithiques microcristallins, des fiammes recristallisées en sphérolites et des échardes vitreuses en X et Y plus ou moins aplaties témoignant de l'éclatement puis de l'écrasement de ponces lors de la mise en place de ces nappes.

II.6. Les intrusions hypo-volcaniques.

Le premier corps intrusif (chronologique) est représenté par plusieurs apex granodioritiques. Ils sont de probables apophyses sud-orientales d'un vaste massif qui affleure selon un croissant ouvert vers le Sud d'une quinzaine de kilomètres de diamètre dans le NE du massif de l'Ougnat, (zones méridionales des feuilles de Goulmima et de Touroug et le NE de celle de Bou Adil (Fig. 2.15).

L'intrusion suivante est un corps beaucoup plus important encore. Il s'agit d'un sill-protrusion de dacite – rhyodacite de plus de 30 km de diamètre et d'environ 200 m d'épaisseur, à peu près centré sur le précédent, connu jusque dans l'Ouest de la feuille de Bou Adil. Dans cette partie ouest (Sud d'Igli) il présente quelques faciès effusifs. Sur Oukhit (Fig. 2.15), où ne sont connus que des faciès intrusifs, il occupe plus du tiers de la superficie occupée par le Protérozoïque.

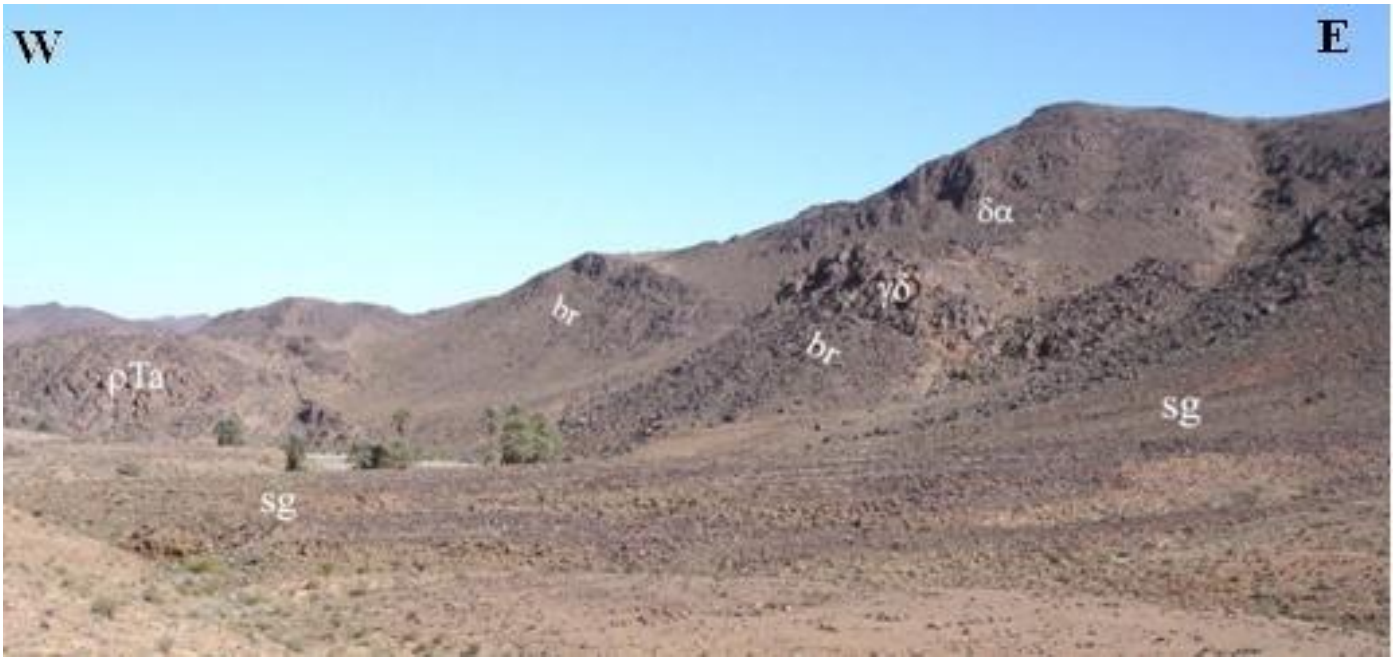


Fig. 2.15 : Vue vers le nord depuis l'est-sud-est d'Ighrane. Les métasédimentaire **(sg)** et les brèches de colluvions **(br)** du substratum, ainsi que les rhyo-ignimbrites claires de la « Formation Tamerzaga »(□ □**Ta)** affleurent dans la vallée de l'assif n'Aït Oulhou jusqu'à mi-pente vers l'est, où ils sont intrudés par la granodiorite **(**□ □) puis par les dacites-andésites(□ □).

II.7. Les apex hypo-volcaniques de granodiorite

La granodiorite affleure largement dans les feuilles de Goulmima, Touroug et Bou Adil (Fig. 2.6, 2.15et 2.16), Ces intrusions de granodiorites, découvertes et decrites pour la première fois dans la feuille d'Oukhit affleurent dans trois secteurs:

- à 6 km au SSE d'Oukhit, deux apex de granodiorites (diorite quartzique) de 500x1000m chacune, séparés par 800m de distance, sont intrusifs dans les rhyo-ignimbrites 2 ; la partie septentrionale de l'intrusion située à l'Est, est masquée par la couverture quaternaire;
-à l'Est du Jbel Iferda , des essaims de petits pointements occupant une aire d'un kilomètre carré environ, recoupent des lambeaux résiduels des rhyo-ignimbrites de la formation de Tamerzaga et de la formation de Bou Naga, disloqués dans un sill dacitique;
-à l'Ouest et au Nord-Est d'Imi n'Ikene, affleurent deux petits pointements de moins de 100 m, également disloqués dans l'intrusion dacitique.

Ces divers pointements présentent les caractéristiques pétrographiques typiques des granodiorites connues dans l'Ougnat autour de Mellab et dans tout le Saghro. Ils sont formés d'une roche à structure grenue à grain moyen (2 à 5 mm) formée de cristaux de biotite automorphe, de hornblende verte plus ou moins abondante, et de plagioclase zoné. Le feldspath potassique et le quartz sont interstitiels. Dans l'apex du SSE d'Oukhit, la granodiorite à grain moyen contient des enclaves sombres ovoïdes d'une roche dioritique à grain fin (1 mm) comparables à la diorite quartzique qui pointe à un peu à l'Ouest. Ces roches contiennent quelques phénocristaux de plagioclases (5 mm) dans un assemblage de plagioclases, d'amphiboles et de biotites abondantes. Le quartz est interstitiel.

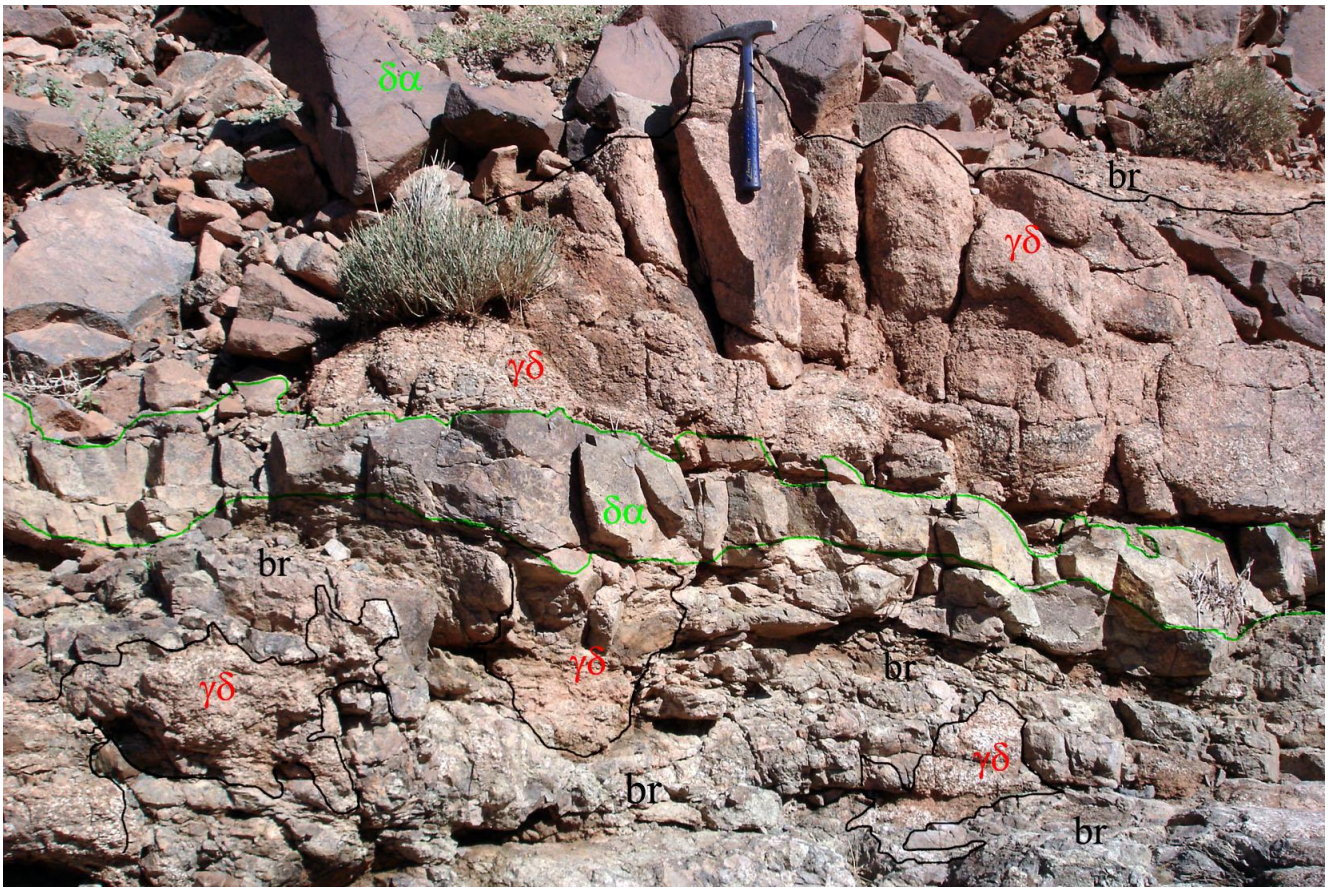


Fig. 2.16: Contact intrusif de la granodiorite (□□□□ dans les brèches pédogénétiques et colluviales du substratum **(br)** à la base de la lame-corniche Vers le milieu de la photo, la lame massive, sombre, est un sill dacitique (□□□□□recoupant la granodiorite ; dans le sill, les plages claires sont de petites enclaves de granodiorite. En haut de la photo, les blocs éboulés sont des dacites-andésites provenant de la puissante intrusion surincombante.

Les apex du SSE d'Oukhit montent jusque dans la formation rhyo-ignimbritique de Bou Naga, plus haut dans la série que ce qui a été décrit par Paile, 1983 (Fig. 2.5), Freton, 1988 ; Abia, 1991 et Ait Saadi, 1992. Vers le toit de cette intrusion, l'étude microscopique montre que le grain de la roche diminue sur un mètre d'épaisseur environ. La roche grenue passe à une roche à grain fin (1 mm) puis microgrenue légèrement porphyrique (phénocristaux de plagioclases de 3 mm). Les amphiboles et les biotites sont accolées aux plagioclases. Dans la roche à grain fin, la mésostase est uniquement quartzo-feldspathique (plagioclase et feldspath potassique) ; elle contient de la biotite dans le faciès microgrenu de bordure.

Les intrusions de granodiorite ont induit un métamorphisme de contact dans les roches encaissantes :

- les dépôts schisto-gréseux du Groupe du Saghro ont subi un métamorphisme de contact.

L'auréole de métamorphisme est visible près du village Ikachrane sur environ 2 à 3 km. Les minéraux de métamorphisme apparaissent plus dans les pélites que dans les grés, ils sont représentés par l'andalousite et la muscovite.

- la rhyolite encaissante du « Précambrien III » a subi un métamorphisme au contact de cette intrusion ; il se marque par la recristallisation de la mésostase (initialement crypto-cristalline) et par celle des pyromérides, en un assemblage microcristallin (30µm à 100 µm) quartzo-feldspathique accompagné de néoformations poecilitiques de feldspaths potassiques puis de muscovites.
- les petits apex des environs du Jbel Iferda et d'Imi n'Ikene contiennent de nombreuses enclaves biotitisées de métasédiments du substratum (Groupe du Saghro), ainsi que des enclaves des rhyo-ignimbrites de la formation de Tamerzaga et de la formation de Bou Naga.

Des aplites et des pegmatites ainsi que très localement du granite à grain fin à grenat sont localement présents au toit de ces intrusions.

II.8. Le sill-protrusion de dacites/ rhyo-dacites

D'après ses rapports géométriques avec les divers encaissants et les panneaux résiduels d'encaissant enclavés et déplacés, le sill-protrusion de dacites/rhyo-dacites s'est mis en place dans deux grandes discontinuités (Fig. 2.6; 2.10A, 2.15 et 2.16), d'une part, la discordance socle métamorphique Groupe du Saghro/couverture volcanique (Formation de Tamerzaga et Formation de Bou Naga), et d'autre part la discordance entre les rhyo-ignimbrites de Tamerzaga et de Bou Naga, qui correspond en général ici au toit des intrusions de granodiorite. Il est recouvert par la formation volcano-sédimentaire vs2.

Les divers faciès qui le composent (des dacites et des rhyo-dacites) sont sans limites nettes. On peut remarquer cependant que les faciès porphyriques et/ou auto-bréchiques se trouvent plus souvent dans les parties inférieures du corps, tandis que les parties hautes peuvent être sub-aphyriques, parfois à débit prismé sub-vertical (Jbel Iferda) (parties protrusives du corps).

Dans la zone d'Iferda Est, le corps rhyo-dacitique s'insère dans le contact intrusif entre granodiorite et rhyo-ignimbrites de Tamerzaga (Fig. 2.15 et 2.16). Les faibles largeurs d'affleurement entre ces deux faciès suggèrent une faible épaisseur du corps rhyo-dacitique à cet endroit. L'intrusion rhyo-dacitique dilacère le toit des granodiorites et de leur encaissant méta-pélitique, et isole des enclaves de toutes tailles, certaines pouvant dépasser le mètre ; ces

enclaves sont mêlées à d'abondants cristaux de quartz, de feldspaths et de biotite. On y rencontre aussi des enclaves de leucogranites à grenat et de très nombreux petits (< 2 cm) éléments anguleux de rhyolite. Comme dans la partie la plus épaisse du sill, les dacites sont riches en phénocristaux (2 mm) de plagioclase, d'amphibole et de biotite surtout (Fig. 2.18), tandis que le quartz est peu abondant. La mésostase est sombre, brun-verdâtre à noire, cryptocristalline et localement recristallisée en micro-sphérolites (diamètre 20-30 µm). Elle contient des éléments aplatis (3-4cm) d'une roche noire oligo-porphyrique (Fig. 2.19 et 2.20), à plagioclases zonés et à mésostase cryptocristalline à microlitique, et de fréquents petits fragments de roches méta-sédimentaires du substratum.

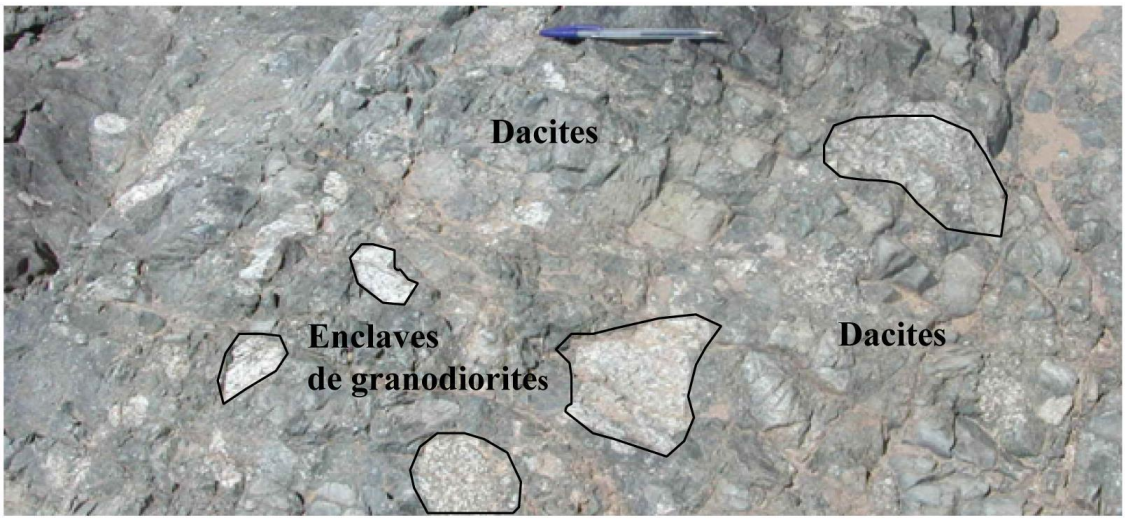


Fig. 2.17 : La Dacite à enclaves de granodiorites.

Vers le toit, les dacites se chargent en éléments rhyo-ignimbritiques dont la nature varie avec les formations encaissantes. Ainsi, de l'ESE du JbelI ferda, à l'Assif n'Oumheri, les dacites, intrusives dans la base des rhyo-ignimbrites de Bou Naga, contiennent une grande abondance d'éléments ronds de rhyolites rouges. Ces enclaves représentent les restes des faciès à blocs des rhyolites de Tamerzaga et/ou des poudingues du sommet de la formation volcano-sédimentaire vs1 (éléments de dimensions quasi constantes d'environ 10 cm) présents vers l'Ouest dans le jbel Bou Imraden. Le contact intrusif indenté des dacites dans les rhyo-ignimbrites de Bou Naga peut être observé sur un kilomètre au SW du Jbel Ma'rir. Enfin, immédiatement au Sud du Tizi n'Ouzouou, on observe à nouveau les formations volcaniques et volcano-sédimentaires recoupées par l'intrusion (Fig. 2.10 ; 2.11 ; 2.12 et 2.17).

Plus au Sud-Est, dans la bande NE-SW du Tizi n'Tfza, où le sill s'est mis en place

entre les rhyo-ignimbrites de Tamerzaga au mur et de Bou Naga au toit, les dacites, toujours très riches en phénocristaux (plagioclases et quartz) contiennent d'abondants éléments anguleux (1 à 10 cm) de rhyolites variées. Au toit, une partie relique de la formation volcano-sédimentaire vs1 est affectée par un métamorphisme de contact bien visible dans les lentilles carbonatées à stromatolites (cipolins à wollastonite, vésuvianite et grenat) et les cinérites à pisolites (actinote et zoïsite) décrit précédemment.

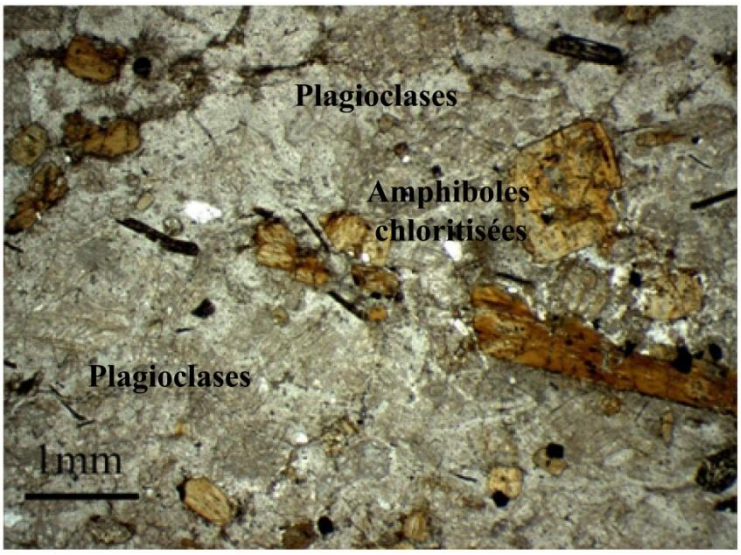


Fig. 2.18: Dacite (Lame mince LPNA) très riche en phénocristaux de plagioclases, d'amphiboles chloritisées (sections losangique et longitudinale à droite de la photo), dont les bordures sont localement arrondies et à golfes. En noir, lamelles de biotites hématitisées. Ighrane Sud-Est.

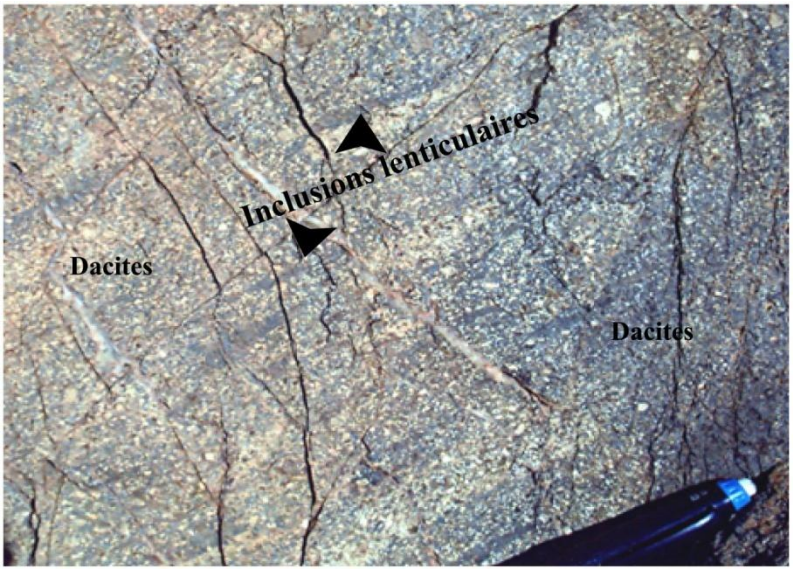


Fig. 2.19 : Dacite à inclusions lenticulaires sombres, andésitiques, soulignant un flux peu penté. Piste au Nord d'Aït Oulhou.

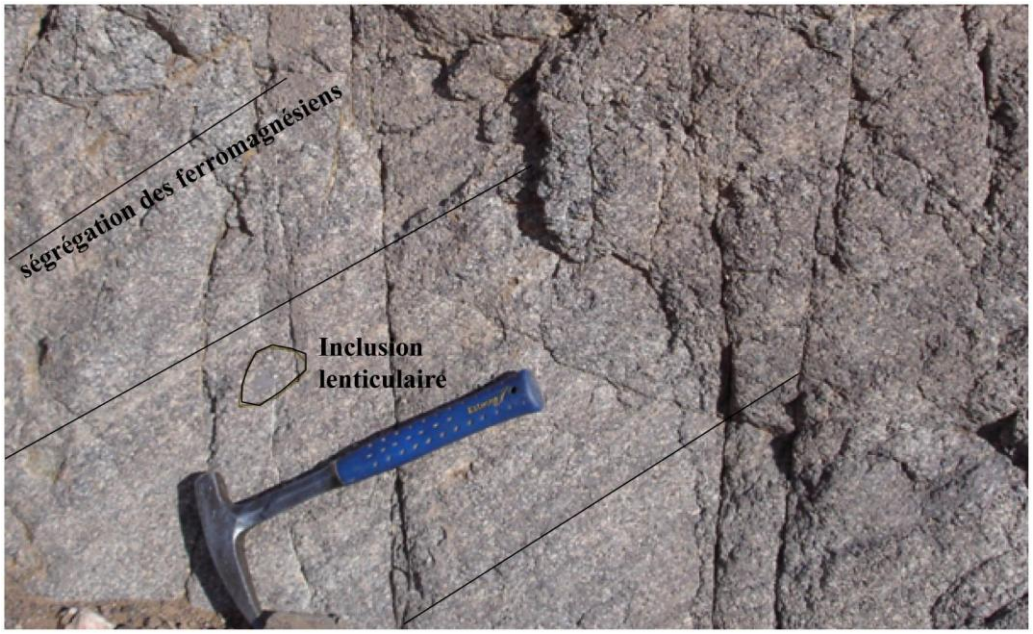


Fig. 2.20 : Dacites litées : le litage correspond à des ségrégations de ferromagnésiens et à des inclusions lenticulaires d'andésites porphyriques (au-dessus du marteau, inclusion peu allongée cerclée en noir) Est de l'Amalou n'Tamenirt, au sud d'Isk n'Oudadène.

A noter que ce corps composite de dacite-rhyodacite a été considéré comme une coulée andésitique appartenant à la formation de Tamerzaga, par Paile 1983 (Fig. 2.5), Freton, 1988 ; Abia, 1991 et Ait Saadi, 1992).

II.9. La formation volcano-sédimentaire vs2.

Cette formation volcano-sédimentaire succède à la mise en place de corps magmatiques intrusifs érodés (des granodiorites et des dacites/rhyo-dacites), à la différence de la formation volcano-sédimentaire (vs1), qui se situe entre deux épisodes d'émissions volcaniques aériennes, la formation Vs2 ne dépasse pas 100 m d'épaisseur et repose localement en discordance de ravinement sur les dacites/rhyo-dacites et sur les divers faciès de la formation de Tamerzaga, le volcano-sédimentaire intercalaire vs1 et la formation de Bou Naga. (Fig. 2.6, 2.21 ; 2.22 ; 2.23 et 2.24).

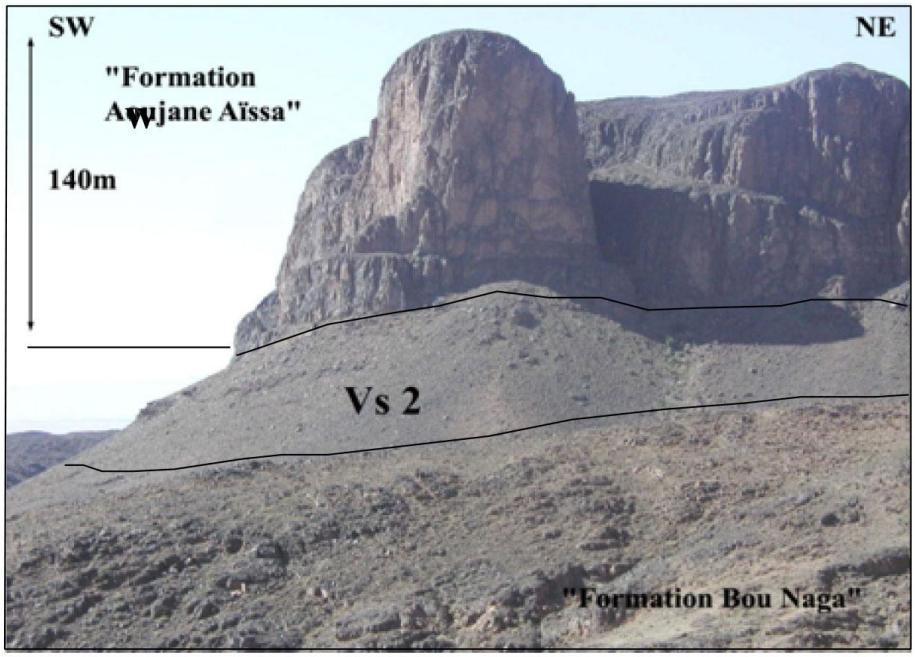


Fig. 2.21: Les formations « Bou Naga » et « Aoujane Aîssa » séparées par la formation volcano-sédimentaire 2 (vs2) à Jbel Iferda.

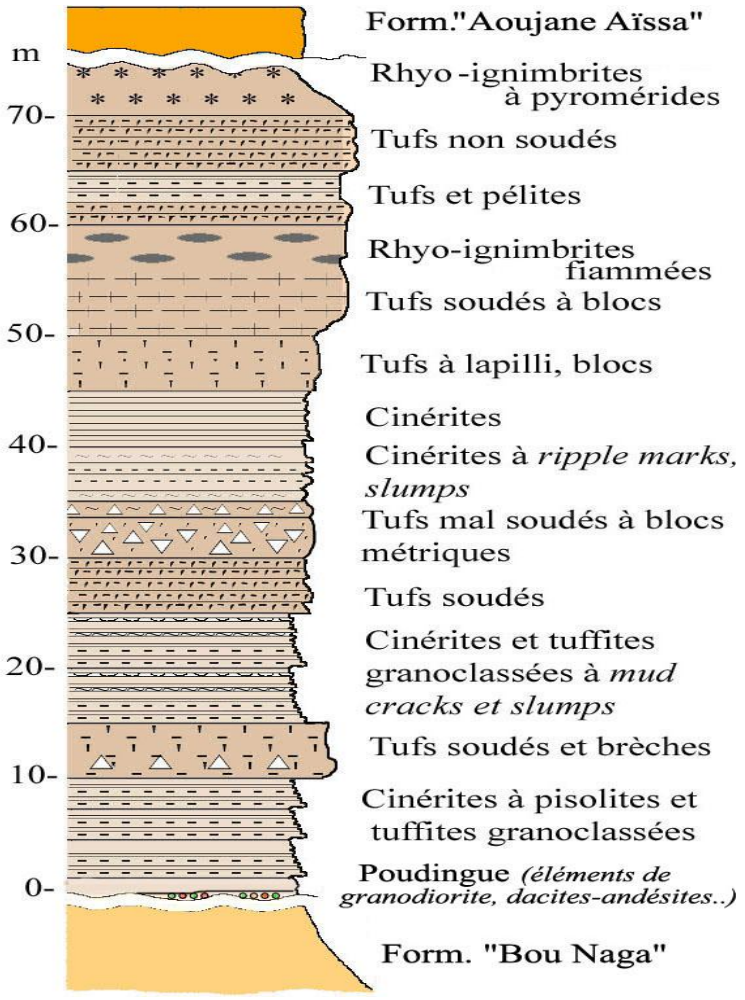


Fig. 2.22 : colonne stratigraphique de la formation volcano-sédimentaire vs2, du Jbel Iferda.

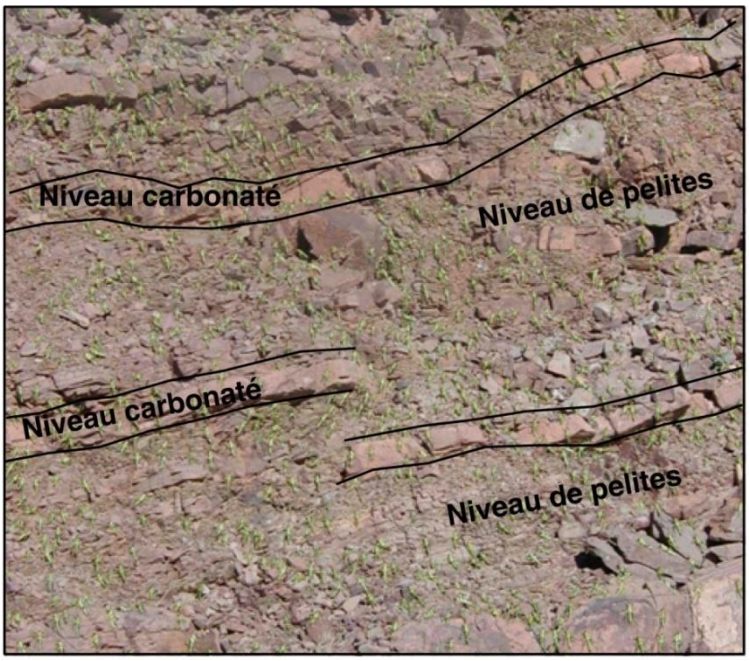


Fig. 2.23 : Volcano sédimentaire intercalaire N°2 (Vs2) Jbel Iferda.



Fig. 2.24 : Cinérites du volcano sédimentaire intercalaire n°2 jbel Iferda.

La formation Vs2 se compose essentiellement de matériel stratifié (Fig. 2.22), provenant de l'érosion des formations volcaniques et intrusives antérieures (granodiorites et dacites/rhyo-dacites). Elle débute en effet localement par des tuffites grossières verdâtres à la base desquelles on observe localement des lentilles de poudingues (Ouest et Est du Jbel Iferda) à éléments de rhyolites variées, de granodiorites et de leucogranites à grenat atteignant parfois 1m. On y trouve aussi des éléments de métapélites du socle (Fig. 2.23). La matrice des

poudingues est tuffacée. L'essentiel du reste de la formation se compose de tuffites à éléments granoclassés en alternances avec des cinérites. Les niveaux les plus fins peuvent présenter des figures de glissement, des rides de courant (Fig. 2.24), des fentes de dessiccation. Ces tuffites sont composées de fragments anguleux de quartz, de feldspaths potassiques et de plagioclases (1mm), de biotites altérées, de roches microlitiques, et de ponces dont les pores sont remplis de chlorite. Les niveaux carbonatés à stromatolites et oncholites sont plus rares et surtout beaucoup moins épais que dans la formation volcano-sédimentaire vs1.

Dans les termes sommitaux de cette formation vs2 sont intercalés des niveaux peu épais (< 5 m) de projections volcaniques directes, des tufs souvent très soudés, à ponces tubulaires, à lapilli ou à blocs, prémices vraisemblables des puissantes émissions rhyo-ignimbritiques de la formation d'Aouja n'Aissa.

II.10. La formation rhyo-ignimbritique d'Aouja N'Aissa

Cette formation de la couverture protérozoïque est un complexe volcanique felsique polyphasé, surtout rhyo-ignimbritique. Sur la feuille de Bou Adil, les diverses unités de cette formation (Fig. 2.25) affleurent dans une zone triangulaire d'une quinzaine de kilomètres de côté, au centre de la partie protérozoïque de la carte, Sur la feuille d'Oukhit, elle forme le Jbel Iferda (Fig. 2.21).

Cette formation (au moins 150 m sont actuellement conservés) repose en discordance sur les autres formations volcaniques, volcano-sédimentaires et intrusions antérieures. Elle comprend des nappes superposées de nature rhyo-ignimbritique et de tufs moins ou peu soudés, puis une ou des protrusions (dôme-coulées). Les rhyo-ignimbrites forment les entablements bien repérables dans le paysage par leurs falaises d'une cinquantaine de mètres de hauteur au moins (Fig. 2.25).

Les faciès des ces rhyo-ignimbrites sont aussi variés par leur couleur (beige, noir, rouge...) que par leurs structures (fluidales, fiammées, brèchique, à pyromérides...) que ceux des formations volcaniques antérieures (formations de Tamerzaga et de Bou Naga). Leurs caractères pétrographiques sont semblables à ceux des deux formations rhyo-ignimbritiques précédentes.

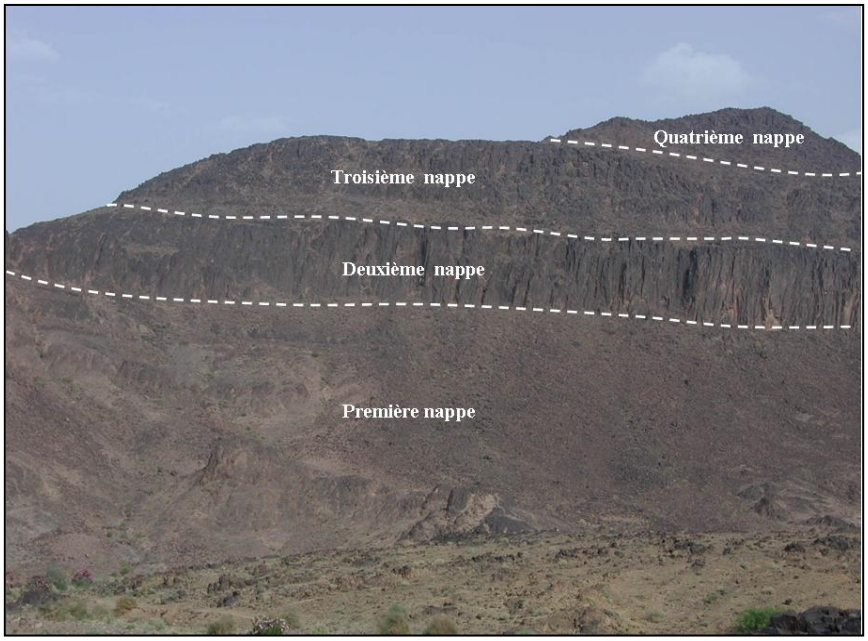


Fig. 2.25: Nappes superposées de la formation d'Awja n'Aissa au niveau du douar Bou Ougdoud à l'Est de la mine de BouMadine.

II.11. Le complexe intrusif polyphasé de dolérites, dolérites porphyriques, gabbros et granophyres.

Ces intrusions sont guidées par des ouvertures sub-verticales dans un couloir de direction N40 de 7 km de largeur environ, recoupant tout le Protérozoïque. Vers le NW, il est masqué sous le Cambrien transgressif autour d'Oukhit pour réapparaître au NE de l'Aoualzi n'Oukhit, ainsi que vers le Sud-Ouest, le long de l'Agoulf n'Tmenkal (Fig. 2.1 et 2.6).

Un corps composite de dolérites porphyriques-gabbros occupe la partie Sud-Ouest du couloir ; vers le Nord-Est il se résoud en un réseau N40, plus ou moins dense, de dykes de dolérite plus ou moins porphyriques, localement anastomosés en corps chonolitiques. Le corps composite du Sud-Ouest comprend trois épisodes intrusifs mafiques successifs. D'abord, un vaste corps (5 x 3 km) stratoïde (Fig. 2.26), épais de 250 m de dolérites à grain fin (succession de sills peu épais -< 10 m), dans lequel s'insèrent ensuite des sills et des dykes de dolérites gloméro-porphyriques à grain variable en continuité avec un corps massif sous-jacent. Le troisième épisode est un corps massif de roche grenue, dont le toit recoupe obliquement les corps stratoïdes.

A l'Ouest du couloir de dykes, un second corps (2 x 1 km) allongé N40 de dolérites porphyriques affleure au voisinage d'Imi n'Ikene et de Talghoumt (Fig. 2.1).

II.11.a : Le corps composite stratoïde de dolérites à grain fin

Il est composé d'un empilement de niveaux peu épais (< 10 m), pentés à 35° vers le Sud, de dolérites à grain fin (Fig. 2.26 et Fig. 2.27) dans lesquelles s'intercalent en sub-conformité, des horizons (1m) plus ou moins discontinus de dolérites porphyriques à grain variable (Fig. 2.29). Certains de ces horizons sont bréchiques (auto-bréchiques, et /ou remaniant leurs épontes parfois à bordures vacuolaires (Fig. 2.28). Il existe aussi des dykes de nature semblable qui recoupent l'ensemble stratoïde.

Au microscope, dans les dolérites à grain fin oligo-porphyriques, les phénocristaux sont des plagioclases (< 2 mm), parfois associés à des pyroxènes (altérés en calcite +quartz +oxydes) ; la mésostase, formée de plagioclases et de pyroxènes en petits cristaux (< 500 µm), présente une structure doléritique intersertale à inéquigranulaire . Les interstices sont occupés par des plagioclases aciculaires, branchus et du quartz, et/ou par un assemblage symplectique de feldspath potassique et de quartz.

Ces structures témoignent de conditions de refroidissement rapide et d'une cristallisation finale à l'eutectique.

Ces roches sont plus ou moins affectées par une altération à séricite, chlorite, épidote, calcite et les opaques sont hématitisés (en conséquence, la composition des silicates initiaux n'a pu être déterminée).



Fig. 2.26: Est du Tizi n'Tazougart. Empilement de coulées doléritiques, pentées vers le sud ; l'épaisseur à l'affleurement dépasse 250 mètres.

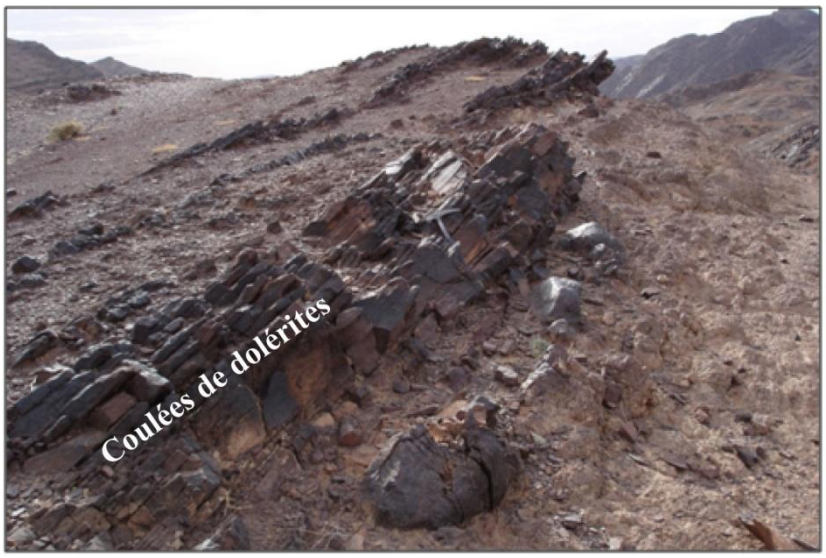


Fig. 2.27: Le corps composite stratoïde de dolérites à grain fin sud de Tizi n'Tzougart.

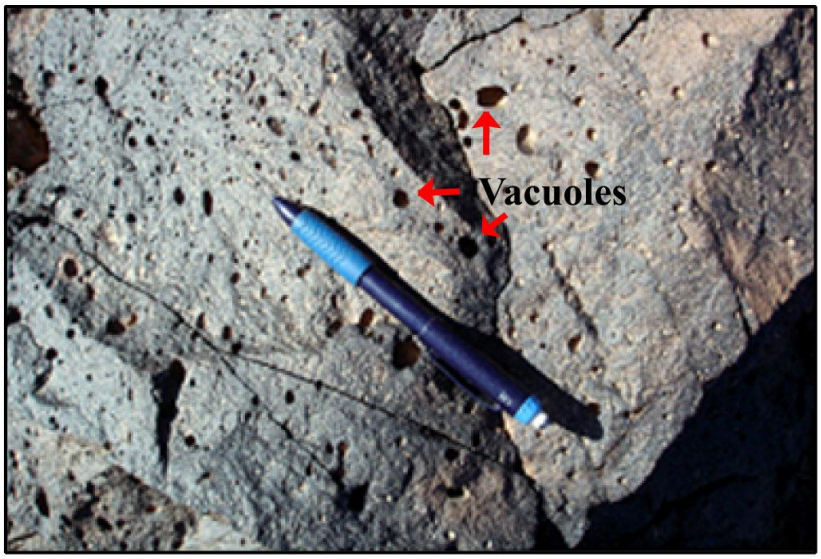


Fig. 2.28 Coulée de dolérite vacuolaire.

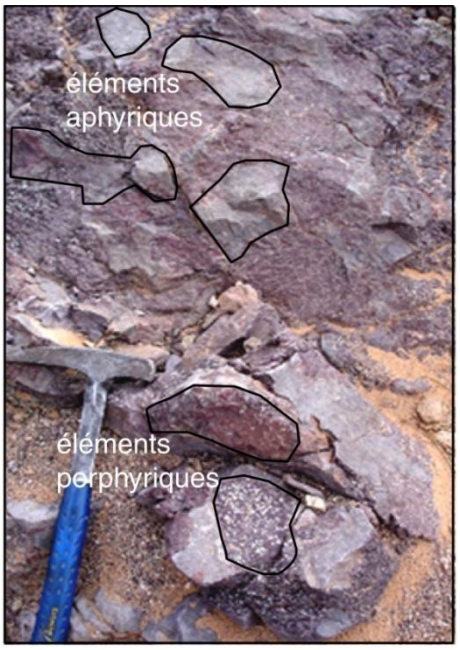


Fig. 2.29 : Brèche magmatique doléritique à éléments plus ou moins porphyriques à ciment oligo-porphyrique voir aphyrique à Izougaghen n'Tamda Bou Ouzou carte Bou Adil 1/50 000.

II.11.b : Les dykes et chonolites de dolérites plus ou moins porphyriques

Le couloir N40 (entre Taghouilast et Amegane, (Fig. 2.1) comprend des dykes de faciès variés qui se recoupent, des dolérites gloméro-porphyriques, oligo-porphyriques et aphyriques (Fig. 2.1 et 2.6). Ils sont groupés en faisceaux denses où la roche encaissante n'occupe souvent plus qu'une faible partie. Localement ils sont connectés à des corps en sills et constituent des chonolites ; celui du Sud-Ouest du Bou Imraden atteint un kilomètre de long (Fig. 2.30).

Ces dykes recoupent toutes les formations du Groupe de Ouarzazate, les volcano-sédiments vs1 et vs2, les intrusions de granodiorite et de dacites/rhyo-dacites, et même le complexe de dolérite, dolérites porphyrique et gabbro. Ce dernier est seulement recoupé par quelques dykes de direction N110/120 et plus rarement N20/30 et N-S de dolérites aphyriques ou oligo-porphyriques, qui sont des directions de dykes coupant aussi le Cambrien. Il existe donc parmi les divers dykes doléritiques N40, porphyriques, oligo-porphyriques ou aphyriques de ce couloir, des dykes liés au magmatisme cambrien.

Comme critère de distinction entre les dykes appartenant au Protérozoïque (recouverts en discordance par le Cambrien) et ceux appartenant au Paléozoïque, nous avons retenu le caractère pétrographique macroscopique suivant : les dykes protérozoïques sont toujours des

faciès gloméro-porphyriques (plagioclases groupés en sphérules de diamètres variés de 5 à 25mm), alors que dans les dykes cambriens les plagioclases, de quelque taille que ce soit, sont toujours en cristaux indépendants. A la cassure, la mésostase des dykes gloméro-porphyriques est généralement brunâtre, à grain fin ou microcristalline, on y distingue aussi quelquefois une teinte rose interstitielle, alors que celles des dykes dans le Cambrien est gris verdâtre et microcristalline. Ces distinctions sont confortées par les différences de chimisme des laves.

Au microscope les dolérites porphyriques se composent de phénocristaux de plagioclases gloméro-porphyriques plus ou moins abondants (labrador An 54 dans les zones non séricitisées et épidotisées), parfois associés à des pyroxènes interstitiels. Dans la mésostase les pyroxènes sont interstitiels entre les lattes de plagioclases (250 à 500 µm, 1 mm dans les plus gros dykes). Les pyroxènes sont des augites (Wo 44-43 ; Fs 17,5-21,7). Les derniers interstices sont occupés par une association granophyrique de feldspath potassique et de quartz dont l'abondance peut se manifester par une teinte rose dans l'échantillon. La magnétite interstitielle est abondante mais presque toujours remplacée par de l'hématite et du rutile. L'apatite aciculaire est la plus tardive.

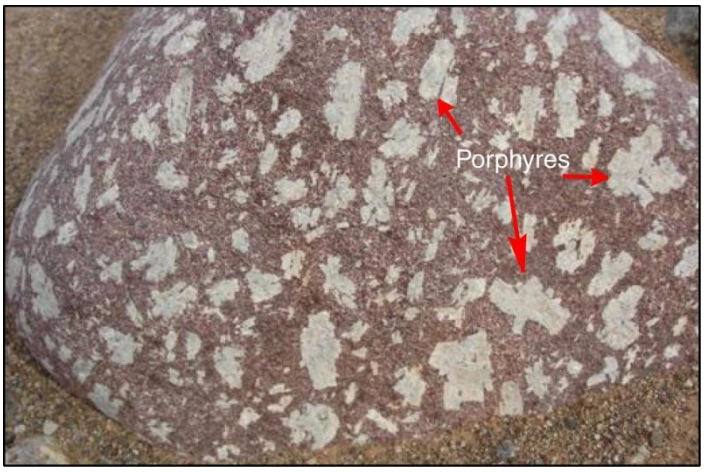


Fig. 2.30 : Chonolites porphyriques du Sud-Ouest du Bou Imraden.

II.11.c : Le dôme de gabbro

Situé sur le couloir N40 précité entre Tagouilast et Amegane (Fig. 2.1), un Faciès porphyrique constitue un corps massif important allongé N40 (15x5 km) s'effilochant en dykes de plus en plus fins vers le Nord-Est. Un corps également constitué par ces dolérites porphyriques et plus ou moins allongé aussi N40 (3x1,5 km), affleure entre Talghoumt et Imi n'Ikène (NE d'Amegane) sur la feuille d'Oukhit, tandis que de petits apex chonolitiques sont

connus tant sur Bou Adil (Sud du Jbel Bou Naga) que sur Oukhit (Sud du Jbel Bou Imraden et ouest de la mine Bou Madine), où ils recoupent les rhyo-dacites intrusives entre les première et deuxième formations effusives rhyo-ignimbritiques et la formation d'Awjane Aissa.

Au centre de ce couloir, se met en place un dôme de gabbros, à grain grossier souvent à fond microgrenu ; au contact avec les dolérites équantes, les gabbros sont souvent à grain fin et à fond largement microgrenu (bordure figée). La fin de ce quatrième ensemble magmatique est marqué par l'injection de dykes (N40 surtout, mais aussi Nord-Sud) de granophyres. Ces granophyres sont de teinte rose pâle et à grain très fin, ils intrudent et tranchent nettement sur les gabbros et les dolérites, verdâtres quand ces deux derniers faciès n'ont pas, ou peu, été altérés postérieurement.

La partie visible la plus basse du complexe intrusif, est un corps mafique grenu en dôme elliptique (5 x 3 km) intrusif dans le corps stratoïde doléritique et dans les dolérites porphyriques. Ce massif présente des variations de faciès du cœur vers la bordure : diminution de la taille des cristaux, passage sans limite nette de faciès iso-granulaires à des faciès porphyriques semblables à ceux des dykes gloméro-porphyriques.

Au cœur du gabbro, la structure est de grain moyen à grossier (5 à 20 mm), iso-granulaire. Ce faciès est riche en clinopyroxène formant une structure sub-ophitique à inter-granulaire avec les plagioclases (labrador à andésine, An 61 à 39 pour les moins altérés). La phase interstitielle, très réduite se compose d'une association granophyrique de feldspath potassique (orthose Ab 6 à 9) et de quartz. Les clinopyroxènes (augites Wo 40-42,8 ; Fs 17-18), qui présentent souvent une macle simple selon 100, sont accolés à un autre minéral altéré principalement en chlorite (XFe 0,39-0,40). Ce minéral altéré contient des exsolutions de clinopyroxène en fines lamelles (13mm) et en chapelets de vermicules qui sont dans la même orientation optique que celle des clinopyroxènes voisins. Leur disposition dans le minéral chloritisé figure les directions 001 et 100 d'un ancien pyroxène (pigeonite).

Vers la bordure, les autres faciès grenus différent par la taille du grain, plus fin, inférieur à 4 mm, passant à microgrenu, par la présence de phénocristaux d'un centimètre de plagioclases gloméro-porphyriques, par l'abondance de pyroxènes qui peuvent présenter deux temps de cristallisation (phénocristaux et mésostase) et par un remplissage final de feldspath potassique et d'un peu de quartz en cristallisation symplectique.

Dans le contact entre ces gabbros et les dolérites stratoïdes, on observe en outre

localement des faciès grain fin dont la composition minéralogique est celle de diorites voire de granodiorites.

Le toit du gabbro présente parfois une mince bordure pegmatitique où les cristaux branchus de plagioclase et de pyroxène (2-3 cm) en intercroissance graphique ont cristallisé vers l'intérieur. Ces pegmatites mafiques peuvent s'évader en veines sécantes et/ou subconcordantes dans les dolérites stratoïdes du toit.

Les faciès les plus grenus du massif et les faciès gloméro-porphyriques, qualifiés de «gabbros», ont des compositions minéralogiques de cumulats, représentés par les premiers cristaux de plagioclases et de pyroxènes (phénocristaux, assemblage doléritique de plagioclases et de deux pyroxènes en exsolutions). Les cristaux interstitiels ou inter-cumulus (plagioclase, clinopyroxène, amphibole brune, feldspath potassique, quartz) proviennent de consolidation de liquides plus différenciés. L'association de deux pyroxènes est caractéristique de déstabilisations et de recristallisations à chaud de pigeonites initiales.

Les parties sud et sud-est du massif, ainsi que le toit de l'intrusion, sont souvent fortement épidotisés de manière diffuse parfois autour de filons d'épidotite. Cette altération peut remplacer totalement les minéraux ferromagnésiens et partiellement les plagioclases et localement même toute la roche. Cette altération affecte également les volcanites recoupant le Cambrien et leur encaissant gréseux ; elle n'est donc pas à rattacher à l'histoire magmatique et hydrothermale protérozoïque.

II.11.d : Les monzodiorites quartzifères, monzonites et monzogranites

Les derniers corps intrusifs de l'ensemble quatre du groupe de Ouarzazate sont des granites à gros grain, à pyroxène et/ou amphibole - biotite. Dans le massif du Saghro, ils constituent le très grand (20x15 km) massif circonscrit, falciforme, de Bou Gafer et ses équivalents occidentaux, non contigus (Sédrate de la Plaine), allongés N70. Localement, au moins dans le Saghro centre-oriental, ces granites sont injectés en lames sub horizontales à nouveau au toit des granodiorites (Massif d'Isk n'Alla au Nord de Tiouit). Dans l'Ougnat, ces granites forment l'essentiel de la boutonnière de Bou Oufezzad (Fig. 2.31) à l'ouest de la feuille de Bou Adil.

Sous le nom de « monzodiorites plus ou moins quartzifères et monzogranites» sont regroupés plusieurs faciès de granulométrie et composition différentes parmi lesquels les monzodiorites quartzifères à grain moyen (< 5 mm) et à pyroxène sont très largement dominantes. Seuls des faciès à grain fin (< 1 mm) et microgrenus, en majorité leucocrates, ont été distingués; ils comprennent des monzodiorites quartziques, des monzonites dans lesquelles le pyroxène est moins abondant, et surtout des monzogranites à miaroles et des granophyres.

Les faciès à grain fin et les faciès microgrenus porphyriques et/ou oligo-porphyriques les plus leucocrates constituent le toit de l'intrusion ; les faciès à grain moyen encore relativement leucocrates occupent le cœur du massif, tandis que des roches mésocrates se situent à l'ouest-nord-ouest du massif, et apparaissent aussi en éléments de 'mégabrèches' à la faveur d'oueds qui entaillent l'intrusion.



Fig. 2.31: Monzodiorite « litée ». Des veines irrégulières subhorizontales (très rarement verticales) soulignent le débit local en pelure d'oignon des monzodiorites à Bou Oufezzad.

II.11.e : Les dykes de granophyres

Ces dykes de direction N40 et N-S, sont composés de roches à grain fin oligo-porphyriques, de teinte rose à rougeâtre. Ils sont peu nombreux et peu épais en général inférieur à 5 mètres, et d'extension réduite inférieur à 200 mètres ; un petit corps de dimension (100 x 50 m) de composition similaire affleure à l'Est de Taghouilast.

Ces dykes recoupent la partie supérieure du dôme de gabbros ainsi que les dolérites stratoïdes ; ils disparaissent peu vers le Nord du dôme du gabbro.

Au microscope, les phénocristaux de plagioclases et de quartz automorphes, sont cernés par du feldspath potassique, et la cristallisation finale est représentée par une syn-cristallisation graphique de quartz et de feldspath potassique.

Dans les granophyres, l'association de feldspath potassique et de quartz aciculaire forme plus de la moitié du volume de ces roches. Cette texture, qualifiée de granophyrique,

correspond à une syncristallisation de la silice et du feldspath potassique. Dans la forme aciculaire du quartz figurerait des cristaux initiaux de tridymite, indiquant des conditions de haute température. Dans les cristaux aciculaires se distinguent du quartz limpide plus tardif, en nourrissage ou souvent présent en remplissage de miaroles, par une grande abondance d'inclusions fluides.

Les faciès de ces granophyres sont variés par les teintes (blanc crème, rosé à gris, gris verdâtre) ; ils sont plus ou moins à texture gloméro-porphyrique et présentent parfois des miaroles. Les minéraux ferromagnésiens sont peu abondants ou absents.

Ces roches seraient donc les derniers termes d'un liquide résiduel dont on trouve également la présence dans le matériel cristallin interstitiel des gabbros et des dolérites.

III. Interprétation

Nous interpréterons d'abord aux conditions thermiques qui ont accompagné les diverses intrusions du Néoprotérozoïque supérieur et à l'évolution paléo-magmatique (effusive et intrusive). La paléogéographie sera ensuite précisée par la répartition et la morphologie des sites réceptacles des séquences volcaniques effusives et des séquences volcano-sédimentaires.

III.1. Les conditions de mise en place

Tous les massifs intrusifs, des granodiorites aux gabbros-dolérites plus ou moins porphyriques, sont de type hypo-volcanique comme le prouve l'omniprésence des faciès microgrenus dans tous ces faciès. Cela implique que ces intrusions sont mises en place à des profondeurs relativement faibles, c'est-à-dire, compte tenu du paysage continental régnant alors, sous des couvertures surtout volcaniques relativement peu épaisses dans le Saghro. Derré et Lécolle, 1999 ; Lécolle et al., 2003 a, b ont montré, que les granodiorites par exemple, s'étaient mises en place à une profondeur de l'ordre du kilomètre. Pour l'Ougnat, les mêmes conditions sont parfaitement compatibles avec les épaisseurs cumulées des nappes ignimbritiques de Tamergaza et de Bou Naga sous lesquelles les granodiorites se mettent en place Cependant, on doit envisager que l'épaisseur de la carapace volcanique a pu être diminuer de quelques kilomètres avant la transgression du Cambrien, ce qui rend douteuse l'estimation précédente. Les dacites-andésites (Diorites) (Fig. 2.32), immédiatement postérieures aux granodiorites, se mettent en place sous une couverture moins épaisse, sous la seule nappe ignimbritique de Bou Naga et ou de Tamerzaga, au-dessus du substratum et de la granodiorite. De plus deux parties de ce complexe sont des protrusions-extrusions situées sur une zone d'alimentation, la partie occidentale et probablement à l'est de la feuille de Bou Adil.

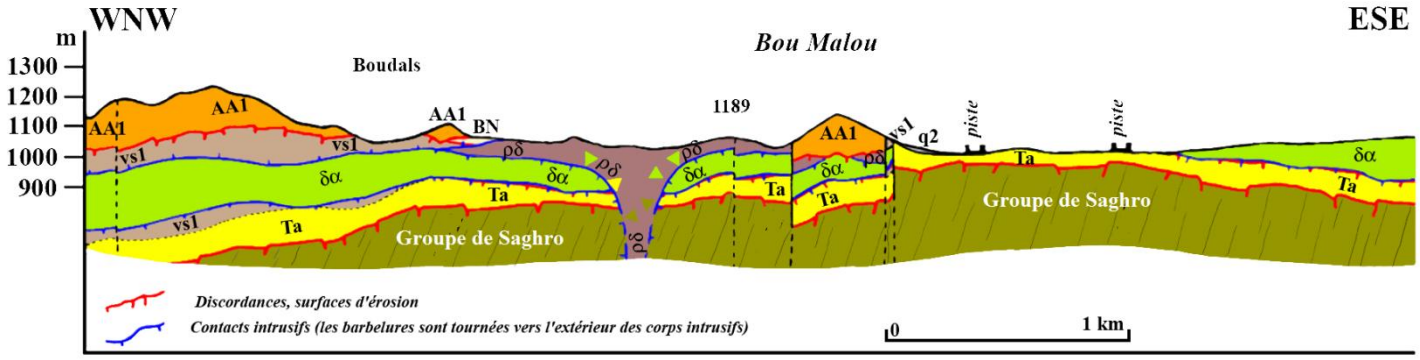


Fig. 2.32: Coupe géologique Bou Dals Bou Malou feuille Bou Adil 1/50000 (Raddi et al. 2012b) Modifiée. **Ta** : Formation de Tamerzaga, **Vs1** : volcanosédimentaire1, **AA1** : Formation d'Awja n'Issa, □□□□□dacites andésites,□□□□□stocks et dykes rhyolitiques**.**

La présence du métamorphisme de contact (cornéennes à wollastonite-idocrase-grenat) développé autour de ce complexe montre qu'il ne s'agit pas de coulées volcaniques. L'association minéralogique des cornéennes à wollastonite-idocrase-grenat suppose un milieu de transformation pauvre en eau, mais suffisamment ouvert pour permettre l'évacuation du gaz carbonique provenant de la déstabilisation des carbonates initiaux. Ces nouveaux équilibres minéralogiques s'effectuent à des températures voisines de 500°C. Ceci indiquerait, en admettant même un gradient géothermique fort, de l'ordre de 100°C/km (tel qu'on en rencontre dans la Rift Valley avec une couverture volcano-sédimentaire de près de 5 km d'épaisseur. En admettant que les diorites-dacites et granodiorites sont d'âge néoprotérozoïque, leur couverture (d'âge néoprotérozoïque à peine plus ancien) a donc été considérablement érodée entre la mise en place des intrusions et la transgression du Cambrien. Ces conditions de pressions faibles et de températures fortes perdurent (ou se répètent) ensuite pendant la mise en place des différents épisodes magmatiques, il devait y avoir des chambres magmatiques qui alimentaient aussi le volcanisme d'Aoujane Aïssa. Ne pas oublier que le complexe de coulées de dolérites, dykes et gabbros–monzogranites est discordant sur tout le reste. Les coulées ennoient des paléovallées au terme de l'intrusion gabbro-doléritique. Les exsolutions à chaud des deux pyroxènes à partir des pigeonites initiales, et l'existence d'un liquidus terminal cristallisant en associations graphiques aciculaires confortent l'idée de telles conditions de surcharge.

III.2. La paléogéographie

Pour les différentes roches effusives rhyo-ignimbritiques, les conditions thermiques de leur mise en place sont celles qui prévalent en régime continental aérien banal.

A l'Est de la boutonnière, les sites réceptacles, tels qu'ils peuvent être déduits de la carte Oukhit à 1/50 000, seraient, pour la formation de Tamerzaga, des vallées sub-méridiennes (grabens) séparées par des croupes (horsts) de mêmes directions sur lesquelles les épaisseurs de cette formation (Tamergaza) sont moindres, voire nulles. Cette « architecture » paléogéographique aurait persisté pendant le dépôt du volcano-sédimentaire Vs1, qui s'accumule dans des dépressions résiduelles ; ces termes, alimentés par une érosion modérée des horsts intermédiaires et des rhyo-ignimbrites déjà déposées latéralement, sont eux-mêmes en partie érodés avant que ne se mettent en place les nappes rhyo-ignimbritiques de Bou Naga. Ces volcanites « rabotent » en partie le volcano- sédimentaire 1 (Vs1), et leur mise en place est la conséquence d'une reprise de l'extension subéquatoriale qui, cette fois, active plus particulièrement la direction N40, les structures sub-méridiennes étant cependant réactivées au moins localement.

La période d'inactivité volcanique effusive et au contraire d'érosion importante qui suit, avant que ne reprennent les émissions rhyo-ignimbritiques d'Aouja n'Aissa, pourrait correspondre aux mises en place des intrusions successives du « PIII ». Ces processus attestent d'une reprise modérée de l'extension sub-latitudinale régionale qui se caractérise alors principalement par des effondrements sub-verticaux

III.3. Les datations géochronologiques dans l'Anti Atlas et dans l'Ougnat

La géochronologie permet de distinguer trois épisodes (ou périodes) de magmatisme au cours du Néoprotérozoïque (Mrini, 1993 ; Thomas, 2004 et Gasquet et al., 2008) (Fig. 2.33).

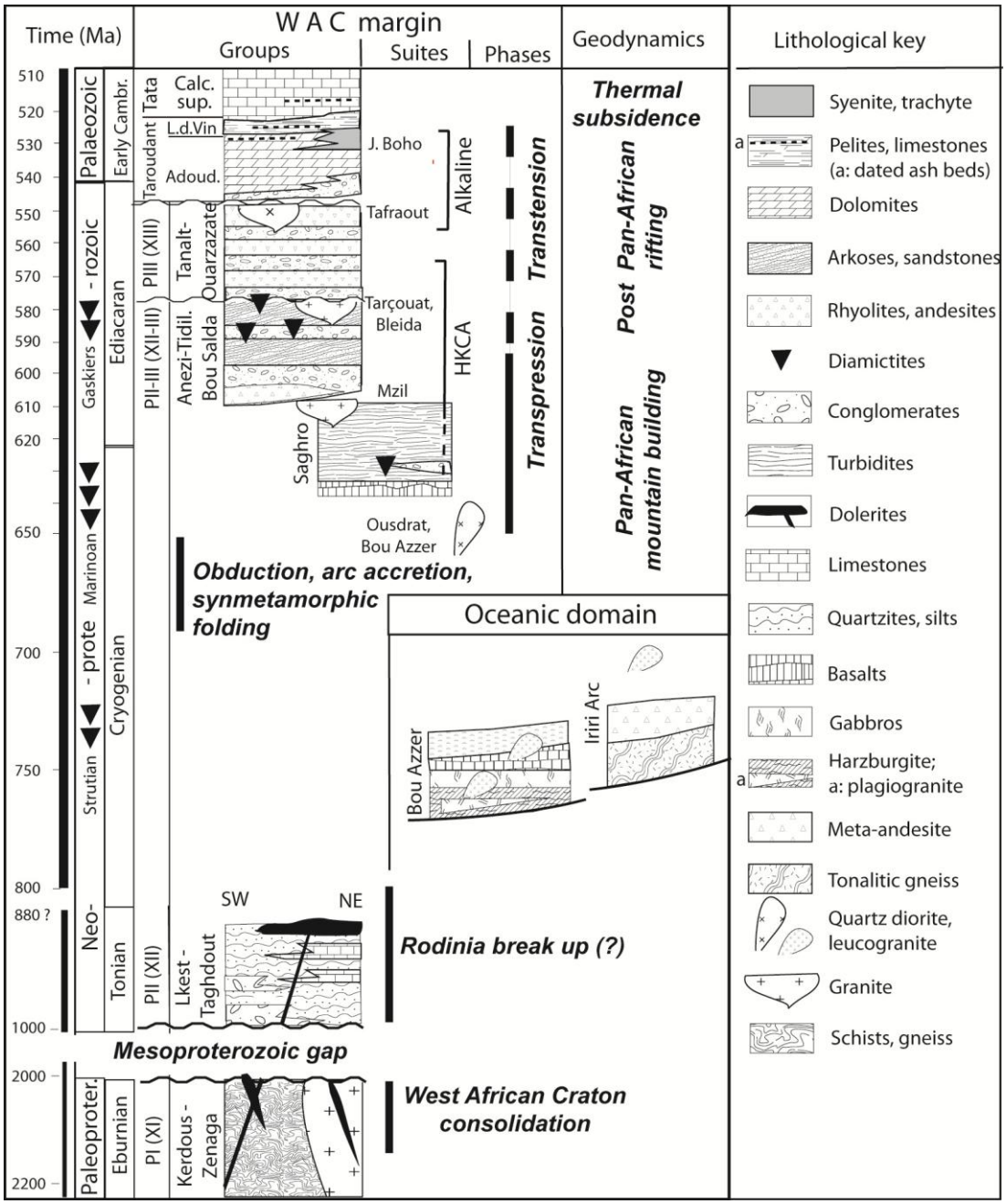


Fig. 2.33: Colonne lithostratigraphique généralisée de l'orogène panafricain dans l'Anti-Atlas. "PI" = "XI", etc : symboles utilisés sur les cartes géologiques de l'Anti-Atlas. HKCA: (granitoïdes calco-alcalins). D'après Thomas et al. (2004), Gasquet et al. (2005), Liégeois et al. (2006), Gasquet et al. (2008).

Le premier épisode concerne le magmatisme océanique, antérieur à l'obduction de l'ophiolite de Bou Azzer et du Siroua ; des âges de l'ordre Rb-Sr de 788 Ma ont été d'abord proposés (Clauer, 1974, 1976), mais rectifiés par U-Pb zircon sur un plagiogranite de l'ophiolite du Siroua à 761±2 Ma (Samson et al., 2004), les orthogneiss et métagabbros d'arc insulaire étant datés à Bou Azzer entre 753±2 Ma (D'Lemos et al., 2006) et 741±9 Ma (El Hadi et al., 2010).

Le second épisode, bien contraint par des datations U/Pb sur zircons et contemporain de l'obduction panafricaine s'étale sur seulement 12Ma environ d'après les datations dans la boutonnière de Bou Azzer : 653±1 Ma pour la diorite quartzifère de Bou Offroukh et 641±1 Ma pour la diorite quartzifère d'Ousdrat (Inglis et al., 2005), plutons à mise en place syntectonique (Soulaimani et Ouanaimi, 2011 ; Ouanaimi et Soulaimani, 2011).

Le troisième « épisode »magmatique s'étale sur environ 60 Ma, accompagnant les phases tardives de l'orogenèse panafricaine :granite de Mzil, dans le Siroua, daté à 610 Ma ;datation à 579±1 Ma (Inglis et al., 2004) pour la granodiorite post-tectonique de Bleïda à Bou Azzer ; granite de Tarsouat (Kerdous) daté à 583-560 Ma (Aït Malek et al., 1998) ;granodiorites de Bouskour (Saghro) daté à 570-580 Ma (Walsh et al., 2008);granite de Tafraout (Kerdous) daté à549 ± 6 Ma (Pons et al. 2006) ; granodiorite de Mellab (Ougnat) datée entre547±26 Ma(Rb-Sr, Mrini, 1993).. Les volcanites de la Série de Ouarzazate se situent elles-mêmes dans la fourchette d'âge 580-550 Ma (Clauer et al., 1982 ; Mifdal et Peucat, 1985 ; Gasquet et al., 2008, avec références). En ce qui concerne le volcanisme acide, les datations U/Pb sur zircons, réalisées dans le cadre des cartes géologiques au 1/50 000, donnent les âges suivants : 570±36 Ma pour une ignimbrite rhyolitique à dacitique de la carte d'Anzi (BGS, 2001), 561±6 Ma pour une rhyolite de la carte d'Awkarda (Cocherie, 2004). Le Groupe de Ouarzazate est daté à 550±3 Ma (U/Pb sonde ionique sur zircons) à Imiter (Cheilletz et al., 2002), et à 553±15 Ma (U/Pb sonde ionique sur zircons) à Bou Madine (Levresse, 2001).

IV. Conclusion ; modifications apportées au schéma classique

La cartographie détaillée que nous avons effectué à 1/50 000 dans les régions d'Oukhit et de Bou Adil (boutonnière de l'Ougnat), nous a permis d'élaborer une stratigraphie détaillée du Néoprotérozoïque supérieur (ex-Précambrien III, Groupe de Ouarzazate) à la lumière des nouvelles observations de terrain, de préciser la chronologie et le mode de mise en place des différentes formations volcaniques et intrusives (Fig. 2.6) et ainsi de compléter et de modifier le log de Paile (1983), réalisé sur l'Ougnat central aux environs de la mine de Bou Madine (Fig. 2.5). Nos principaux résultats sont les suivants :

-Trois formations volcaniques ont été distinguées a)-Rhyo-ignimbritiques (Formations Tamerzaga), b)- Formation de Bou Naga, non individualisée jusque là, et c)- Formation d' Aouja n'Aissa ;

- Deux niveaux volcano-sédimentaires intercalaires (Fig. 2.9 et 2.22) ont été distingués, cartés et étudiés, au lieu d'un seul, correspondant à la formation d'Ouin Oufroukh de Paile, 1983;

- Certaines intrusions ont été identifiées pour la première fois, pour d'autres nous avons proposé une modification soit de leur âge relatif, soit du mode de leur mise en place:

*La Granodiorite qui intrude le Groupe du Saghro, la formation de Tamerzaga, le volcano sédimentaire 1 et la formation de Bou Naga (Fig. 2.6). Paile, 1983 considère la granodiorite intrusive dans la base de la formation de Tamerzaga.

*L'andésite rangée par Paile, 1983 dans la formation de Tamerzaga correspond plutôt à une grande protrusion de dacite et de rhyodacite qui est intrusive dans la formation de Bou Naga (Fig. 2.6).

*Découverte et étude d'un complexe basique (dolérites, dolérites porphyriques, gabbro à monzogranite) (Fig. 2.1, Fig. 2.6 ; Fig. 2.26, Fig. 2.27, Fig. 2.30 et Fig. 2.31).

Enfin, la prise en compte des données thermométriques sur les minéraux de métamorphisme de contact autour des intrusions suggère une épaisseur initiale du Groupe de Ouarzazate de l'ordre de 5 km.

CHAPITRE 3

LES FORMATIONS PALEOZOÏQUES

LES FORMATIONS PALEOZOÏQUES

Introduction

Les travaux de Destombes et al., (1959-1973) et de H. Hollard (1956-1973), ont permis l'établissement de la stratigraphie du Paléozoïque de l'Anti-Atlas oriental. Celui-ci constitue la couverture du massif néoprotérozoïque sur lequel il repose toujours en forte discordance de ravinement, parfois en discordance angulaire modérée (sud de Tagouilast et ouest Oukhit). Les noms des formations et les datations paléontologiques ont été empruntés pour le Cambrien, l'Ordovicien et le Silurien à Destombes (1971) et pour le Dévonien à Hollard (1967). Ce sont les divisions utilisées sur la carte à 1/200.000 Saghro-Dadès (Du Dresnay et al., 1988). Notons qu'une nomenclature différente a été publiée pour le Cambrien par Destombes et al. (1985), pour l'Anti-Atlas central et occidental. Les corrélations entre le Cambrien réduit de l'Ougnat et le Cambrien subsident de l'Anti-Atlas central et occidental étant difficiles à établir en l'absence fréquente de faunes, nous avons conservé ici la terminologie classique, non sans indiquer les équivalences probables avec les formations définies à l'ouest.

Le présent travail est basé sur une cartographie détaillée (1/50 000) du Paléozoïque autour de la boutonnière de l'Ougnat dans les régions d'Oukhit et de Bou Adil (Raddi et al. 2006a et b ; Raddi et al. 2012a et b). Il nous a permis d'effectuer des levers de coupes détaillées banc par banc dans les différentes formations et les différents secteurs (Fig. 3.1), et l'élaboration de colonnes stratigraphiques. Les corrélations entre ces colonnes nous ont permis de suivre l'évolution aussi bien verticale que latérale de ces formations, apportant ainsi des précisions sur les variations latérales de faciès, les lacunes, les discordances angulaires, etc.

I. Le Cambrien inférieur

I.1. Description

a. Assemame (ouest de la feuille Bou Adil 1/50 000) :

A Assemame, le Cambrien débute par des conglomérats de base de transgression, plus ou moins indurés et à éléments polygéniques (granite, grès, schistes, andésites, rhyolites et ignimbrites) et de taille variable, allant du cm au dm. D'une puissance de 400 m environ sur la bordure ouest de la feuille de Bou Adil (Fig. 3.2 et Fig. 3.5), le Cambrien inférieur montrent une alternance de niveaux continentaux, gréso-conglomératiques à carbonates littoraux, passant latéralement aux faciès

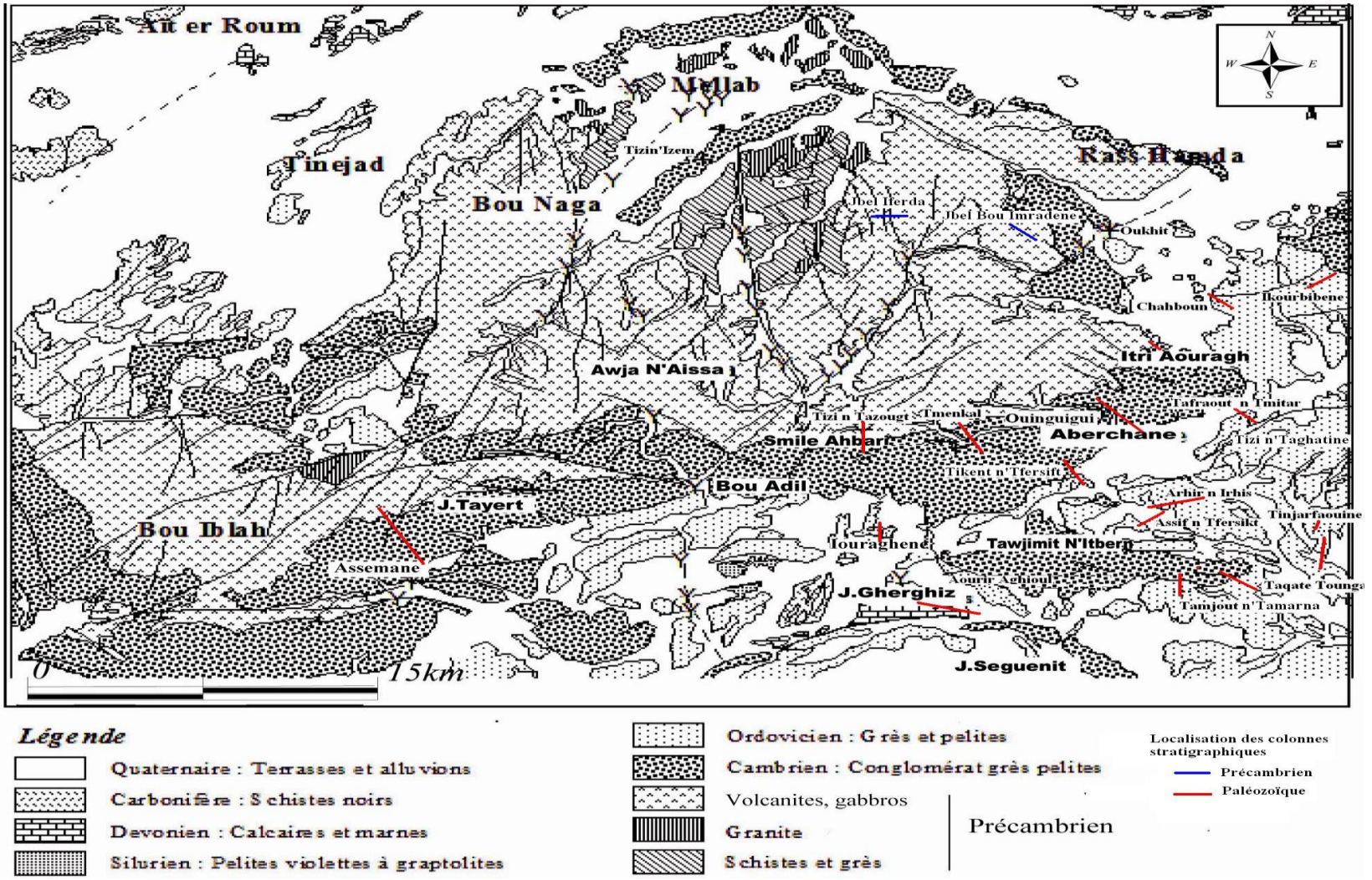


Fig. 3.1 : Localisation des lieux de colonnes stratigraphiques du Précambrien et du Paléozoïque.

continentaux notamment à l'Est du massif.

La colonne (Fig. 3.5) montre du bas vers le haut :

- 80 m de conglomérats et grès à laminations entrecroisées, à chenaux métriques à décimétriques, figures de ravinements et des galets de pélites et de roches magmatiques (Fig. 3.3);
- 10 m de niveaux pélitiques rouges (Fig. 3.4);
- 40 m d'alternances de calcaires dolomitiques (dolomicrosparite à dolosparite) avec des fantômes de faune à huîtres, signant une avancée marine à cette époque (Fig. 3.2).
- 200 m à 250 m d'alternances gréso-pélitiques ;
- 50 à 80 m de grès grossiers à stratifications obliques et montrant un granoclassement plus ou moins discret.

Les deux premiers niveaux sont les équivalents des grès de Tikirt ou « Taliouinien » de l'Anti-Atlas occidental (Fig. 3.2 et Fig. 3.4). Les alternances calcaro-dolomitiques sont les équivalents latéraux très réduits de la Formation d'Issafene et des Calcaires à Archaeocyathes, la barre gréseuse sommitale est l'équivalent des « Grès terminaux » (« Etage d'Asrir, Formation de Tazlaft) (Fig. 3.2), classiquement rangés dans le Cambrien inférieur, mais maintenant replacés à la base du Cambrien moyen à la suite des travaux de Landing et al. (2006).

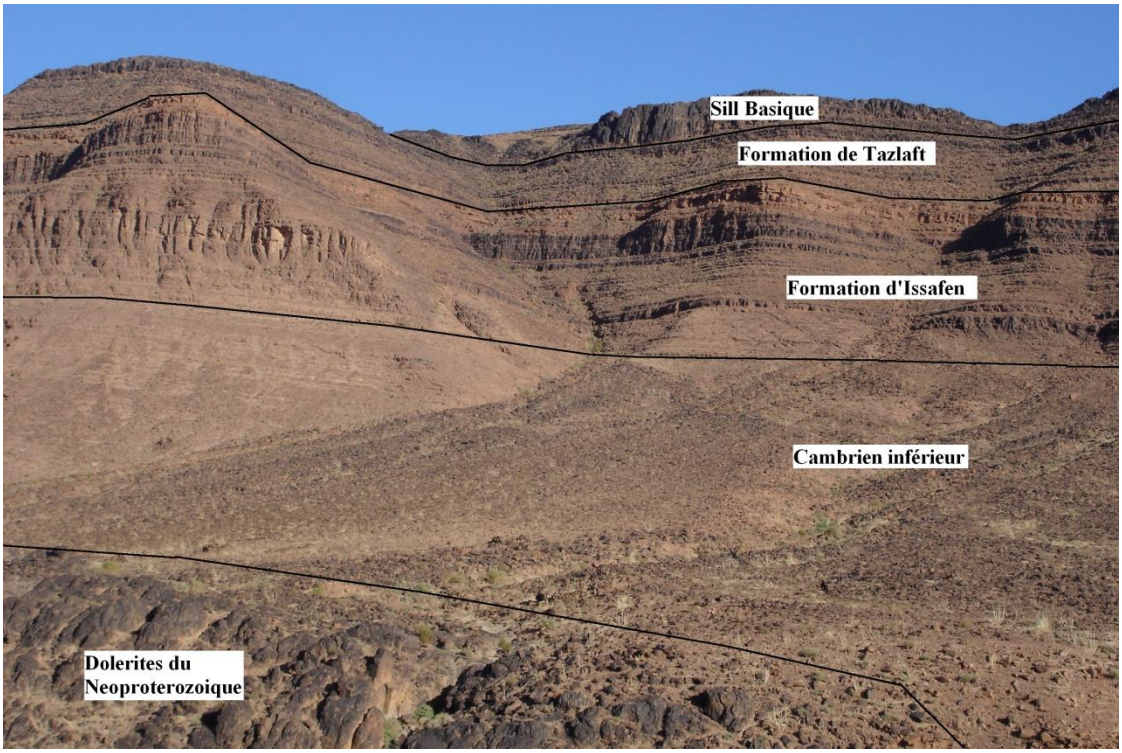


Fig. 3.2: Vue vers le Sud Est des formations du Cambrien au Nord du village Assemame (fig. 3.1).

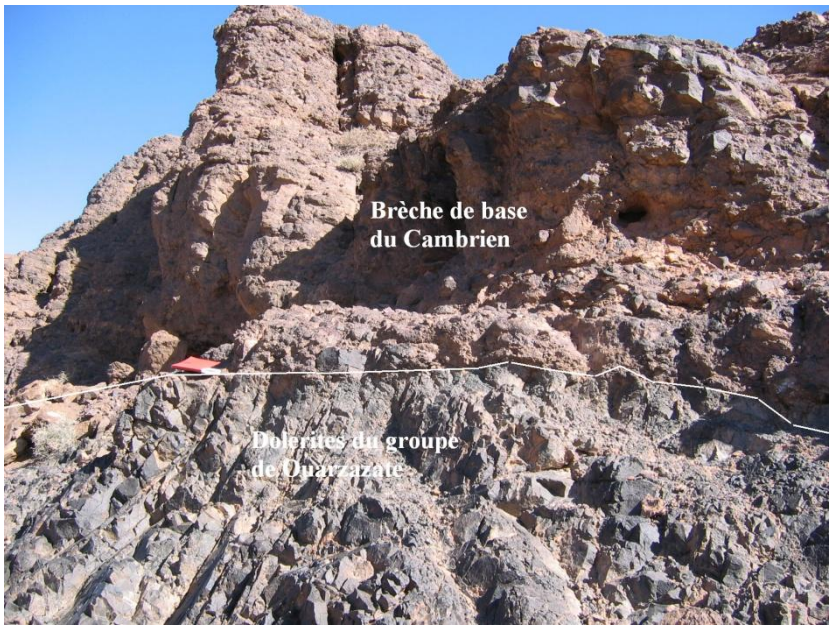


Fig. 3.3 : Discordance entre les dolérites du groupe d'Ouarzazate et la brèche de base du Cambrien à Assemame.



Fig. 3.4 : Alternance des grés et de pelites violettes équivalent des grés de Tikirt « Taliwinien » au nord d'Assemame.

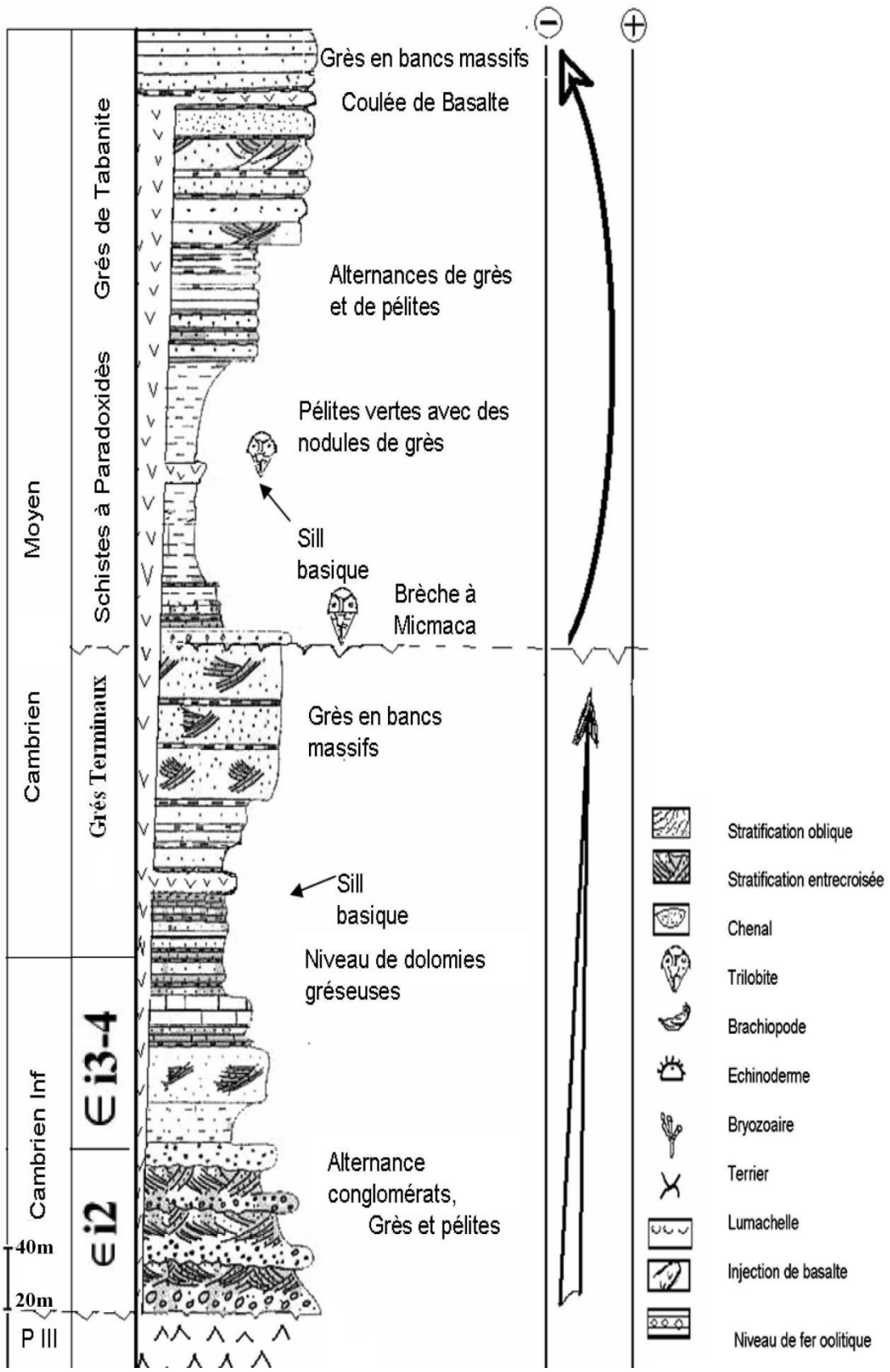


Fig. 3.5: Colonne stratigraphique du Cambrien au nord d'Assemame localisation sur (Fig. 3.1).

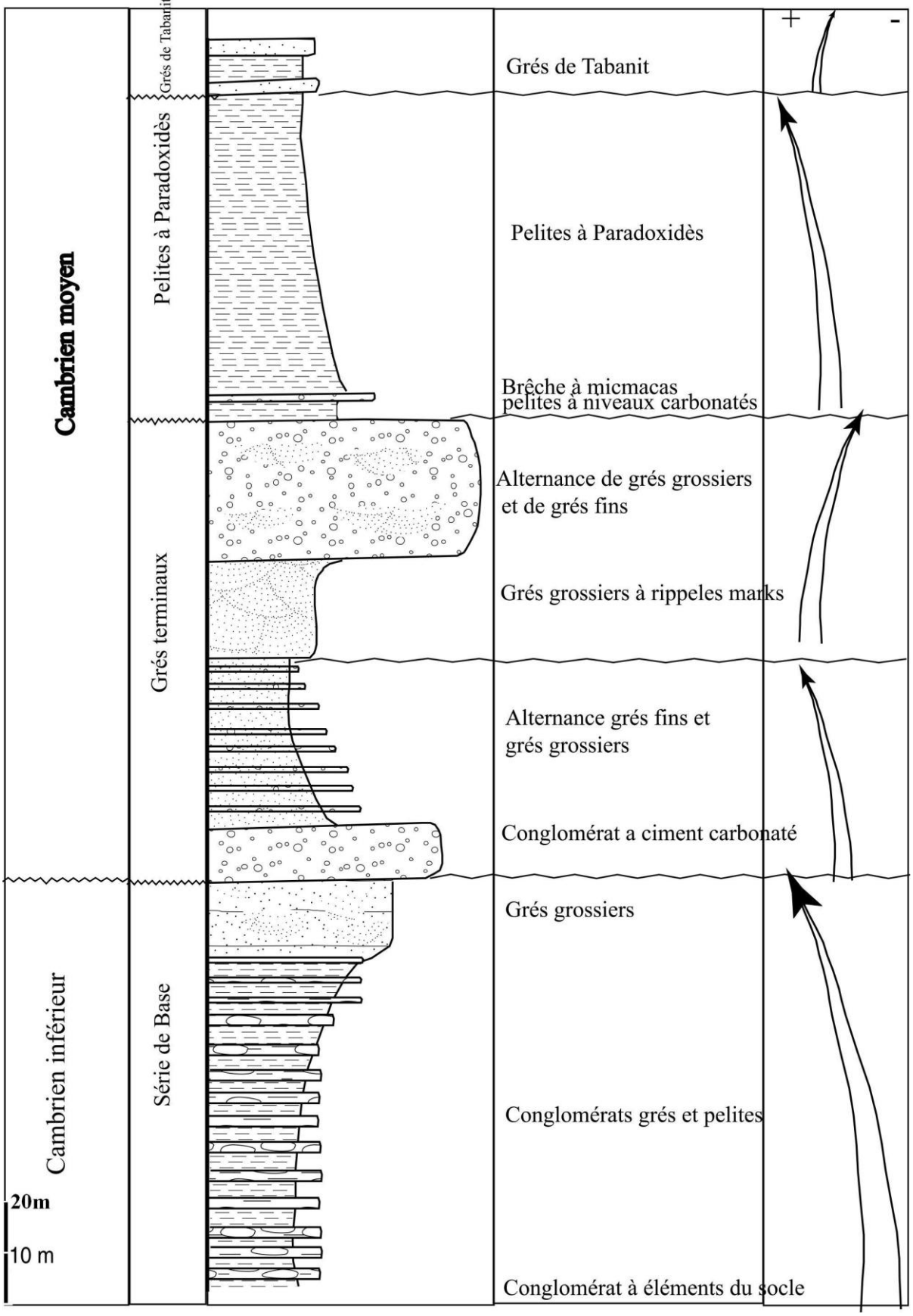


Fig. 3.6: Colonne stratigraphique du Cambrien à Tizi n'Tazzougart, Localisation (Fig. 3.1).

b. A Tizi n'Tazzougart : Le Cambrien inférieur présente ici son maximum d'épaisseur, environ 200m. Il débute par un poudingue d'une vingtaine de mètres d'épaisseur. Les éléments de ce poudingue sont en majorité des rhyolites néoprotérozoïques (sous-jacentes ou latéralement proches), mais on trouve aussi des éléments de rhyo-dacites, de dolérites équantes et/ou porphyriques, ainsi que de plus rares gabbros. Ce poudingue est mal classé (éléments de quelques centimètres à 50 cm) et mal induré ; la matrice est gréso-arkosique et le ciment carbonaté est peu continu (Fig. 3.6 et Fig. 3.7).

Vers le haut les éléments de ce poudingue diminuent progressivement de taille, puis vient une suite d'alternances de grès conglomératiques à petits éléments (< 5 cm) et de pélites rouges, respectivement de 70 et 25 cm d'épaisseur.

La séquence se poursuit par des alternances de grès grossiers roses très peu indurés et de grès fins massifs, en bancs de 50 cm environ vers le bas ; en montant la série, l'épaisseur des grès grossiers augmente aux dépens de celle des grès fins qui montrent des chenaux à plusieurs échelles.



Fig. 3.7 : Le poudingue des grès terminaux à Tizi n'Tazzougart.

c. A l'Est de Tmenkal (Nord du Jbel Aberrchane), au débouché de l'oued Tadmasse: L'épaisseur totale du Cambrien inférieur est ici réduite à 120 m environ (Fig. 3.8).

- au-dessus de poudingues épais (environ 20m), très semblables à ceux de la coupe précédente, le Cambrien inférieur se poursuit par 20 mètres environ de grès grossiers roses à ciment carbonaté, à stratifications entrecroisées (Fig. 3.12), qui se terminent par un horizon constitué par une décharge détritique terrigène issus du substratum protérozoïque proche ; ce remaniement torrentiel (crues) des brèches colluviales qui ennoyaient le substratum à cet endroit entraîne aussi des blocs de grès déjà déposés et indurés.

- viennent ensuite 40 mètres d'alternances de bancs (0,20 m environ) de grès tendres et de grès massifs indurés à stratifications entrecroisées et « parting lineations », surmontés par 2 m environ de

pélites ‘‘lie de vin’’, ravinées par des lentilles de poudingues dont l’ensemble ne dépasse pas 10 m d’épaisseur.

- la séquence se termine par 30 m de grès grossiers et de barres de grès quartzitiques en bancs d’épaisseurs décroissantes vers le haut. Ces grès présentent des stratifications obliques alternées (en arêtes de poissons) et des stratifications entrecroisées.

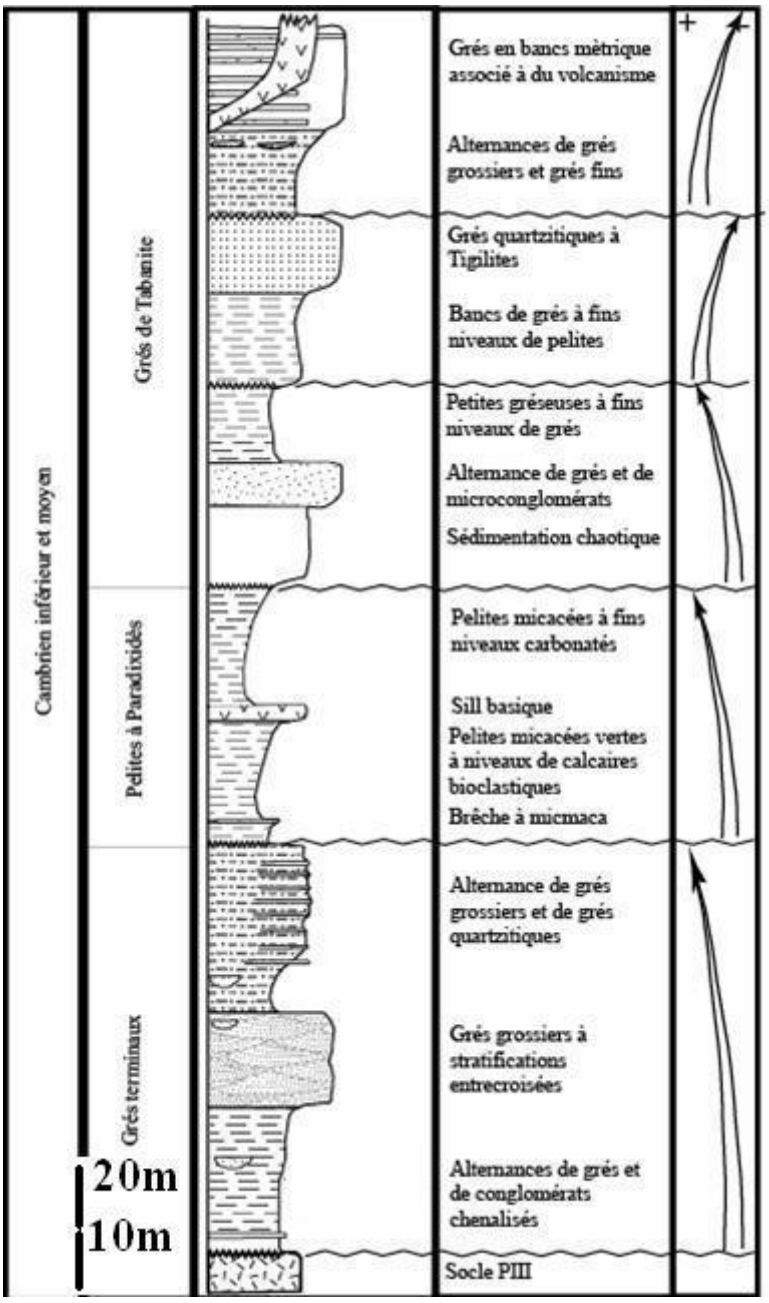


Fig. 3.8: colonne stratigraphique du Cambrien inf et moyen à l’Est de Tmenkal. (Fig. 3.1).

d. Au Nord d’Itghi Aouragh : Dans cette zone, l’épaisseur totale du Cambrien inférieur est réduite à 70 mètres environ (Fig. 3.9).

La séquence repose directement sur les volcanites du substratum (Nappe rhyolitique de Bou Naga e2), sans interposition de poudingues. Elle se compose essentiellement de :

- grès clairs à ciment carbonaté comblant des chenaux successifs dans lesquels les stratifications obliques et entrecroisées sont fréquentes.
- quelques lentilles, peu épaisses (1m) et peu étendues latéralement (< 10 m), de poudingues à petits éléments (< 3 cm) bien roulés y sont intercalées.

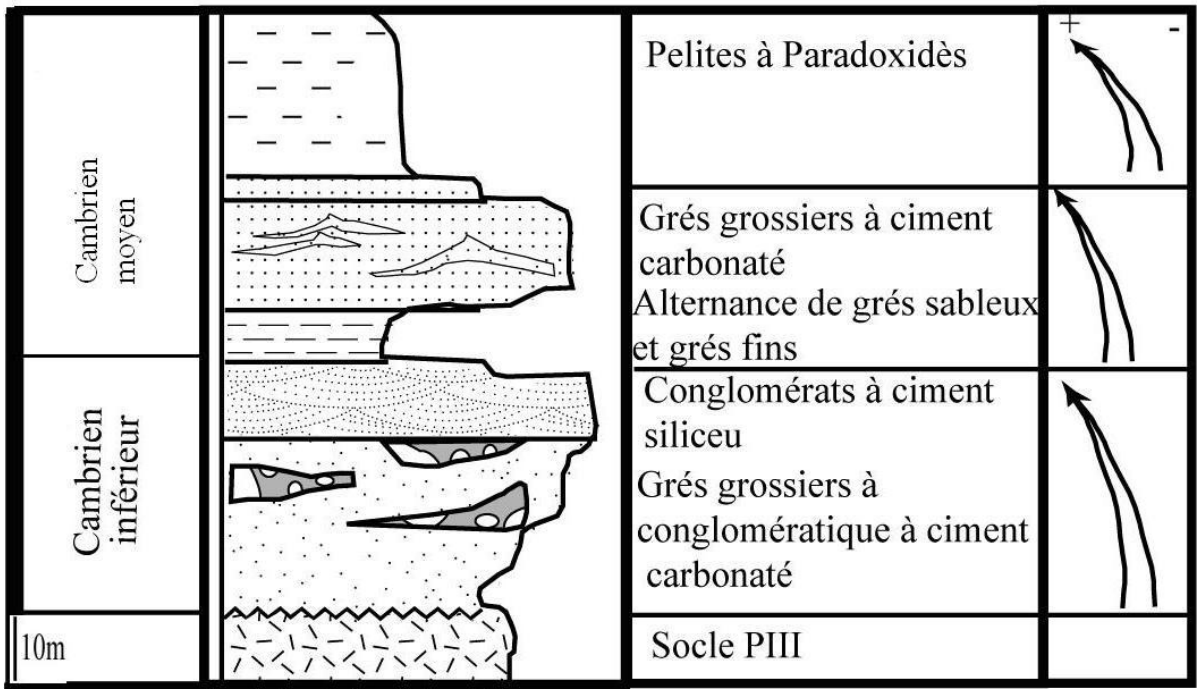


Fig. 3.9 : Colonne du Cambrien inférieur au Nord d'Itrhi Aouragh, (Fig. 3.1).

Dans le secteur du Jbel Bou Imraden au Nord-ouest d'Oukhit, le Cambrien inférieur reste peu épais (environ 50 m). C'est une séquence de grès à patine rosâtre, en bancs infra-métriques, souvent à stratifications obliques ou entrecroisées, qui reposent directement sur des rhyo-ignimbrites de Tamerzaga (e1) et sur l'intercalaire volcano-sédimentaire vs1du substratum.

e. Les études pétrographiques des grès au microscope, quelle que soit leur hauteur de prélèvement dans la séquence, montrent une grande constance de composition et de structures ; les différences ne concernent que la taille des grains détritiques, la présence plus ou moins importante d'une matrice et une cimentation variable. Les grès sont constitués surtout de grains de quartz (< 1 mm) très émoussés à bien arrondis, bien classés. Ces grains montrent souvent des auréoles siliceuses de nourrissage. Les feldspaths, de même morphologie et taille, sont très peu fréquents, mais il peut aussi exister des éléments rocheux divers de granulométrie voisine. La matrice, peu abondante, est phylliteuse (argilo-micacée). Le ciment est le plus souvent carbonaté, mais il peut localement être remplacé par des oxydes et hydroxydes de fer issus de l'altération des carbonates (Fig. 3.11).

Les grès du Cambrien inférieur sont donc des sédiments détritiques terrigènes très évolués dont l'origine ne peut être recherchée dans le démantèlement et l'érosion du substratum protérozoïque immédiat ou proche, sauf pour certains petits galets de volcanites diverses, épars dans certains horizons. La longue histoire évolutive qu'ils ont subie est par contre parfaitement cohérente avec une origine à partir de la plateforme africaine située plus au Sud, émergée depuis la fin du Paléoprotérozoïque. Notons que des affleurements de Cambrien inférieur gréseux sont connus au sud de l'Ougnat dans le Jbel Zorg (au SE de Taouz), et encore plus loin au SE dans l'Ougarta.

I.2. Synthèse et conclusion sur la transgression paléozoïque

Sur le pourtour du massif protérozoïque de l'Ougnat, la base de la série transgressive du Paléozoïque est constituée par des sédiments détritiques terrigènes en majeure partie très évolués, du Cambrien inférieur. Ce sont surtout des grès à stratifications obliques et/ou entrecroisées. Localement, à la base de la séquence gréseuse existent des poudingues à galets de différents faciès du Protérozoïque; on trouve aussi des récurrences de ces faciès à plusieurs niveaux dans la séquence gréseuse. Plus localement, la base de la série cambrienne est représentée par des brèches hétérométriques dont les éléments anguleux sont empruntés au substratum immédiat.

Par comparaison avec les termes cambriens représentés dans l'Anti-Atlas occidental et central, les horizons transgressifs sur l'Ougnat sont le plus souvent attribuables au Cambrien inférieur. Cependant, localement (Nord-Est du Jbel Bou Imraden), ce sont des niveaux plus récents, les pélites à *Paradoxides*, voire les grès de Tabanit (grès à *Conocoryphe*) qui reposent directement sur les différents termes du Protérozoïque, jusqu'au substratum épimétamorphique (Groupe du Saghro) lui-même. Cette diversité des faciès protérozoïques transgressés est l'expression régionale de l'importance de la lacune post- Aouja n'Aissa et anté-Cambrien inférieur et de la forte obliquité de la surface d'érosion sur le Protérozoïque. (Fig. 3.10)

Les reliefs étendus et peu vigoureux sont recouverts en discordance angulaire très faible par des sédiments terrigènes très évolués de granulométrie fine, sans intercalaires conglomératiques, sauf localement à la base. Sur les paléo-falaises la discordance angulaire est très forte, avec des faciès transgressifs majoritairement semblables, qui viennent buter contre les parois. Des décharges de faciès détritiques terrigènes très peu évolués, issus de brèches colluviales qui nappent encore certaines parties des paléo-reliefs, apparaissent à plusieurs niveaux du Cambrien.

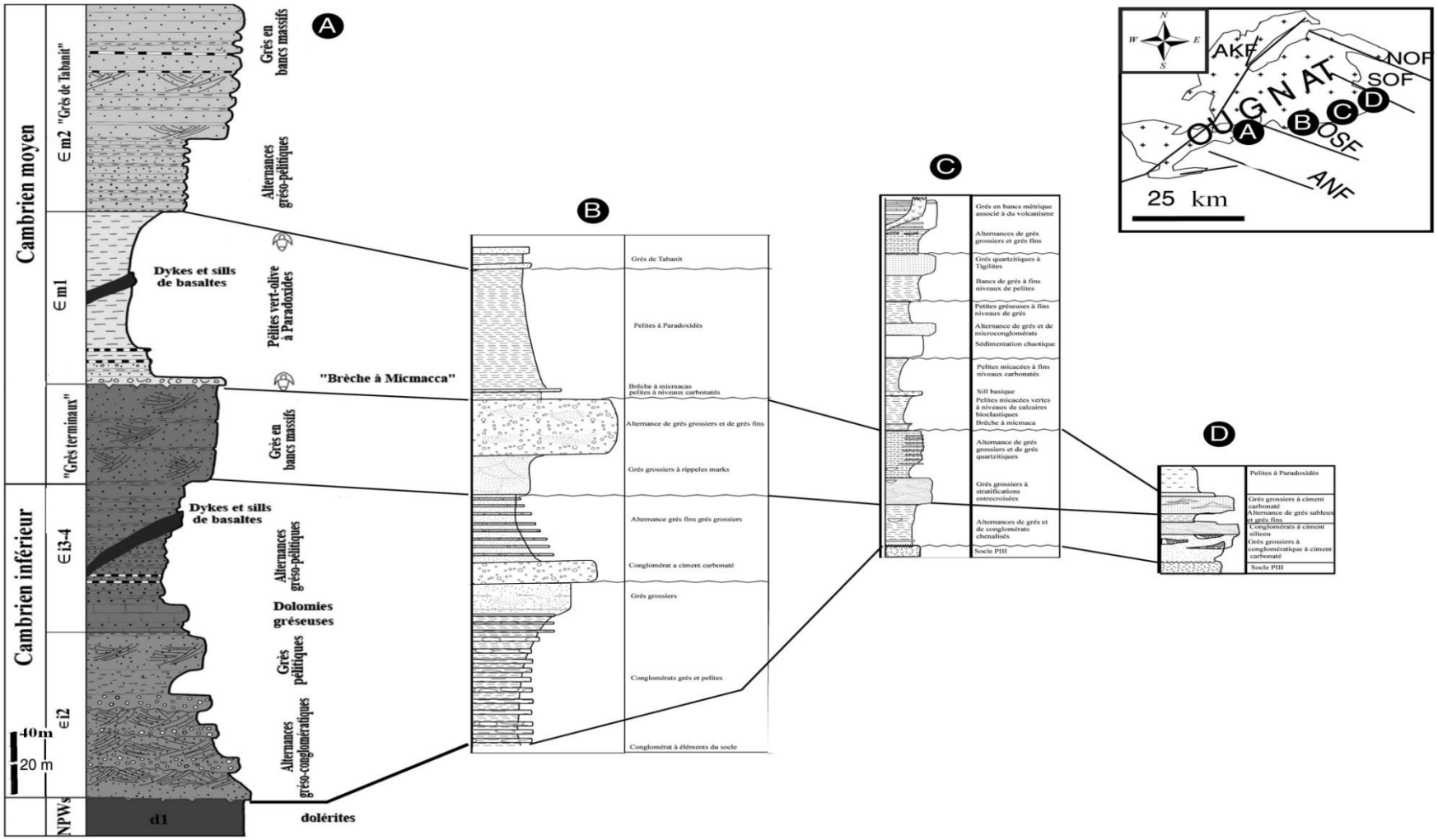


Fig. 3.10: Variations latérales lithostratigraphique des formations du Cambrien. A : Assemame ; B : Tizi n'Tzougart ; C : Est de Tmenkal ; D : Itrhi Aouragh (NOF : faille nord Oukhit, SOF : Faille sud Oukhit, OSF : faille de oued smile et ANF : Faille d'Alnif).

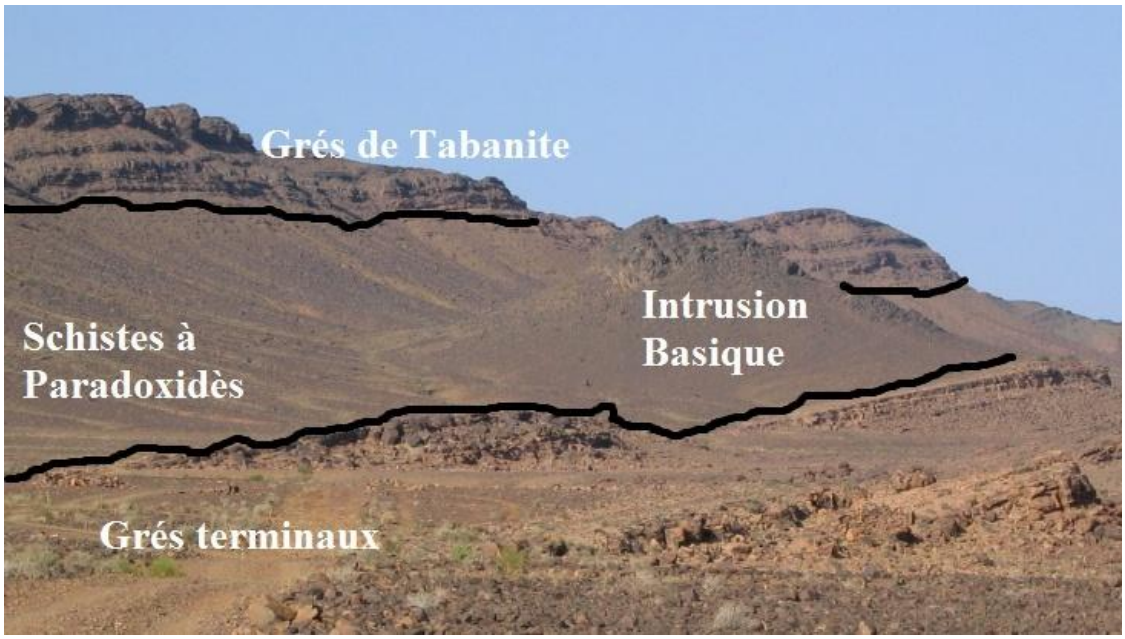


Fig. 3.11: Les différentes formations du Cambrien moyen au nord de Jbel Aberchane.

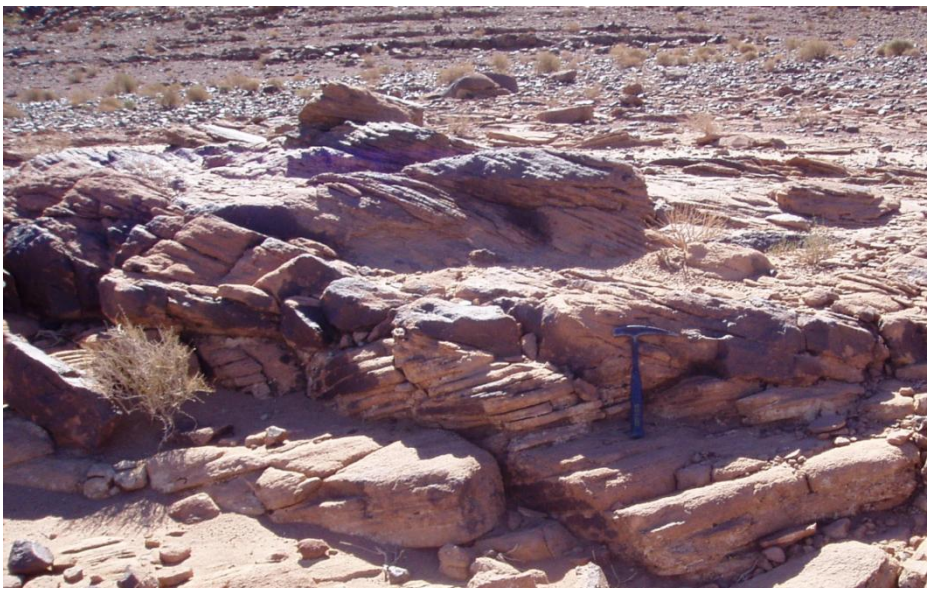


Fig. 3.12 : stratification entrecroisées en arrêtes de poissons dans les grés terminaux à l'Est de Tmenkal.

Les grès du Cambrien inférieur sont donc des sédiments détritiques terrigènes très évolués dont l'origine ne peut être recherchée dans le démantèlement et l'érosion du substratum protérozoïque immédiat ou proche, sauf pour certains petits galets de volcanites diverses, épars dans certains horizons. La longue histoire évolutive qu'ils ont subie est par contre parfaitement cohérente avec une origine à partir de la plateforme africaine (Fabre, 1976, 2005) située au loin au Sud, émergée depuis la fin du Paléo-Protérozoïque. Notons que des faciès terrigènes du Cambrien inférieur sont décrits au sud de l'Ougnat au Tazoult n'Ouzina et au J. Zorg, à l'ouest et au sud de Taouz, respectivement (cf. carte géologique au 1/200.000ème Tafilalt-Taouz, Destombes et Hollard, 1986).

II. Le Cambrien moyen

Le Cambrien moyen est subdivisé classiquement, dans l'Anti-Atlas oriental, en deux formations principales : la formation des Schistes à *Paradoxides* (avec à sa base, peu marquée, la « Brèche à *Micmacca* ») et au-dessus, la formation des Grès de Tabanit. Dans l'Anti-Atlas central et occidental (Destombes et al., 1985), il s'agit des formations du J. Afraou (se terminant par le niveau à *Bailiella*) et la formation d'Azlaft.

II.1. La Brèche à *Micmacca* et les Schistes à *Paradoxides* (Em1)

L'épaisseur de cet ensemble (c'est-à-dire, pour l'essentiel, des Schistes à *Paradoxides*) varie régionalement entre 50 m au Nord d'Oukhit et 100 m à Assemame (feuille Bou Adil).

a. A Assemame (Fig. 3.5 et Fig. 3.13), Cette formation débute par quelques mètres de pélites beiges admettant des niveaux carbonatés peu épais (quelques centimètres) ; vient ensuite une lumachelle à débris de trilobites, d'une épaisseur inférieure à 2 m (cette lumachelle est connue dans tout l'Anti-Atlas sous le nom de « Brèche à *Micmacca* » (Fig. 3.14) ou formation de Wawrmast ; (Destombes et al., 1985).

La suite de la formation, avec son faciès dominant est représenté par une épaisse (100m) séquence de pélites vert-olive. Ce sont des pélites micacées et chloriteuses, avec des intercalations peu épaisses (Fig. 3.15) (quelques centimètres à moins d'un décimètre), discontinues, de grès à grain fin de même couleur. Vers le haut de la série apparaissent des horizons plus ou moins riches en nodules carbonatés à cassure brunâtre ; ces nodules ont un diamètre inférieur à 5 cm.

Le passage vers la formation suivante est transitionnel mais rapide, les pélites devenant de plus en plus gréseuses.

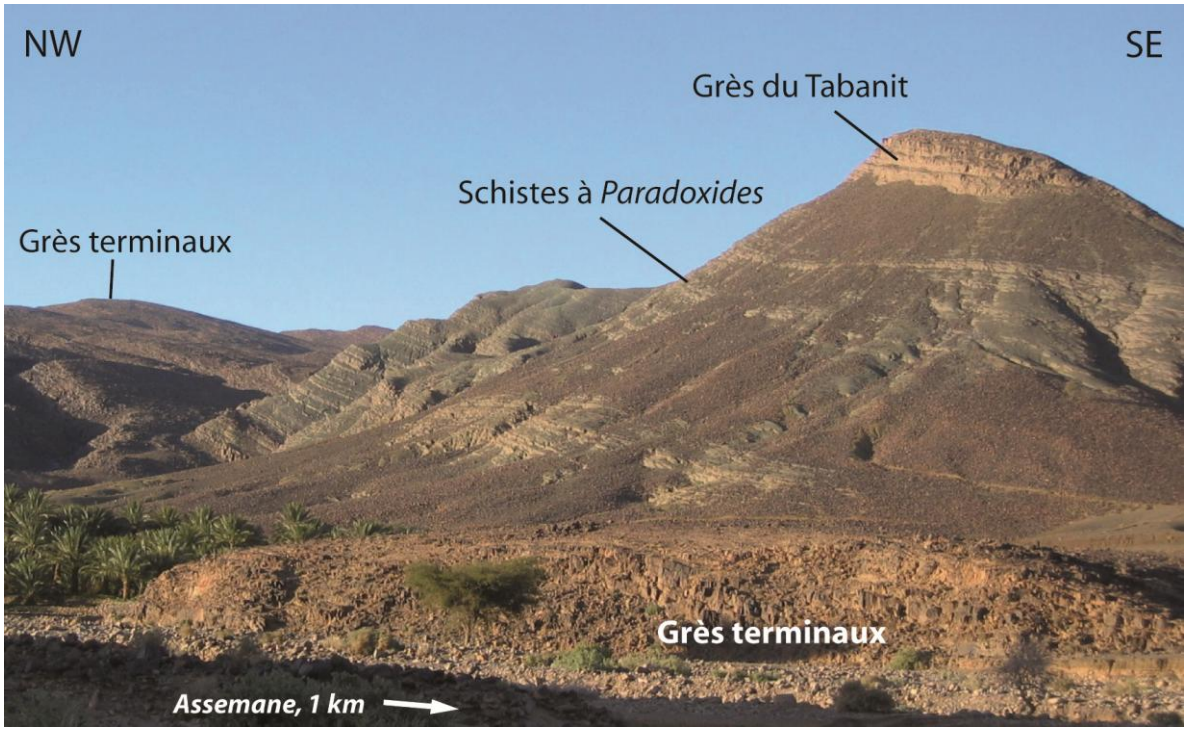


Fig. 3.13 : Formation des schistes a *Paradoxidès* surmontant les grés terminaux au niveau d'Assemame.

b. A Tizi n'Tazzougart (Fig. 3.6 et Fig. 3.11), la formation commence par des alternances de bancs de pélites et de grès sur 6 mètres d'épaisseur environ, avec des niveaux carbonatés puis vient le niveau de la brèche à *Micmaca* (Fig. 3.14).

Cette brèche est une litarénite bioclastique à lumachellique, avec des fragments de trilobites, de stromatolites, des pisolites ferrugineux, et à bioturbation horizontale. Elle présente également des stratifications obliques entrecroisées et des croûtes ferrugineuses interstratifiées. C'est un niveau d'épaisseur variable de quelques centimètres à 3 mètres, formé de débris de tests de trilobites et de brachiopodes (Fig. 3.15).

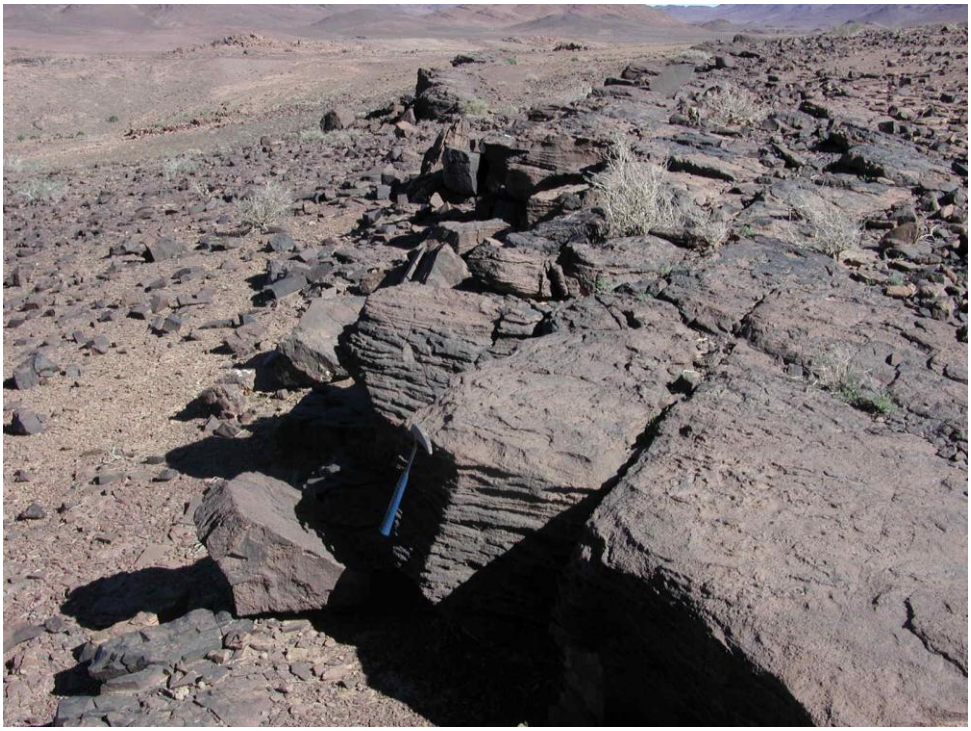


Fig. 3.14 : Niveau de brèche a Micmaca au nord d'Aberchane (Est de Tmekal).



Fig. 3.15 : Niveaux carbonaté lumachellique a l'Est de Tmenkal.

Au-dessus et sur environ 80 m d'épaisseur se sont déposées des pélites micacées à *Paradoxides* (Choubert, 1963 ; Destombes, 1973*)* avec à la base des niveaux centimétriques à décimétriques de grès et de carbonates lumachelliques. Latéralement ces niveaux sont remplacés par une soixantaine de mètres de pélites micacées vertes, à nodules carbonatés plus ou moins ferrugineux.

En de nombreux points, ces pélites ont livré des trilobites du genre *Paradoxides*.

Vers le sommet de la séquence, les pélites deviennent plus silteuses et riches en micas ; des bancs de grès dont l'épaisseur croît en montant dans la séquence, apparaissent progressivement. Ils présentent des petits chenaux et des stratifications entrecroisées. La surface des bancs est couverte de tests de Brachiopodes et de Lamellibranches.

c. Le long de la falaise nord du Jbel Aberrchane et de l'Itri Aouragh (Fig. 3.6 ; Fig. 3.8 ; Fig. 3.9 ; Fig. 3.11 et Fig. 3.16), la limite entre les pélites à *Paradoxide*s et les « grès de Tabanit » sus-jacents est marquée par de fortes perturbations dans la sédimentation. Ces perturbations sont d'autant plus importantes que le volcanisme mafique associé à cette séquence est présent.

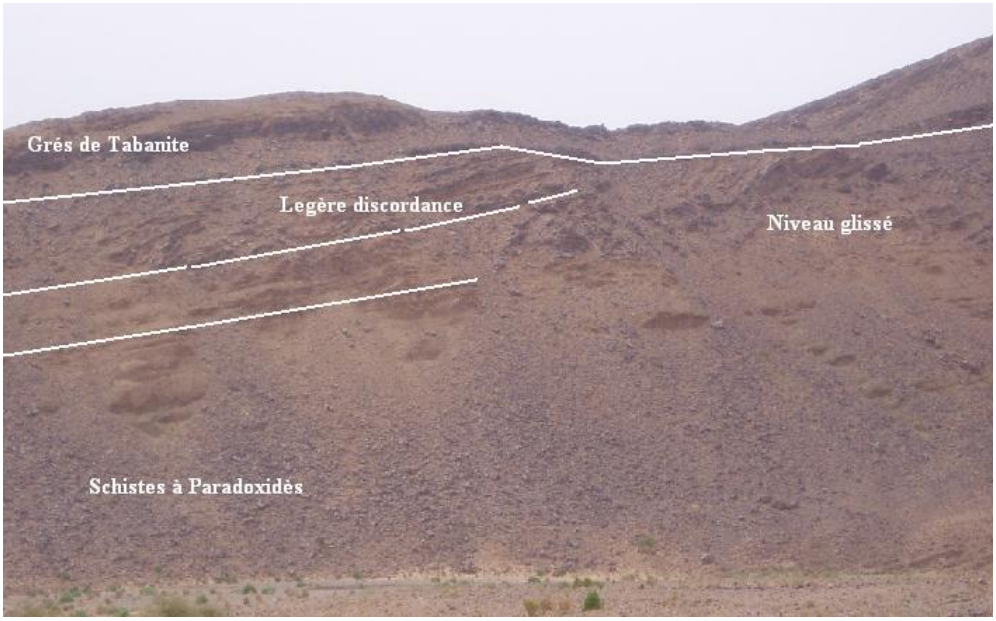


Fig. 3.16 : Niveau d'instabilité à la limite schistes à *Paradoxidès* Grés de Tabanite au col d'Ouinguigui.

d. Au sud de Tmenkal (Fig. 3.8), la même instabilité est marquée par des chenaux, une sédimentation chaotique des blocs hétérométriques de grès ou de pélites resédimentés, des slumps, des séismites et des niches d'arrachement que l'on peut suivre sur de grande distance.

e. Au col d'Ouinguigui (Fig. 3.18), les perturbations sont matérialisées par une séquence où abondent les slumps, les chenaux et les blocs de grès basculés dans les pélites (olistolithes) ; les discordances angulaires internes sont nombreuses et les 'grès de Tabanit' qui viennent au-dessus sont eux-mêmes en discordance angulaire sensible (environ 10°).

A l'échelle du secteur, le passage chaotique est donc constant du Tizi n'Tazzougart jusqu'au nord d'Itghi Aouragh (Carte Oukhit 1/50 000) où il est marqué par de grands slumps décamétriques, en passant par le Sud-Est de Tmenkal. C'est la traduction dans la fin de la sédimentation de cette séquence de mouvements tectoniques que l'on peut rattacher aux prémices des distensions accompagnant la mise en place des volcanites mafiques qui recoupent cette séquence ou y sont interstratifiées en sills. Ces intrusions dans les pélites à *Paradoxides* sont les racines d'appareils effusifs développés dans le sommet des Grès de Tabanit.

II.2. La formation des Grès de Tabanit

a. S**ur la rive gauche de l'oued Ouinguigui** (Fig. 3.18), cette formation atteint son épaisseur maximale 300 m. A la base, une suite d'alternances de bancs de grès à laminations parallèles et de pélites micacées épaisse d'environ 20 m, précède une vingtaine de mètres de grès massifs à ciment siliceux et à Tigillites (Skolythes).

Un sill de volcanites mafiques de 15 m d'épaisseur vient ensuite et précède une succession d'alternances de bancs de grès massifs, peu épais (< 50 cm) et de grès en plaquettes plus épais (< 1,5 m). Les grès massifs, à stratifications entrecroisées, montrent, en surface de bancs, des concrétions ferrugineuses oxydées et des cubes de pyrite d'environ 1 cm d'arête. Dans les grès en plaquettes les figures sédimentaires sont nombreuses et variées : figures d'échappement d'eau (Fig. 3.17), slumps, séismites.

Au-dessus vient une vingtaine de mètres de grès clairs en plaquettes, pratiquement sans intercalations de grès massifs (seuls subsistent quelques chenaux) ; dans les grès en plaquettes on observe des slumps et des stratifications entrecroisées. Puis, une quinzaine de mètres d'alternances de grès et de pélites sombres précède une cinquantaine de mètres de grès massifs en bancs décimétriques, à lentilles et nodules carbonatés.



Fig. 3.17 : Structure d'échappement d'eau dans les grés de Tabanite a l'Est d'Ouinguigui.

Une dizaine de mètres de grès vacuolaires, sombres, silicifiés, avec des cubes de pyrite, en bancs décimétriques alternent avec des niveaux, également décimétriques, de pélites vertes (Fig. 3.18). Le sommet de la formation des Grès de Tabanit, sous l'Ordovicien, est constitué d'au moins trois émissions de pyroclastites mafiques litées recoupées par des dykes de volcanites également mafiques ; l'ensemble est épais de trente mètres environ. Certaines pyroclastites sont pulvérisées dans des grès qui forment la matrice de la roche (Fig. 3.18, Fig. 3.19 et Fig. 3.20).

b. A l'Est de Tmenkel : La formation des grès de Tabanit, épaisse au total d'environ 120 mètres (Fig. 3.8 et Fig. 3.10), commence par un ensemble de 40 mètres d'épaisseur, de grès rouges en bancs d'épaisseurs décroissantes en montant, décimétriques à fins niveaux pélitiques la base qui passent à des bancs métriques de grès quartzitiques en dalles à Tigillites avec des niveaux lumachelliques à brachiopodes et à stratifications entrecroisées.

Au dessus, des alternances de bancs de grès d'épaisseurs décimétriques et de pélites gréseuses en plaquettes, présentant à leur toit, des figures de saltation de direction N50, précèdent une succession d'environ 80 mètres de grès massifs en bancs d'épaisseur métrique.

c. A **Tawjimmt n'Itibirene** : Dans cette zone, la base de la formation des 'grès de Tabanit' n'est pas exposée. L'épaisseur visible est néanmoins de 200 mètres environ.

La partie supérieure de la séquence est similaire à celle décrite ci-dessus, mais les horizons sous-jacents montrent une tendance pélitique de teinte verdâtre plus prononcée. Cela a parfois entraîné des confusions avec le Cambrien moyen des 'pélites à Paradoxides', comme cela a aussi été le cas plus au Nord, à l'Ouest d'Oukhit dans le Jbel Bou Imraden Est.

d. A Tizi N Izem : La formation des grés de Tabanite est différente, elle est plus épaisse et montre trois unités distinctes. Elle montre à la base 70m de grés inférieurs, puis environs 200m d'alternance de pélites et de grés ce qui prête à confusion avec les schistes a Paradoxidès, puis au dessus 40m de grés supérieurs.

e. A Assemame (Fig. 3.5), cette formation est une suite d'alternances, d'épaisseur métrique, de bancs de grès et de pélites verdâtres. Vers le bas de la formation, les grès sont à grain assez fin (< 0,5 mm) ; ils deviennent de plus en plus grossiers en montant dans la série (# 1,5 mm). Au sommet de la série, les bancs de grès, plus épais, montrent de très nettes stratifications entrecroisées ; de plus, les bancs sont affectés de chenaux de profondeur métrique, comblés par des grès plus grossiers voire conglomératiques.

f. A l'échelle du secteur : Les grés de Tabanite, appelés aussi 'grès à Tigillites' ou ''grès à Conocoryphes'' (Choubert 1963), atteint 300 mètres d'épaisseur, qui comporte en général des grès grauwackeux progrades en bancs d'épaisseurs croissantes vers le haut ; rouges à la base, jaune et verdâtre en montant (apport du matériel volcanique), ces grès admettent des intercalaires pélitiques d'épaisseurs variables qui sont souvent confondus avec les pélites à Paradoxides. Au sommet de la séquence, au passage vers les dépôts ordoviciens, apparaissent plusieurs nivaux de tufs lités.

La séquence des ''grès de Tabanit'' représente des faciès de comblement lors du recul de la mer épicontinentale, annonciateur de la lacune du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien inférieur (Fig. 3.19 et Fig. 3.20).

Cette évolution montre que la puissance diminue du Sud vers le Nord et de l'Ouest vers l'Est pour la formation des grés terminaux (Fig. 3.10). On assiste à l'amenuisement des barres gréseuses.

Par contre la formation des grés de Tabanite est plus épaisse dans le secteur d'Oukhit avec développement du magmatisme cambrien.

Vers l'Est, Il y a une violente diminution de puissance et transformation de faciès le long du flanc est et nord de l'Ougnat aux abords du haut fond de Touroug-est, décrit dans la notice de la carte géologique à 1/200 000 de Toudgha-Maider (Destombes 1986). Les séries sédimentaires cambriennes y sont réduites à quelques dizaines de mètres.

La réduction générale de la série s'opère également par le haut car l'érosion qui a précédé le dépôt de l'Ordovicien transgressif est de plus en plus importante du S vers le N.

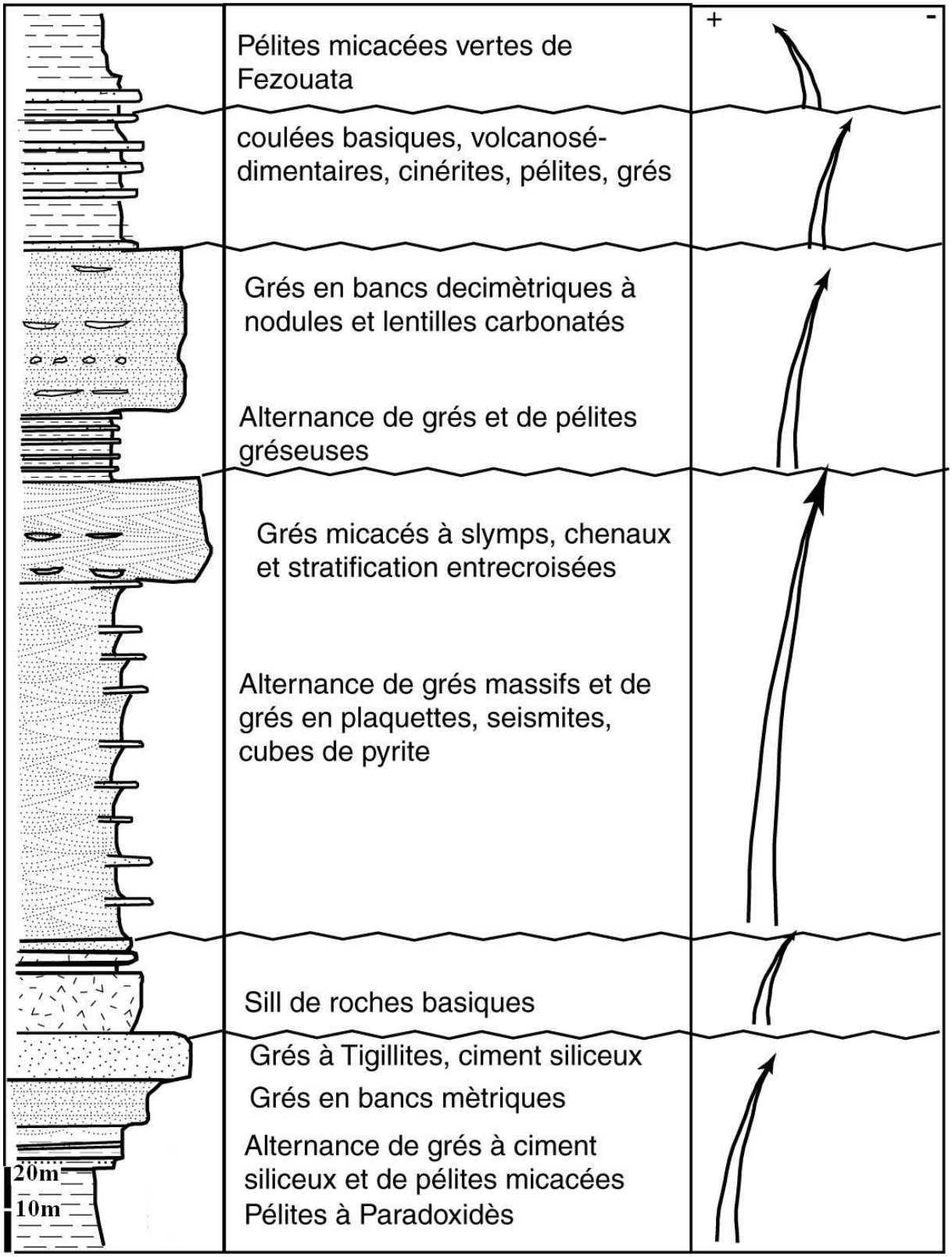


Fig. 3.18 : Log stratigraphique de la formation du Grès de Tabanit à l'Est de Ouinguigui, (Fig. 3.1).

II.3. Du sommet du Cambrien moyen à l'Ordovicien

Une lacune de tout le Cambrien supérieur caractérise, à de rares exceptions près, tout l'Anti-Atlas (Destombes et Feist, 1987). La transgression de l'Ordovicien s'est trouvée précédée, dans l'Ougnat, d'une forte érosion du Cambrien moyen (Destombes, 2006).

a. A Tikent n Tfersikt, sur les Grès de Tabanit typiques reposent des faciès rougeâtres, volcano-sédimentaires, gréseux à gréso-pélitiques de 3m d'épaisseur environ remaniant, dans leur moitié supérieure, des blocs de grès et de volcanites mafiques. Ces faciès rougeâtres se terminent par des lentilles de poudingues de 60 cm de puissance au maximum. On passe ensuite à des alternances de grès et de pélites (4m), de grès et de poudingues (2m), puis à des alternances de grès et de cinérites ; viennent ensuite des sédiments plus au moins grossiers gréseux à conglomératiques, à stratifications entrecroisées, sur une épaisseur de 6m environ. S'épanche alors une coulée mafique sur laquelle se déposent des alternances de grès et de pélites (4m) avec des niveaux carbonatés à concrétions ferrugineuses et se termine par un poudingue en bancs centimétriques à décimétriques d'épaisseur décroissante en montant, admettant des niveaux ferrugineux de quelques centimètres d'épaisseur (Fig. 3.19 et Fig. 3.20). Ces termes se rattachent encore clairement à la formation du Tabanit. Ils sont recouverts directement par les pélites ordoviciennes de l'Arenig inférieur (Formation supérieure des Fezouata ; Destombes, 2006).

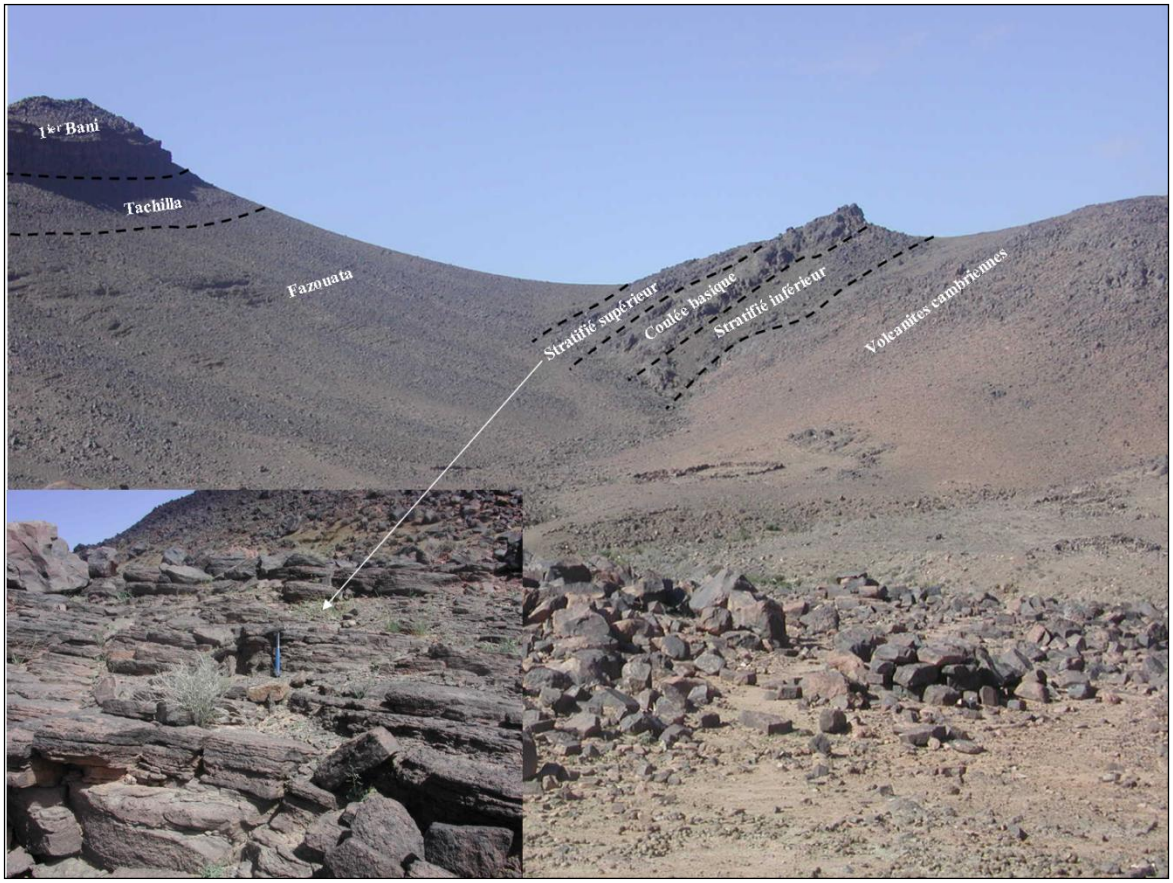


Fig. 3.19 : La limite Cambrien-Ordovicien à Tikent n'Tfersikt.

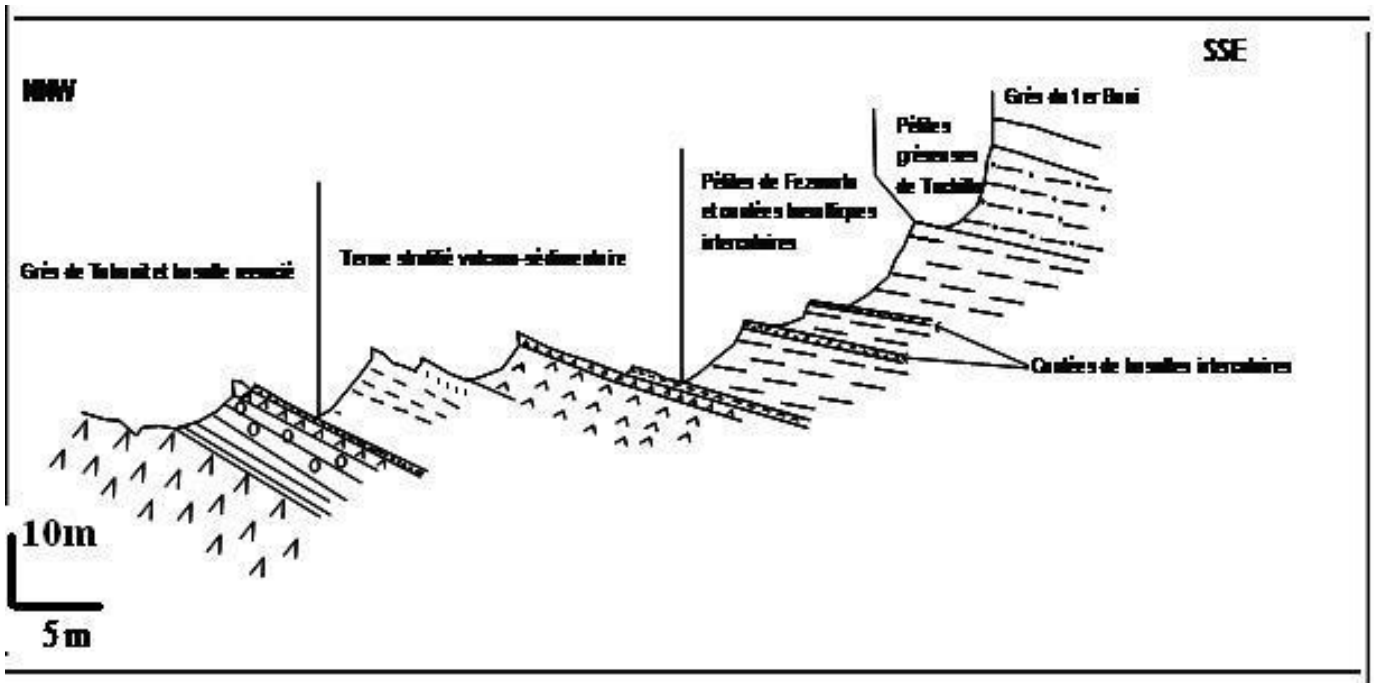


Fig. 3.20: Coupe de la limite Cambrien-Ordovicien à Tikent n'Tfersikt.

b. A l'Est d'Ouinguigui : Le sommet de la formation des Grès de Tabanit, sous l'Ordovicien, est constitué d'au moins trois émissions de pyroclastites mafiques litées intrudées de volcanites également mafiques ; l'ensemble est épais de 30 m environ. Certaines pyroclastites sont pulvérisées dans des grès qui forment la matrice de la roche (Fig. 3.18, Fig. 3.19 et Fig. 3.20).

III. L'Ordovicien

La série ordovicienne est transgressive, soit sur la série litée volcano-sédimentaire qui clôt l'activité volcanique cambrienne, soit sur les derniers bancs gréseux du Tabanit, soit même sur les Schistes à *Paradoxides* (Fig. 3.10). Comme l'explique J. Destombes (2006), le Cambrien de l'Ougnat voit son épaisseur varier à la fois « par le bas » (transgression sur un haut-fond) et « par le haut » (érosion au Cambrien supérieur-Tremadoc).

Le seul endroit où on peut voir le contact direct entre la première formation ordovicienne, les pélites du Fezouata supérieur et les grès de Tabanit est à Ikourbibene à l'Est d'Oukhit. Ailleurs, ce contact est perturbé par l'activité volcanique qui clôture le Cambrien moyen. A cet endroit, la formation des Fezouata supérieur datée par graptolithes de l'Arenig inférieur (Destombes, 2006) repose sur les grès du Cambrien moyen en discordance de ravinement très nette, par l'intermédiaire d'un poudingue à galets de grès et de basaltes.

Sur la feuille Bou Adil, l'Ordovicien est transgressif en discordance de ravinement sur le Cambrien moyen (Grès de Tabanit), il est lacunaire par sa base (le Trémadoc n'est pas représenté), et

il débute par l'Arénig inférieur (Destombes J. *et al.,* 1985).

La série comporte de nombreuses discordances internes, accompagnées de lacunes plus ou moins importantes. Des niveaux ferrugineux, oolithiques, discontinus, témoignent de périodes à sédimentation réduite, voire de lacunes.

III.1. L'Ordovicien inférieur et moyen

Il comporte deux groupes et trois formations, de bas en haut : le « Groupe des Feijas externes », avec la « Formation supérieure des Fezouata » et la « Formation du Tachilla », puis le « Groupe du Premier Bani », qui se résume ici à une seule formation du même nom. La Formation inférieure des Fezouata (Tremadoc), qui fait partie du groupe des Feijas externes, n'est fossilifère que 60 km environ vers le SW, près de Tazarine, et disparaît vers le nord-est autour de l'Ougnat (Destombes, 2006).

1.1. La Formation supérieure des Fezouata (Or2)

La formation supérieure des Fezouata est bien caractérisée par ses faunes, essentiellement de graptolithes, qui indiquent l'Arenig inférieur (Destombes et al., 1985 ; Destombes, 2006) ou Floien. Son épaisseur diminue fortement du sud vers le nord du massif.

a. A Iouraghene : Son épaisseur (70 à 80 m) est assez constante. Sa base est marquée par un horizon ferrugineux oolithique continu, peu épais (20 cm à 1 m), parfois chenalisé. L'essentiel de la formation est constitué de pélites verdâtres riches en muscovite détritique (Fig. 3.21), dont le faciès est convergent avec celui des pélites du Cambrien moyen (Pélites à *Paradoxides*). La formation se termine par un horizon discontinu des psammites à grain fin (< 1,5 m) ; identifié au nord-ouest de la feuille Bou Adil, cet horizon peut être assimilé aux Grès du J. Zini de l'Anti-Atlas sud-occidental.

b. A Tikent n'Tfersikt les pélites Or2 se déposent sur les coulées basaltiques, sur le volcano-détritique ou sur les poudingues de la fin du Cambrien moyen, soulignant leur caractère discordant (Fig. 3.22).

Sur le niveau oolithique ferrugineux basal se dépose une série de pélites micacées vert

clair à intercalations de pélites gréseuses. Les pélites sont en bancs d'épaisseur décroissante en montant, et les pélites gréseuses passent à des grès en plaquettes lenticulaires avec des structures d'échappement d'eau qui témoignent d'une sédimentation rapide. La séquence se termine par des alternances de grès et de pélites.

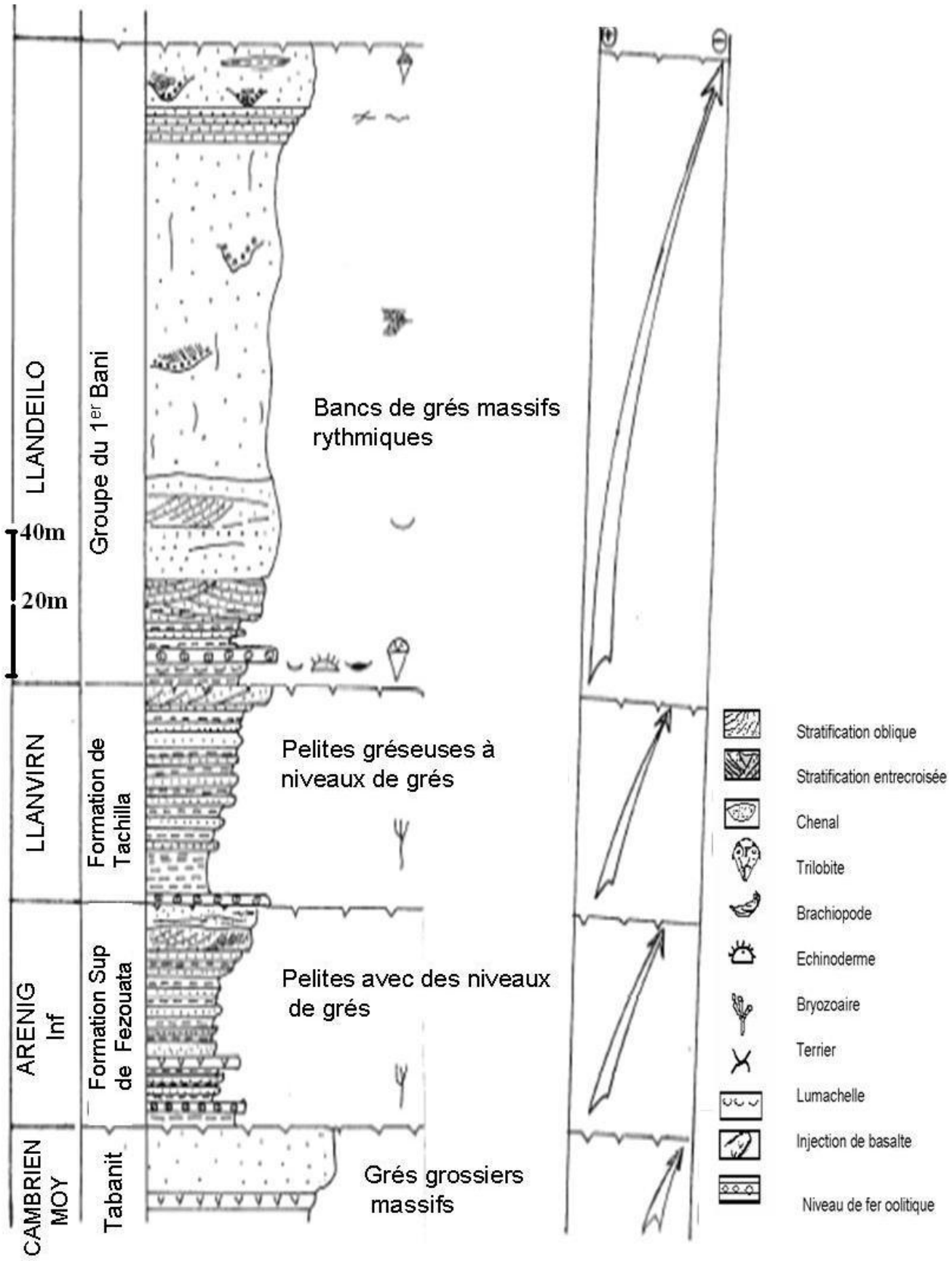


Fig. 3.21: colonne Log stratigraphique de l'Ordovicien inférieur à Iouraghene au SE de Bou Adil. (Fig.3.1).

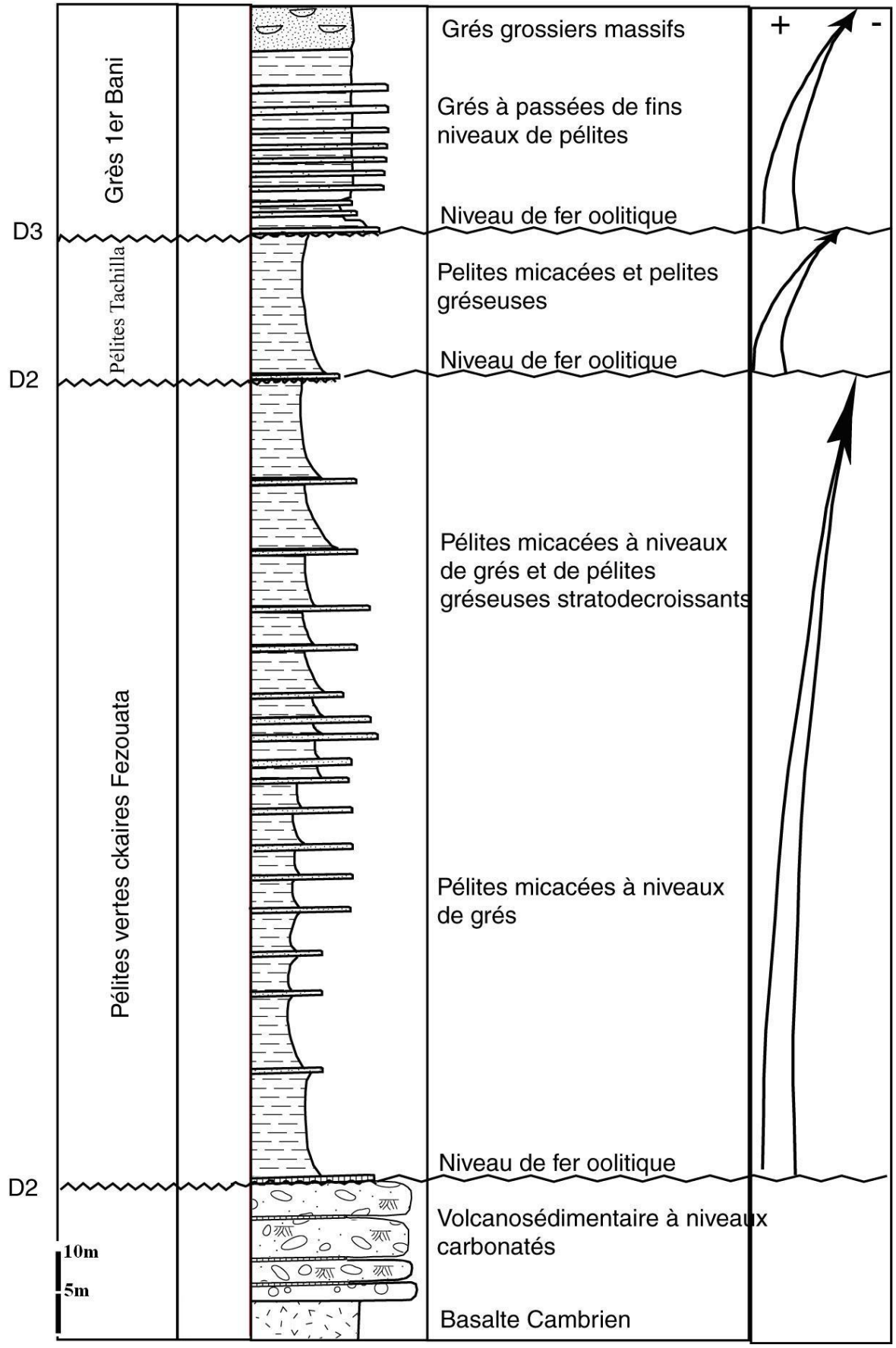


Fig. 3.22: Colonne stratigraphique de l'Ordovicien à Tichout n'Tferskit, (Fig.3.1).

c. Au Sud d'Ouinguigui, (Fig. 3.23), cette formation n'a que 40 à 50 m d'épaisseur alors qu'en allant vers le Sud-Ouest (Tikent n'Tfersikt) sa puissance augmente et atteint 70 à 80 m ; dans ces zones, elle repose toujours sur la séquence volcano-sédimentaire de la fin du Cambrien moyen.

Au sud immédiat de Ouinguigui, la séquence Or2 est constituée de pélites micacées silteuses avec des niveaux de grès de quelques centimètres d'épaisseur. Les pélites renferment des nodules aplatis de grès d'une vingtaine de centimètres de diamètre. Elle se termine par un niveau de grès ferrugineux à oolithes de 60 cm d'épaisseur environ.

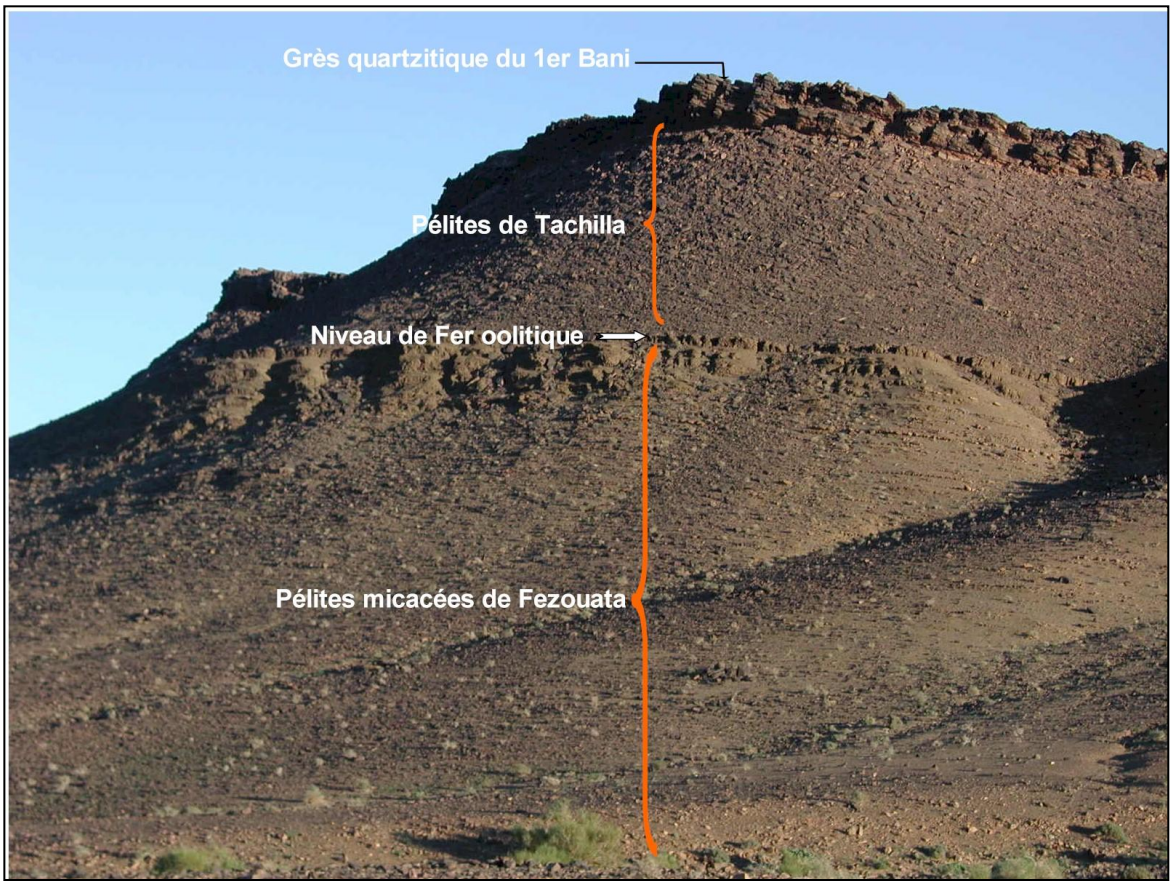


Fig. 3.23: Les formations de l'Ordovicien inférieur au sud-ouest d'Ouinguigui.

d. Au Nord-Est d'Ikourbibene, où la transgression ordovicienne sur les Grès de Tabanit est bien visible, l'épaisseur de la formation supérieure des Fezouata est estimée à environ 40 m. On passe du dernier banc des grès, avec sa surface ferruginisée, à un petit niveau de poudingue lenticulaire à galets de grès et de volcanites mafiques, puis à des alternances de pélites gréseuses et de petits bancs de grès.

Cette faible épaisseur conforte le rôle de paléo-relief déjà mis en évidence pour les formations cambriennes.

e. A **Tamjout al Qadi** (Sud de Taoujimt n'Itibirene) (Fig. 3.24) : la formation de Fezouata présente le maximum d'épaisseur environ 100 m.

L'extrême base du Fezouata est à ce niveau masquée par les éboulis quaternaires. La séquence visible débute donc par des pélites vertes puis viennent des alternances de pélites et de grès (15m), des pélites verdâtres à jaunâtres qui deviennent rougeâtres à brunes (40m) ; elle se termine par un niveau oolitique ferrugineux de 0,5 m d'épaisseur. Deux sills sont interstratifiés dans cette séquence, le plus bas est un lamprophyre d'environ 4 m d'épaisseur au maximum, le plus haut est un sill de volcanites mafiques de 50 cm d'épaisseur maximale.

f. A Tafraout n'Tmitar (Fig. 3.25) au NE des zones précédentes, l'importante discordance de ravinement de la base du Premier Bani (Or4) ne laisse subsister qu'une vingtaine de mètres de pélites gréseuses micacées vertes du Fezouata supérieur

g. A Amalou n'Taourirte, au Nord Ouest de la carte Bou Adil au 1/50 000 (Piste Tinjdad-Msissi), la formation débute localement par un horizon d'oolites ferrugineuses ou de glauconites, puis viennent des pélites très fines, micacées, gréseuses de couleur gris vert, à laminations parallèles. Par endroit, elle présente des nodules gréseux ne dépassant pas 30 cm de diamètre. Le cycle sédimentaire de Fezouata se termine par un épisode régressif avec des dépôts de grès plus ou moins lenticulaires ; c'est l'équivalent des grès du J. Zini, mis en évidence ici pour la première fois.

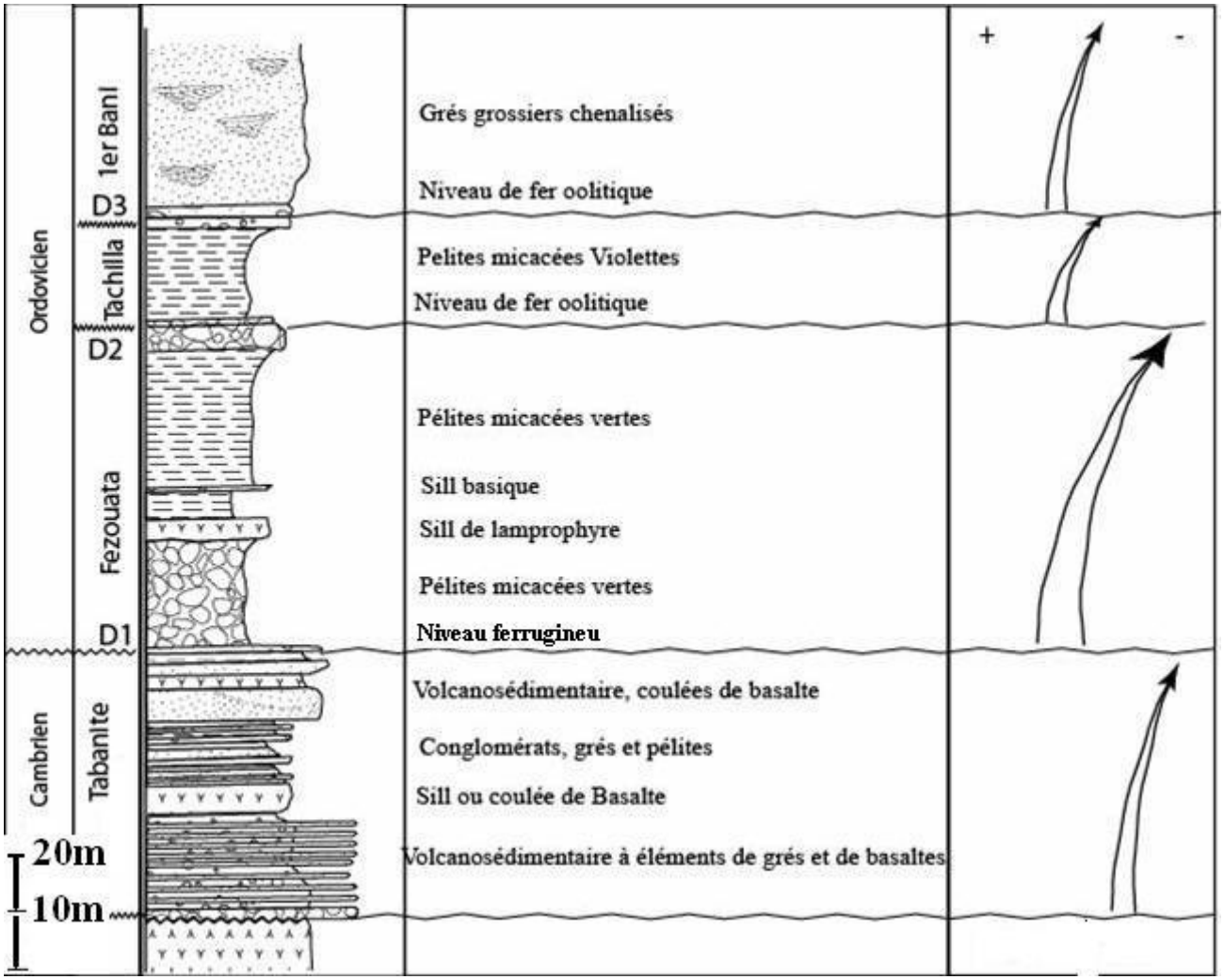


Fig. 3.24: Colonne stratigraphique du sommet de Tabanit de Fazouata et de Tachila à Tamajoute Al qadi (Fig.3.1).

1.2. La Formation de Tachilla (Or3)

Cette formation est la dernière du groupe des Feijas externes. Elle est bien datée du Llanvirn = Darrivillien inférieur de la nomenclature actuelle (Destombes et al., 1985; Destombes, 1987, 2006). La formation est bien délimitée par deux horizons de fer oolithique encadrant des argilites ou pélites vertes. L'horizon oolithique de base marque le caractère transgressif du Llanvirn dans tout l'Anti-Atlas. L'horizon supérieur marque la transgression des termes suivants, formant le groupe du Premier Bani (Or4).

a. Au Sud d'Ouinguigui (Fig. 3.22 et Fig. 3.23), la 'formation de Tachilla' dont l'épaisseur ne dépasse pas 40 m est formée de pélites micacées bioturbées, avec des niveaux de grès quartzeux friables, à bioturbations, en bancs d'épaisseur variable (5 à 15 cm) plus nombreux vers le sommet.

b. au Sud de Taoujimt n'Itibirene, la formation de Tachilla présente son maximum d'épaisseur. Au-dessus du niveau oolithique ferrugineux de base viennent des argilites qui sont d'abord grisâtres et deviennent ensuite vert olive.

c. A Tafraout n'Tmitar (Fig. 3.25), La formation de Tachilla est représentée au-dessus du niveau repère basal par 30 m d'argilites grises assez finement gréseuses.

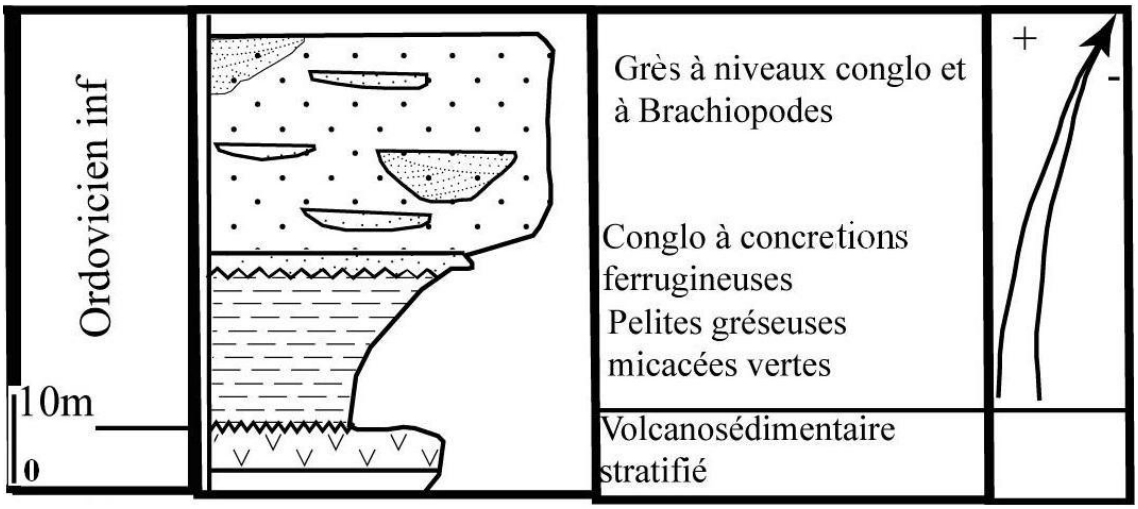


Fig. 3.25: Colonne stratigraphique de l'Ordovicien inférieur au niveau de Tafraout n'Tmitar (point 1151 m), (Fig.3.1).

d. A Alghoum n'Ikourbibene, à l'extrême Nord-Est de la feuille d'Oukhit, l'horizon repère ferrugineux de base devient glauconieux et conglomératique. Il est recouvert par 25 à 30 m de pélites argileuses gris mauve et gris-vert.

A l'échelle du secteur, cette formation (souvent masquée sous les éboulis des falaises des grès Or4 qui la surmontent) diminue d'épaisseur du Sud-Ouest vers le Nord-Est, passant respectivement de 80 m à 30 m environ. En revanche, son niveau-repère de base, formé de grès à oolithes ferrugineux, varie peu d'épaisseur (30 à 50 cm). Ce niveau parfois conglomératique, avec aussi des crinoïdes et des terriers, marque le caractère transgressif de cette formation (Fig. 3.28) après une phase tectonique, probablement en extension, ayant provoqué des basculements des blocs du socle sous-jacent.

1.3. Le Groupe du Premier Bani (Or4)

Il s'agit d'un groupe à dominante gréseuse et qui joue, de ce fait, un rôle de commandement morphologique dans l'Anti-Atlas occidental et central où le groupe est épais (Jbel Bani) ; ce rôle diminue, avec l'épaisseur du groupe, dans la région de l'Ougnat. Son âge est Llandeilo s.l. (Dariwillien supérieur), bien documenté paléontologiquement dans l'Anti-Atlas central (Destombes et al., 1985). Sa base, transgressive, est marquée par un niveau d'oolithes ferrugineuses (« niveau d'Imi

n'Tourza » au Nord d'Alnif ; Destombes, 2006 ; Raddi et al., 2011). Son sommet est plus difficilement repérable dans la région de l'Ougnat que plus à l'0uest, du fait que les premiers dépôts du groupe suivant (Ktaoua), argileux à l'Ouest, deviennent gréseux vers le NE. De même, tandis que ce groupe est subdivisé dans l'Anti-Atlas central en cinq formations, dans la région de l'Ougnat, il n'a été possible de ne reconnaître qu'une seule formation, identifiée à l'ensemble du groupe.

A l'Est de l'Ougnat (Sud d'Ouinguigui, Tikent n'Tfersikt et Tafraout n'Tmitar), le Premier Bani, relativement mince, érode la formation de Tachilla sur une épaisseur de 30 m environ (Fig. 3.25, Fig. 3.23 et Fig. 3.26). Au sud du massif (Iouraghene ; Fig. 3.21), la discordance est moindre et la série plus épaisse.

a. A Iouraghene (Fig. 3.21), au SSE de Bou Adil, **l**e Premier Bani débute par un horizon ferrugineux, oolithique, peu épais (< 2 m) ; il se poursuit par une épaisse (< 60 m) suite d'alternances de bancs gréseux d'épaisseur décimétrique et d'interlits plus fins, de lumachelles carbonatées, avec parfois des intercalations de calcaires à Trilobites, Brachiopodes et Échinodermes. Vient ensuite une nouvelle et épaisse (< 120 m) séquence d'alternances de bancs de grès psammitiques et de pélites. Les bancs gréseux, à patine grisâtre, dont l'épaisseur ne dépasse pas la vingtaine de centimètres en général, sont très riches en lamelles de muscovite détritique, d'où leur débit aisé en plaquettes ; les interlits pélitiques sont moins épais. Certains bancs de grès plus épais montrent des ravinements chenalisants parfois profonds de plus d'un mètre. La surface des bancs gréseux présente fréquemment des traces de pistes plus ou moins ramifiées ainsi que des terriers. Cette séquence se clôt par un mince (< 4 m) horizon de pélites rubanées brun-noir. Vient enfin une nouvelle séquence d'alternances de bancs de grès et de pélites gréseuses qui assure la transition avec la formation surincombante (Or 5a).

b. Au Sud de Ouinguigui (Fig. 3.23 et Fig. 3.26), au-dessus du niveau oolithique basal, cette formation est constituée, d'abord par un niveau de 0,5 m de puissance de poudingues à éléments de grès de 1 à 5 cm de diamètre dans un ciment gréseux suivis de remplissages gréseux de grands chenaux s'érodant mutuellement sur une trentaine de mètres. Au-dessus se déposent environ 50 m des grès quartzitiques à ciment carbonaté, bioturbés et à traces énigmatiques ; ces grès contiennent en outre une faune de Bryozoaires, de Brachiopodes. Les grès sont déposés en plusieurs séquences de bancs d'épaisseurs croissantes en montant ; les bancs varient de 5 à 1oo cm de puissance.

c. A Tikent n'Tfersikt (Fig. 3.23), toujours au-dessus du niveau repère ferrugineux de base, le Premier Bani débute par des pélites gréseuses noires finement litées, devenant plus gréseuses vers le haut, pour passer à des quartzites micacés sombres ferrugineux, feuilletés à la base, plus clairs vers le haut, à nombreuses pistes (30 m) ; le ciment des grès est carbonaté ferrugineux. Au-dessus viennent des quartzites et des grès quartzeux d'environ 25 m; le ciment de ces grès est carbonaté.

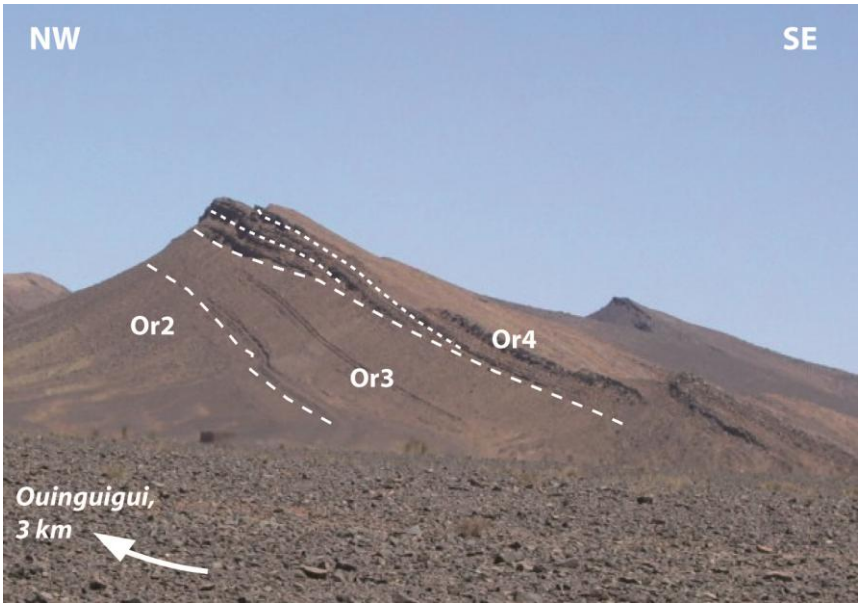


Fig. 3.26: Discordance de ravinement dans les formations gréseuses du groupe premier Bani (or4) au Sud de Ouinguigui. Le ravinement des pélites de la formation de Tachilla (or3) par le groupe du Bani.

d. A Tafraout n'Tmitar (Fig. 3.25), ce groupe présente son minimum d'épaisseur (30m), au-dessus du niveau repère oolitique ferrugineux de base, se sont déposés des grès argileux micacés gris-vert, puis des grès micacés parfois ferrugineux à ciment siliceux et fines passées pélitiques, au sommet desquels apparaît un horizon conglomératique à ciment ferrugineux. Au-dessus viennent des grès quartzeux et argileux de couleur gris noir avec des bioturbations à la base puis des grès quartzeux à stratifications obliques avec un niveau conglomératique lenticulaire à la base. Les ultimes bancs du Premier Bani sont des grès fins durs et des grès blanchâtres en bancs décimétriques, à rides linguoïdes et à ripple marks; la formation se termine par des grès quartzitiques à ciment siliceux, chenalisés, à rides et à surface fortement bioturbée.

e. A Chahboune (SE d'Oukhit), après le niveau repère à oolithes ferrugineuses, le Premier Bani est constitué de quatre barres peu épaisses (10m) de grès fins plus ou moins durs à ciment carbonaté séparées par des niveaux tendres gréso-pélitiques à pistes.

f. A Algoum n'Ikourbibene, après le niveau repère à oolithes ferrugineuses, le Premier Bani est constitué de quatre barres de grès quartzitiques à ciment carbonaté en bancs de 10 à 20 cm séparées par des grès micacés tendres. Les grès à ciment carbonaté montrent de fortes bioturbations (traces de terriers) et une pellicule ferrugineuse marque le sommet des bancs.

g. A Amadel Ghioul et Tamjout n'Tmerna (Fig. 3.27), le Premier Bani débute par le niveau repère ferrugineux de base comprenant 1,50 m de minerai de fer oolitique avec une intercalation de poudingue. Puis viennent des grès ferrugineux et une nouvelle couche de fer oolitique de 0,30 m d'épaisseur, ensuite ce sont des grès fins blancs, des grès peu indurés blanc jaunâtre, des grès argileux et micacés finement lités. Au-dessus se trouvent des grès quartzeux et micacés, en petits bancs qui alternent avec des grès tendres à très nombreuses bioturbations; ces grès admettent, à leur base, un nouvel horizon à oolithes ferrugineuses (0,10 m). La séquence se termine par des grès quartzeux très indurés, à patine noire.

h. A Tinjarfaouine, après l'horizon repère, ferrugineux conglomératique de 1m de puissance, le Premier Bani se continue par trois barres de grès beiges, très indurés, à Tinjarfaouine même, pour n'être plus représenté que par une seule barre cinq kilomètres plus loin vers l'Ouest. Ces barres sont séparées par des horizons de grès tendres, ferrugineux, sombres avec bioturbations et stratifications obliques, associés à des grès blancs micacés, des grès quartzitiques beiges qui s'altèrent en boule, des grès quartzeux en plaquettes, des grès micacés durs. La séquence se termine par une dalle de grès quartzeux d'épaisseur inférieure à 10 m.

Ainsi, les dépôts du Premier Bani à dominante gréseuse, évoluent considérablement dans le secteur d'étude. Le maximum d'épaisseur s'observe à Iouraghene dans la feuille Bou Adil (Fig. 3.21 et Fig. 3.28) et au Nord-Est de la feuille d'Oukhit, au Jbel Alghoum n'Ikourbibene, avec 150 à 200 m. Le groupe s'amincit progressivement vers le Sud-Est, avec un minimum au Sud-Est de Ouinguigui (70m environ, Fig. 3.23 et Fig. 3.28 ; 30 m seulement à Tafraout n'Tmitar ; Fig.3.25 et Fig. 3.28), après quoi, toujours dans la même direction et aussi vers le Sud, les épaisseurs augmentent à nouveau pour

atteindre 150 m à Amadel Ghioul et au Jbel Tinjarfaouine.

Après l'épisode basal à oolithes ferrugineuses, qui témoigne d'une reprise de la sédimentation épicontinentale en milieu littoral peu profond, les sédiments détritiques terrigènes du Premier Bani, avec leurs faciès plus ou moins micacés porteurs de nombreuses pistes, avec les décharges récurrentes grossières voire très grossières (poudingues) donnent l'image d'un milieu de sédimentation relativement énergique toujours dans un environnement littoral. La faible épaisseur relative de la formation, comparativement à d'autres secteurs plus occidentaux (Destombes 1962, 1971, 2006) de l'Anti-Atlas, confirme d'une part la plus faible subsidence de l'Ougnat et, subséquemment, son caractère de paléo-relief continental persistant depuis le Cambrien inférieur.

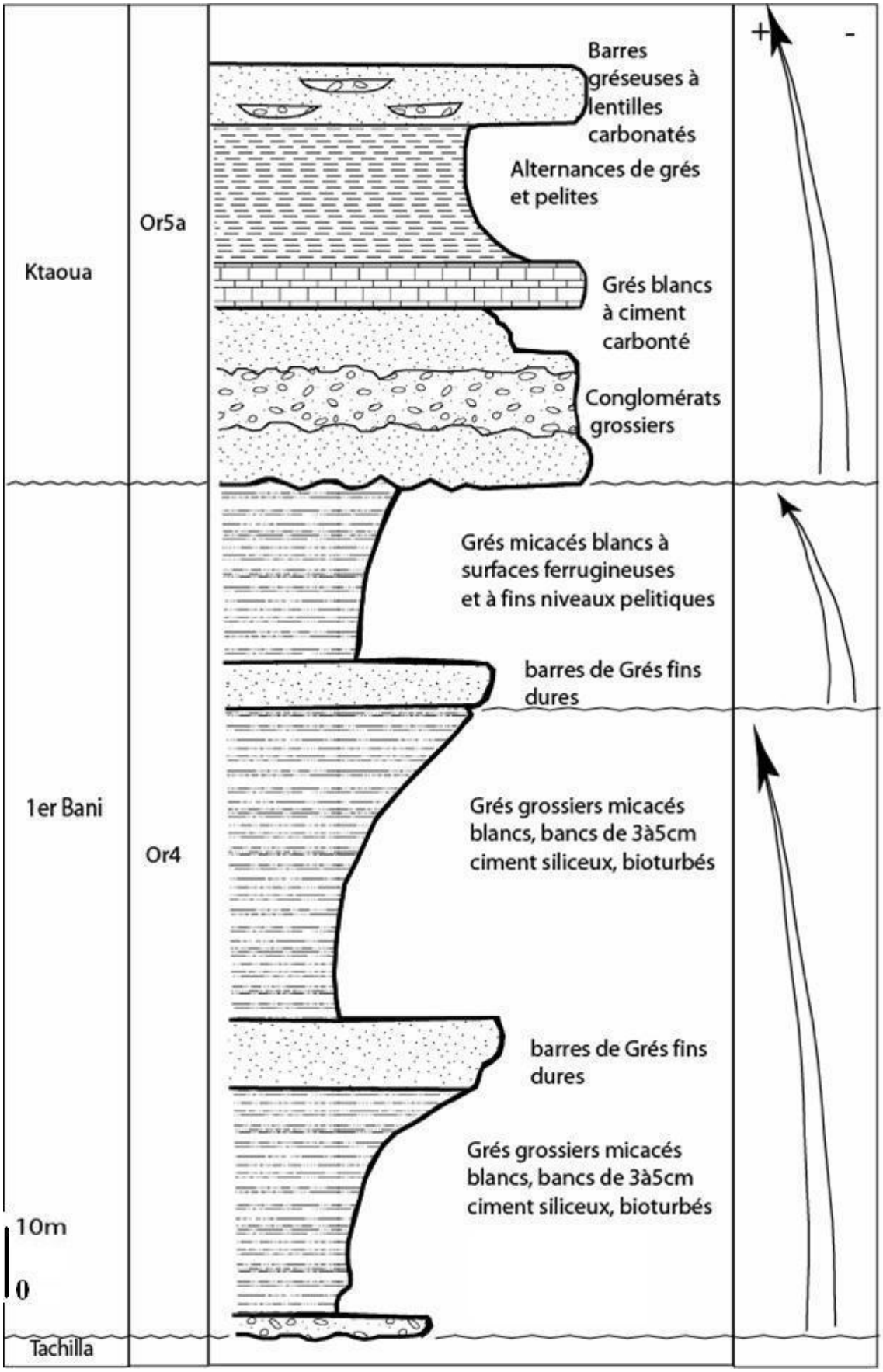


Fig. 3.27: colonne stratigraphique de l'Or4 au NW de Tamjount n'Tamarna (Fig.3.1).

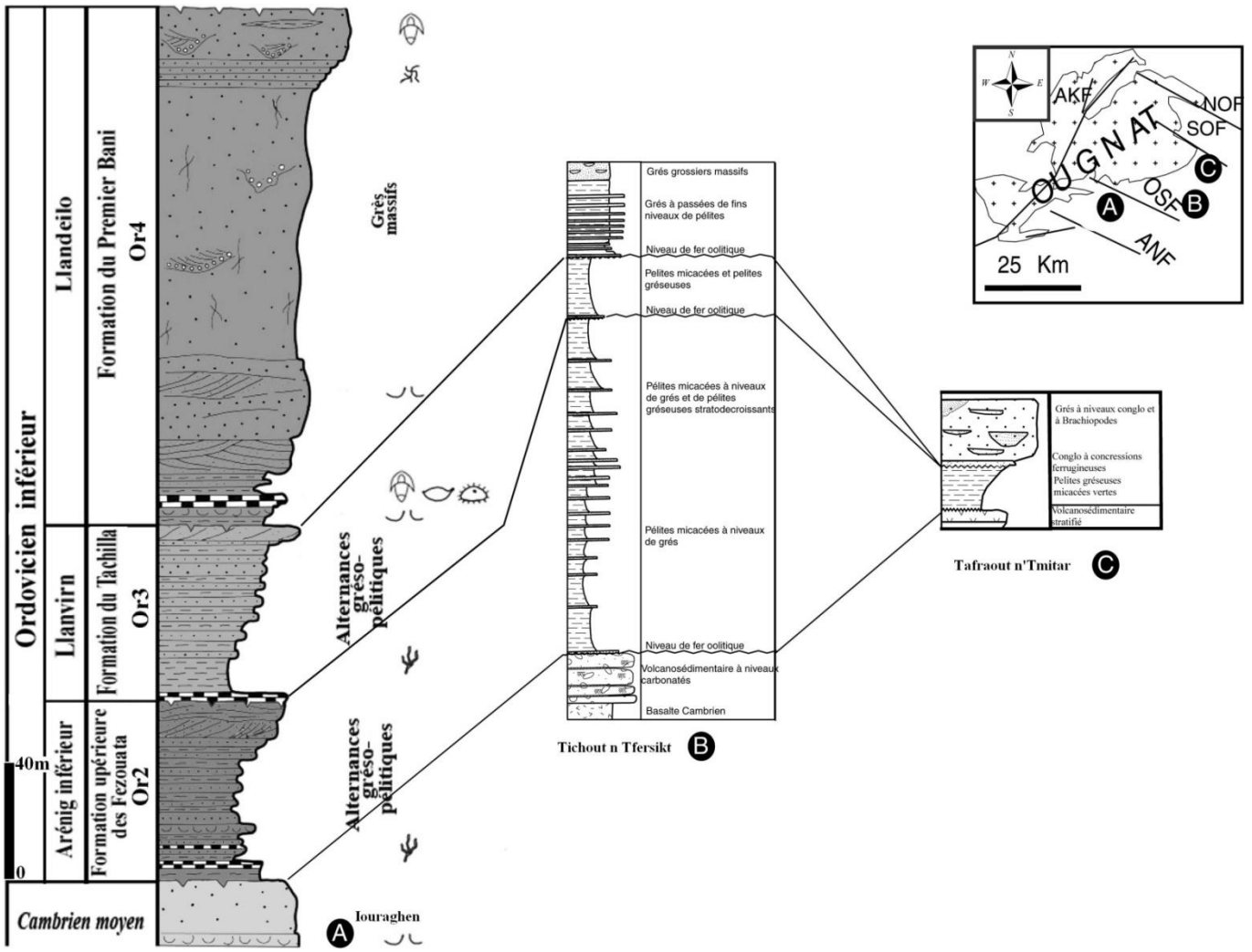


Fig. 3.28: Variation latérale d'épaisseur et de faciès des différentes formations de l'Ordovicien inf au sud de l'Ougnat. A : Iouraghene ; B : Tichout n'Tfersikt ; C : Tafraout n'Tmitar (NOF : faille nord Oukhit, SOF : Faille sud Oukhit, OSF : faille de oued smile et ANF : Faille d'Alnif).

III.2. L'Ordovicien supérieur

Dans l'Ordovicien supérieur deux groupes ont été distingués par Destombes et al. (1985) dans la région type de l'Anti-Atlas central; ce sont de bas en haut, le Groupe du Ktaoua (Caradoc-Ashgill inférieur) et le Groupe du Deuxième Bani (Ashgill). Le groupe du Ktaoua est subdivisé en trois formations : la Formation inférieure du Ktaoua (Sandbien), avec deux membres (Or 5a et Or 5b) ; la Formation supérieure de Tiouririne (Or 5c), et la Formation supérieure du Ktaoua (Or6a) (Fig. 3.29), ces deux dernières correspondant au Katien de la stratigraphie internationale. Le groupe du Deuxième Bani est divisé, là où il est complet, en une Formation inférieure (Or6a), du Katien supérieur, et une Formation supérieure (Or 6b) correspondant à l'Hirnantien (Alvaro et al., 2007).

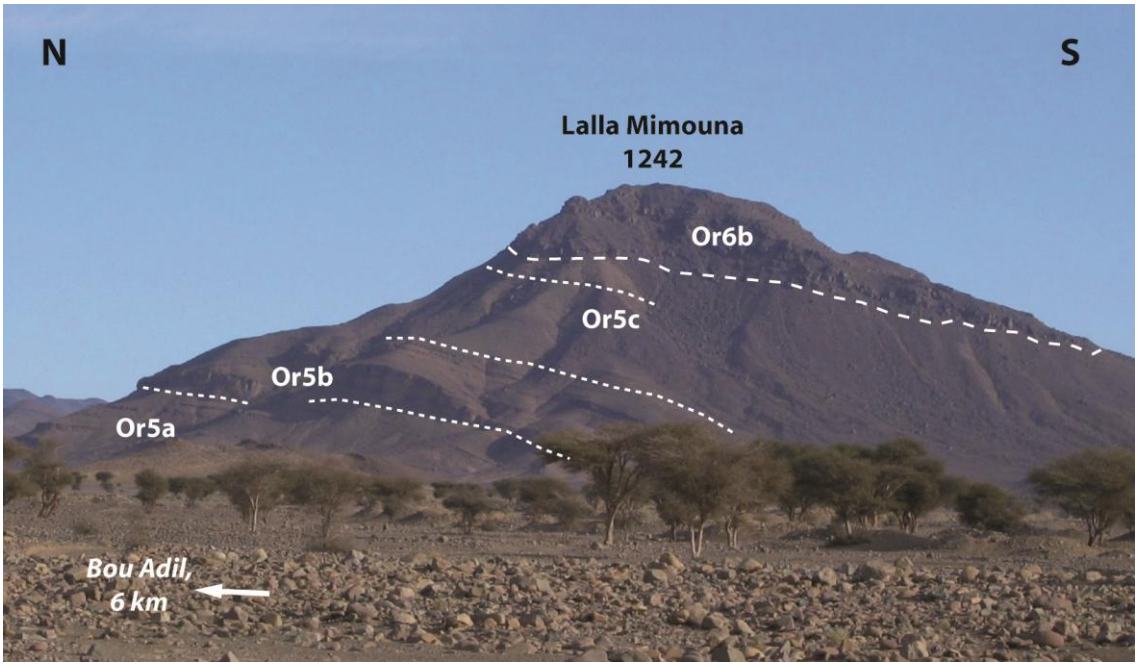


Fig. 3.29 : Formations de l'Ordovicien Supérieur à Jbel Lalla Mimouna Carte Bou Adil.

2.1. La Formation inférieure du Ktaoua

Comme nous l'avons signalé plus haut, la limite entre le Premier Bani et la formation inférieure du Ktaoua est difficile à identifier dans la région à cause du manque d'une rupture lithologique nette.

A Iouraghene, au SSE de Bou Adil (Fig. 3.30), la faune de cette formation est composée essentiellement de Trilobites, de Brachiopodes et d'Echinodermes.

2.1.1. Le membre inférieur (Or5a)

a. **A Aghri n'Ighis** (Fig. 3.31), le membre Or5a débute par un poudingue ravinant le Premier Bani. Le poudingue est formé, sur environ 20 m d'épaisseur, de plusieurs bancs

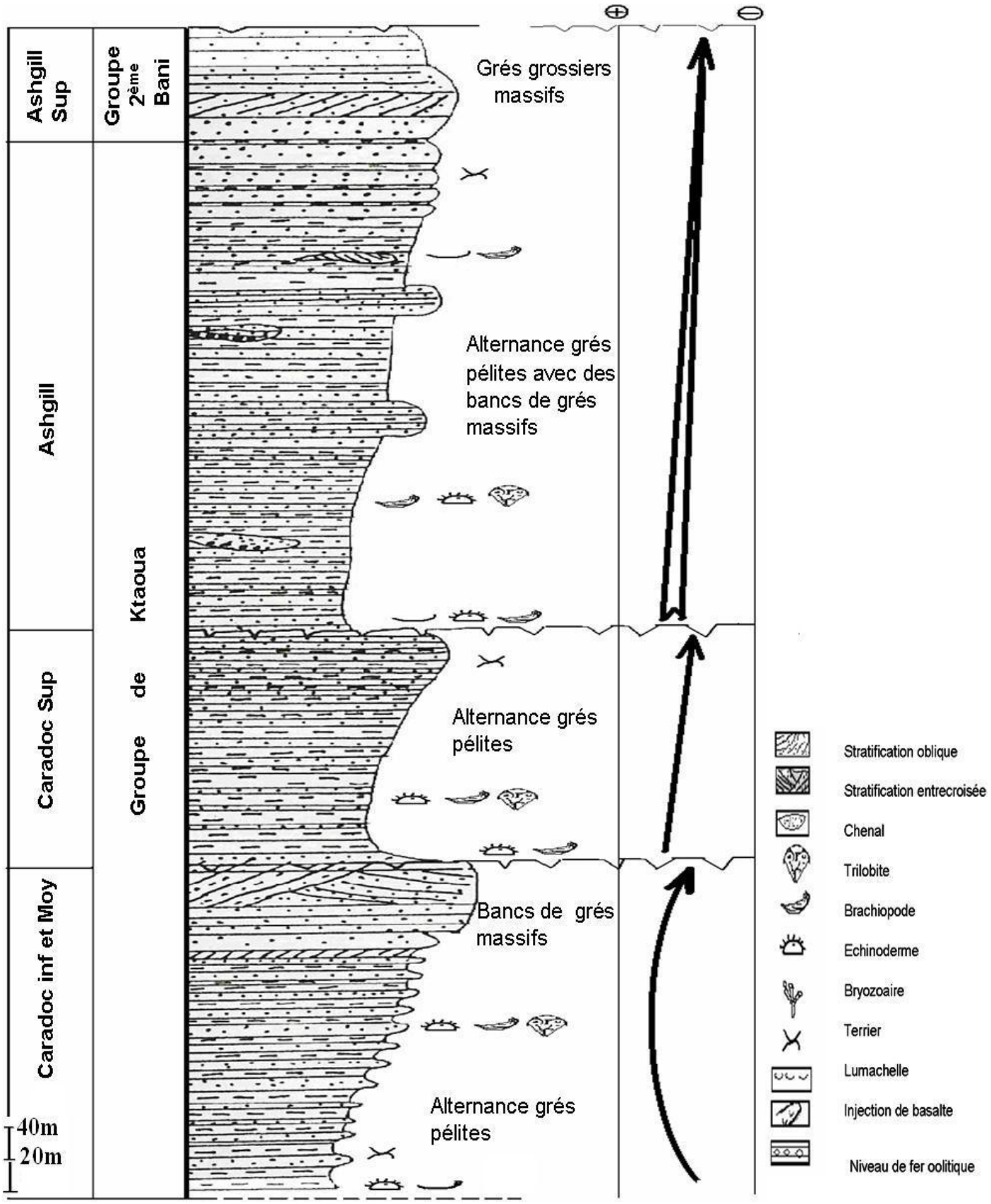


Fig. 3.30: colonne stratigraphique de l'Ordovicien supérieur à Iouraghene. (Fig.3.1).

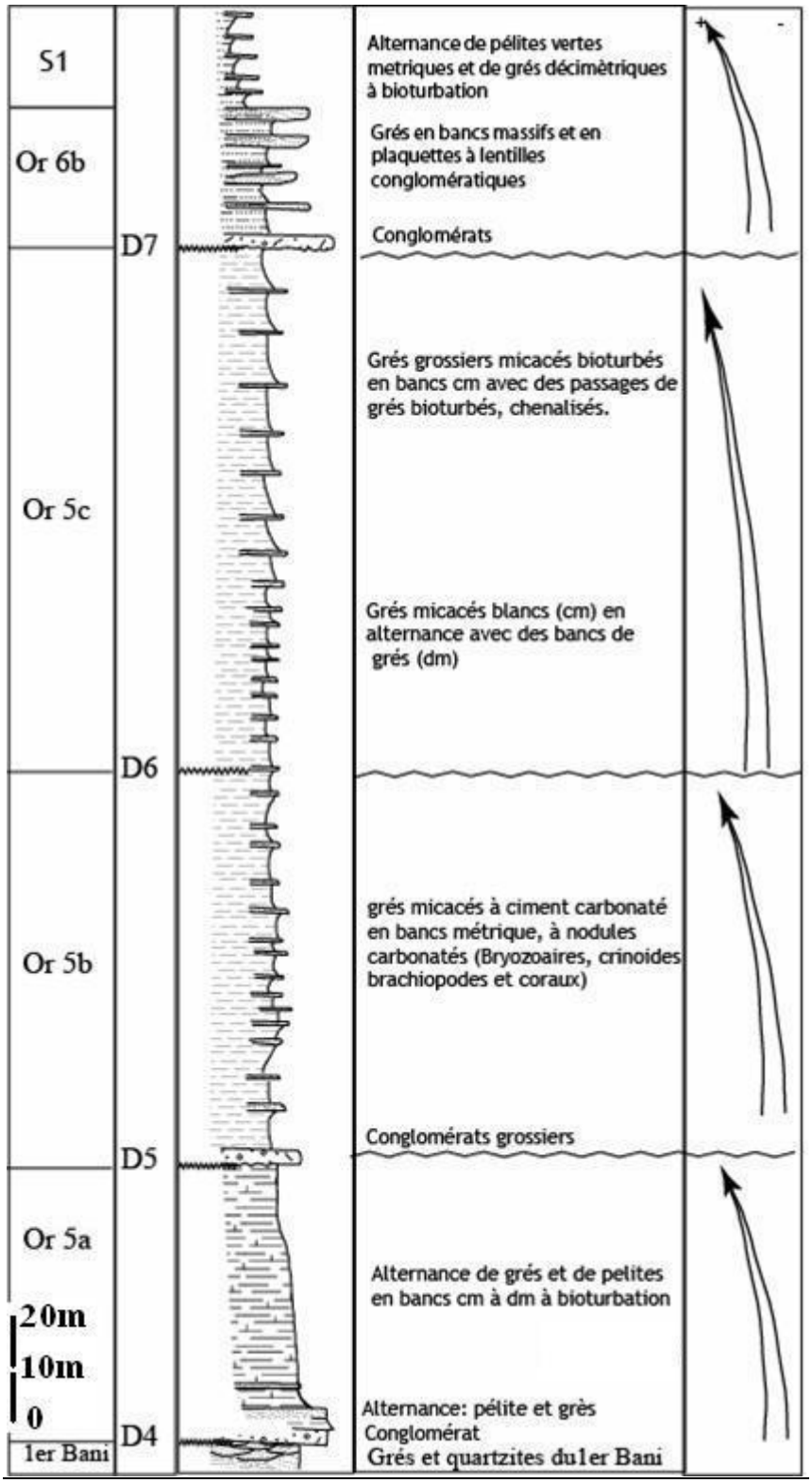


Fig. 3.31: colonne stratigraphique de l'Ordovicien sup. de Ktaoua dans le synclinal d'Aghri n'Ighis (Fig.3.1).

d'épaisseurs décroissantes en montant, en alternances avec des pélites et des grés à stratification

régulière et à figures de saltation de direction N-S. Au-dessus, viennent, sur 80 m environ, des alternances de bancs métriques de pélites et de grès bioturbés, à rides de courants de direction E-W qui indiqueraient un sens de courant vers le Nord.

b. A Tamarrcht, le membre inférieur Or5a est constitué par des alternances d'argilites grises et de bancs de grès centimétriques à surface bioturbée. Cette formation prend un grand développement vers le Nord où elle est constituée par des alternances de grès et d'argilo-pélites avec développement, à l'intérieur de cette formation, d'une barre gréseuse qui pourrait constituer un équivalent de la barre inférieure de la formation de Tiouririne.

c. A Tamejout n'Tamerna (Fig. 3.32 ; Fig. 3.33 et Fig. 3.34), le membre inférieur du Ktaoua débute par des silts et des grès sableux à nombreuses traces de vers (bioturbations horizontales et verticales), se poursuit par des grès grossiers blancs, en plaquettes centimétriques et en petits bancs d'épaisseur croissante vers le haut, avec des intercalaires de grès micacés tendres et de grès durs ; et se termine par des pélites gréseuses violettes avec un niveau de grès centimétrique. Cinq cents mètres à l'Est de cette même localité, la séquence est constituée de grès grossiers micacés blancs, bioturbés, mal cimentés, avec deux barres indurées de 3 à 4 m chacune de grès fin, dur et à ciment siliceux.

d. A Taqate Toungalt (Fig. 3.35), le membre inférieur Or5a est formé à la base, par 1 mètre de conglomérat à éléments arrondis et anguleux d'épaisseur de 1 à 10 cm et à ciment ferrugineux. Au-dessus, sur environ 70 m d'épaisseur, des grès sableux à chenaux conglomératiques. Au-dessus, viennent 50 à 60 m de grès bioturbés, en plaquettes, à lentilles et boules carbonatées, à rides lyngoides et à figures de saltation de direction N165. Les grés présentent une faune de trilobites et d'echinodermes (Fig. 3.36 et Fig. 3.37).

L'épaisseur de ce membre est très variable, au Nord-Est (Jbel Askarne) il n'est représenté que par quelques mètres de grès, tandis qu'il s'épaissit vers le Sud et le Sud-Ouest où, sous un faciès plus pélitique il atteint 100m (Fig. 3.30 et Fig. 3.32).

2.1.2. Le membre supérieur (Or5b)

a. A Taqate Toungalt (Tinjarfaouine) (Fig. 3.35) : Son épaisseur est peu variable et comprise entre 150 et 200m environ. Il repose en discordance de ravinement sur le membre inférieur. Représenté par des grès en plaquettes à lentilles et boules carbonatées, au sommet des bancs de grès on observe des bioturbations, des rides linguoïdes et des figures de saltation de direction N165.

b. A Tizi n'Tmourghi, au-dessus du conglomérat, Or5b est constitué par des bancs de grès décimétriques à métriques, à lentilles et boules carbonatées, et à passées de fins niveaux pélitiques.

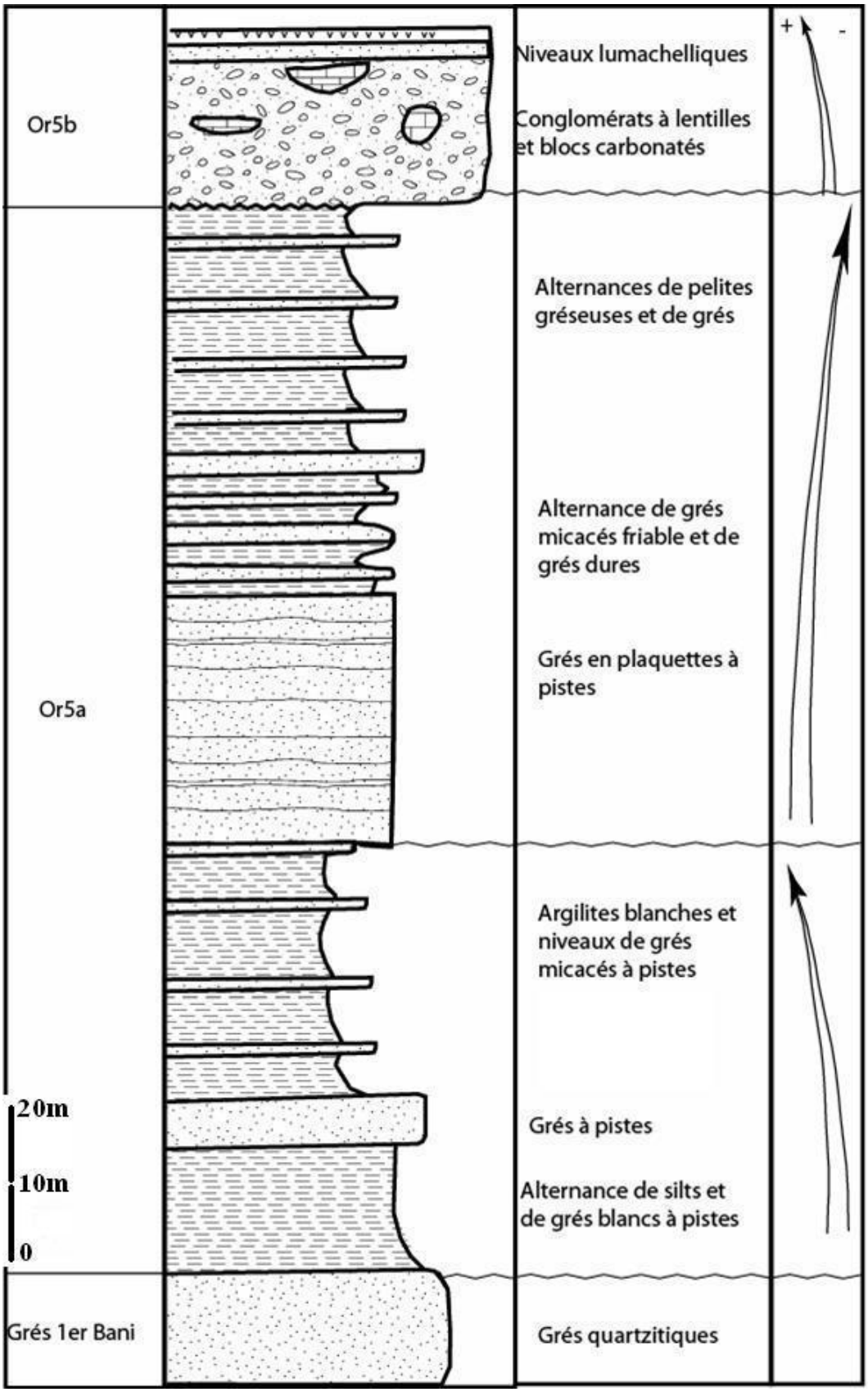


Fig. 3.32 : colonne stratigraphique de l'Or5a au SE de Tamjout n Tmarna (Fig.3.1).

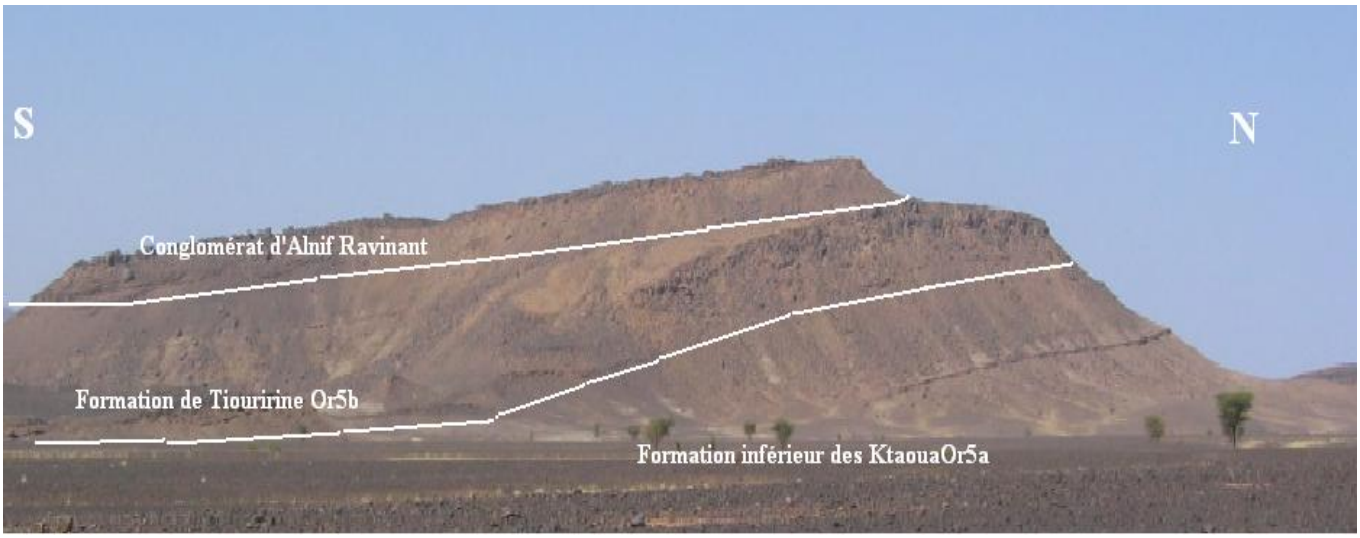


Fig. 3.33: Grés Or5a et Or5b surmontés par le conglomérat d'Alnif à Tamejout n Tamerna.



Fig. 3.34: Grés Or5a à rides de courant et grés à bioturbations de Tamejjout n Tmerna.

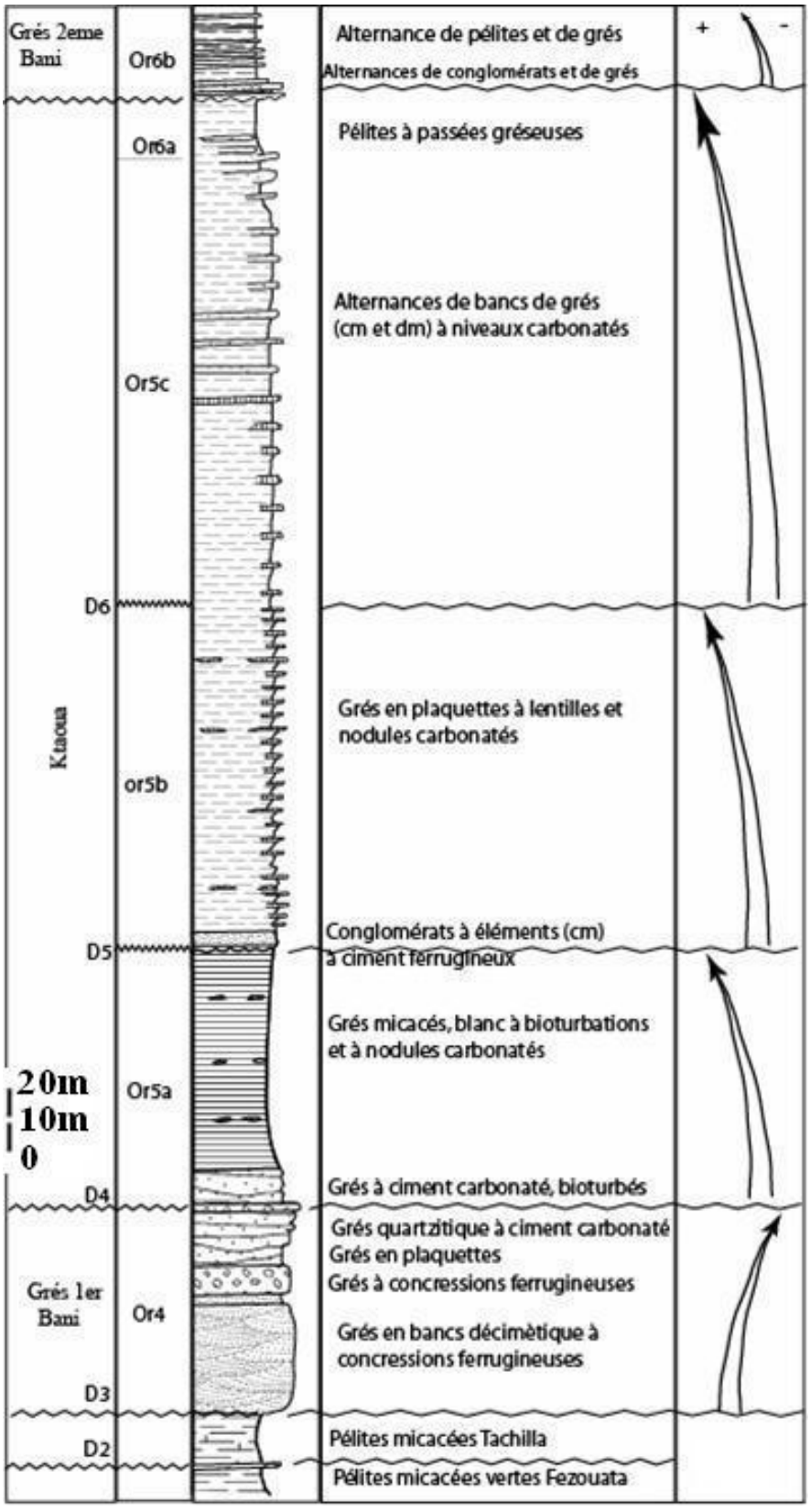


Fig. 3.35: Colonne stratigraphique de l'Ordovicien au niveau de Tagat Toungalt, (Fig.3.1) feuille Oukhit au 1/50 000.



Fig. 3.36 : Trace de Trilobites dans les grés de la formation Or5a a Taqate Toungalt (Fig.3.1),



Fig. 3.37:Trace d'Echinoderme dans les grés de la formation (Or5a) à Taqate Toungalt (Fig.3.1).

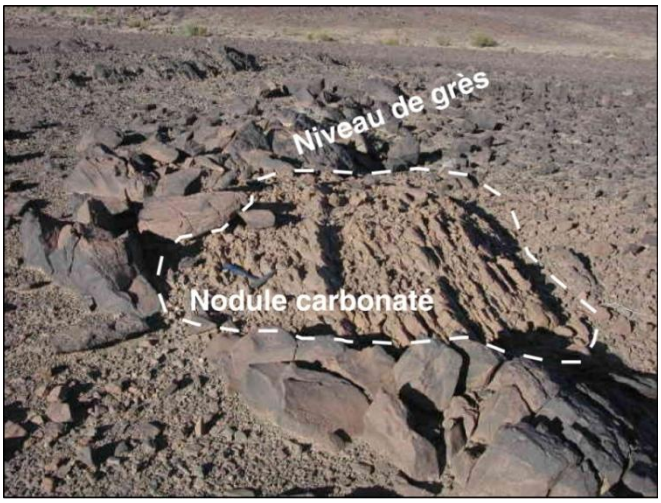


Fig. 3.38 : Nodules carbonaté fossilifère dans les grés de Tiourirines au Nord Est d'Aghri n'Irhis.

c. A Aghri n'Ighis (Fig. 3.31 et Fig. 3.41), après un conglomérat d'épaisseur réduite (1 m), Or5b est formé de bancs de grès à interlits marneux. Les bancs de grès à ciment carbonaté, de 20 à 30 cm d'épaisseur, présentent des lentilles et des boules carbonatées de dimensions variables (quelques centimètres à quelques mètres de diamètre) (Fig. 3.38). Ils présentent également des rides linguoïdes, des slumps et des figures d'échappement d'eau.

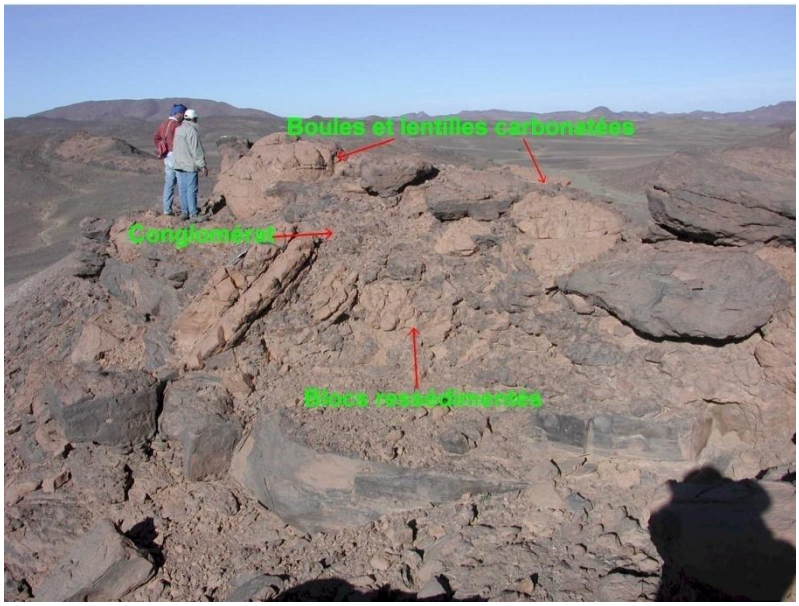


Fig. 3.39 : Conglomérat d'Alnif à Tamejout n Tamerna.

2.2. La formation supérieure de Tiouririne (Or5c)

a. A Aghri n'Ighis (Fig. 3.31 ; Fig. 3.40 et Fig. 3.41), elle est constituée de grès micacés en bancs de 1 à 5 cm de puissance avec des barres gréseuses de 10 à 15 cm, à rides linguoïdes de direction E-W, qui indiquent un sens de mouvement vers le Nord. Au-dessus viennent des grès grossiers micacés bioturbés, en alternances avec des bancs gréseux, bioturbés également et chenalisés.



Fig. 3.40 : Deux différents faciès de grés a Aghri n Irhis: Formations gréseuses (Or5c) grise et friable et Formation (Or6b) noire et quartzitique.

b. A Tizi n'Tmourghi, cette formation est constituée de pélites vertes et grès calcaires en plaquettes avec des lentilles de calcaires à Bryozoaires, Orthocères, Brachiopodes et Crinoïdes.

c. A Taqqate Toungalt (Fig. 3.35), Or5c est constitué de grès grossiers en bancs décimétriques ou de grès fins en plaquettes à lentilles et boules carbonatées.

Le passage du deuxième membre de la formation inférieure des Ktaoua (Or5b) à la formation de Tiouririne (Or5c) est matérialisé par la disparition des niveaux argileux et des dépôts de grès grossiers. L'épaisseur de la formation de Tiouririne, qui a fourni des Trilobites, des Brachiopodes et des Echinodermes, varie de 160 à 200m en allant vers l'Ouest (Fig. 3.46).

2.3. La formation supérieure des Ktaoua (Or6a)

a. **A Tizi n'Tmourghi** : C'est une formation essentiellement constituée par des argilites parfois gréseuses à sphéroïdes de carbonates et aussi de minces horizons de calcaires à Bryozoaires. L'augmentation de l'épaisseur des argilites aux dépens des grès indiquerait une fermeture hydrodynamique de la plateforme de sédimentation, avec tendance euxinique.

Le passage entre la formation de Tiouririne (Or5c) et la formation supérieure des Ktaoua

(Or6a) est progressif (Fig. 3.35); les bancs de grès sont d'épaisseur croissante en montant dans la série. Vers le haut, ils sont peu à peu remplacés par des argilites finement gréseuses vertes à gris-vert avec de fins interlits gréseux (Tizi n'Tmourghi). Les lentilles et les boules carbonatées sont encore présentes dans les niveaux gréseux; les boules sont néanmoins de plus petite taille (< 50 cm).

Cette formation est absente par endroits (Aghri n'Ighis, Gherghiz), soit par non dépôt soit par érosion avant le dépôt du Groupe du Deuxième Bani, et elle ne dépasse jamais 60 m d'épaisseur (Tizi n'Tmourghi).

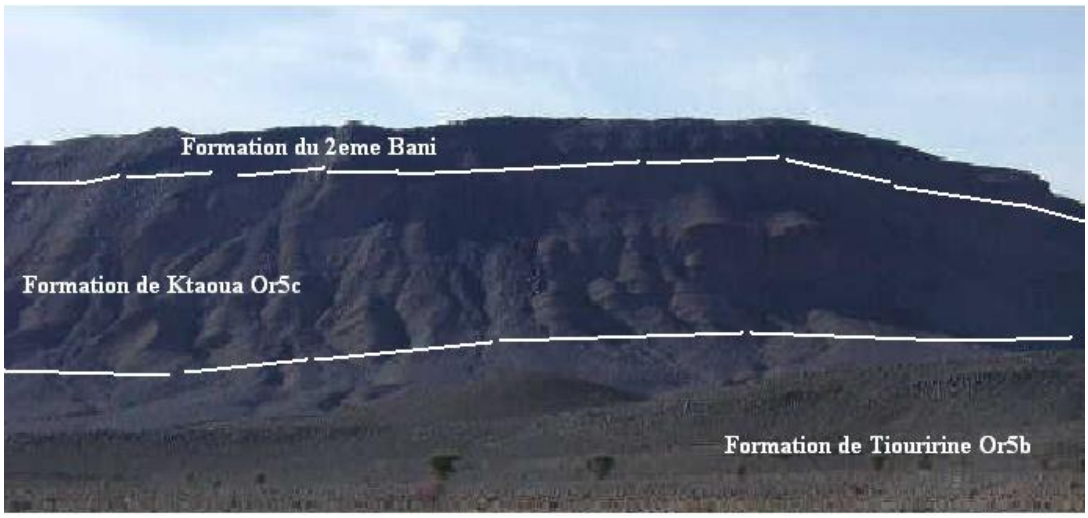


Fig. 3.41: Ordovicien supérieur d'Aghri n'Ighis, avec les formations Or5b, Or5c et Or6b.



Fig. 3.42 : Conglomérat de base (Conglomérat d'Alnif) de la formation du 2eme Bani d'Aghri n'Irhis.

2.4. Le Groupe du Deuxième Bani (Or6b)

Seule la formation supérieure du Deuxième Bani est présente dans les régions orientales de l'Anti-Atlas (Destombes et al., 1985 ; Destombes, 2006). Cette formation s'est déposée pendant la

période glaciaire de l'Hirnantien, qui a si profondément marqué tout l'Anti-Atlas (Destombes et al., 1985 ; Villas et al., 2006 ; Alvaro et al., 2007 ; Le Heron et al., 2007 ; Clerc et al., 2013). Là où la formation est complète (Alnif), on y distingue trois membres, respectivement, de bas en haut,

- le membre d'Alnif, composé d'une unité inférieure, le Conglomérat d'Alnif où sont regroupés les conglomérats d'Amessoui et d'Imzizoui, *sensu* Destombes, 1987, 2006), remplissage chaotique de vallées sous-glaciaires, suivi d'une succession monotone de grès et de quartzites noirs (Fig. 3.32 ; Fig. 3.42 ; Fig. 3.43 ; Fig. 3.44 et Fig. 3.45);

- le membre de Tamekhtart ('argiles microconglomératiques' *sensu* Destombes et al., 1985), qui représente une diamictite à dominance schisteuse ; ce membre est souvent absent par érosion ;

- le membre d'Amouktir, alternance de schistes et grès quartzitiques recouverts par des conglomérats.

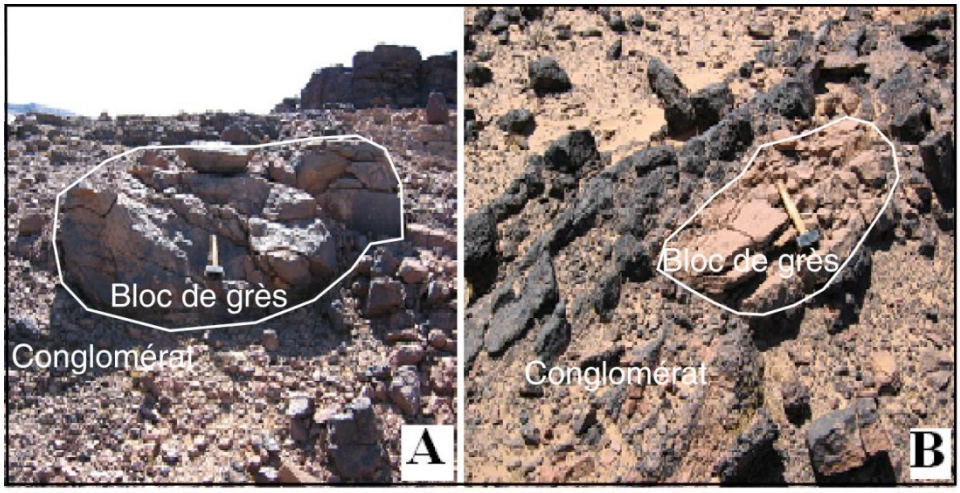


Fig. 3.43 : Conglomérat d'Alnif, A Tinjarfaouine: **A** : bloc chaotique des grés du premier bani,

B : niveaux conglomératiques à blocs de grés.

a. A Isk Oungal (Taqat Toungalt) (Fig. 3.35), à l'extrême Sud-Est de la feuille Bou Adil, la formation supérieur du Deuxième Bani est constituée à la base, sur 6 m d'épaisseur, par des alternances de grès et de poudingues grossiers, hétérométriques (membre d'Alnif). Les éléments des poudingues ont des dimensions comprises entre 1 et 50cm. Les grès sont quartzitiques à stratifications obliques. Grès et poudingues contiennent des Brachiopodes, des Bryozoaires, des Orthocères, des Gastéropodes et des Crinoïdes, souvent remaniés des niveaux sous-jacents.

Au-dessus, sur environ 30 m, se trouvent des alternances de grès et de pélites micacées fines. Les grès sont calcareux, bioclastiques, à stratifications obliques et à rides de courant de direction N-S avec un sens de courant vers l'Est.

b. A Chahboun au Sud-Est d'Oukhit: le conglomérat d'Alnif à la base de Or6b est représenté par 20 m d'un conglomérat à éléments hétérométriques (de 10 à 100 cm), arrondis et anguleux, avec des intercalations de niveaux gréseux qui montrent des slumps (Fig. 3.44). C'est un conglomérat à granoclassement normal, à chenaux métriques de grès, à lentilles et/ou boules diagénétiques carbonatées métriques à plurimétriques, et des slumps. Le passage vers les grès et pélites surincombantes est progressif avec disparition des éléments.

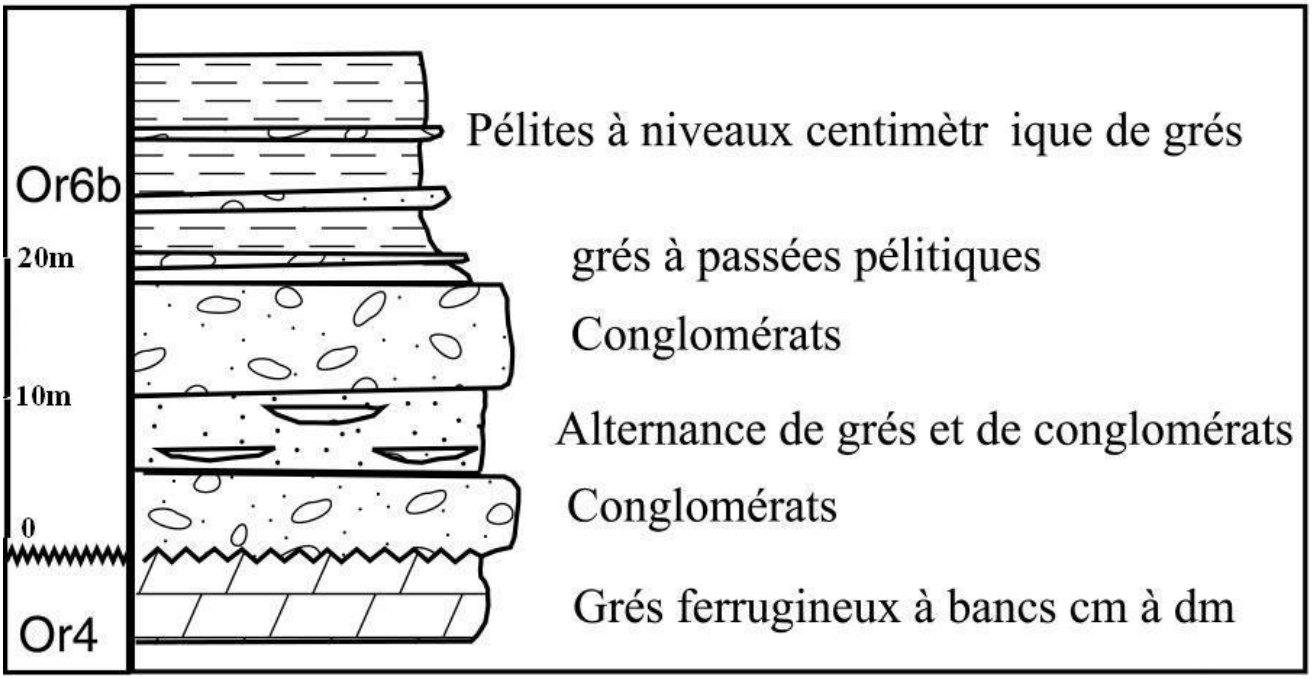


Fig. 3.44: Colonne stratigraphique du conglomérat d'Alnif à Chahboun (Fig.3.1).

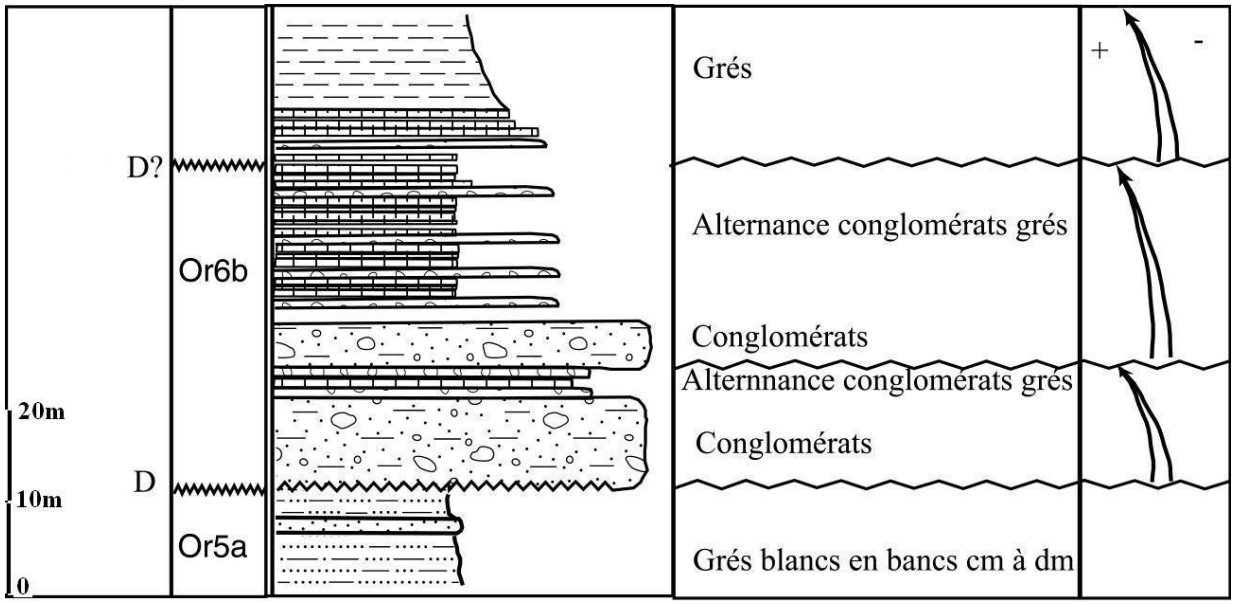


Fig. 3.45: Colonne stratigraphique de la formation du 2eme Bani, montrant le conglomérat d'Alnif à Tinjrfaouine.

c. A Tinjarfaouine : Dans son développement maximal (Tinjarfaouine Fig. 3.28), le conglomérat d'Alnif, épais d'environ 40 m, est constitué d'une dizaine de mètres de termes très hétérométriques, à éléments jointifs, anguleux et arrondis dont la taille varie du centimètre jusqu'à 6 m. La matrice est gréseuse fine à micas blancs flottés, le ciment argileux et carbonaté (Fig. 3.45). Au-dessus viennent 3 m d'alternances de niveaux de conglomérats non classés et de grès à figures de saltation de direction N120, puis 5 m de conglomérat à granoclassement direct et à éléments métriques avec à la base des niveaux de grès ; suivent ensuite 24m d'alternances de conglomérat à petits éléments (1 à 10cm), et de grès à laminations parallèles, rides de courant indiquant un sens de courant vers l'WNW. L'alimentation se faisait à partir d'un paléo-relief situé à l'ESE. C'est l'équivalent du conglomérat d'Imzioui attribué par Destombes 1985 à la base de Or5b

d. A Aghri n'Ighis (Fig. 3.31 ; Fig. 3.35 et Fig. 3.41), au-dessus d'une surface de ravinement, Or6b débute par un conglomérat de 5m d'épaisseur, hétérogénique, composé par des éléments de différents grès antérieurs et hétérométrique entre 1 et 20 cm, à éléments anguleux et arrondis. La matrice est à éléments angulo-arrondis centimétriques. Le ciment est ferrugineux. Ce détritique grossier est surmonté par 40 m de bancs de grès massifs et en plaquettes, à lentilles conglomératiques, à stratifications obliques et à figures de saltation de direction NS à N160.

e. A Tizi n'Tmourghi, au-dessus du conglomérat grossier de base, Or6b est formé, sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur, par des grès quartzitiques en bancs métriques à stratifications obliques (membre d'Amoukhtir).

f. A Alghoum n'Oukerbib, la formation supérieure du Deuxième Bani repose en discordance de ravinement sur différentes formations, Or5b, Or5c, et Or6a, elles-mêmes biseautées vers le Nord-Ouest. L'épaisseur de la formation Or6b augmente vers le SW, ce qui confirme la pérennité du paléo-relief à l'Ouest d' Alghoum n'Oukerbib.

A l'échelle du secteur, ces niveaux terminaux de l'Ordovicien sont en général grossiers et conglomératiques (Fig. 3.46), à stratifications obliques, souvent organisés en deux barres successives séparées par des argilites. Les dépôts gréseux admettent des intercalations à faune de Trilobites et surtout de Brachiopodes. A la base, les conglomérats reposent en discordance sur différentes formations antérieures, jusqu'à la formation du premier Bani. Les conglomérats et/ou poudingues de

base dépassent 30m d'épaisseur par endroits (Fig. 3.44 et Fig. 3.45); les grès les surmontant peuvent atteindre 60m de puissance (Fig.3.30 ; Fig. 3.31 et Fig. 3.41). Ces dépôts enregistrent les événements liés à la glaciation hirnantienne du Gondwana, à savoir une forte érosion à la base de l'inlandsis, le creusement de vallées sous-glaciaires et leur comblement morainique, puis le dépôt de termes fluvio-glaciaires, précédant la transgression silurienne.

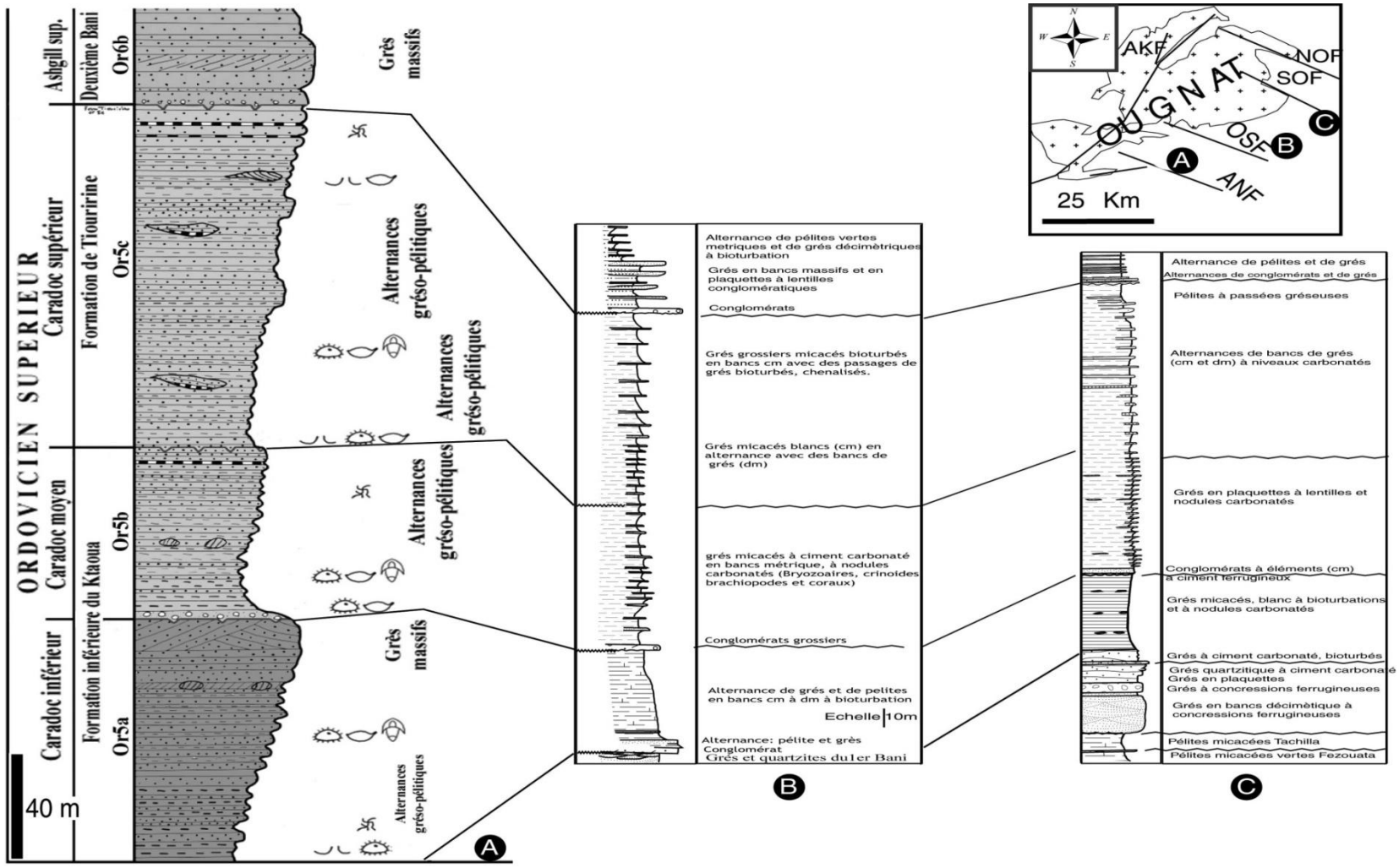


Fig. 3.46: Variation latérale d'épaisseur et de faciès des différentes formations de l'Ordovicien supérieur. A :Iouraghene ; B :Aghri n'Irhis ; C :Taqate Toungalte (NOF : faille nord Oukhit, SOF : Faille sud Oukhit, OSF : faille de oued smile et ANF : Faille d'Alnif).

IV. Le Silurien

Les dépôts du Silurien, souvent argileux parfois gréseux, peu indurés, sont généralement tendres et par suite, disparaissent sous les dépôts quaternaires. Leur stratigraphie dans le secteur de l'Anti-Atlas oriental a été définie par Destombes et al. (1985) et publiée à nouveau par Destombes (2006b). Là où la série est complète, le, silurien est divisé en cinq formations, dont l'âge est donné par les associations de graptolithes. Les travaux récents sur ces terrains sont orientés vers les reconstitutions paléogéographiques, de grand intérêt pour les recherches pétrolières (Lüning et al. 2000). En effet, la base du Silurien (Rhuddanien) est faite de *black shales* riches en matière organique. Ces terrains se sont déposés en comblement des vallées sous-glaciaires (Rhuddanien, généralement lacunaire), puis en transgression sur la plateforme entière du fait de la montée post-glaciaire du niveau marin.

Sur le secteur, les termes successifs du Silurien sont conservés dans les dépressions synclinales : sur la carte Oukhit, à Assif n'Tfersikt situé à l'Ouest d'Aghri n'Ighis, à Isk Angal, Foum Outaouch, et entre Gherghiz et Amadel Rhioul), et sur la carte de Bou Adil, au Sud du Jbel Iouraghane et au Nord de Lalla Mimouna.

IV.1. La formation du Tizi n'Moukhazni (S1)

C'est la formation de Tizi Ambed de Destombes et al. (1985). les petits affleurements du cœur du synclinal ordovicien de Foum Outaouch et d'Assif n Tfersikt (Fig. 3.47) sont rattachés à cette formation d'âge Llandovery. C'est une formation à dominante pélitique riche en matière organique (ampélites) à la base et plus gréseuse au sommet. Elle est constituée par deux membres.

a. Le membre inférieur (S1a)

Ce membre dont l'épaisseur atteint 60 m à l'Assif n Tfersikt (Fig. 3.47), est essentiellement pélitique. Il repose sur les derniers bancs des grès quartzitiques à rides linguoïdes et bioturbations du Deuxième Bani. Dans le détail, ce membre est constitué de pélites gréseuses micacées avec intercalations de petits bancs de grès fins, à ciment siliceux, très bioturbés et en bancs d'épaisseurs croissantes qui vont de quelques centimètres à 0,5 m de puissance. Certains bancs montrent des figures de charges (load-casts) et les pélites contiennent des nodules décimétriques disséminés à 'Septaria'.

Entre Gherghiz et Amadel Rhioul, des grès grossiers à trous, à galets de quartzites assez peu roulés et ferrugineux, de la base du Silurien local contiennent des graptolithes (*Climacograptus*); ils sont en contact direct sur le toit de l'Ordovicien gréseux. Ces dépôts riches en Graptolites du genre *Monograptus*, représenteraient le Llandovery supérieur (Aéronien).

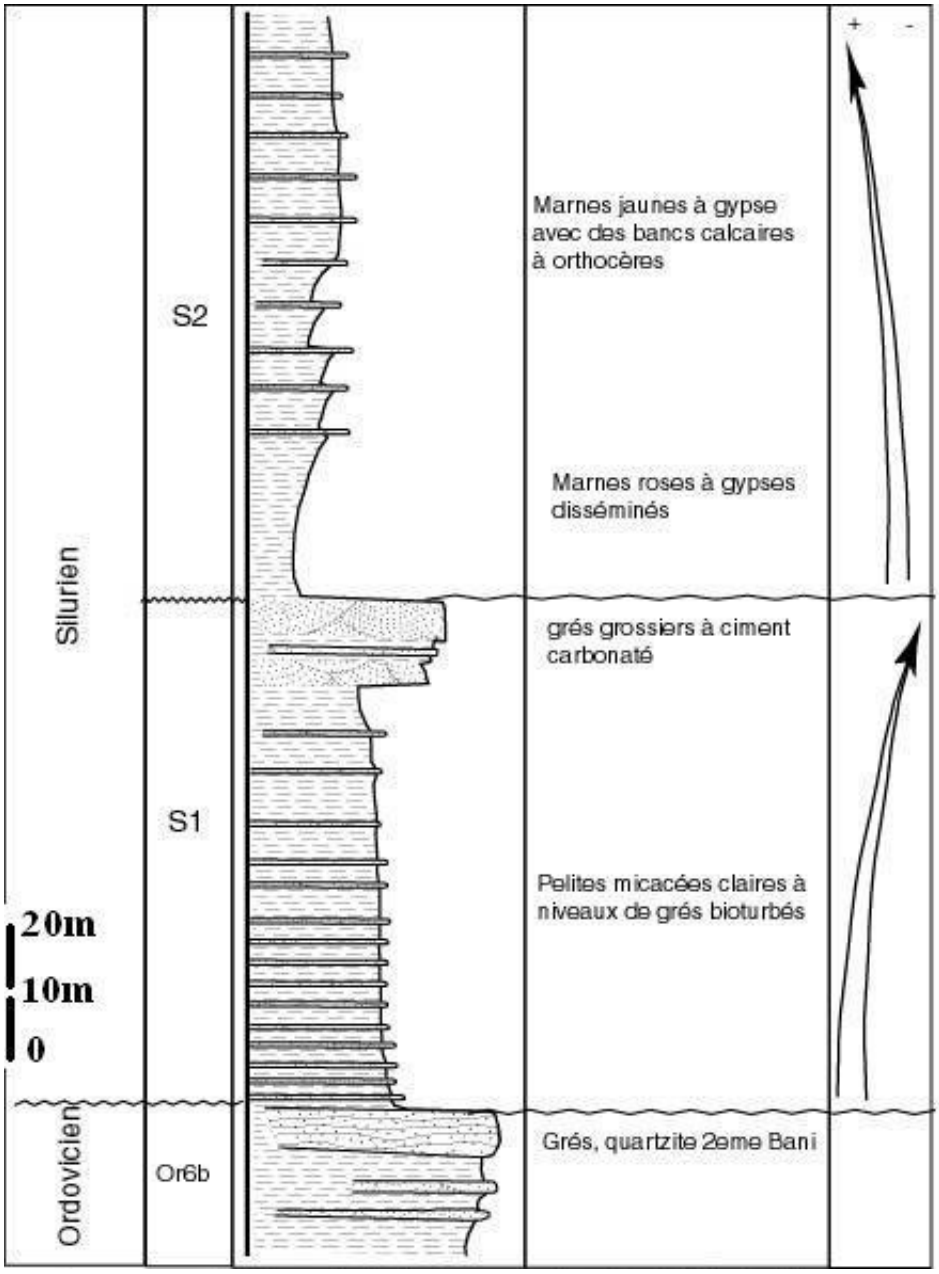


Fig. 3.47: Colonne stratigraphique du Silurien du synclinale d'Assif n Tferskit (carte Oukhit au 1/50 000), (Fig.3.1).

b. Le membre supérieur (S1b)

Il est constitué, sur des épaisseurs variant de 100 à 150 m, par des alternances de grès et de pélites contenant des graptolites du Llandovery supérieur (Destombes, 2006b). Une coupe dans le synclinal Assif n Tfersikt (Fig. 3.47) montre à la base des bancs de pélites micacées claires en alternances avec des bancs de grès de 10 à 20 cm de puissance, bioturbés à rides de courant de direction N120 et de sens d'écoulement vers le Nord. Les bancs de grès sont d'épaisseur croissante en montant dans la série, et le sommet de la formation est formé par une barre de 20 m d'épaisseur de grès grossiers à ciment carbonaté, en bancs de 4 à 20cm d'épaisseur.

IV.2. La Formation de Tamerghout (S2)

La coupe dans le synclinal de l'Assif n'Tfersikt (Fig. 3.47) montre une séquence d'environ 120 m d'épaisseur, avec à la base des marnes roses à rouges à gypse disséminé, puis des couches de marnes jaunes à gypse de 6 à 10 m d'épaisseur avec deux bancs calcaires bleus de 20 à 50 cm d'épaisseur, à Orthocères.

Sur la feuille Bou Adil, le Silurien est représenté par quelques affleurements d'ampélites, de superficie réduite a l'affleurement, qui apparaissent au fond de ravineaux entaillant les terrasses quaternaires au sud du Jbel Iouraghane et au Nord du Jbel Lalla Mimouna. Ces ampélites, riches en Graptolites du genre *Monograptus*, représenteraient le Llandovery supérieur, Wenlock et Ludlow inférieur.

La suite du Silurien est lacunaire, ainsi que le Dévonien basal; les premiers termes transgressifs du Dévonien reposent en discordance de ravinement, voire localement en discordance angulaire, sur le Silurien S2.

V. Le Dévonien

Au Dévonien, la sédimentation marno-calcaire remplace les séries pélito-gréseuses de l'Ordovicien et pélitiques du Silurien (Massa et al., 1965 ; Hollard, 1974, 1981). Ce sont des dépôts de plate-forme peu profonde, avec une faune très abondante et variée. Dans le secteur étudié, le Dévonien affleure essentiellement dans le Jbel Gherghiz (Fig. 3.48). Le Jbel Gherghiz constitue une unité remarquable, encadrée de tous côtés par des failles, il forme une structure synclinale de direction NW-SE dans laquelle on peut noter des variations lithologiques entre le versant Nord et le versant Sud. Le Dévonien supérieur (Famennien) repose, comme dans toute la région, en discordance angulaire sur les formations antérieures. Le Dévonien est bien développé et beaucoup plus continu une vingtaine de kilomètres au sud du secteur, dans le Maïder, et au sud-est, dans le Tafilalet sud-oriental.

Le Dévonien montre plusieurs lacunes de sédimentation, il est affecté de nombreuses discordances tant angulaires que de ravinement (Went 1985); il est aussi impliqué dans des décollements tectoniques intra-cutanés, du fait de la présence de niveaux incompétents à la base et à l'intérieur de la série (Baidder, 2007 ; Baidder et al., 2007). Cependant, un Dévonien inférieur, moyen et supérieur ont pu être identifiés dans la région du J. Ghergiz, chacun étant subdivisé en deux étages.

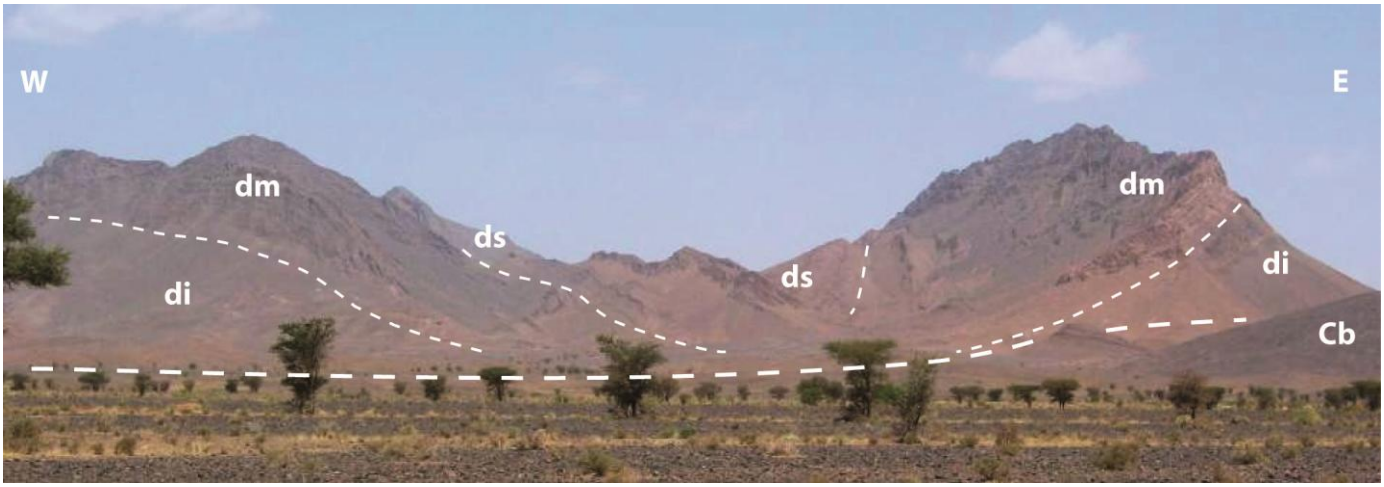


Fig. 3.48: Le synclinal Dévonien de Jbel Gherghiz ; Cb : Basalte cambrien, di : dévonien inférieur, dm : dévonien moyen , ds : dévonien supérieur.

V.1. Le Dévonien inférieur

Le Lochkovien n'est pas identifié entre le Silurien et le Praguien transgressif. Le Dévonien inférieur est représenté par des calcaires noduleux à patine et cassure grises, riches en crinoïdes, puis des marnes et marno-calcaires jaunâtres. L'ensemble est développé sur une épaisseur d'environ 130m (Kaufmann, 1998 ; Frölich, 2003).

1.1. Le Praguien (di1)

Il est représenté au SE du Jbel Gherghiz (Fig. 3.48 et Fig. 3.49) par une barre calcaire de 20 à 30 m d'épaisseur qui débute par un banc calcaire de 2 m d'épaisseur, auxquels succèdent des bancs de 1 à 15 cm d'épaisseur de calcaires noduleux à madréporaires, crinoïdes et brachiopodes, organisés en biohermes et biostromes témoignant d'une eau chaude, oxygénée et peu profonde.

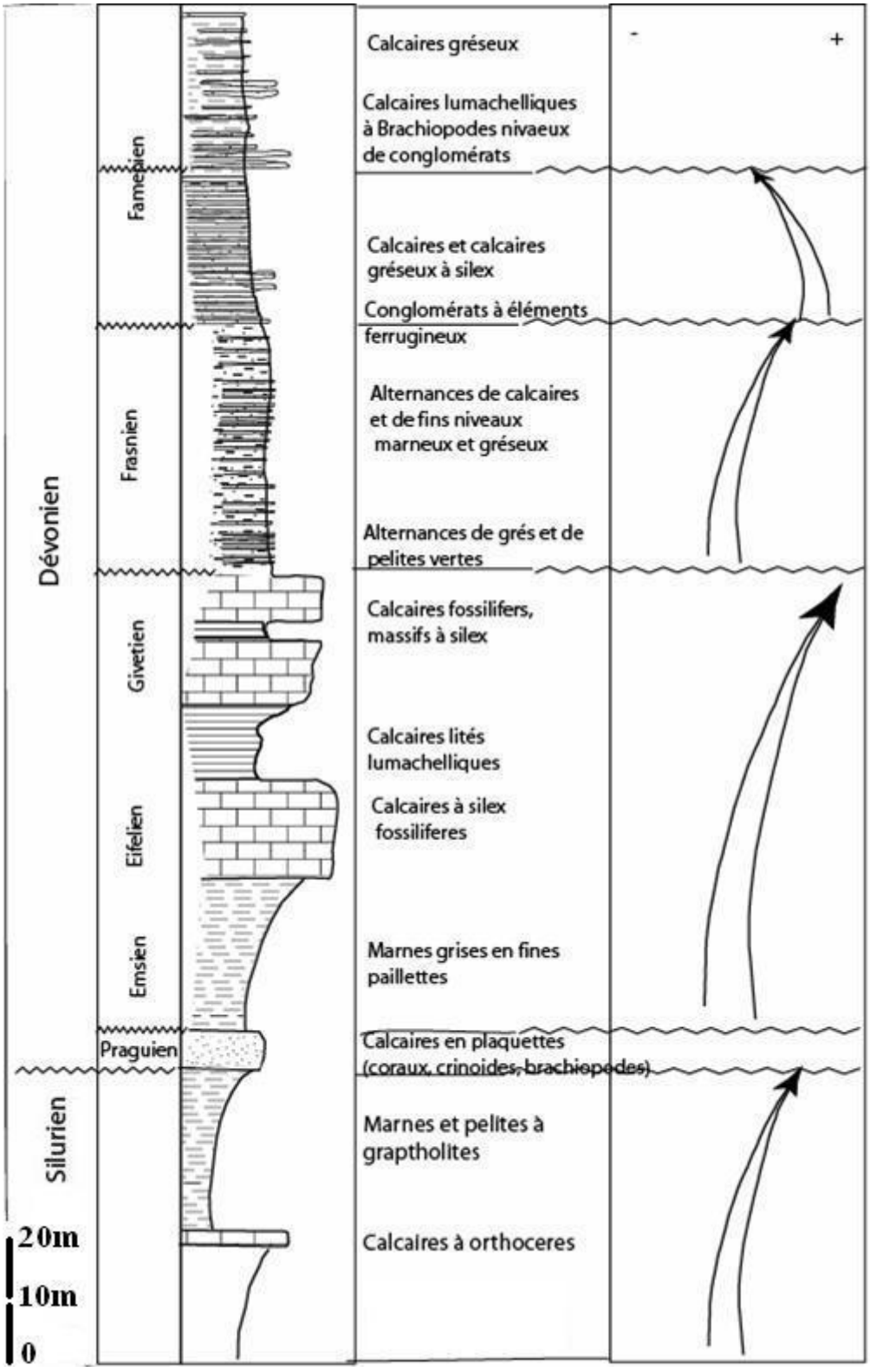


Fig. 3.49: colonne stratigraphique du Dévonien au SE de Gherghiz (Fig.3.1).

1.2. L'Emsien (di2)

Sur la même colonne (Fig. 3.49), l'Emsien est essentiellement marneux et marno-calcaire sur 100m d'épaisseur. Il montre vers le sommet des intercalations de calcaires ferrugineux dans des calcaires clairs à Goniatites (*Sellanarcestes* et *Mimagoniatites*), (Hollard, 1963, 1967).

V.2. Le Dévonien Moyen

Sur 100 à 150 m d'épaisseur, il est constitué de calcaires noduleux à goniatites et de calcaires à faciès récifaux et péri-récifaux (biohermes et biostromes), avec une faune néritique à brachiopodes et polypiers. Vers le sommet, ces calcaires présentent un faciès plus pélagique à goniatites.

2.1. L'Eifelien (dm1)

L'épaisseur de l'Eifelien est d'environ 80 m. Au Sud-Est du J. Gherghiz, l'Eifelien est formé, à la base, par des bancs métriques de calcaires beiges à silex, en alternances avec des calcaires noir saccharroïdes. Viennent ensuite des bancs décimétriques de calcaires noirs en bancs d'épaisseur décroissante vers le haut, à coraux silicifiés (Fig. 3.50), à laminations algaires. L'ensemble, qui se poursuit par une barre de 8 m d'épaisseur constituée de bancs de calcaires construits en bancs d'épaisseur croissante vers le haut de un à deux mètre de calcaires à brachiopodes, des coraux, des algues et des bryozoaires, se termine par 30 m de bancs centimétriques à décimétriques de calcaires lumachelliques à coraux silicifiés (Fig. 3.49).

Au Nord du massif, l'Eifelien est formé de calcaires massifs. Au sud il est représenté par des calcaires gris noir alternant avec des marnes mauves ou violettes faisant suite à des alternances de bancs de calcaires beiges d'un mètre d'épaisseur et plus minces, inférieur à 10 centimètre de calcaires gris noduleux à patine jaunâtre lités. Ces calcaires beiges forment la falaise nord du Gherghiz ; ils contiennent des goniatites de l'Eifelien (*Agoniatites, Fidelites sp., Pinacites jugleri, Sobolewia sp., Subanarcestes).*



Fig. 3.50 : Calcaires noires à coraux silicifiés d'âge Eifelien.

2.2. Le Givétien (dm2)

Sur la même colonne, son épaisseur est d'environ 70 m. Il est formé de deux barres de calcaires massifs, d'environ 30 m d'épaisseur chacune, séparées par un niveau d'environ 10 m d'épaisseur de calcaires en petits bancs. Les deux barres sont formées des bancs métriques, de couleur blanche à beige à nodules siliceux, coraux silicifiés et stromatoporidés. Le niveau intercalaire est constitué des bancs de calcaires de 5 à 20 cm d'épaisseur, à niveau de couleur blanche à beige, à nodules siliceux et coraux silicifiés.

V.3. Le Dévonien Supérieur

D'une épaisseur d'environ 200 m, le Dévonien supérieur est conservé au centre du synclinal du J. Gherghiz. Il débute par quelques mètres de grès ferrugineux plus ou moins conglomératiques continentaux, se poursuit par des calcaires boudinés à crinoïdes, clyménies et brachiopodes, et se termine par des pélites gréseuses verdâtres à stratifications obliques.

3.1. Le Frasnien (ds1)

Au Frasnien, le faciès péri-récifal qui a commencé à l'Eifelien-Givétien se poursuit avec des calcaires riches en brachiopodes et goniatites ; on y rencontre deux niveaux à *« Terebratula » pumilio* de 10 à 20 cm d'épaisseur environ (Lottmann, 1990). Puis les calcaires vont s'enrichir en éléments détritiques des calcaires et des grès antérieurs.

Au Sud-Est du Jbel Gherghiz, son épaisseur est d'environ 100 m. La coupe du Gherghiz (Fig. 3.49) montre, à la base et sur environ 20 m d'épaisseur, des alternances de bancs de grès de 10 à 20 cm d'épaisseur et des pélites vertes de 40 à 50 cm d'épaisseur. Puis viennent des pélites et des calcaires gréseux en bancs de 1 à 5 cm ; au-dessus, ce sont des bancs de calcaires et de marnes gréseuses ; les bancs de calcaires sont d'épaisseur croissante vers le haut (5 à 20 cm). Puis viennent des alternances de bancs de calcaire de 20 à 50 cm d'épaisseur, et enfin, des marnes gréseuses sur environ 50 m.

Le passage Frasnien-Famennien est matérialisé par des pélites argileuses à minces niveaux de calcaires noirs à goniatites (*Manticoceras sp.*), puis viennent des niveaux détritiques de grès sableux grossiers.

3.2. Le Famennien (ds2)

Le Dévonien Supérieur (Famennien) est régionalement en discordance angulaire sur les formations antérieures (Fig. 3.51 et Fig. 3.52), il peut reposer directement sur le Silurien. Les indices d'instabilité tectonique vont dans le sens du soulèvement du plateau continental et de l'installation d'un régime épicontinental et néritique (Wendt 1985, 1988 ; Baidder, 2007 ; Baidder et al., 2007). Par ailleurs, les carbonates du Dévonien, riches en polypiers, sont des bons témoins d'un milieu de dépôt marin relativement agité en eaux chaudes: plateforme avec des îlots récifaux.

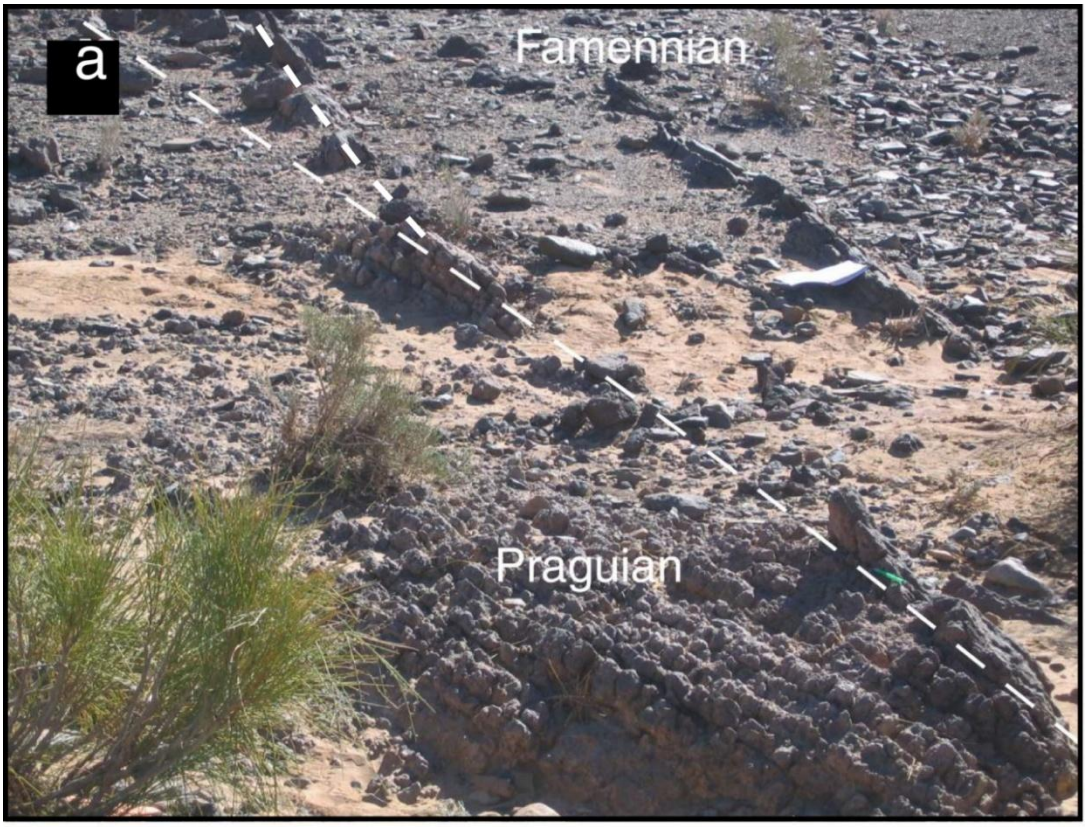


Fig. 3.51 : Discordance des calcaires et pelites du Famennien sue les calcaires du Praguien dans la plaine de l'Oued Smile. Plaine entre Gherghiz et Lalla Mimouna (Carte Bou Adil 1/50000).

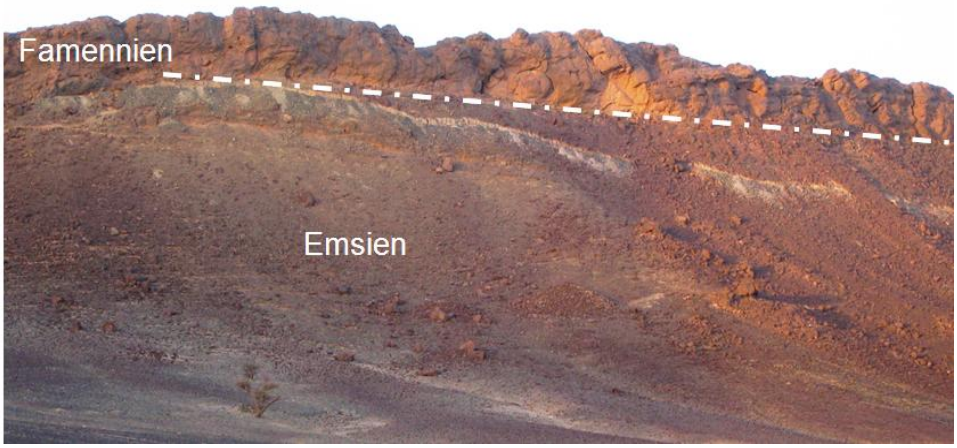


Fig. 3.52 : Discordance des calcaires Famenniens sur les marnes vertes de l'Emsien au Sud de Lalla Mimouna .

L'épaisseur du Famennien est d'environ 100 m (Fig. 3.49). Il repose en discordance sur le Frasnien. Cette discordance est matérialisée par un poudingue (Fig. 3.53A) de type fluviatile ou torrentiel à petits galets de quartzites et de grès de l'Ordovicien avec des intercalations de calcaires gréseux conglomératiques à petits éléments, et dont les surfaces de bancs sont ferruginisées. Les calcaires (Fig. 3.53B) ont fourni des Platyclyménies.

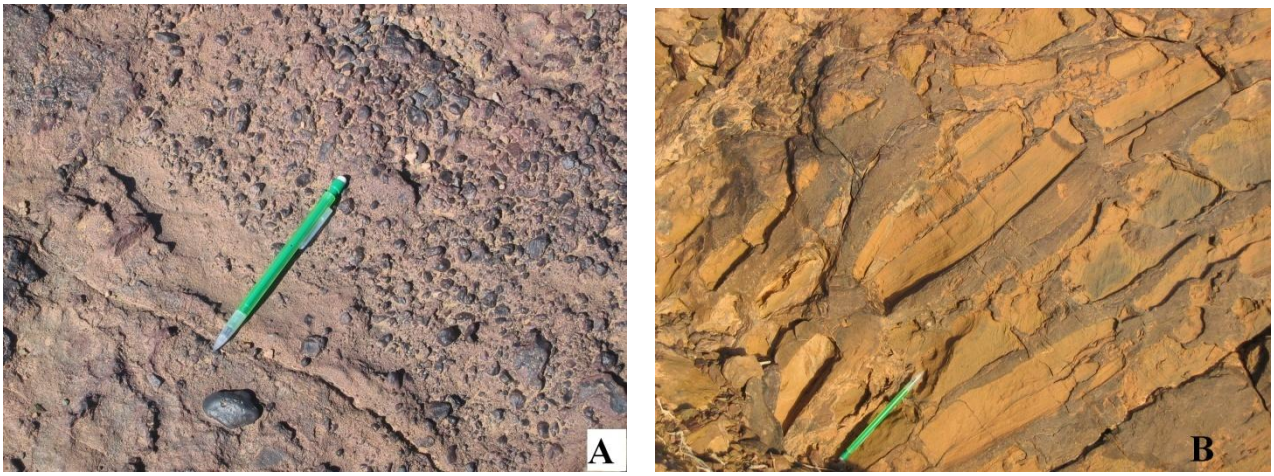


Fig. 3.53 : Deux affleurements du Famennien, **A** : Poudingue ferrugineux à jbel Gherghiz ; **B** : Calcaires boudinés au Sud de Lalla Mimouna.

La coupe au Sud-Est du Jbel Gherghiz montre que le Famennien débute par un poudingue (Fig. 3.53A) de base de 2m d'épaisseur, à éléments ferrugineux centimétriques avec des niveaux de pélites intercalaires. Puis, sur 60 m d'épaisseur, viennent des alternances de bancs épais de 20 à 40 cm, de calcaires (Fig. 3.53B) et de calcaires gréseux à silex. Ensuite, 20 m de calcaires gréseux à lits conglomératiques (éléments centimétriques) et à silex, intercalés de niveaux de calcaires lumachelliques à brachiopodes poursuivent la séquence. Au sommet, sur 40 m, viennent des calcaires gréseux en bancs décimétriques.

VI. Le Carbonifère

Il est lacunaire par sa base (absence du Tournaisien inférieur), et représenté dans la plaine à l'Ouest du Jbel Gherghiz. Avec moins de 200 m d'épaisseur visible, il repose en discordance angulaire régionale (Fig. 3.54 et Fig. 3.55) jusque sur le Dévonien. C'est une séquence monotone, grisâtre, de pélites plus ou moins gréseuses et de siltites (Fig.3.56); les bancs de grès ont une épaisseur entre 5 et 10 cm. Les pélites sont cimentées par des carbonates de manière très irrégulière, miches et lentilles plus ou moins anastomosées. Les lits les plus gréseux, plus abondants à la base de la séquence, sont fréquemment affectés de « *slumps* » témoignant de l'instabilité synsédimentaire du bassin. Cette série est d'âge Tournaisien supérieur à Viséen inférieur (Fig. 3.56).

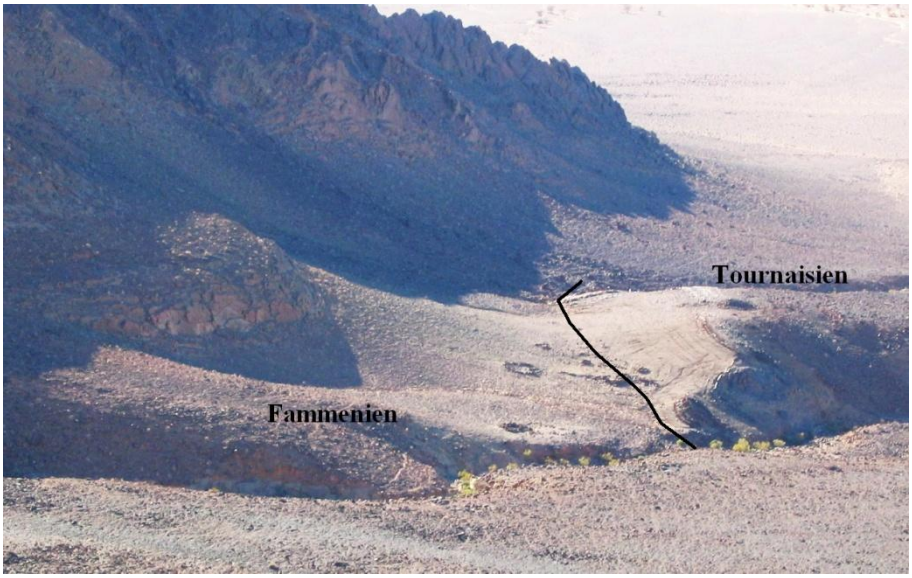


Fig. 3.54 : Discordance du Tournaisien sur le Famennien au NW de jbel Gherghiz.

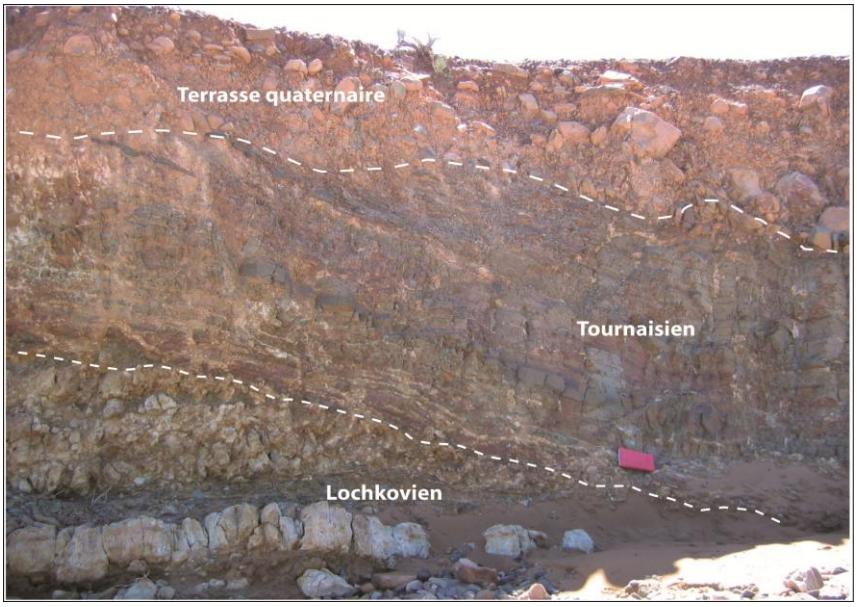


Fig. 3.55 : Discordance du Tournaisien sur le Lochkovien a l'oued Smile NW de jbel Gherghiz.



Fig. 3.56: Pélites avec intercalation de niveau de grès dans le Carbonifère oued Smile au NW du J. Gherghiz.

VII. Synthèse et conclusion sur le Paléozoïque

Les résultats des travaux que nous avons effectués montrent que le massif de l'Ougnat constitue, dans l'est de l'Anti-Atlas, la région qui offre la série stratigraphique paléozoïque la plus réduite, et qui comporte le plus de lacunes et de variations latérales de faciès. La puissance totale de la série y est de l'ordre de 3000m contre 10 000 m dans l'Anti Atlas occidental, et 6000 m dans le Tafilalt sud-oriental. La reconstitution paléogéographique montre que l'Ougnat a joué durant tout le Paléozoïque le rôle d'un haut fond.

Les nombreuses discordances sédimentaires mises en évidence, certaines pour la première fois dans la série paléozoïque de l'Ougnat soulignent le caractère instable de ce domaine pendant toute la période sédimentaire du cycle hercynien. Cette instabilité est en relation avec une tectonique distensive qui affecte le substratum panafricain de cette bordure nord du craton ouest africain. Cette distension intracontinentale débuterait au Protérozoïque terminal - Cambrien inférieur (Chbani et al., 1999; Piqué 2001; Piqué et al, 1999; Algouti et al., 2001; Soulaimani et al., 2003, 2004) avec le volcanisme intra-plaque du Cambrien et Ordovicien inférieur. La distension se poursuit durant tout le Paléozoïque, selon des intensités variables, elle est similaire à celle décrite tant dans l'Anti-Atlas central et occidental que dans le domaine mésétien et atlasique (Bernardin et al, 1988; Badra et al., 1992; Piqué, 2001; Piqué et al.,1990, 1999; Ouali et al, 2001, 2003; Bensaou, 1990; Bensaou et Hammoumi, 1999, 2003; Fekkak et al., 2003; Soulaimani, 1998; Soulaimani et al., 2001, 2003; Belfoul, et al. 2002; Faik et al., 2002 2005; Piqué, 2005; Hoepffner et al. 2005, 2006; Simancas et al., 2005 ; El Hadi et al., 2006 ; Michard et al., 2008 et 2010). Le rôle de la tectonique extensive du socle et la permanence des structures actives sont attestés par les divers contrôles sédimentaires, variations d'épaisseurs et de faciès, présence de faciès particuliers tels les séismites et le volcanisme abondant. Cependant, les faciès chaotiques que nous avons attribués, dans quelques cas, à des événements tectoniques, paléofailles, se sont révélés être des dépôts liés à la glaciation hirnantienne.

La série paléozoïque relativement réduite de l'Ougnat constitue la suite (faiblement discordante) de la couverture néoprotérozoïque non déformée qui recouvre le dernier groupe plissé de la chaîne panafricaine (Groupe du Saghro).

La série paléozoïque est essentiellement détritique terrigène, d'abord laguno-lacustre (Cambrien inférieur) puis marine épicontinentale, du Cambrien moyen à l'Ordovicien. Ensuite, une tendance marine franche s'impose au Siluro-Dévonien, mais la série s'achève au Viséen basal avec des sédiments à nouveau détritiques terrigènes épicontinentaux. De très nombreuses lacunes et discordances de ravinement plus ou moins importantes, interrompent cette série ; les discordances angulaires restent néanmoins la plupart du temps de faible degré.

Le Cambrien transgresse progressivement à partir de l'Ouest-Sud-Ouest ; les paléoreliefs, jusqu'à leur ensevelissement complet, déchargeaient à leurs abords des biseaux conglomératiques. La transgression cambrienne est plus ancienne au Sud qu'au Nord ; le Cambrien inférieur repose sur les termes les plus

jeunes du Groupe de Ouarzazate au sud du massif, tandis qu'il transgresse directement sur le Groupe du Saghro au Nord-Est.

Le Cambrien moyen montre de puissantes assises gréseuses admettant des intercalations de séquences pélitiques parfois épaisses. À la fin du Cambrien moyen, un important volcanisme basaltique se met en place ; il est intrusif sous forme de sills, dykes, mais surtout de type protrusif a savoir de grands massifs sécants des jbels Aberchan, Tawjimt n'Itbirène, Taiert Ouest, Smile Ahbari centre et Est, avec quelques appareils effusifs parfois reconnaissables.

Le Cambrien supérieur (Postdamien) et l'Ordovicien basal sont lacunaires.

L'Ordovicien débute par des argilites et se poursuit par des grès et pélites. Une discordance de ravinement majeure interrompt la continuité des dépôts à l'Ashgill supérieur : c'est l'effet de la grande glaciation hirnantienne, qui entraîne une lacune fréquente au passage Ordovicien-Silurien (Destombes, 2006b ; Alvaro et al., 2007).

Le Silurien est représenté surtout par des ampélites à graptolithes, liées à la fonte de la calotte glaciaire hirnantienne, et des grès fins.

Au Dévonien, la sédimentation marno-calcaire remplace les séries pélito-gréseuses de l'Ordovicien et du Silurien. Ce sont des dépôts de plateforme peu profonde, avec une faune très abondante et variée.

Le Carbonifère, très peu représenté dans la zone d'étude, comporte des pélites gréseuses attribuées au Tournaisien supérieur-Viséen inférieur.

PARTIE 2 : LA TECTONIQUE

CHAPITRE4

LA TECTONIQUE TARDI PANAFRICAINE

LA TECTONIQUE TARDI-PANAFRICAINE

Introduction

Les études structurales effectuées dans la boutonnière de l'Ougnat (Paile, 1983; Du Dresnay, 1988; Benziane et Yazidi, 1992; Raddi, 1999; Derré et Lécolle, 1999; Lécolle et al., 2003a, b) et dans les boutonnières de Saghro et de l'Anti Atlas central et occidental (Saquaque et al.,1989, 1992; Azizi et al., 1990; Oughir et al., 1994; Ennih et al., 2001; Fekkak et al., 2001, Cheilletz et al., 2002; Thomas et al., 2004; Gasquet et al., 2008; Errami et al., 2011 et Tuduri, 2005) montrent que les formations protérozoïques sont affectées par l'orogenèse qui a conduit à la formation de la chaîne panafricaine au cours du Néoprotérozoïque supérieur, entre 660 et 550 Ma. Dans l'Anti-Atlas oriental, seules les phases tardives de l'orogenèse panafricaine sont observables. Une phase de compression-transpression a structuré le groupe du Saghro («PII-III» ou «xII-III» sur les documents anciens), tandis que le relâchement tardi-orogénique a guidé la mise en place du groupe de Ouarzazate («PIII» ou «xIII»). La déformation souple panafricaine de l'ensemble schisto-grauwackeux du groupe du Saghro est généralement décrite comme le résultat d'un seul état de contrainte ayant développé une seule schistosité de direction N20-N30. Concernant le Précambrien III, les auteurs décrivent des épisodes de compression et d'extension.

L'objectif de ce chapitre est de reprendre, sur la base de la nouvelle cartographie au 1/50 000 de la boutonnière de l'Ougnat (Raddi et al., 2006a et b, Raddi et al., 2012a et b), l'analyse structurale des terrains précambriens, aussi bien en termes de déformations que de contraintes (microtectonique et analyse quantitative). Le but est de proposer une chronologie des phases tardi-panafricaines responsables du développement des différentes structures souples et cassantes que nous avons mesurées et cartographiées. Cependant, s'agissant des structures cassantes, leur datation est difficile à atteindre, compte-tenu de l'importance des jeux de failles superposés.

Nous examinerons dans ce chapitre les structures présentes dans les deux grands ensembles géologiques suivants:

- L'ensemble schisto-grauwackeux du Groupe du Saghro dont la structuration majeure (plissement synmétamorphique) est à rattacher à la tectonique panafricaine tardive (voir chapitre 2, fig. 2.32);

- Les formations volcano-détritiques du groupe de Ouarzazate, affectées par une tectonique cassante directement liée à l'écroulement de la chaîne au Néoprotérozoïque terminal.

I. La déformation tardi-panafricaine du Groupe du Saghro

I.1. La déformation souple synmétamorphique

La partie la plus ancienne du socle de l'Ougnat est constituée d'une alternance de pélites et de grauwackes plissées et métamorphiques, attribuables au Groupe du Saghro (Cryogénien supérieur-Ediacarien inférieur; voir chap. 2). Cette série est recouverte en discordance, soit par le Groupe de Ouarzazate, soit directement par le Cambrien, l'un et l'autre montrant des pendages faibles et une déformation à plus grand rayon de courbure (Fig. 4.1). Les structures syn-foliation qu'on observe sous ces unités discordantes résultent donc de la tectonique panafricaine tardive. En revanche, certains plis ouverts, postérieurs à la foliation (Fig. 4.2), sont peut-être des effets du serrage varisque.

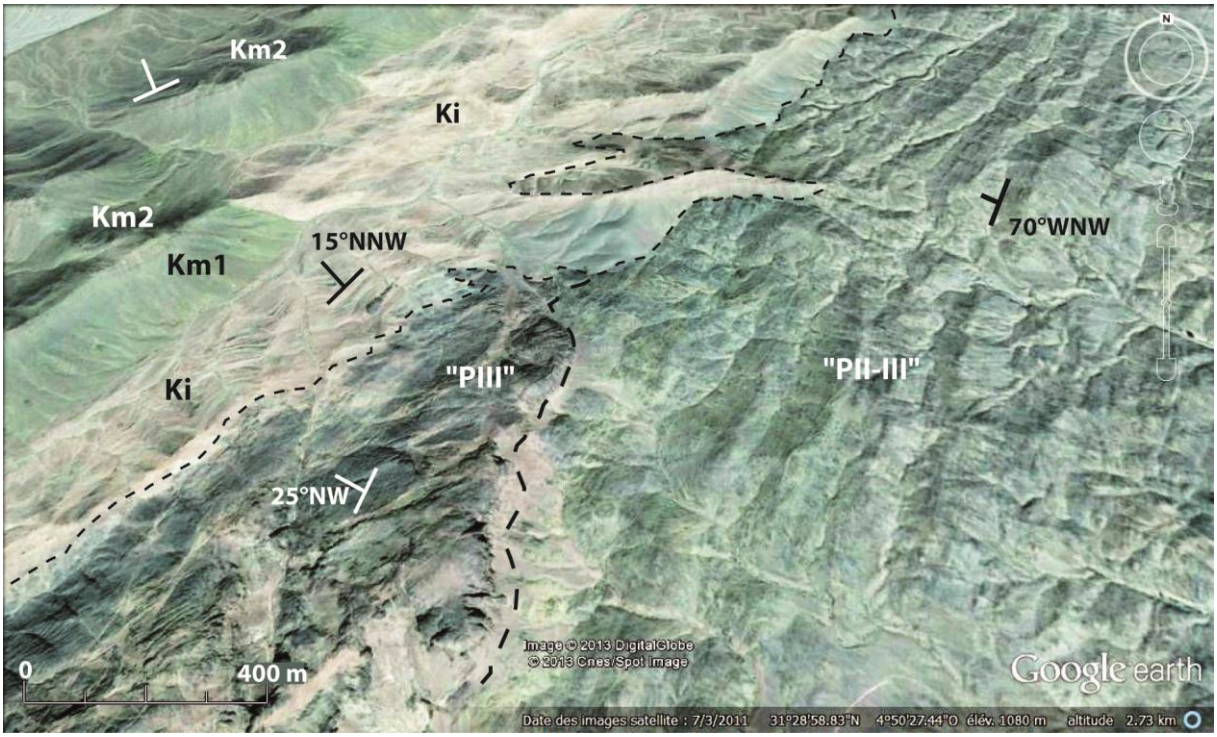


Fig. 4.1: Les métasédiments du groupe du Saghro (PII-III) sous la double discordance du groupe de Ouarzazate (PIII) et du Cambrien inférieur (Ki) et moyen (Km1, Schistes à *Paradoxides*; Km2: Grès de Tabanit). Image Google earth basculée, au nord du douar Ouin Oufroukh.

Ces structures sont des plis droits, serrés à fermés, de longueur d'onde décamétrique à hectométrique, à plans axiaux de direction N20 à N40 accompagnés d'une schistosité de flux (S1) (Fig. 4.3). Cette schistosité, généralement subverticale ou fortement inclinée vers le NW, se réfracte entre les lits pélitiques et les bancs gréso-greywackeux, où elle est peu pénétrative. Lorsque les bancs gréseux sont épais et jointifs, les plis sont plus ouverts, mais conservent la même orientation.



Fig. 4.2 : Plis droits dans les flyschs du groupe du Saghro à plan axial de direction N20 à N40 au NE d'Ayt Oulhou.



Fig. 4.3: Schistes et métagreywackes du groupe du Saghro près du douar Ighrane. Noter la réfraction de la schistosité.

Le métamorphisme est de type épizonal (faciès schiste vert). Le style tectonique ainsi décrit présente une grande similitude avec ce qui est décrit dans le Saghro, dans la boutonnière d'Imiter par Ouguir et al., 1994; Cheilletz et al., 2002; dans les boutonnières de Boumalne et d'Imiter par Benkirane, 1987; Errami et

al., 2011; Fekkak et al., 2001 et Tuduri, 2005 et dans la boutonnière de Sidi Flah par Nerci, 1988 et Fekkak et al., 2001.

Il s'agit d'épisodes compressifs NNW-SSE, synchrones d'un épi-métamorphisme régional conduisant à des plis sub-isoclinaux à schistosité de plan axial sub-verticale, éléments d'une chaîne de montagnes allongée NE - SW. On retrouve ces caractéristiques mécaniques et minéralogiques dans des éléments de la brèche inférieure et les galets de quelques poudingues intercalés dans la couverture néo-protérozoïque, ainsi que dans des enclaves contenus dans les bordures et au toit de certaines intrusions qui la recoupe.

Les axes de plis, à faible plongement, sont dispersés entre les directions N20 et N40 (Fig. 4.2). Ils admettent une schistosité de flux de plan axial (S1) de direction N20 à N30 (Fig. 4.3 et 4.4), qui, en dehors des charnières, se confond avec S0.

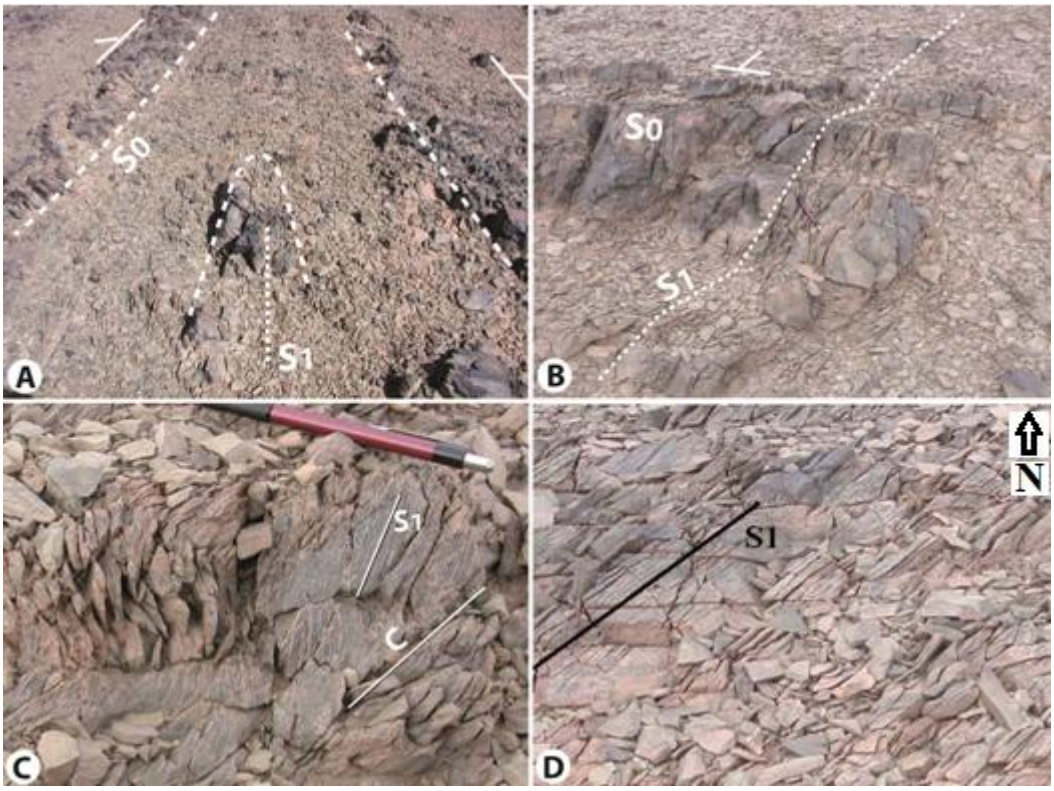


Fig. 4.4: Les schistes et grès du groupe de Saghro ; **A** : Charnière d'un pli dans avec le pendage de So et la direction de la schistosité S1 ; **B**: Pli métrique montré par un niveau de grès et pelites avec So et S1à droite de la piste d'Ighrane ; **C :** Schistosité de flux (S 1) subverticale au nord de la piste vers Ighrane ; **D** : La schistosité S1 près de l'oued Chari piste vers ait Oulhou.

La direction de la schistosité varie peu entre N20 dans le secteur de Melaab et N30 dans le secteur est de Ouin Ou Froukh et le douar Ighrane. La trajectoire de schistosité observée dans la boutonnière de l'Ougnat (Fig. 4.5) montre une direction moyenne N20 à N30.

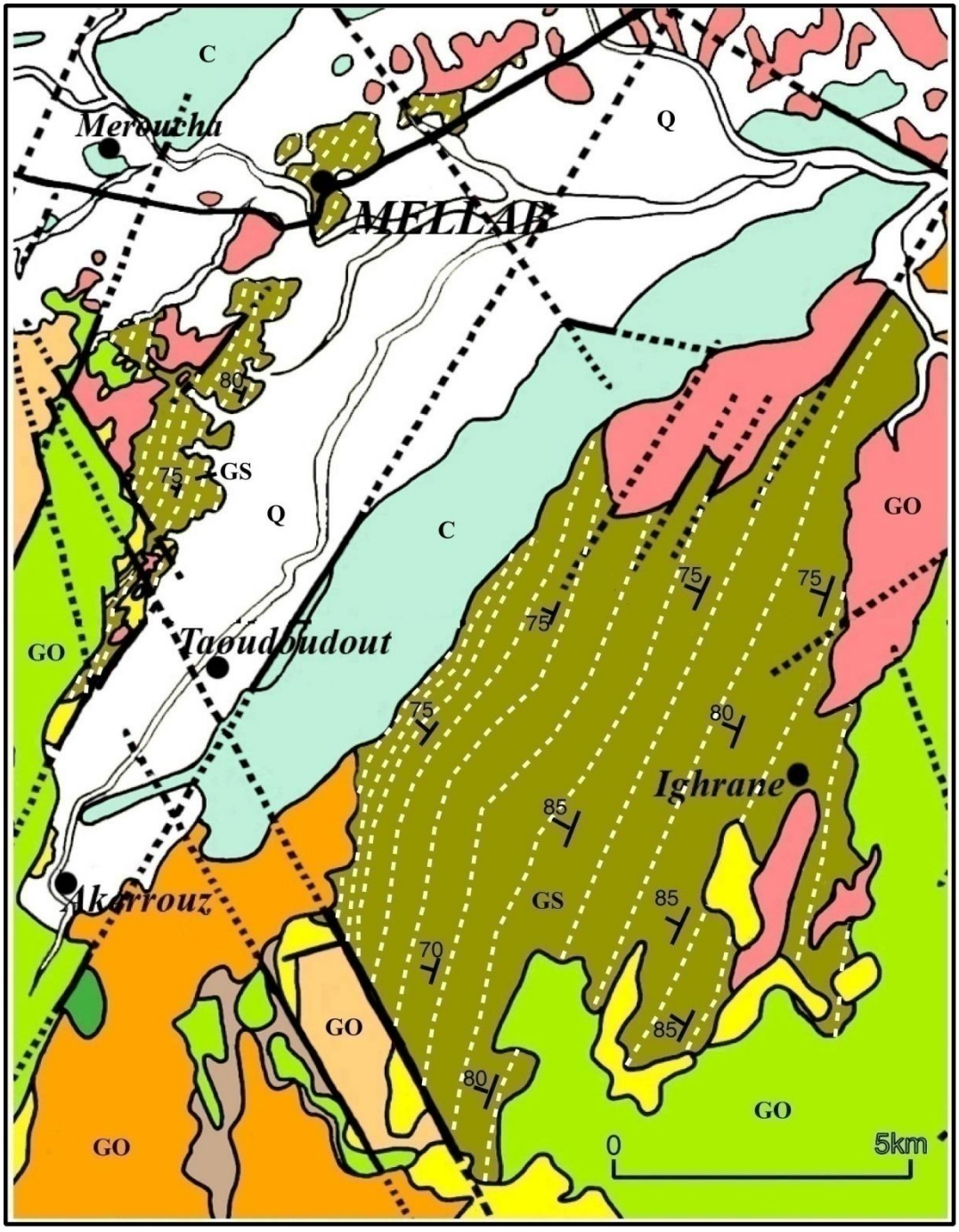


Fig. 4.5: La trajectoire de la schistosité dans le groupe de Saghro (PII-III) de l'Ougnat. GS : groupe de Saghro, GO : groupe de Ouarzazate, c : Cambrien, Q : Quaternaire. Extrait de la carte structurale du massif précambrien de l'Ougnat (Fig. 2.1).

I.2. Le métamorphisme du groupe du Saghro

Un échantillon pélitique finement lité, prélevé sur la feuille de Bou Adil au point de coordonnées: X: 4°29'34.6" Y: 31°29'54.0", montre les minéraux suivants (Fig. 4.6): Quartz recristallisé de taille < à 10µ, biotite verte chloritisée ; séricite et oxydes de fer (hématite).

Au microscope on observe également une schistosité S1 tracée par l'allongement des minéraux phylliteux et la recristallisation des minéraux de quartz. La stratification S0 n'est pas distincte; la présence d'une S2 n'est pas convaincante.

Ainsi l'association minéralogique observée est de type schiste vert de bas degré. C'est un métamorphisme de basse pression dont les conditions de température sont généralement estimées aux alentours de 300°C.

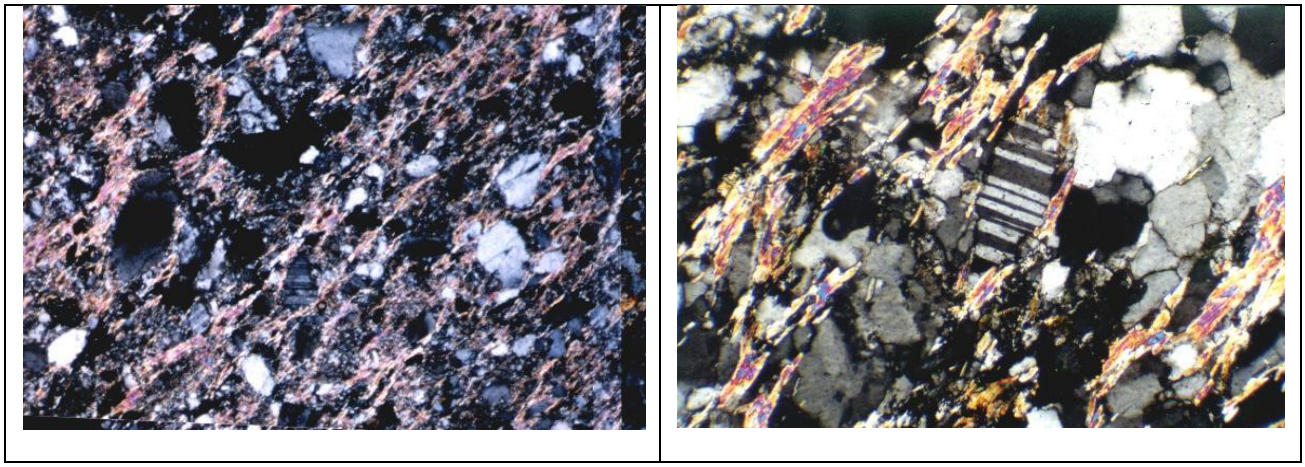


Fig. 4.6: Micrographies d'un échantillon de métapélites du groupe du Saghro, en lumière polarisée. A gauche, faible grandissement. A droite, fort grandissement. La schistosité de flux est clairement visible par l'orientation des micas blancs et l'aplatissement des grains de quartz et de plagioclase (au centre, cliché de droite). Coordonnées **X:** 4°29'34.6" **Y:** 31°29'54.0" Carte Bou Adil 1/50 000.

I.3. Analyse des failles du groupe du Saghro et directions des contraintes

Il est difficile de dater les failles qui affectent le socle, puisqu'il a été affecté par les déformations cassantes postérieures à son plissement synmétamorphique, notamment pendant le Néoprotérozoïque terminal (Groupe de Ouarzazate) et le Paléozoïque (chapitres 5 et 6). Les seules failles relativement bien datées «fini-protérozoïques» sont celles qui ont guidé la mise en place des roches magmatiques du groupe de Ouarzazate («PIII»): elles sont soit antérieures à ce groupe, avec une réactivation contemporaine du magmatisme, soit actives seulement pendant l'évolution magmatique.. Nous les décrivons dans ce paragraphe, mais qu'il soit clair que leur période d'activité la plus significative est contemporaine de l'évolution du groupe de Ouarzazate. Les failles observées dans les terrains du groupe de Saghro sont:

- Les failles de direction N 30 à sub-méridienne observées au niveau du village de Mellab (Fig. 4.7);

-Les failles de direction N-S et de pendage vertical empruntés par des dykes andésitiques (Fig. 4.8).

De nombreux accidents secondaires de direction variable affectent la série schisto-gréseuse, ils sont surtout localisés au NE de l'affleurement du groupe de Saghro et à la limite groupe de Saghro et sa couverture volcanique du groupe de Ouarzazate et le Cambrien.

L'analyse microtectonique effectuée dans les terrains schisto-gréseux du groupe de Saghro de l'Ougnat au niveau de Mellab (Fig. 4.6A); dans les mêmes terrains au sud ouest de Mellab (Fig.4.6B) et dans le secteur

de l'Oued Chari, nous a permis de déceler l'épisode de contrainte NW-SE (Fig. 4.7) qui a affecté les terrains correspondants.

Il s'agit de l'épisode compressif qui indique pour la contrainte principale maximum une direction NW-SE, responsable du jeu dextre des failles de direction N80 – 110, et senestre des failles de direction N130-155 (Fig. 4.9).

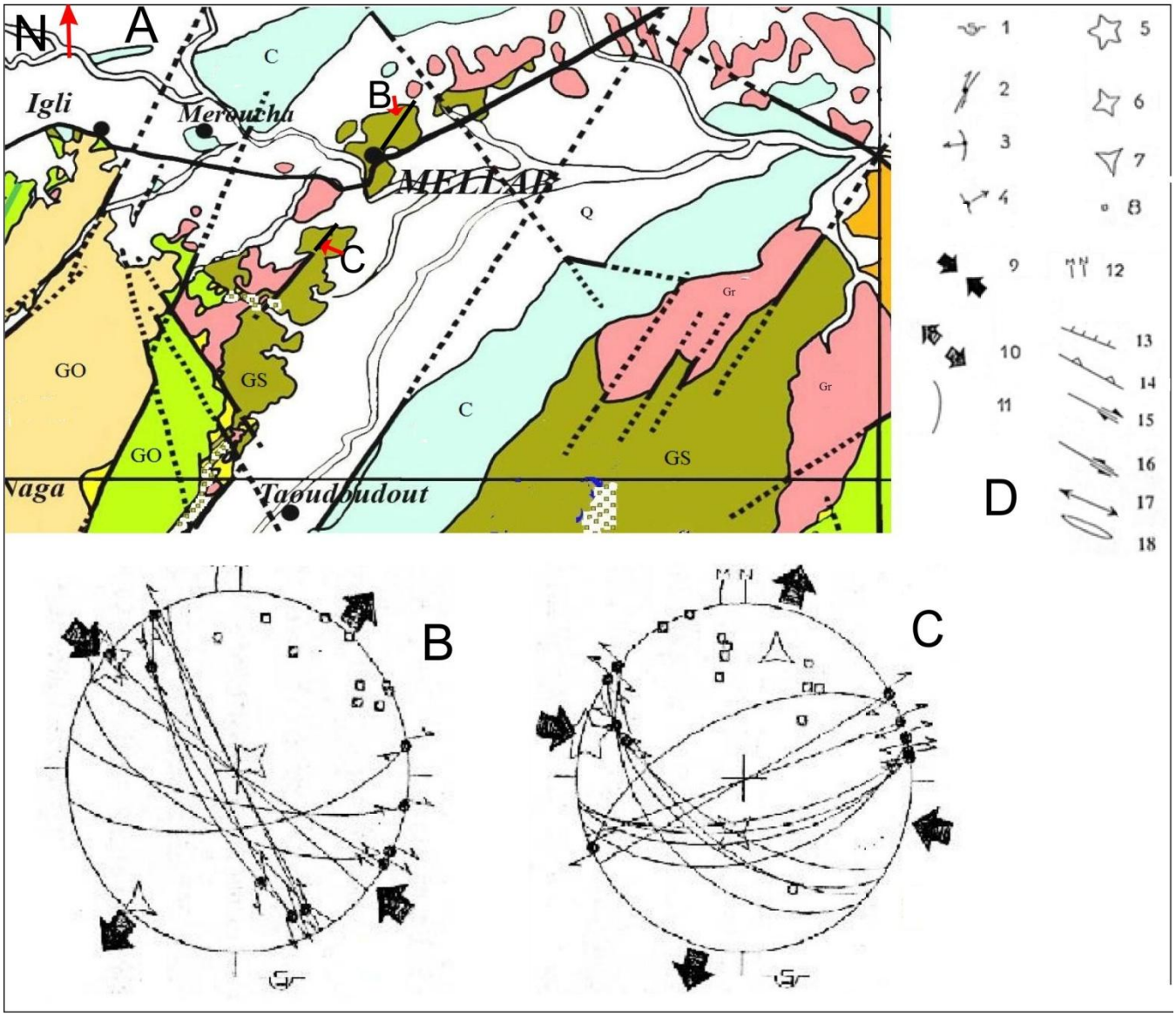


Fig. 4.7: Les stéréogrammes des structures et indicateurs cinématiques dans les failles du groupe de Saghro au village Mellab, **A**: Schéma de localisation des lieux de mesures GS : Groupe de Saghro, GO : Groupe de Ouarzazate, Gr : granodiorite ; C : Cambrien, Q : Quaternaire. **B** et **C** : Stéréogramme, **D** : Légende des stéréogrammes : 1 : canevas de schmitt hémisphère inférieur ; 2 : Plan de faille a stries a jeu décrochant, 3 : jeu inverse, 4 : jeu normal, 5,6 et 7 : axes principaux des tenseurs des contraintes (e1, e2 et e3), 8 : plan de faille 9 : direction de compression 10 : direction d'extension, 11 : plan de fracture sans stries, 12 :N : nord géographique M : nord magnetique13 :faille normale 14 : faille inverse15 :décrochement dextre, 16 : décrochement senestre ; 17 : axes de plis, 18 : fentes de tension.

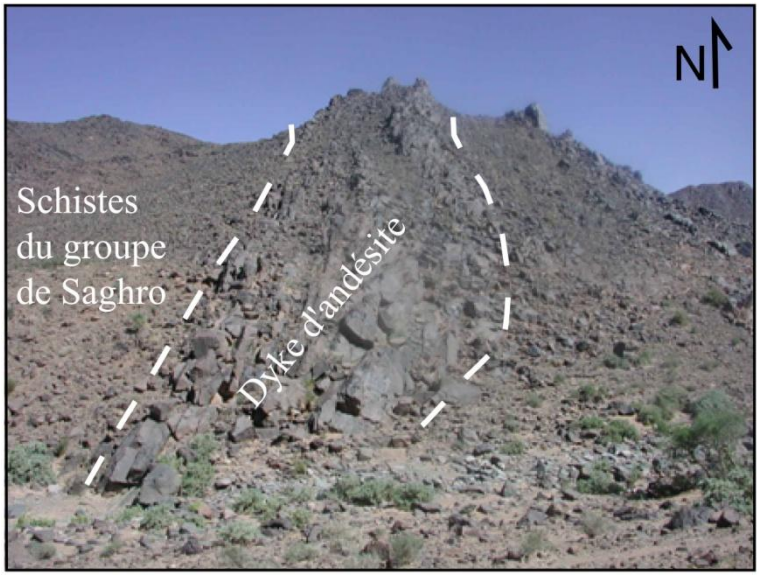


Fig. 4.8: injection de dyke andésitique dans le substratum (groupe de Saghro) à l'Ouest d'Ighrane (NE feuille Bou Adil 1/50000).

Age des phases	Y. Raddi Ougnat	Structure et déformations	Observations
Groupe de Saghro		-Décrochement dextres N80-120 -Décrochement senestre N130-155 -Fentes de tensions N120	-Des plis N30-40 -Schistosité N20

Fig. 4.9: Etat de contrainte dans le groupe de Saghro de l'Ougnat.

I.4. Discussion

Le but de ce paragraphe est la corrélation de la déformation tardi-panafricaine qui a affecté le Groupe du Saghro, en se basant sur la direction de la schistosité et de la stratification dans les formations dans les boutonnières de l'Ougnat et du massif du Saghro lui-même, à savoir les boutonnières d'Imiter, Boumalne, El Kalaa et Sidi Flah.

Les formations du groupe de Saghro affleurent dans ces boutonnières au sein d'une couverture volcanique et volcano-détritique d'âge Néoprotérozoïque (Groupe de Ouarzazate). Elles sont constituées de schistes et de grauwackes, avec des volcanites basiques interstratifiées dans les formations turbiditiques dans les boutonnières du Saghro, qui ne sont pas observées dans l'Ougnat. Elles sont affectées par la tectonique panafricaine tardive (Ouguir et al., 1994; Fekkak et al., 2001). Cette tectonique a eu lieu dans des conditions de métamorphisme épizonal. La direction régionale de la schistosité est NE-SW (Fig. 4.10). Cette direction

est bien apparente dans la boutonnière de Boumalne. Elle est réorientée progressivement dans les couloirs de cisaillement ductiles WNW-ESE dextre à Kelaat Mgouna et NW-SE senestre à Sidi Flah (Fekkak et al., 2001; Errami et al., 2009). En dehors des zones de cisaillement, les plis synschisteux sont isoclinaux. Dans les zones de cisaillement, il s'agit de plis dissymétriques flancs longs - flancs courts. L'analyse de l'ensemble de ces structures donne globalement une direction de la contrainte maximale NW-SE.

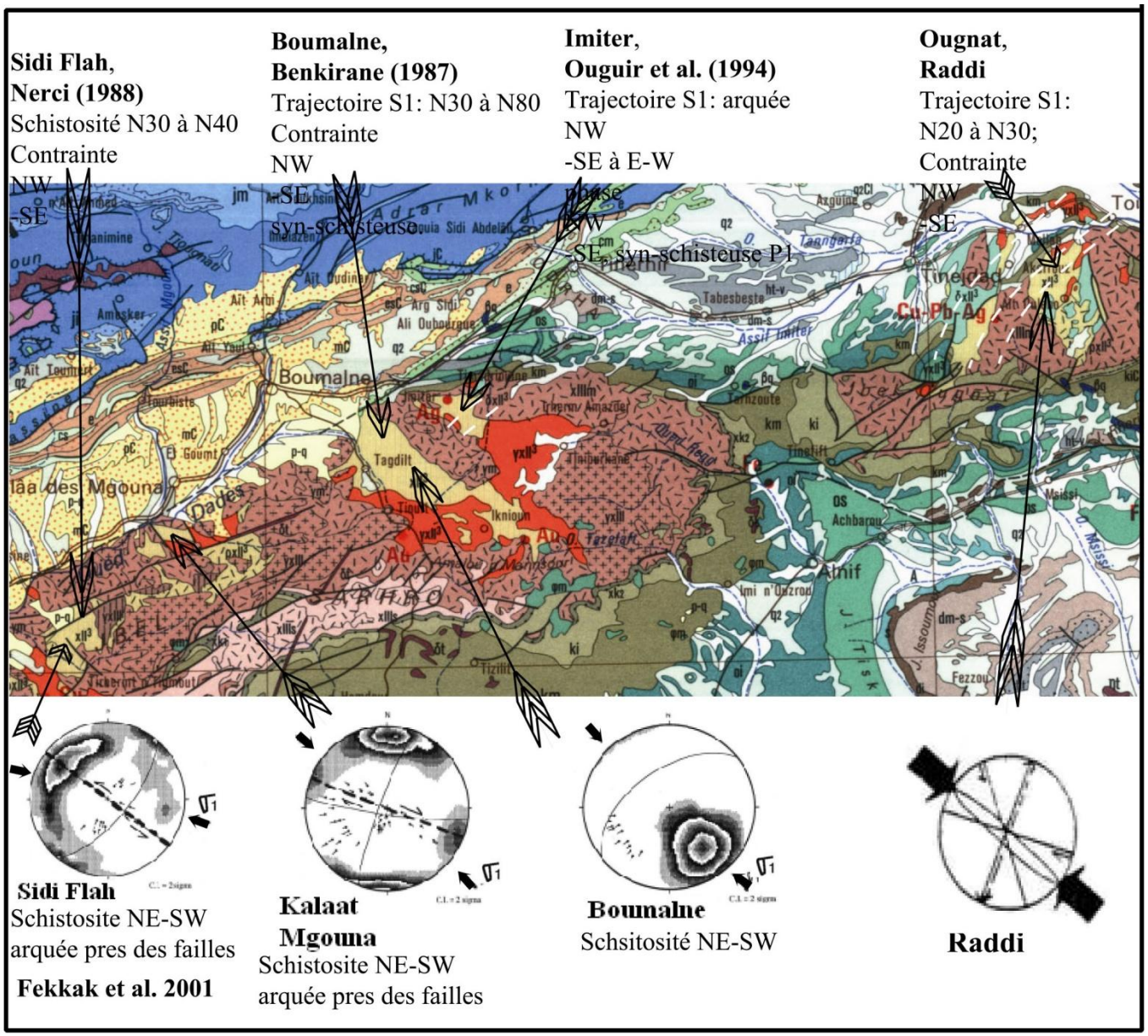


Fig. 4.10: Evolution de la direction de schistosité et de la contrainte dans les schistes et grauwackes du groupe de Saghro dans les boutonnières de Saghro et l'Ougnat. Projection stéréographique des structures de la déformation (Plis et cisaillement) panafricaine tardive et contrainte σ1 correspondante dans les groupes de Sidi Flah, Kelaat Mgouna et Boumalne (hémisphère inférieur) (Fekkak et al. 2001). : Axe de plis synschisteux, : Zone de cisaillement ductile.

Il est intéressant de développer la comparaison entre ces boutonnières, du point de vue qui nous occupe. Sur le terrain, les premiers effets visibles de la déformation panafricaine se traduisent par le redressement des unités méta-sédimentaires, en réponse à la formation de grands plis d'échelle kilométrique.

Dans l'Ougnat: Comme nous l'avons vu, la compression NW-SE observée dans les terrains du groupe de Saghro (PII-3) de l'Ougnat est matérialisée par une schistosité de flux de direction peu variable de N20 à N30 (Fig. 4.5), elle est matérialisée aussi par des plis droit d'axe de direction N30 (Fig. 4.2 et Fig. 4.4). Ces observations sont complétées par quelques mesures de stries sur les failles décrochantes dextres de direction N80-120 et senestres de direction N130-155 (Fig. 4.7).

Cette phase de compression de direction NW-SE a été antérieurement décrite dans le secteur de Melaab (Paile, 1983; Freton, 1988; Aabia et al., 2003).

Dans la boutonnière d'Imiter, les plis P1 sont généralement des plis déjetés ou déversés à vergence sud-est (Ouguir et al., 1994). Leur axe présente des directions ENE à WSW et des

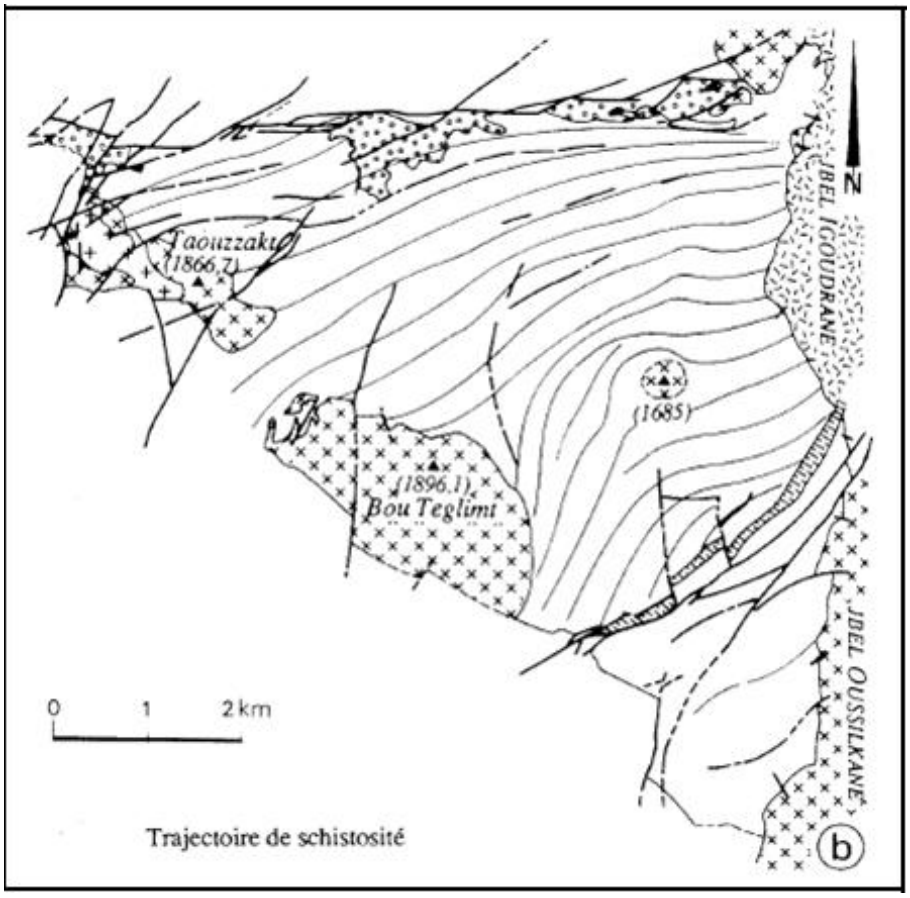


Fig. 4.11: La trajectoire de la schistosité dans la boutonnière d'Imiter, selon Ouguir et al., (1994).



Fig. 4.12: Coupe NW-SE des formations grauwackeuse du «PII» dans la boutonnière d'Imiter, avec indication de rapport stratification-schistosité (Ouguir et al., 1994).

plongements plus ou moins accentués vers le NE, les plus forts plongements s'observant à proximité des plutons. Les plans axiaux ont un pendage nord d'environ 70°. Ces plis présentent un clivage de plan axial bien développé dans les niveaux pélitiques qui se réfractent dans les niveaux grauwackeux plus grossiers. La trajectoire de schistosité observée dans la boutonnière d'Imiter (Fig. 4.10, 4.11 et Fig. 4.12) montre une direction moyenne arquée ENE-WSW, devenant franchement E-W dans sa partie orientale (Ouguir et al., 1994).

Dans la boutonnière de Boumalne, les formations du groupe du Saghro ont enregistré l'effet d'une contrainte de direction NW-SE responsable du développement d'une schistosité dont la direction varie de N40 à N70 (Benkirane, 1987) (Fig. 4.10 et 4.13).

Dans la boutonnière de Sidi Flah, les formations du groupe de Saghro ont subi le même effet de la contrainte de direction NW-SE, avec le développement d'une schistosité dont la trajectoire varie de N30 à N50 (Nerci, 1988) (Fig. 4.10 et 4.14)

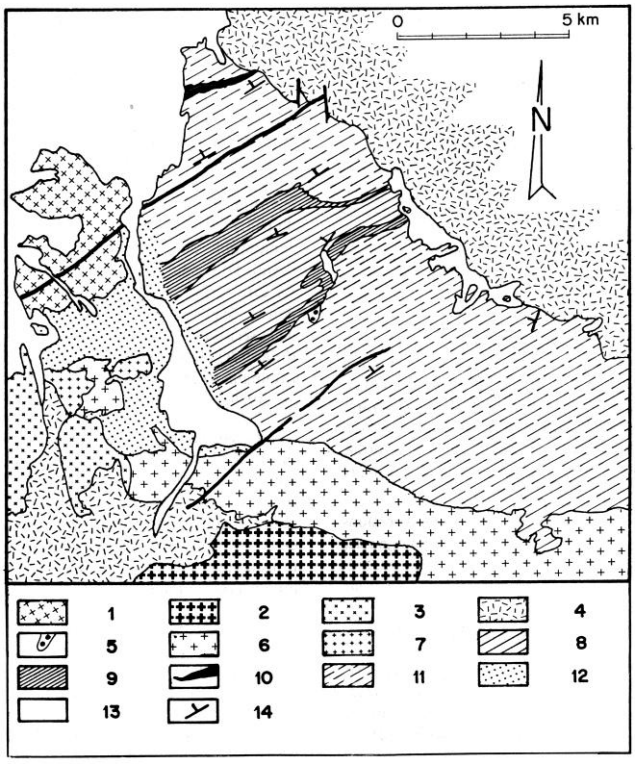


Fig. 4.13: Schéma géologique de la boutonnière de Boumalne avec la direction de la schistosité dans le groupe de Saghro, d'après Benkirane (1987). 1 2 et 3: granites et faciès indifférencié PIII, 4: couverture volcano sédimentaire PIII, 5: adamellite greisenisée de Taourirt Tamellalt, 6: granodiorite Tabous'aid et Iknioun), 7 : Diorite quartzitique, 8,9, 11 et 12:schistes et grauwackes du PII 3, 10: coulée basiques PII3, 13: Post PIII et 14: direction et pendage de la schistosité de flux S1.

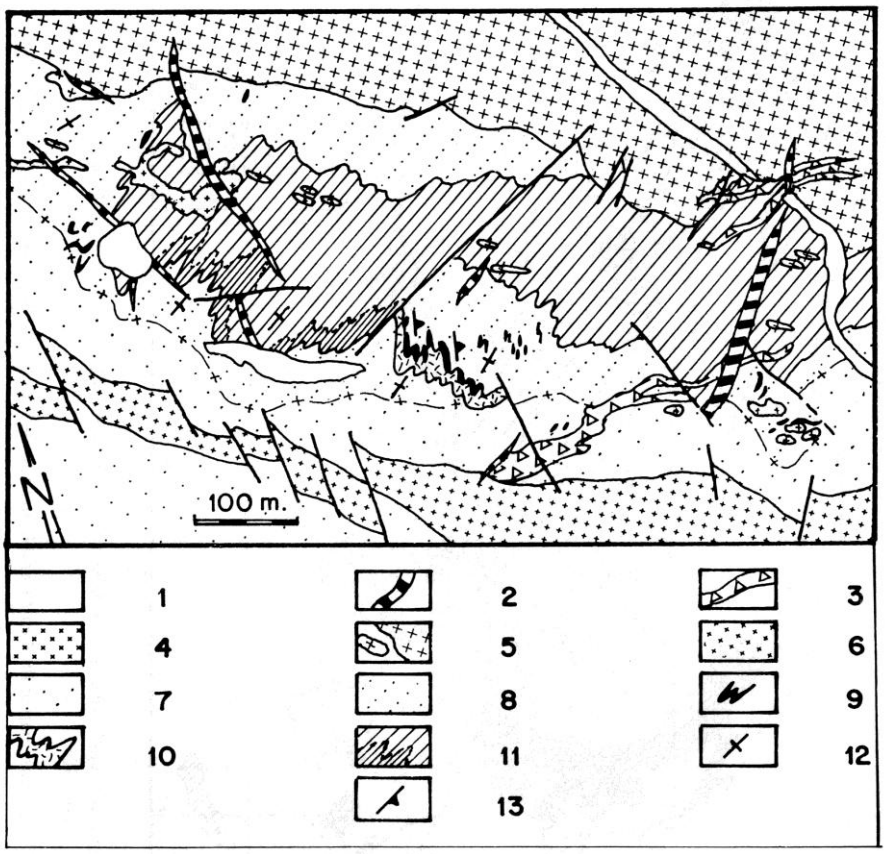


Fig. 4.14:.Schéma géologique d'une partie de la boutonnière de Sidi Flah avec la direction de la schistosité dans le groupe de Saghro, d'après Nerci (1988); 1: alluvions, 2: dykes basiques, 3:dykes d'andésite porphyrique, 4: Aplites et rhyolites, 5: granodiorites et apophyses N30, 6: diorites N130, 7: Shales et grauwackes PII3 (dans l'auréole de contact), 8: Shales et grauwackes PII3, 9: Jaspes , 10: cinérites acides, 11: amphibolites litées a la base, 12: S1 Schistosité de flux, 13: So Stratification.

Ainsi, au cours de l'orogenèse panafricaine, le Groupe du Saghro a été déformée par des plis de direction NE-SW et une schistosité de plan axial de direction NE-SW. La schistosité est généralement due à la dissolution sous pression et recristallisation dans les conditions du faciès schistes verts. La direction de la schistosité varie de N 20 dans la boutonnière de l'Ougnat à N50-80 dans la boutonnière d'Imiter et Boumalne (Ouguir et al., 1994; Fekkak et al., 2001; Errami et al., 2009), N100-130 dans les boutonnières de Kelaa M'gouna et de Sidi Flah (Benkirane, 1987; Nerci, 1988; Saquaque et al., 1992 et Fekkak et al., 2001).

A Boumalne et Imiter, l'orientation moyenne de la stratification est N060-080°E avec un fort pendage vers le N (75°N). Une légère divergence est observée à Kelâa Magouna où les séries sont globalement orientées N090°E à N100°E et présentent un fort pendage vers le sud ou plus rarement vers le nord. (Tuduri, 2005)

Dans le détail, les variations ont été fréquemment observées soit au contact de failles tardives NW-SE (rebroussement), soit au contact d'intrusion de diorites ou de granodiorites (fig. 4.15, fig. 4.16). Ainsi, dans la partie nord de la boutonnière d'Imiter, la stratification est orientée N070°E 75°N, tandis que plus au sud, au contact de l'intrusion de diorite granodiorite de Bou Teglimt, la stratification est orientée NE-SW à N-S et présente toujours un fort pendage vers l'W-NW (fig. 4.15). Toujours à Imiter, au contact des grands

accidents N070-090°E, le long desquels se localisent les implantations minières, la stratification tend à se paralléliser à ces derniers (fig. 4.15).

Dans le secteur d'Imiter, les plis se courbent au niveau de leur terminaison périclinale et se parallélisent aux failles N070-090°E. En fait, le synclinorium de Boumalne et l'anticlinorium d'Imiter s'échelonnent dans un couloir tectonique limité par les principaux systèmes de failles du secteur (Tuduri, 2005).

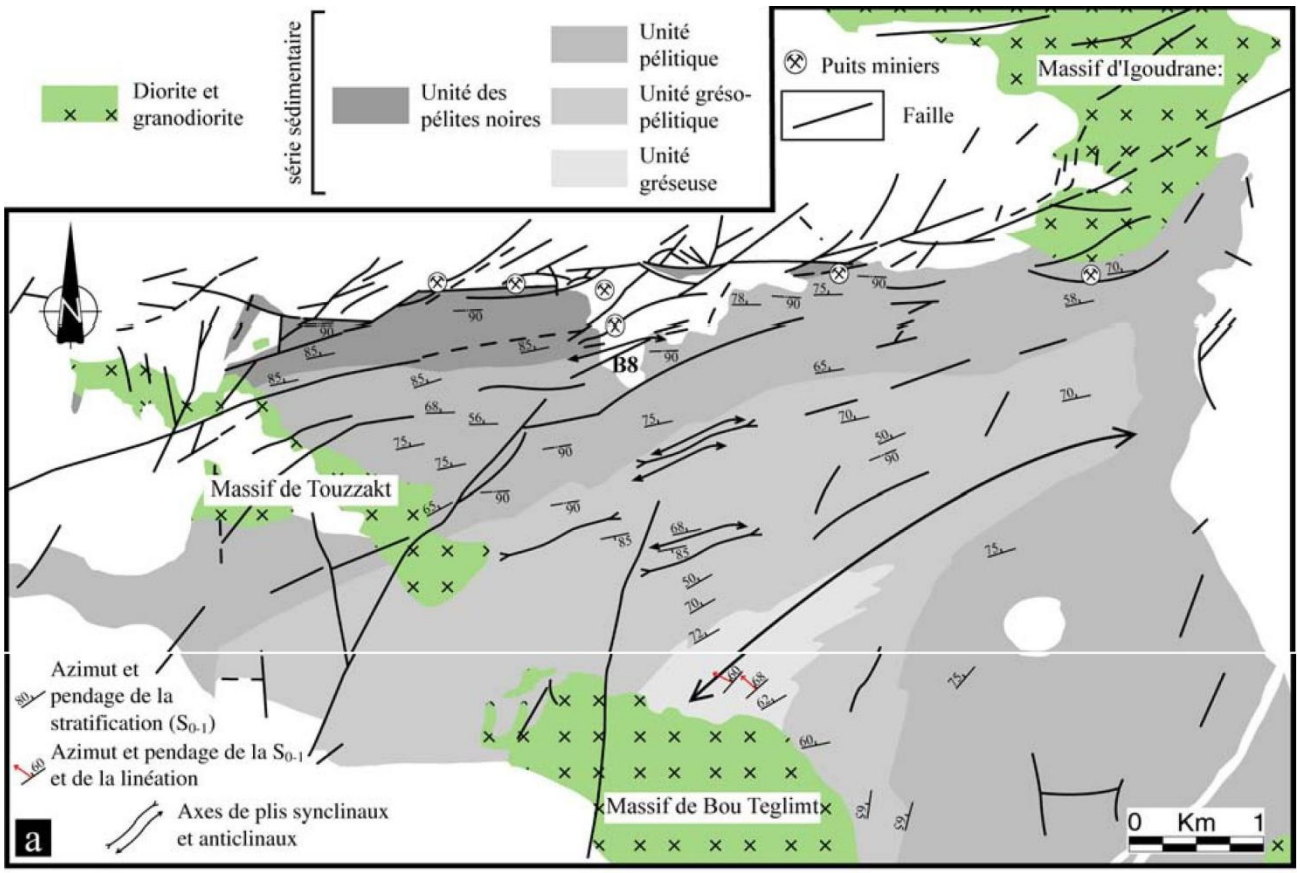


Fig. 4.15: Schéma structural de la boutonnière d'Imiter (Tuduri, 2005).

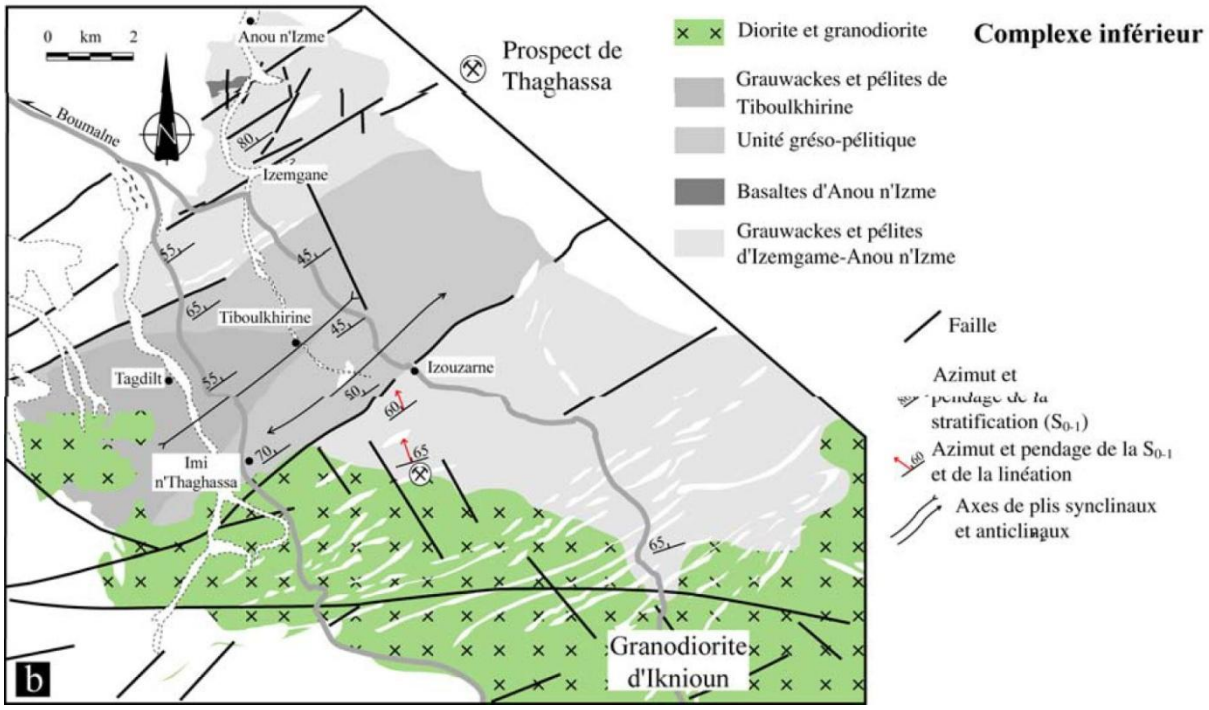


Fig. 4.16: Schéma structural de la boutonnière de Boumalne (Tuduri, 2005).

II. Analyse de la déformation post-panafricaine dans les unités magmatiques du groupe de Ouarzazate.

Après la tectonique tardi-panafricaine qui a affecté le groupe de Saghro, l'orogène commence à être peu à peu détruit, les altitudes sont abaissées, en partie par l'érosion, mais surtout par des processus extensifs, créant un système en horsts et grabens N-S, N130/140 et N30/40, objet du présent paragraphe. Une surface continentale, pénéplanée mais encore affectée de paléoreliefs localement vigoureux accrochés sur des horsts résiduels, est ainsi établie en plusieurs épisodes sur une très longue période.

Comme le montre la répartition des brèches subaériennes inférieures, qui occupent des couloirs subméridiens, ainsi que les termes basaux de la couverture du groupe de Ouarzazate (PIII) discordante à la fois sur le groupe de Saghro et les brèches inférieures, les structures d'effondrement sont d'abord orientées nord-sud. Les directions dominantes limitant les effondrements sont alors N30/40 et N130/140.

Les trois directions N70, N30/40 et N130/140, vont régir toutes les évolutions tectoniques et paléogéographiques de l'Anti-Atlas en général et celle de l'Ougnat en particulier, pendant toute la suite du Protérozoïque.

Dans l'Ougnat, la série volcanique et volcano-détritique du Protérozoïque terminal groupe d'Ouarzazate est faiblement déformée, elle est mise en place dans une paléogéographie en horsts et grabens induite par la réactivation des accidents N30 et N160 au cours des premières phases d'extension post-panafricaine. L'ensemble de la pile volcanique présente un léger basculement d'environ une trentaine de degrés vers le NW dans le secteur Nord et vers le Sud et le SE dans le secteur sud.

En ce qui concerne les structures cassantes (qui ont aussi affectés le groupe de Saghro sous-jacent, deux familles sont développées dans la série volcanique:

II.1. La famille des failles N 140, N160 à subméridiennes

Bien représentée dans le secteur ouest (Fig. 4.17), la direction N160 est matérialisée par des failles, de nombreux dykes andésitiques (Fig. 4.20), les intrusions rhyolitiques (chonolites) et les filons polymétalliques de Bou Madine.

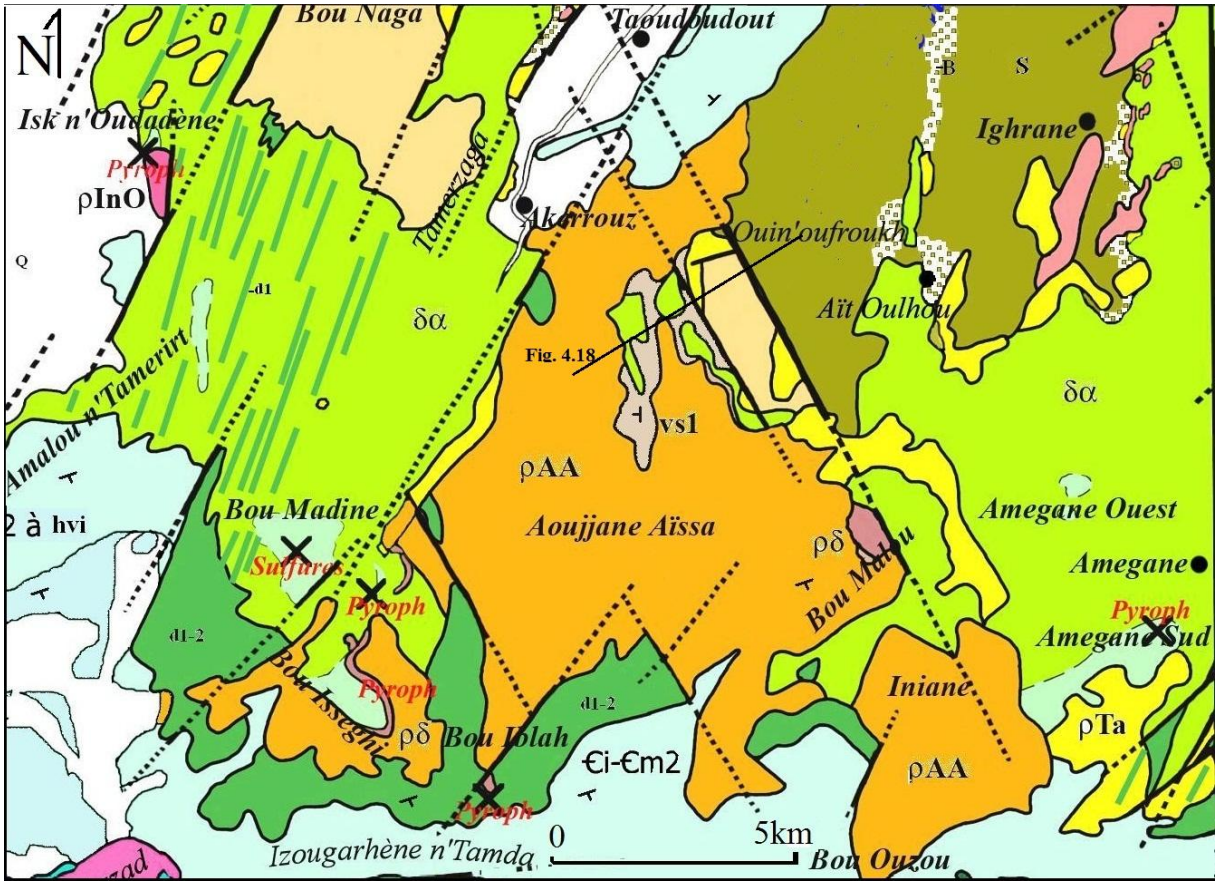


Fig. 4.17: Structures N160 et N30 dans le secteur ouest de l'Ougnat, représentées par les bassins de dépôt des formations de Tamerzaga et Bou Naga et l'intrusion dacitique et rhyo-dacitique avec injection de dykes N-S.

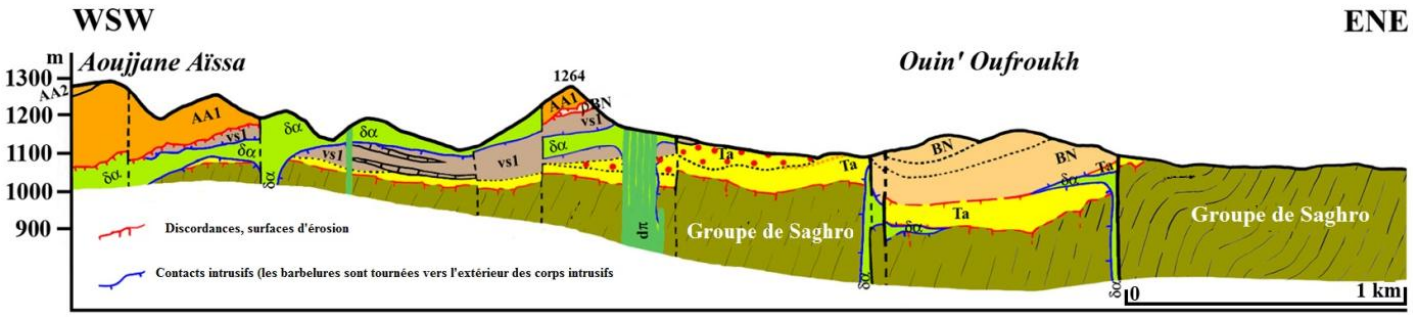


Fig. 4.18: Coupe géologique du secteur d'Ouin Oufroukh affecté par des failles N140 ; la faille N140 de Boumalou a joué

un rôle dans la formation des bassins de dépôt des formations de Tamerzaga, de Bou Naga et l'intrusion de dacites. **Ta** : Formation de Tamerzag **Vs1** : Volcano-sédimentaire1 ; **BN** : Formation de Bou Naga ; □□□□ dacites-andésites ; **AA1** : Formation d'Awja n'Aissa ; **d**□ □ □dolérites porphyriques.

Ce système de fracture exploité par les intrusions andésitiques et dacitiques (Fig. 4.18), accompagné des venues hydrothermales génératrices des veines minéralisées N 160 de Bou Madine (Abia et Soulaimani, 2011) est considéré comme un trait structural majeur de l'Ougnat. Le mode de fonctionnement de ce système ne peut être dissocié de celui des failles N30. En effet leur rejeu en extension et cisaillant a favorisé l'ouverture des fractures N160. Ces fractures sont cicatrisées par les systèmes de dykes de la région (andésites, dacites, rhyodacites) (Fig. 4.17 et 4.18).

L'orientation des dykes situés dans l'ouest de la feuille Bou Adil (formation de Tamerzaga) montre qu'il y a un passage progressif de la direction SSE au niveau de Boumadine à NNE au Nord en passant par la direction N-S; ceci étant conforme avec une phase extensive de direction E-W.

Les failles de direction subméridienne sont bien représentées au NW de la feuille de Bou Adil où elles mettent en contact les formations du Précambrien et la couverture paléozoïque (rejeu au Paléozoïque); elles sont matérialisées par les rhyolites en chonolites d'Isk n'Oudaden et par ceux de la mine. Elles sont également bien représentées dans le massif d'Aouja n'Aïssa et à l'Ouest de Bou Malou. Au cœur d'Aouja n'Aïssa on identifie un certain nombre de fractures subméridiennes qui mettent en contact plusieurs membres de la même formation:

-La faille N140 de Bou Malou, qui affecte l'est d'Aouja n'Aïssa, est importante dans la structuration du massif, elle a joué un rôle dans la formation des bassins subméridiens où ont été déposées les formations de Tamerzaga et Bou Naga ainsi que dans la mise en place des intrusions de dacites (Fig. 4.17, Fig. 4.18) et granodiorites. Cette faille met on contact différentes formations du groupe de Ouarzazate avec le groupe de Saghro (Fig. 4.17); ainsi que la formation d'Aouja n'Aissa avec la formation de Tamerzaga et l'intrusion de dacite (Fig. 4.19).

-L’accident du secteur d’Afoud N’Ouhançal admet la même direction et a joué un rôle important dans la structuration de ce secteur.

-Les bandes schisteuses de largeur allant de 40 à 250 mètres sur une longueur atteignant 1,5 km sont particulières par leur concentration en pyrophyllite dans le secteur Bou Isseghi (Fig. 4.17 et Fig. 4.22); elles admettent une direction principale N140. La schistosité a affecté la dacite et les rhyo-ignimbrites du groupe de Ouarzazate qui affleurent au nord-ouest de Bou Isseghi. Dans ces bandes de schistosité, des masses siliceuses apparaissent, elles résultent probablement d’un apport siliceux hydrothermal synchrone à la mise en place de la pyrophyllite.

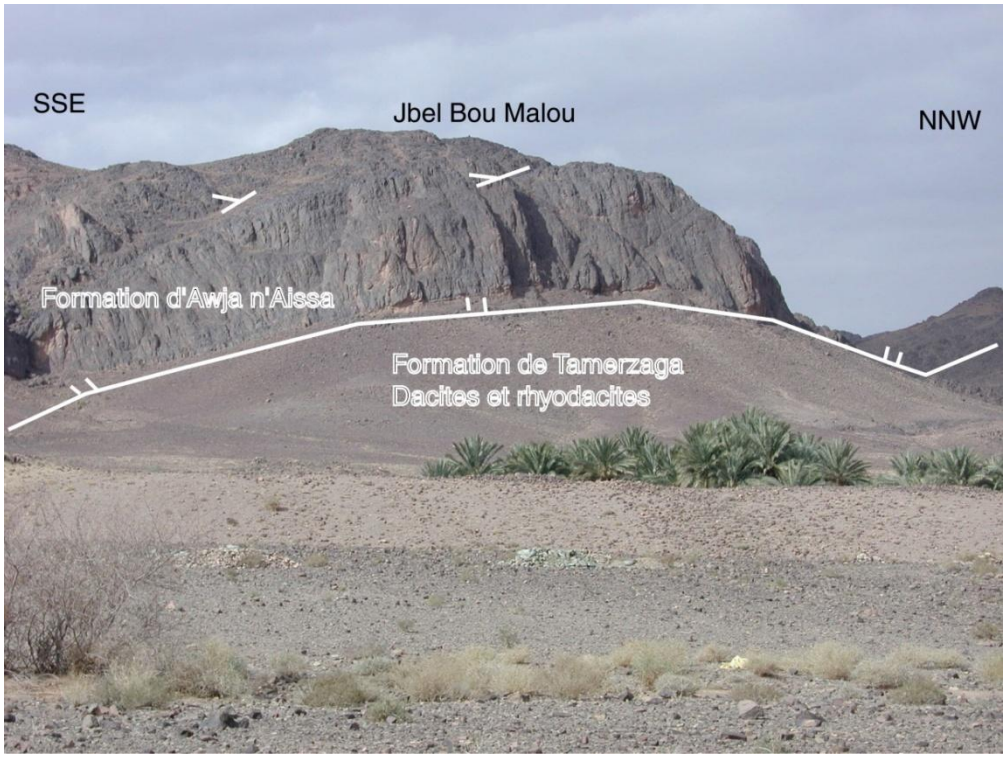


Fig. 4.19.: La faille N140 de Boumalou limitant la formations d’Awja n’Aissa avec la formation de Tamerzaga et l’intrusion de dacite.

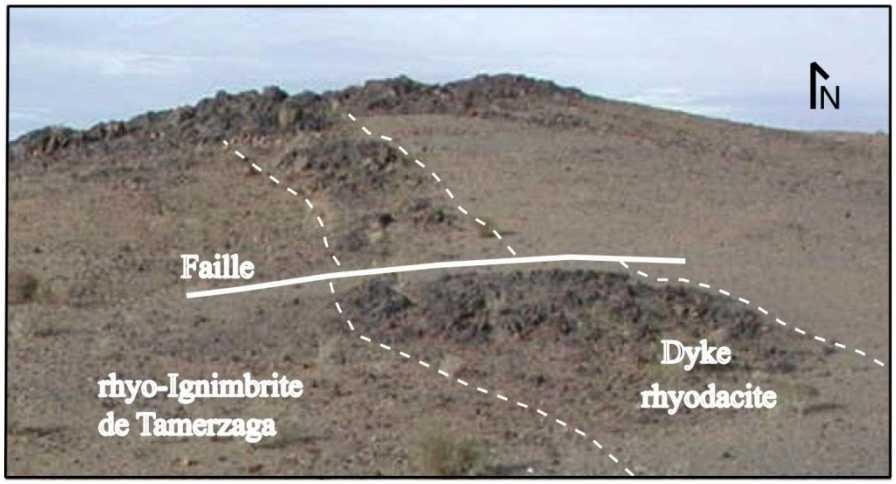


Fig. 4. 20 : Dykes de rhyodacites N160 dans la formation de Tamerzaga au nord d'Amgane.

Les formations de Tamerzaga et de Bou Naga ont été déposées sur une topographie du substratum très variable, ce qui est montré par les grandes et rapides variations d'épaisseur de ces formations; ces variations d'épaisseurs suggèrent que ce groupe a été déposé au cours d'une tectonique distensive (transtensive).

Les effondrements post-«Bou Naga», prémices de la distribution actuelle et résiduelle de cette formation, sont en partie des réajustements verticaux volcano-plutoniques, mais aussi des rejeux en grabens dans un système distensif Est-Ouest régional qui ont contribué au démantèlement de plus en plus accentué de la chaîne panafricaine et de sa couverture fini-protérozoïque naissante.

Postérieurement à la mise en place des ignimbrites «Bou Naga», et vraisemblablement en conséquence (réajustements volcano-plutoniques), le môle de substratum et sa couverture Tamerzaga et Bou Naga vont subir une nouvelle érosion et surtout une série d'effondrements régionaux qui, dans un système à nouveau en extension, vont faire rejouer les structures antérieures, et entraîner, cette fois, d'importants décollements subhorizontaux intracutanés polyphasés, le long de discontinuités préexistantes (limites des formations, discordances); corrélativement, les divers magmas représentant la granodiorite et la dacite vont s'y injecter successivement.



Fig. 4.21: Dykes d'andésites de direction N160 dans la dacite et la rhyodacite altérées au nord de la mine Bou Madine.

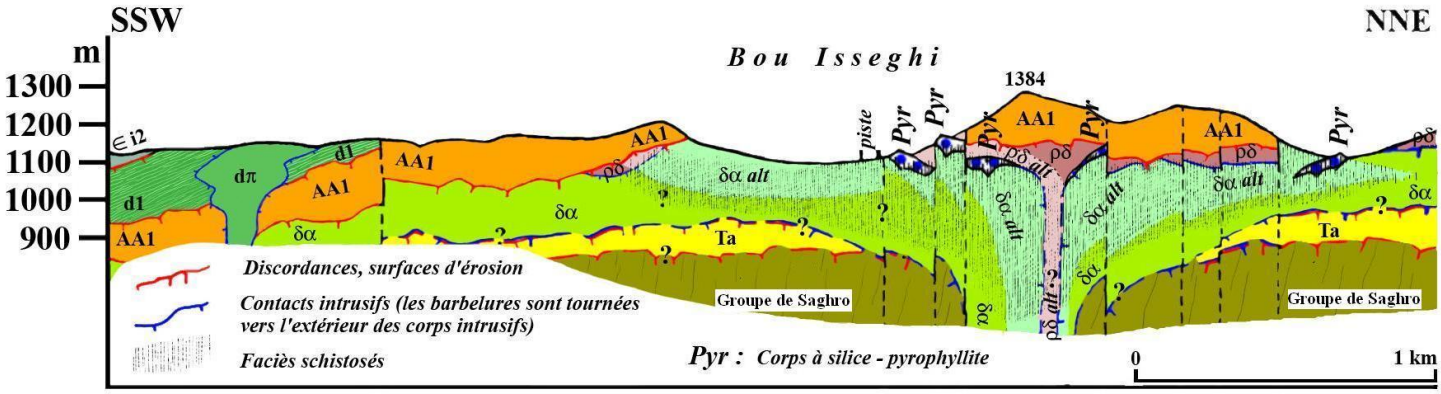


Fig. 4.22: Coupe géologique du cirque de Bou Isseghi montrant les bandes de schistosités N 140 à Pyrophyllite. **Ta** : Formation de Tamerzaga ; **Vs1** : Volcano-sédimentaire1 ; **BN** : Formation de Bou Naga ; □□□□ dacites-andésites ; □□□alt **:** dacite andésite altérées ; **AA1** : Formation d'Awja n'Aissa ; **d1** : coulées doléritiques ; **d**□□□dolérites porphyriques ; □□□Faciès hydrothermalisé de dacite andésite ; □□□alt : (zone silicifiée) ; **pyr** : pyrophyllite ; □ **i2** : Cambrien inférieur.

II.2. La famille des failles N30 à N50

Ce sont des fractures plurikilométriques, facilement repérables dans le paysage, sur photos aériennes et sur images satellitaires. Dans la région ces failles ne sont pas nombreuses (Fig. 4.23 et 4.26), toutefois on peut citer celle, axée sur le cours de l'oued n'Oukerouz (Fig. 4.25), celle d'Amagane, celle d'Akka n'Boudals et celle du secteur d'Afoud n'Ouhanssal au Nord de Bou Saboun ; elles sont de direction moyenne N30 à N40 et ont joué un rôle important dans l'histoire tectonique du secteur.

Ces failles constituent des couloirs de déformation et se distribuent dans le paysage en découpant les différents terrains du groupe d'Ouarzazate en plusieurs blocs structuraux, allongés suivant la même direction (Fig. 4.23) et qui tracent la paléogéographie en horsts et grabens déjà instaurée au début, voire avant la mise en place du groupe d'Ouarzazate.

L’ampleur du rejet de ces accidents a été estimée lors de la campagne de cartographie. Le long de l’oued n’Oukerouz à l’aplomb duquel l’accident N30 a mis en contact, la formation de Tamerzaga et la formation d’Aoujane n’Aïssa, le rejet est d’environ 250 m (Fig. 4.25).

La zone de fractures N30 (Mellab-Taoudoudout-Akerrouz-Tighzdist-Bou Ouddoud-Bou Madine) qui a toujours été active, depuis le Groupe de Saghro, mais qui acquiert là un rejeu extensif important.

L’analyse structurale réalisée le long de l’accident de l’Oued Akerouz (stries et cannelures) (Fig. 4.27) a montré des mouvements horizontaux et/ ou verticaux à très fort pendage ce qui met en évidence le caractère polyphasé de ces fractures. Ainsi, les failles N30 en rejouant dans un contexte cisaillant senestre au cours du PIII ont permis l’ouverture de fentes en échelon cicatrisées par des dykes basiques de direction N30 a N40 (Fig. 4.23 et Fig. 4.24).

Les accidents cassants N40 à N50 : Une série d'accidents avec un jeu normal avec une composante cisaillante (dextres), de direction N40-50 s’est exprimée après le développement de la schistosité et a joué un rôle dans le dépôt des termes de la formation d’Aoujane n’Aïssa et la mise en place du complexe de dolerites, de dolerites porphyrique, de gabbro et de monzogranite ; elle correspond à une manifestation tectonique extensive dans le Précambrien III de direction NW-SE. Ces accidents sont visibles dans le massif en général, mais bien apparent à l’ouest et au SW d’Oukhit (Fig. 4.23), dans le jbel Aouja n’Aïssa et dans le secteur de la mine Bou Madine (Fig. 4.17).

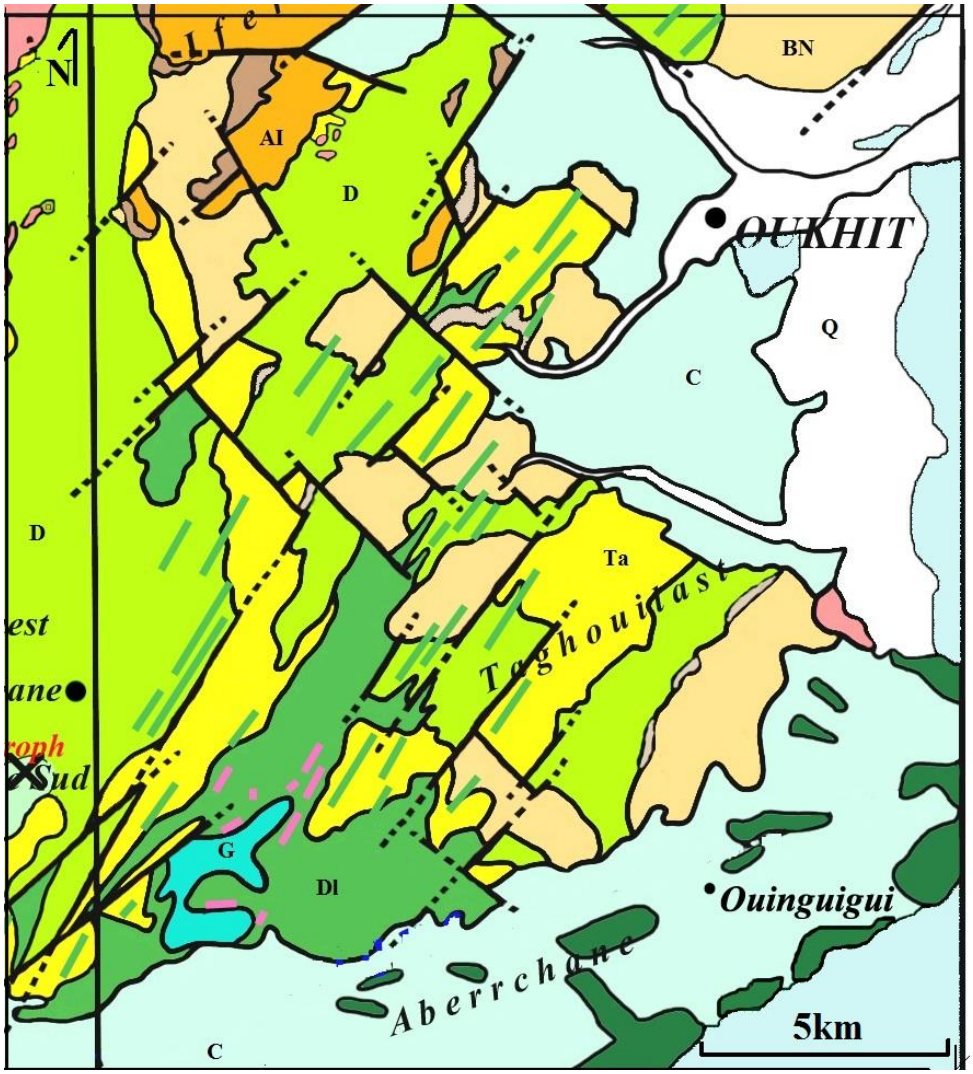


Fig. 4.23: Structures N40 dans les formations du groupe de Ouarzazate dans le secteur d'Oukhit; Ta : Tamerzaga ; BN : Bou Naga ; D : Dacites ; AI: Awja n'Aissa ; DL : Dolérites; G : Gabbro ; C : Cambrien ; Q : Quaternaire.

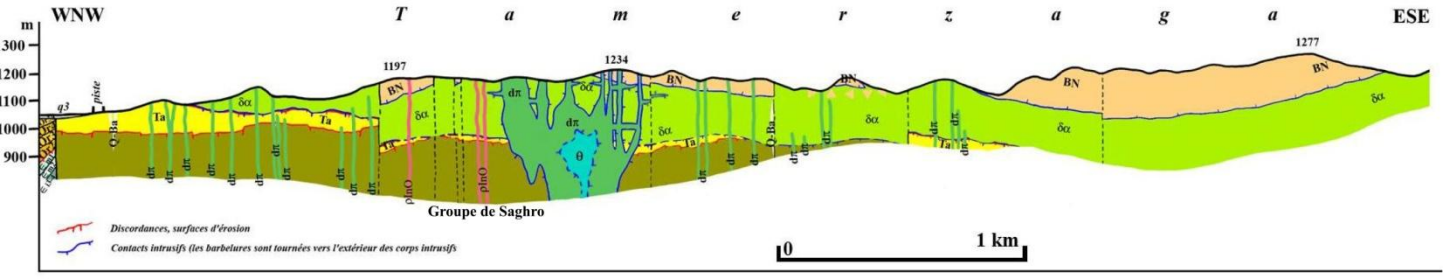


Fig. 4.24: Coupe géologique du Jbel Tamerzaga montrant les intrusions de dykes et chonolite doléritique de direction N40 et qui matérialise l'ouverture de direction NW-SE. **Ta** : Formation de Tamerzaga ; **BN** : Formation de Bou Naga ; □□□□ dacites-andésites ; □**Ino** : dykes de rhyolites claires **; d**□□□dolérites porphyriques;□□ **i** : Cambrien ; **Or** : Ordovicien ; **q3** : Quaternaire.

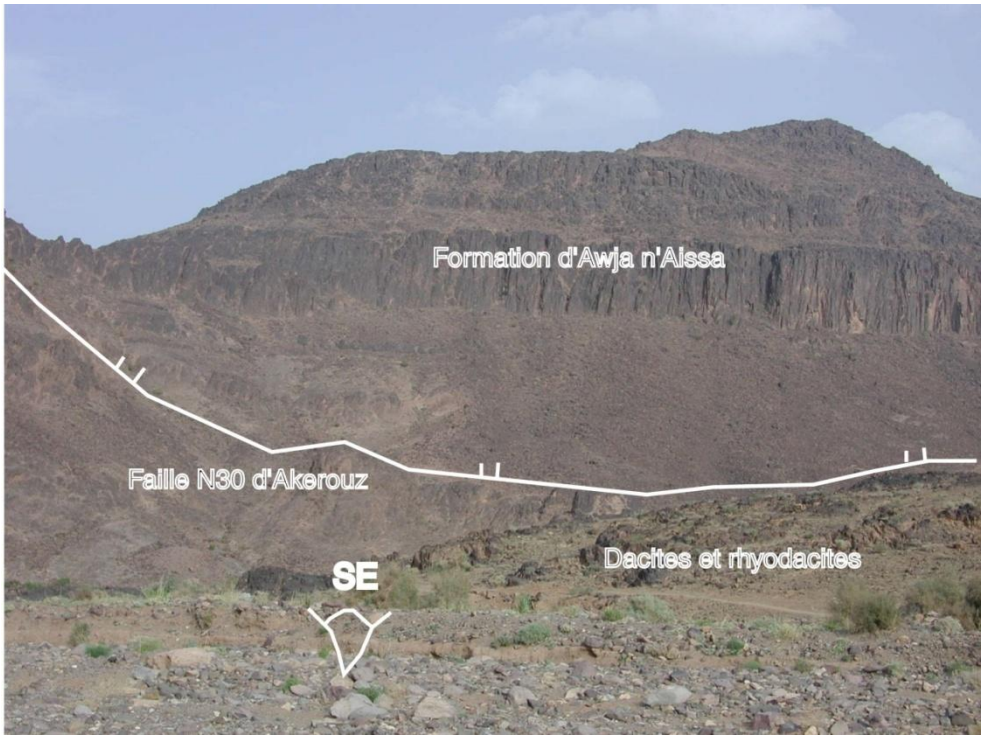


Fig. 4.25: Faille N30 d'Akerouz limitant les dacites vers le NW et la formation d'Awja n'Aissa vers le SE au niveau du douar Bou Ougdoud. Carte Bou Adil 1/50000.



Fig. 4.26: Faille normale N40 affectant la formation rhyolitique de Tamerzaga.

Dans son ensemble, les différents termes du complexe de dolérites, dolérite porphyrique, gabbro et monzogranite affleurent dans une grande zone falciforme à convexité (Fig. 4.17) tournée vers le sud-ouest qui dessine une dernière «auréole» de Protérozoïque, discontinue à l'extérieur de la Formation Aoujjane Aïssa. Dans ce croissant, plusieurs zones se distinguent par leurs faciès et sont orientées suivant une

direction N40: **i**) les 'cornes' du croissant sont l'enveloppe de denses essaims de dykes N30 de dolérites plus ou moins porphyriques, émissaires de massifs situés plus au sud; **ii**) le corps du croissant comporte une zone interne avec des massifs de dolérites porphyriques à gloméro-porphyriques se résolvant donc vers le nord en dykes et sills (chonolites) de direction N40 (Fig. 4.23), et une zone externe avec des coulées de dolérites oligo-porphyriques à aphyriques.

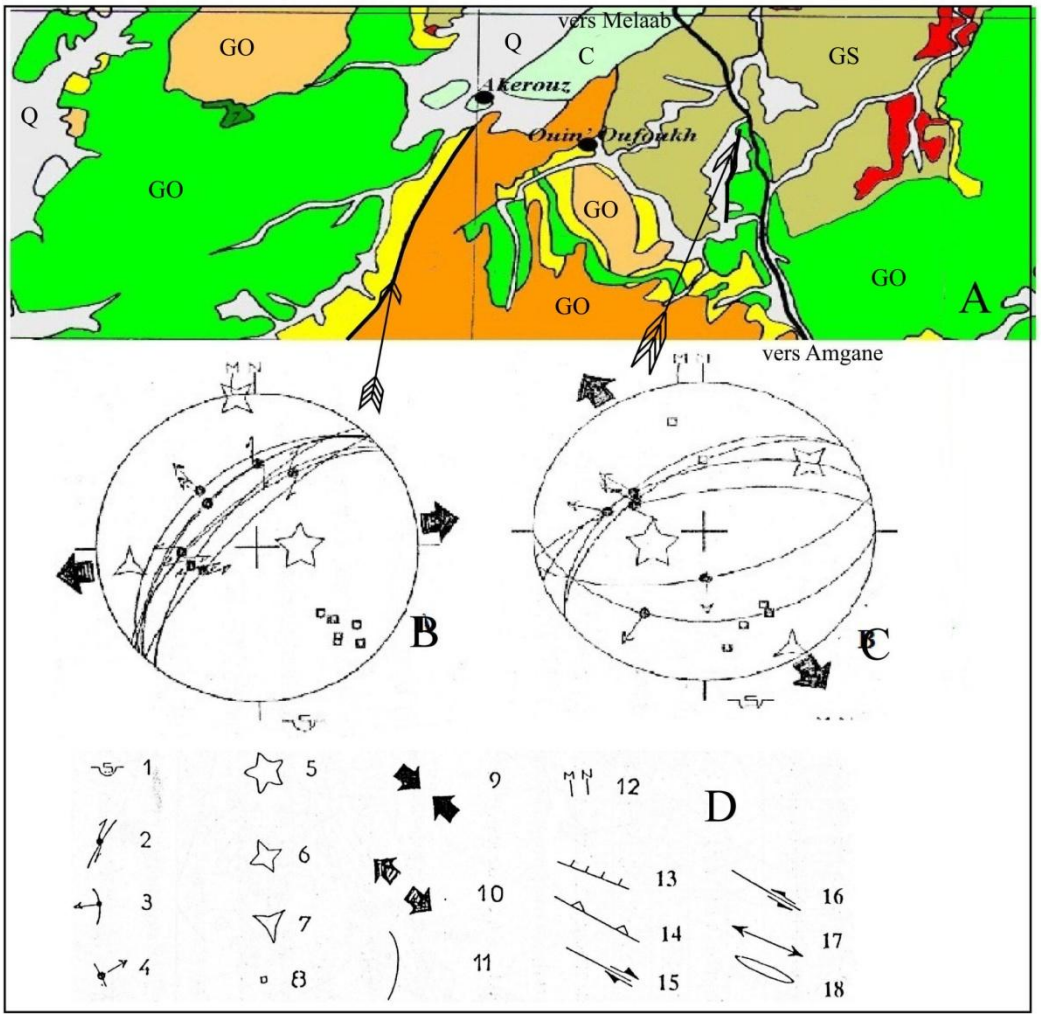


Fig. 4.27: Stéréogrammes des structures et indicateurs cinématiques dans le groupe de Ouarzazate: **A**: Schéma de localisation des lieux de mesures GS: Groupe de Saghro, GO: Groupe de Ouarzazate, C: Cambrien, Q: Quaternaire. **B**: stéréogramme à Bou Ougdoud, à l'Est de la mine Boumadine, **C**: stéréogramme au contact groupe de Saghro-Groupe de Ouarzazate sur la piste vers Ait Oulhou. **D**: légende des stéréogrammes, 1: canevas de schmitt, hémisphère inférieur; 2: Plan de faille à stries à jeu décrochant, 3: jeu inverse, 4: jeu normal; 5,6 et 7: axes principaux des tenseurs des contraintes (e1, e2 et e3), 8: plan de faille 9: direction de compression 10: direction d'extension, 11: plan de fracture sans stries, 12:N: nord géographique M: nord magnetique,13:faille normale, 14: faille inverse,15:décrochement dextre, 16: décrochement senestre; 17: axes de plis, 18: fentes de tension.

II.3. Etats de contraintes dans les terrains du groupe de Ouarzazate

L'analyse des cartes montre clairement que les terrains du groupe de Ouarzazate (« PIII ») sont structurés d'abord suivant la direction N-S, limite des grabens dans lesquels ont été mises en place les premières manifestations volcaniques de la région (dépôt des formations de Tamerzaga et Bou Naga) et par

la suite suivant la direction N40 qui a guidé la mise en place de l'ensemble des dykes basiques ainsi que le complexe gabbroïque individualisé dans le secteur.

L'analyse microtectonique effectuée dans les formations volcaniques du groupe de Ouarzazate de l'Ougnat (Ignimbrites, tufs, dacite) nous a permis de mettre en évidence deux épisodes tectoniques (Fig. 4.28):

-Un épisode distensif de direction en gros E-W, responsable du jeu des failles normales de direction N160-N20. Cet épisode est responsable de l'ouverture des bassins N-S qui ont servi à la mise en place des formations volcaniques de la formation de Tamerzaga et de Bou Naga ainsi que les intrusions de granodiorites et la dacite ; ceci est matérialisé par la forme des affleurements actuels de ces formations (Fig. 4.17 et Fig. 4.18).

-Un deuxième épisode distensif de direction N150 à N160 responsable du jeu des failles normales de direction N40 qui ont servi de chemin d'accès et de mise en place du complexe gabbroique et des dykes de même générations selon une direction N40 (Fig. 4.23 et Fig. 4.24).

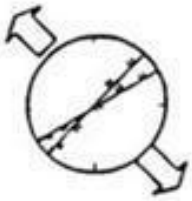
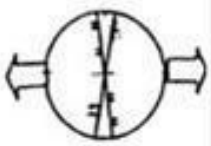
Age des phases	Y. Raddi Ougnate	Structure et déformations	Observations
Groupe de Ouarzazate		Failles normales N40-60	Injections de dykes basique et du complexe Gabbroique
		Failles normales **N160-20** Horst et Grabens N-S	Mise en place des ignimbrites Ouverture du bassin PIII

Fig. 4.28: Etats des contraintes dans le groupe de Ouarzazate de l'Ougnat.

II.4. Discussion

Ainsi, à la fin du Protérozoïque, la chaîne montagneuse anti-atlasique formée par le groupe de Saghro, surmonté par le Groupe de Ouarzazate, est réduite à un môle allongé N70, relativement surbaissé, et d'altitude décroissante de l'Ougnat à l'Est, au Saghro occidental à l'Ouest (comme le montre les variations de la stratigraphie du Cambrien sus-jacent). Ce môle résiduel est donc intensément fracturé, en « touches de piano » selon des directions successives: N-S, N160 et N40, les directions conjuguées complétant le dispositif.

L'étude pétrographique des terrains du groupe d'Ouarzazate ne montrent jamais de transformations minéralogiques orientées qui pourraient témoigner de l'existence d'un métamorphisme régional syncinématique compressif ou extensif, non plus, d'ailleurs, de structures plissées qui puissent être attribuées à un ou plusieurs épisodes compressifs. Les différentes unités du socle ne sont que légèrement basculées. Ces basculements, incohérent avec les processus compressifs, sont plutôt redevables d'une tectonique extensive polyphasée (Fig. 4.29) qui a induit une morphologie en horsts et grabens, encrée sur les directions fragiles anciennes très permanentes N140 - 160 et N30 - 40.

La cartographie détaillée et l'étude tectonique de la boutonnière de l'Ougnat montrent que les terrains du groupe de Ouarzazate sont structurés d'abord suivant la direction N-S limites des grabens dans lesquels ont été mise en place les premières manifestations volcaniques de la région (dépôt des formations de Tamerzaga et Bou Naga puis intrusions de granodiorites et d'andésites-dacites) et par la suite suivant la direction N40 qui a guidé la mise en place de l'ensemble des dykes basiques ainsi que le complexe gabbroique individualisé dans le secteur.

-La structuration des unités du groupe d'Ouarzazate débute alors par un *premier épisode distensif de direction E-W,* observé dans le secteur de la mine Bou Maadène et dans le secteur d'Ait Oulhou Imi n'Iken. Il est responsable du jeu des failles normales de direction N160 et N40, il a guidé la mise en place des formations de Tamerzaga et Bou Naga.

Dans la boutonnière d'Imiter, a une centaine de kilomètres à l'ouest, un épisode distensif de direction NW-SE est observé par Ouguir et al., (1994), puis par Cheilletz et al., (2002) (Fig. 4.29, 4.30 et 4.31). Vers l'ouest, un état distensif comparable est signalé dans l'Anti Atlas en général et la boutonnière de Bou Azzer en particulier par Azizi et al., (1990) et Gasquet et al., (2008).

Dans la boutonnière de l'Ougnat, Paile, (1983) et Freton, (1988) distinguent des états de contraintes compressifs (Fig. 4.31) pour mettre en évidence le couloir de schistosité près de la mine Bou Madine et la mise en place des dykes N-S.

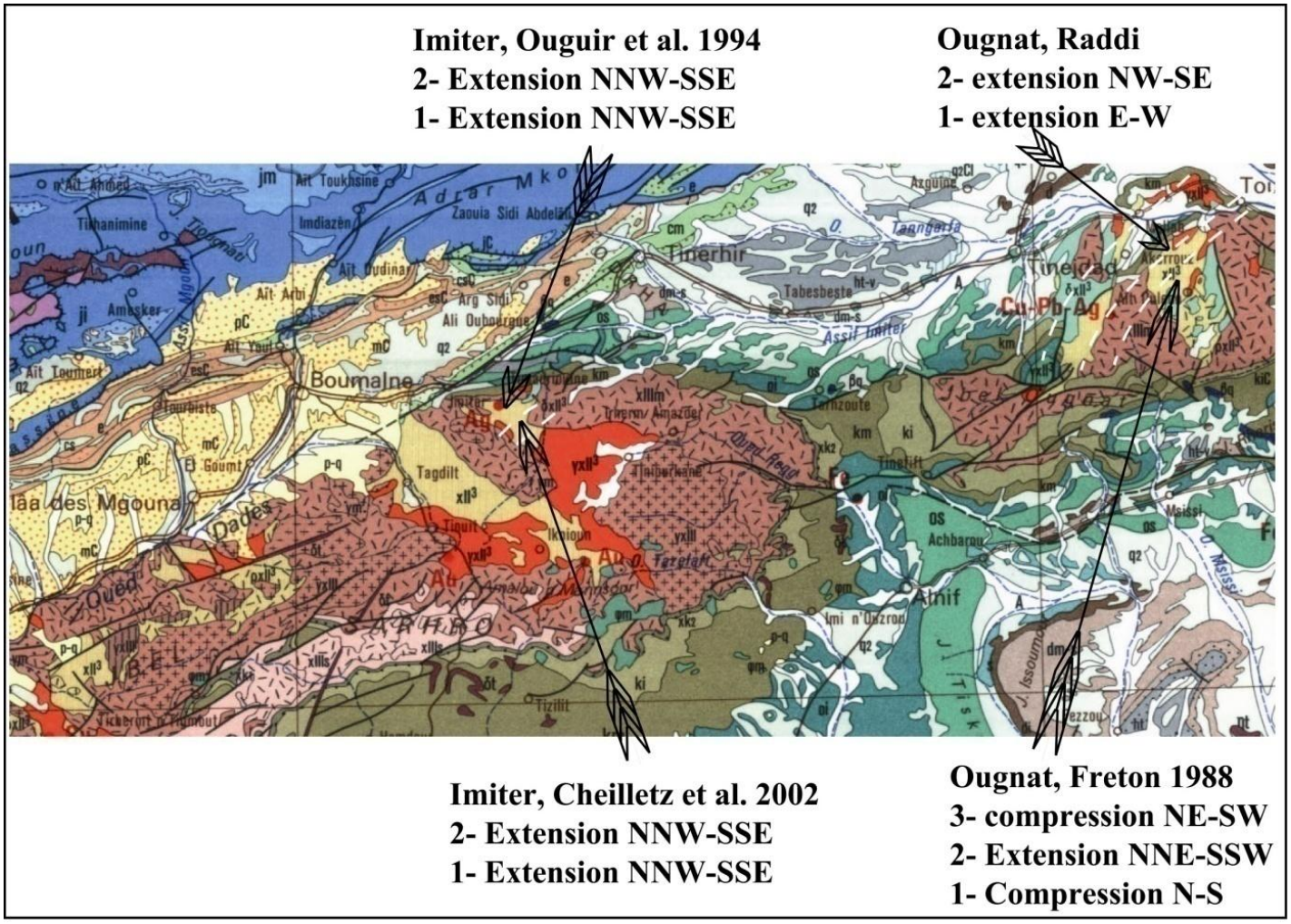


Fig. 4.29: Evolution de la direction des contraintes dans les formations magmatiques du groupe de Ouarzazate dans les boutonnières de Saghro et l'Ougnat.

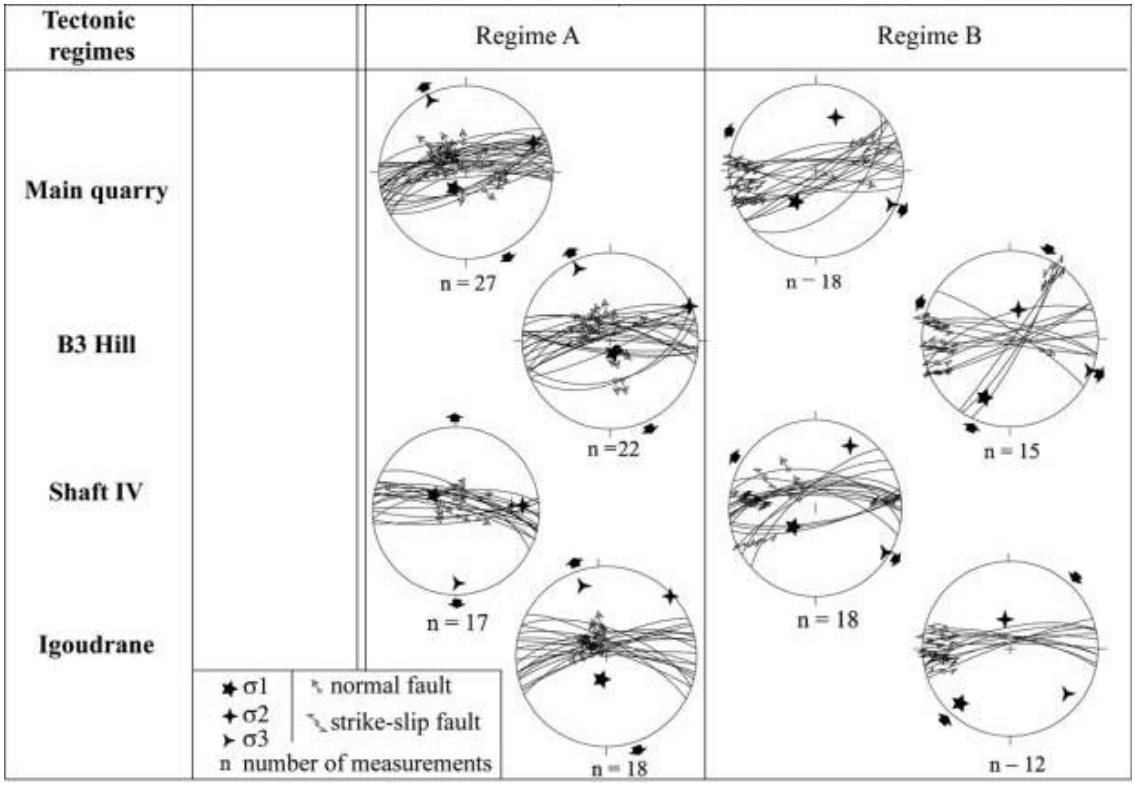


Fig. 4.30 : Les paléo contraintes (R1, R2, R3) ont été estimés en utilisant la méthode Angelier et Mechler (1977). Notez qu'un régime semble prédominante et que le régime de contrainte changeant de A à B n'est pas couplé avec un changement majeur dans la succession para génétique, sauf pour un changement dans la gangue de quartz et de dolomite. Cheilletz et al., (2002).

Cet événement en régime extensif dans les boutonnières de Saghro et un peu plus à l'ouest dans l'Anti Atlas est responsable de la mise en place du volcanisme du Groupe de Ouarzazate et des granitoïdes associés. Cette transtension se continue pour mettre en place les formations paléozoïques. (Azizi et al., 1990 ; Ouguir et al., 1994 ; Levresse, 2001; Otmane et al., 2007).

Dans l'Anti Atlas en général et dans l'Anti Atlas oriental en particulier, le Groupe de Ouarzazate n'a pas subi la déformation panafricaine, mais il a été déposé sur une topographie du substratum très variable, ce qui est montré par les grandes et rapide variations d'épaisseur du Groupe de Ouarzazate; ces variation d'épaisseur suggère fortement que ce groupe a été déposé au cours d'une tectonique distensive (transtensive) (Gasquet et al., 2008).

Un deuxième épisode distensif de direction NW-SE, marqué par les jeux de failles normales de direction N40, responsable de la mise en place de la formation d'Aouja n'Aissa et du complexe basique (dolerites, dolerites porphyriques, Gabbro et Monzogranite) de la fin du PIII (Fig. 4.23, 4.24 et 4.31). Sur les mêmes terrains près de la mine de Bou Madine, un épisode de même direction est responsable du jeu des failles normales de direction N30 (Freton 1988). Dans la boutonnière d'Imiter, un épisode similaire est décrit dans les formations du groupe de Ouarzazate Ouguir et al., (1994) et Cheilletz et al., (2002).

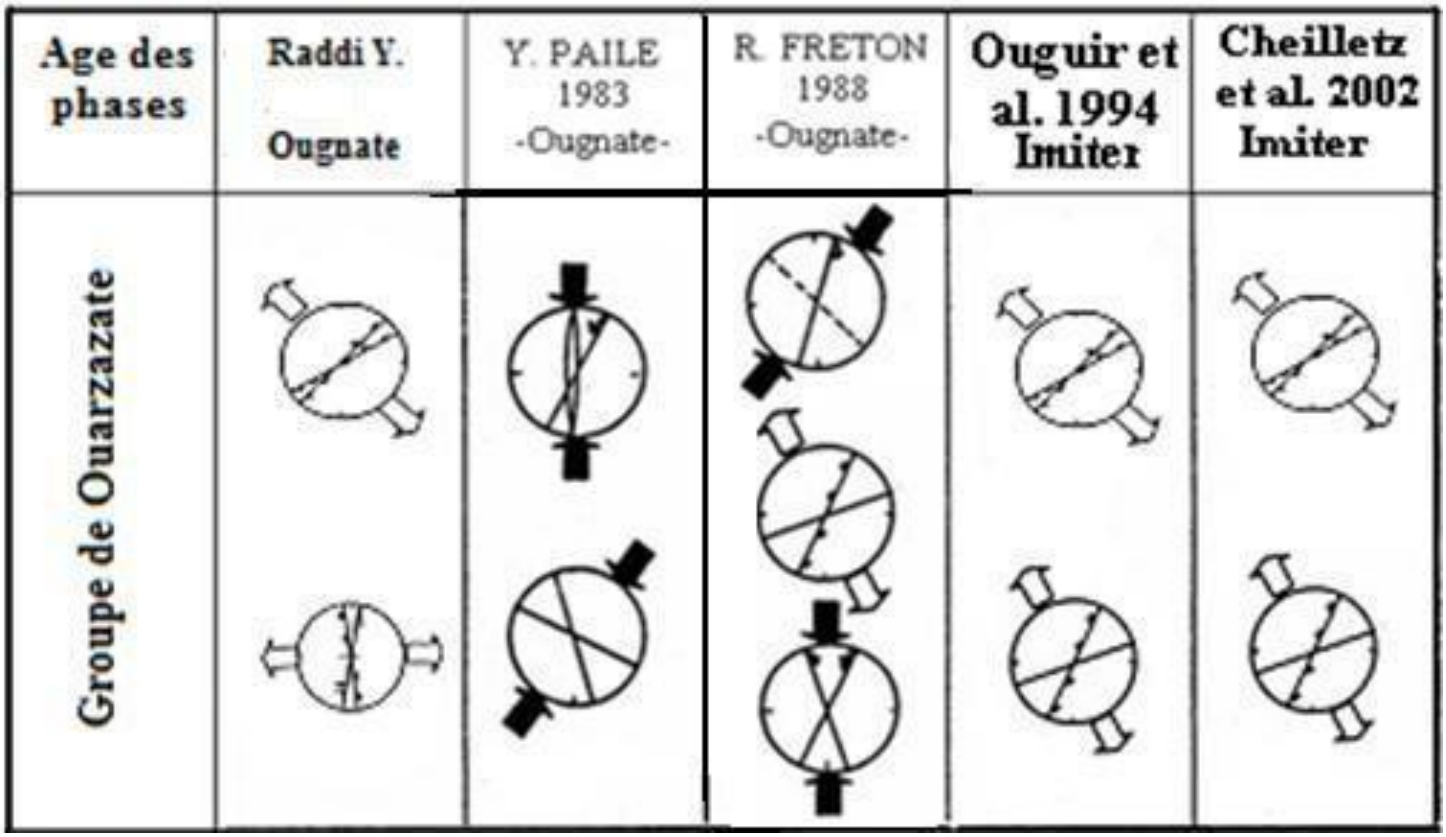


Fig. 4.31: Tableau de comparaison des états de contraintes fini-protérozoïques reconnues dans le groupe de Ouarzazate dans les boutonnières de l'Ougnat et d'Imiter.

III. Conclusion et synthèse de l'orogenèse panafricaine

Au Néoprotérozoïque, il convient de distinguer deux périodes d'évolution tectonique, d'abord la structuration du socle schisto-gréseux du groupe du Saghro, puis celle de sa couverture volcanique du groupe de Ouarzazate.

* **Dans le groupe du Saghro,** la tectonique est marquée par un épisode compressif intense NNW-SSE, synchrone d'un épi-métamorphisme régional et conduisant à des plis sub-isoclinaux à foliation de plan axial sub-verticale, éléments d'une chaîne de montagnes allongée NE - SW. Ce régime compressif avait dans la boutonnière de l'Ougnat et dans celles du Saghro une direction NW-SE.

* **Dans le groupe d'Ouarzazate,** l'évolution tectonique est strictement extensive et concourt à la destruction de la chaîne de montagnes édifiée par le groupe de Saghro. On distingue deux épisodes distensifs:

- *Une première extension de direction E-W à WNW-ESE* qui permet la création de horsts et grabens sub-méridiens, où se sont accumulées les formations de Tamerzaga et de Bou Naga avec l'intrusion de la granodiorite et de la rhyo-dacite. Cette distension est aussi signalée dans le Saghro et dans l'Anti Atlas en général.

- *Une deuxième extension de direction NW-SE*, a permis la mise en place des nappes rhyo-ignimbritiques d'Aouja n Aissa, et le jeu des failles normales N30 à N40, et a aussi guidé la mise en place du complexe dolérito-gabbroïque dans une bande plus ou moins large au sud de la boutonnière et sur une même direction.

CHAPITRE 5

LA TECTONIQUE EN DISTENSION PALÉOZOÏQUE

LA TECTONIQUE EXTENSIONNELLE PALÉOZOÏQUE

Introduction

L'Anti-Atlas oriental s'est édifié à la marge de la plate-forme saharienne relativement stable pendant le Paléozoïque. La déformation hercynienne y est faible, de sorte que les études y ont été consacrées surtout à la stratigraphie et à la paléontologie du Paléozoïque, le volet tectonique étant presque ignoré. C'est au cours de ces dernières années que certains auteurs se sont intéressés à la tectonique pré-orogénique ayant dirigé la sédimentation du Paléozoïque dans cette région, notamment celle du Dévonien (Hollard, 1960 ; Wendt, 1985 ; Baidder, 2007 ; Baidder et al., 2008 ; Raddi et al. 2007 ; Lubeseder et al 2008 et 2009 ; Michard et al, 2008, Michard et al., 2010b).

Le but du présent chapitre est de proposer une chronologie détaillée des épisodes pré-orogéniques (les indices de rifting au Cambrien, les mécanismes responsables de l'ouverture des bassins à l'Ordovicien, au Dévonien et au Viséen) responsables des premières phases du développement des différentes structures cassantes que nous avons mesurées et cartographiées. On s'attachera à préciser la relation entre la fracturation et le magmatisme présent dans le secteur. Cette étude est effectuée pour la première fois autour de la boutonnière de l'Ougnat.

I. Le rifting du Cambrien

I.1. Variations stratigraphiques

La couverture d'âge Cambrien inférieur et moyen longe les bordures du Saghro oriental et contourne presque entièrement celle de l'Ougnat. Cette couverture, pauvre en marqueurs paléontologiques, débute par des conglomérats, se poursuit par un complexe carbonaté et se termine par des grès. Les différents travaux appuyés par des reconstitutions paléogéographiques (Boudda et al., 1979 ; Destombes et al., 1985 ; Bugguish et al., 1987 ; Geyer et Landing, 2004 ; Benssaou, 2005 ; Landing et al, 2006 ; Malusà et al., 2007 ; Baidder, 2007) montrent que la Série de base et les Calcaires inférieurs (Adoudounien) sont absents dans l'Anti-Atlas oriental (Raddi et al. 2007).

Ces mêmes reconstitutions paléogéographiques montrent également que le complexe conglomératique basal correspond à la formation de Tikirt, alors que le complexe carbonaté médian constitue l'équivalent des formations d'Issafene et des Calcaires à Archéocyathes (Anti-Atlas central). Ce complexe médian est surmonté par la série schisto-calcaire et les Grès terminaux. Ce dernier ensemble montre des réductions d'épaisseur, jusqu'à la disparition complète à l'Est de l'Ougnat (Jbel El Hamda) (Fig. 5.1 & Fig. 5.2) (cf Chap. 3).

Les formations des Schistes à *Paradoxides* et des Grès de Tabanit (Cambrien moyen), sont à lithologie relativement monotone, mais montrent des variations d'épaisseurs importantes (cf Chapitre 3).

Ainsi, le Cambrien se caractérisent donc par des variations d'épaisseur et de faciès importantes dans deux directions W-E et NW-SE. Ces variations sont dictées par plusieurs facteurs. Nous retenons comme facteur le canevas de failles du substratum (Azizi & al., 1999). Il est formé par un réseau de failles héritées du Précambrien. L'allure des isopaches du Cambrien inférieur et moyen, orientées NW-SE (Destombes et al., 1985) nous permet la suggestion d'un fossé subsident vers l'Ouest (Boudda et al., 1979 ; Benssaou et Hamoumi, 2003).

Les figures 5.1 et 5.2, montrent que les épaisseurs des principales unités lithostratigraphiques de (a à k) diminue du SE vers le NW, aussi bien dans l'Ougnat que dans le Saghro. Au nord de ce dernier massif, le Cambrien moyen repose directement sur le socle précambrien, soit en transgression (Michard et al., 1982), soit détaché et allochtone ou parautochtone (Cerrina Feroni *et al.*, 2009). Chose importante, certains affleurements montrent clairement que ces variations d'épaisseur sont contrôlées par des failles normales multiples (Fig. 5.3).

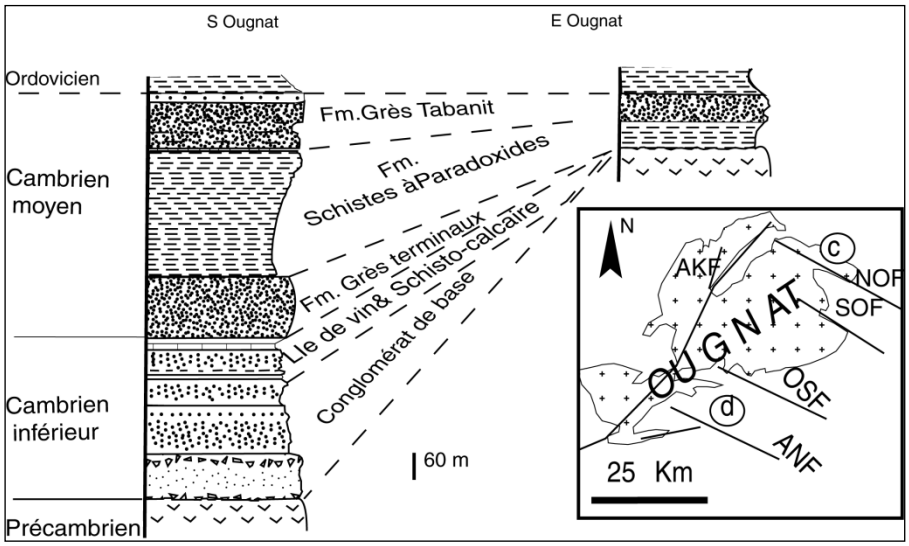


Fig. 5.1: Coupes lithostratigraphiques montrant les variations d'épaisseurs du Cambrien du NE vers le SW, en relation avec les failles.

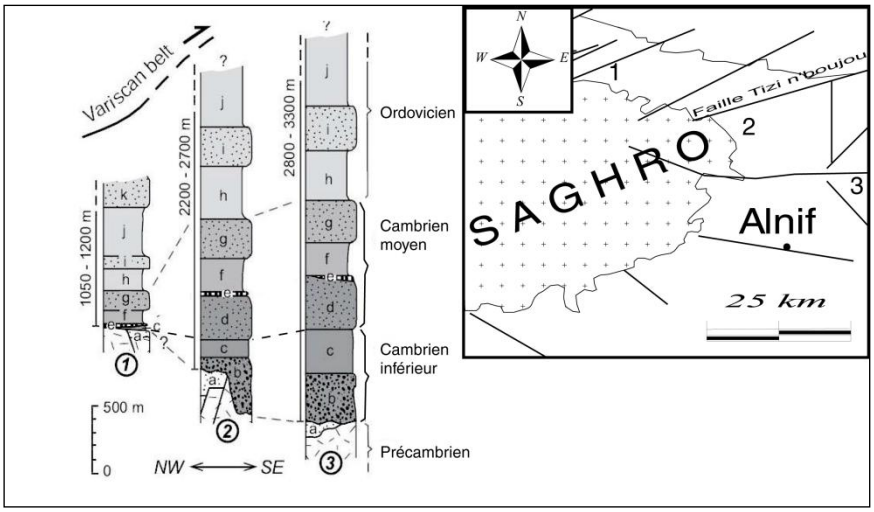


Fig. 5.2: Les coupes stratigraphiques des séries Cambro-Ordoviciennes (Malusà *et al.*, 2007, in Baidder, 2007, modifié).

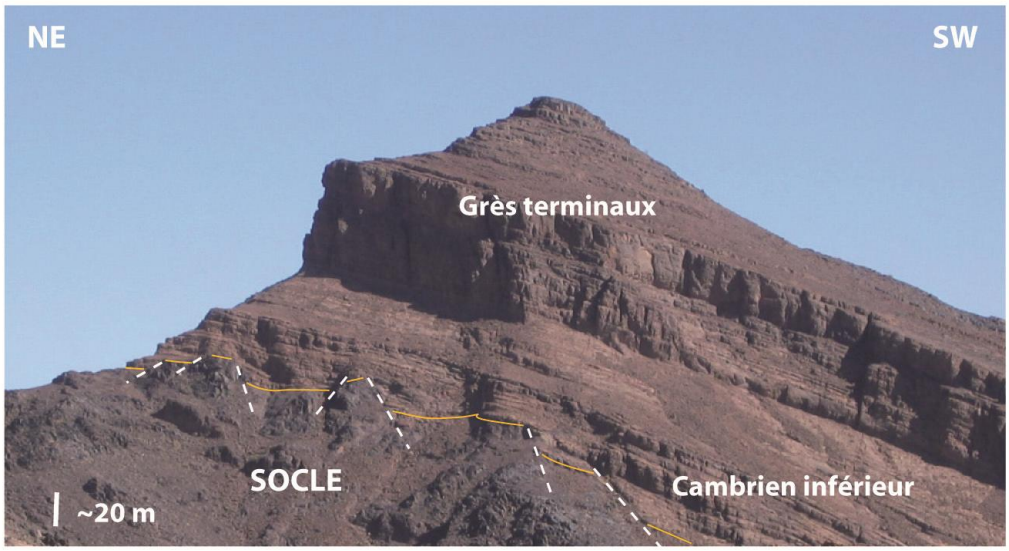


Fig. 5.3: Contact entre le Précambrien et le Cambrien inférieur au Sud de l'Ougnat.

I.2. Magmatisme

Dans l'Anti Atlas, un volcanisme s'est développé au Cambrien moyen surtout dans le Sud-Est de l'Ougnat (Tawjimt-n-Itberne, d'Aberchane, d'Itri Aouragh, Smile Ahbari, Jbel Tayert et Jbel Seguenit) (Fig. 5.4). Il est plus rare au Nord de l'Ougnat, dans le Tafilalet nord-oriental et dans le Saghro oriental (Destombes 2006a, Baidder 2007). Il s'agit d'un volcanisme fissural, contrôlé principalement par des fractures N40, N100 à 140 (Fig. 5.5 et Fig. 5.6). Ces fractures sont vraisemblablement les voies d'alimentation des appareils volcaniques mafiques. Il traverse le socle protérozoïque, les Grès terminaux et les Schistes à *Paradoxides*, mais il est plutôt stratiforme dans les Grès de Tabanit du Cambrien moyen. D'ailleurs, les Grès de Tabanit montrent une interstratification de niveaux volcano-sédimentaires représentés par des cinérites, des brèches, des tufs, des lapilis, des épiclastites et au moins deux coulées de laves basiques. Le magmatisme Cambrien, s'exprime par des dykes, des sills et des cheminées volcaniques (Fig.

5.5 et 5.6), de puissance variable (1 à 3m). Les roches magmatiques sont de composition basaltique et rhyolitique (voir chapitre Volcanisme).

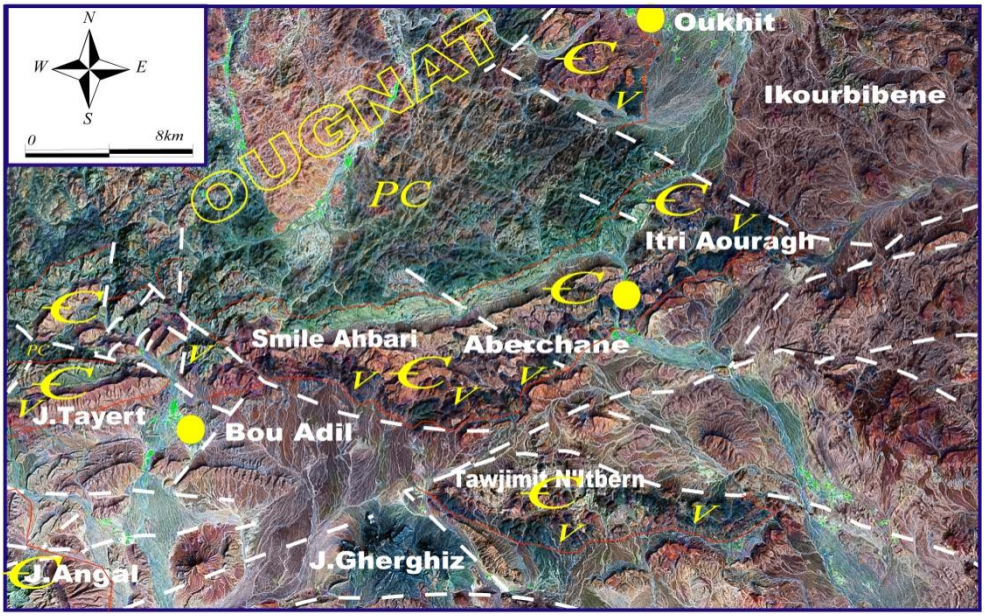


Fig. 5.4: Localisation du volcanisme (V) du C**ambrien moyen (€) dans le Sud de l'Ougnat.**



Fig. 5.5: Dyke volcanique du Cambrien moyen traversant les Schistes à *Paradoxides* parallèlement à la faille de Tmenkel (Aberchane, au Sud de l'Ougnat).

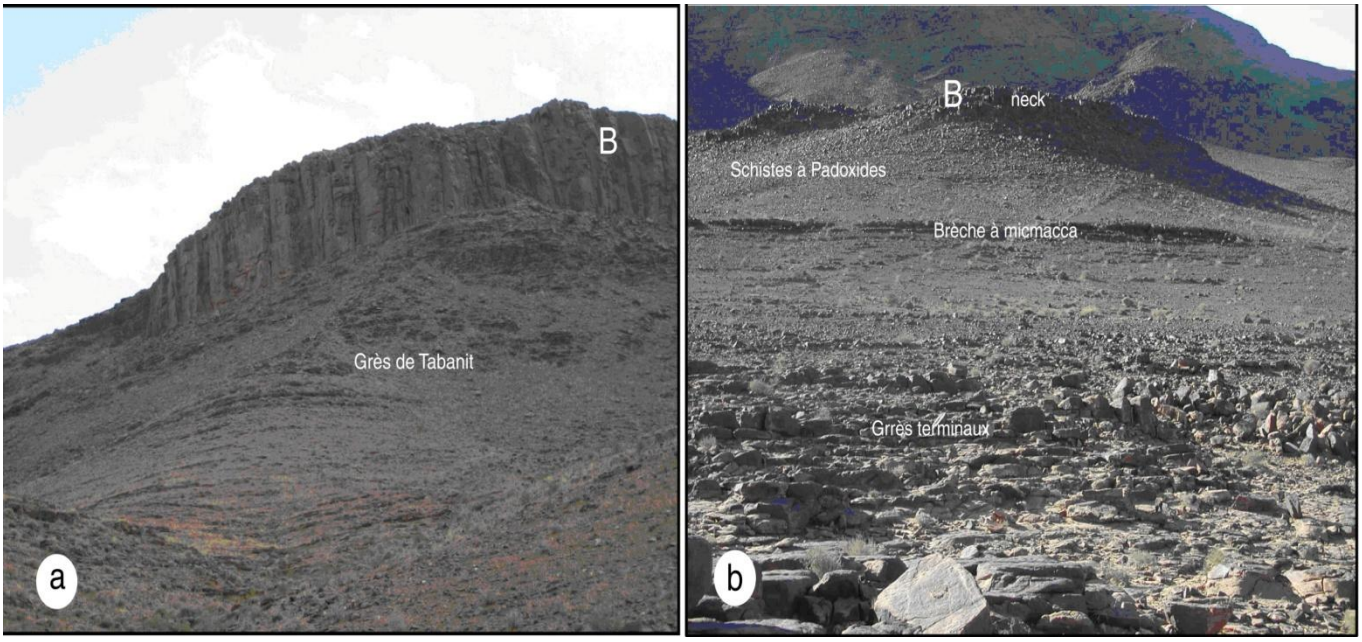


Fig. 5.6: Les basaltes du Cambrien moyen, (a) forme d'orgue ; (b) forme de neck ; B : basaltes.

Ainsi, durant le Cambrien moyen, il y a eu la mise en place de deux types de magmas (Raddi & al., 2006b). Le premier est alcalin. Il s'est manifesté par des roches basiques. Le second est calco-alcalin, matérialisé par des roches acides. Les roches basiques et les roches acides sont donc génétiquement séparées. L'ensemble de ces roches est mis en place dans un environnement de type intraplaque continentale.

À l'échelle du Maroc, on peut rapprocher l'activité magmatique cambrienne de cette région à celle connues dans trois autres régions :

1) le magmatisme alcalin associé au rifting intracontinental du volcan du J.Boho dans l'Anti-Atlas central (Alvaro et al., 2006) ;

2) le magmatisme connu dans le Haut Atlas occidental (El Archi et al., 2004) ;

3) le magmatisme du Cambrien de la Meseta occidentale (Ouali et al., 2000, 2003; El Hadi et al., 2006).

I.3. Tectonique

Parmi les indices d'une tectonique en extension dans le Cambrien inférieur du secteur d'étude, on notera d'abord la nette discordance angulaire à la base du Cambrien, qui révèle un basculement des blocs de socle au début de la subsidence (Fig. 3.7, Fig. 5.7). D'autre part, on a noté plus haut les paléofailles normales mineures qui jalonnent localement cette discordance (Fig. 5.3).

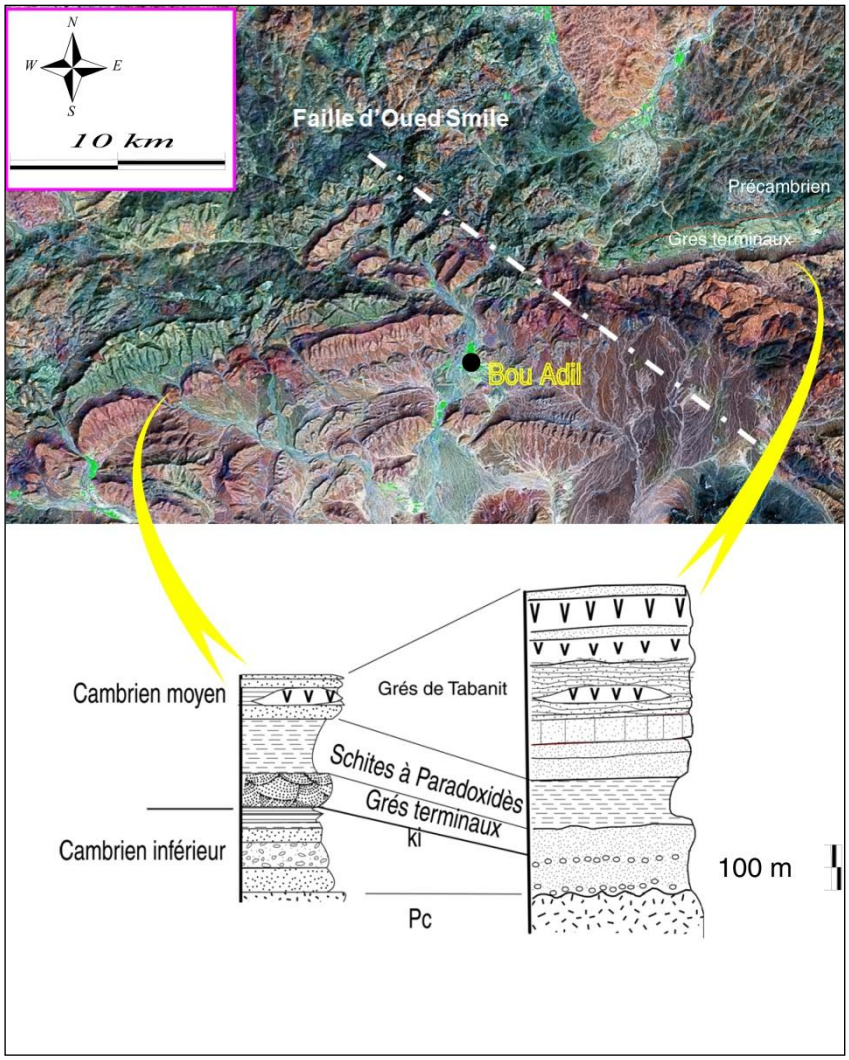


Fig. 5.7: Discordance angulaire entre le Précambrien et le Cambrien inférieur et variations des épaisseurs des formations cambriennes au Sud de l'Ougnat.

Durant nos travaux de terrain, notre attention a été attirée par l'abondance d'indices d'instabilité tectonique enregistrés dans les Grès de Tabanit, et qui ont des caractéristiques de séismites, selon le modèle de Montenat et al., 2007 (Fig. 5.8).

Nous avons étudié particulièrement des affleurements du Cambrien moyen des sites de Ouinguigui, d'Oukhit et de Tizi n'Izem (Fig. 5.9a). Sur tous ces affleurements, les nombreuses séismites (Montenat et al, 2007) (Fig. 5.8), apparaissent toutes dans la formation des Grès de Tabanit (Fig. 5.9 a, b et c). Rappelons que dans les Grés de Tabanit, le style de la tectonique s'associe au type de sédimentation pour réaliser des conditions favorables et nécessaires au développement des séismites.

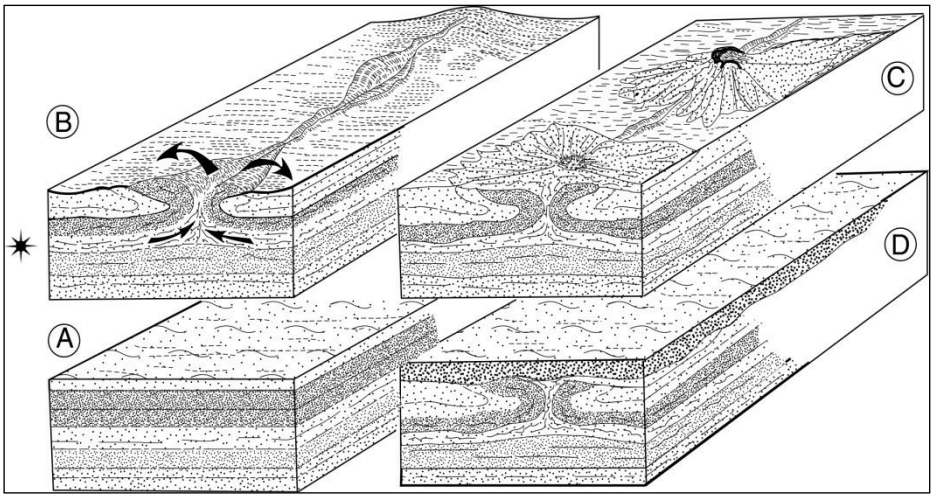


Fig. 5.8: Représentation schématique des étapes de la déformation d'une séismite. **A** : Sédimentation: alternances de calcaires silteuxou sableux et lits plus argileux (prodelta) ; **B** : Choc séismique: mobilisation et mise sous pression de l'eau contenue dans les sédiments (niveaux thixotropiques); formation d'une intumescence, éclatement et fissuration en surface ; **C** : Expulsion d'eau et de sédiment fluide; mise en place de " volcans de sable" à l'aplomb d'évents. Dans la plupart des cas, les cônes sont érodés ; **D** : Fossilisation de la déformation par un nouvel épandage normal sédimentaire (d'après Montenat et al., 2007, in Baidder 2007).

Suite à nos travaux de terrain, nous considérons les localités suivantes comme étant des secteurs à forte paléosismicité au cours du Cambrien moyen (Baïdder & al 2008) :

1. Tous les affleurements cambriens du Tafilalet nord oriental et de l'Ougnat, qui contournent les affleurements précambriens (Baidder 2007);

2. Des affleurements cambriens qui ne contournent pas les affleurements précambriens: Jbel Zorg (au Sud de Taouz), Jbel Tijekhet (au SW du Tafilalet), Jbel Taklimt, Jbel Boulagroune, Jorf Dahli et Koudiat Maha (à l'ouest du Tafilalet), Jbel Boulaadam et Jbel Sguenit (au NE du Maïder) et dans la partie est de l'Anti Atlas oriental (Baïdder 2007) .

Dans notre secteur d'étude, les séismites les plus abondantes sont du type « structures en cuvettes». Ce sont des poches de sédiment mou, dues à des collapses soudains du matériel sus-jacent dans le sédiment sous-jacent liquéfié. Les dimensions des structures varient entre 20 à 60cm de haut et 30 à 50cm de large. Le plus souvent, la lamination à l'intérieur des « structures en cuvettes» se moule parallèlement à la morphologie irrégulière du sédiment qui les entoure. Cependant, dans quelques structures, on note que la lamination interne reste horizontale, ou peu déformée, avec un contact brusque contre les parois de la structure en cuvette.

Leur variété est intimement liée à la nature rhéologique des sédiments affectés. Le stade de lithifaction montre notamment que ces structures résultent directement ou indirectement d'une mobilisation brutale de l'eau contenue dans les sédiments. Cette eau s'échappe sous les contraintes de cisaillement horizontales, ou sous l'onde de choc sismique qui est parfois cyclique. Les différentes perturbations

sédimentaires que l'on peut ranger dans les séismites ont donc toutes en commun, le fait d'être liées à des expulsions de fluides (Fig. 5.8).

La distinction entre une origine sismique et non sismique n'est pas toujours évidente, ni facile à déceler. Elle nécessite, une connaissance approfondie du mode de sédimentation et une analyse détaillée des structures sédimentaires.

Un examen critique permet d'exclure les cas où les modifications de l'équilibre interne du sédiment soient liées à d'autres causes, en particulier, des causes de nature gravitaire (glissements, surcharges engendrées par des écoulements gravitaires,…) ou les conséquences du jeu ''normal'' des migrations de fluides (charge des sédiments, échappement de fluide en séquence turbiditique,…). Les écroulements et écoulements gravitaires, qui constituent une large gamme de phénomènes, sont éventuellement induits par la séismicité.

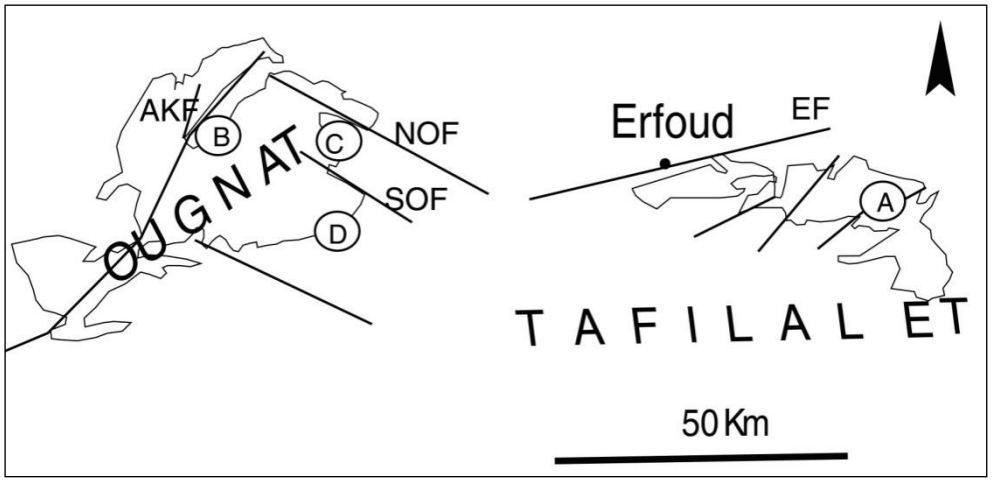


Fig. 5.9a: Esquisse de la carte du Tafilalet nord oriental et l'Ougnat

(A ; B ; C et D : emplacements des photos de la Fig. V. 9b & Fig. V.9c). AKF : Faille d'Akerouz ; SOF : Faille Sud d'Oukhit ; NOF : Faille Nord d'Oukhit ; EF : Faille d'Erfoud.

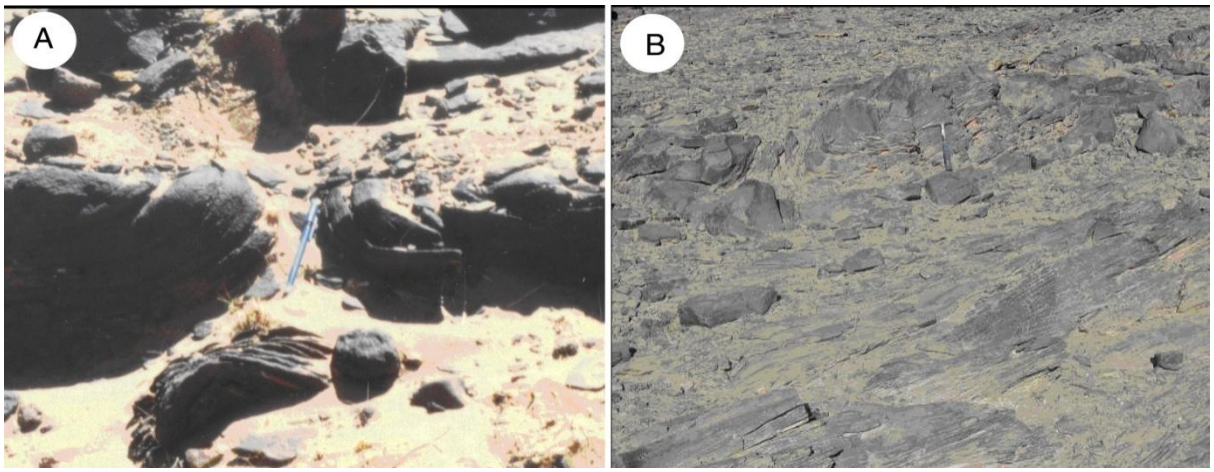


Fig. 5.9b: Seismites dans la formation des Grès de Tabanit (Cambrien moyen)

A: des structures montrant des rebroussements suite à l'échappement de fluides contenu dans les sédiments sous-jacents après une secousse sismique (HassiNjar Al Foukani, photo Baidder 2007), **B**:slumpsballsà Tizi n'Izem(Nord de l'Ougnat).

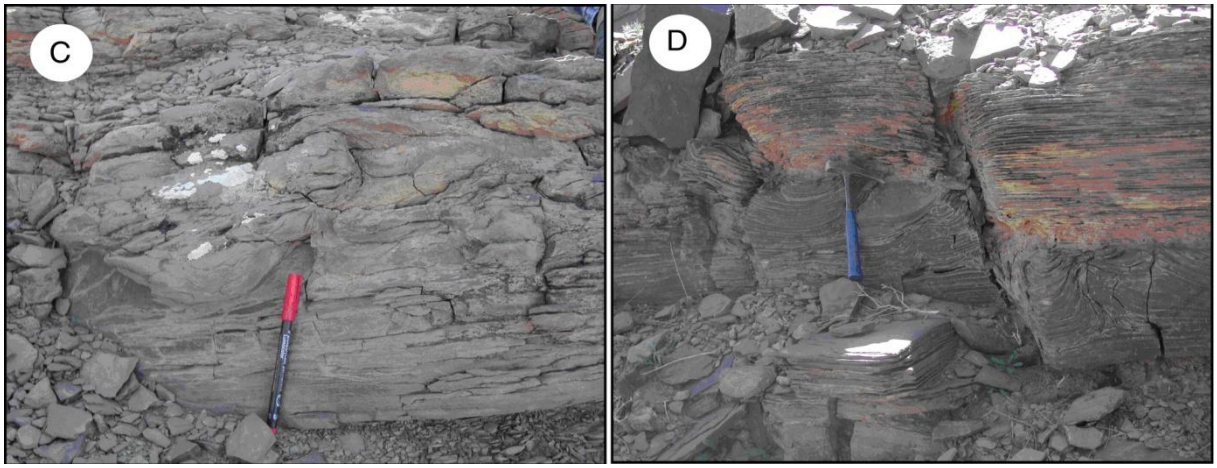


Fig. 5.9c: Seismites dans la formation des Grès de Tabanit du flanc SE de L'Ougnat

C : séismites induites suite à un collapse dans Jbel Aberchane **D** : « pillar » dans des grès de Tabanit (Nord d'Oukhit).

Toutes ces structures ont été interprétées comme étant le résultat de la thixotropie induite par des secousses sismiques pendant le Cambrien moyen.

Notons que des critères, tels que les plis de glissement (Fig. 5.10), les glissements en masse (Fig. 5.11), les paléofailles normales et les brèches synsédimentaires, indiquent certainement une sédimentation syn-rifting. Ce stade de rifting du Cambrien moyen dans l'Anti Atlas oriental est accompagné par un volcanisme calco- alcalin intra-plaque bien marqué au Sud de l'Ougnat (voir le chapitre Volcanisme).

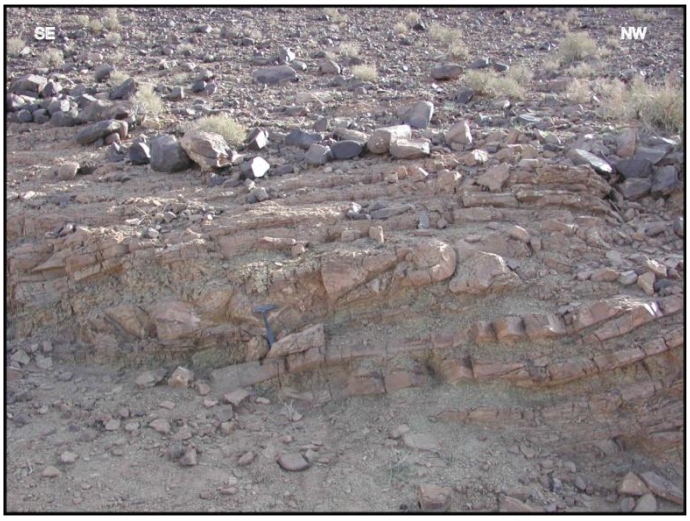


Fig. 5.10: Pli syn-sédimentaire, enregistreur d'un mouvement de faille au Cambrien, à Tmenkel à l'ouest de Ouinguigui.

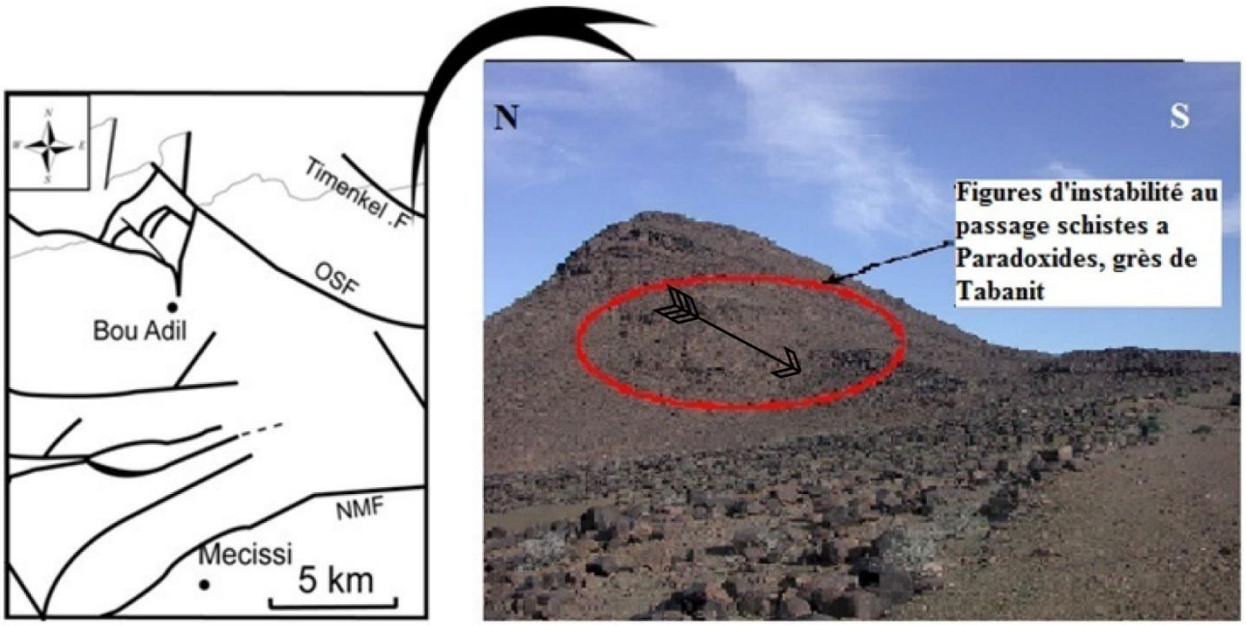


Fig. 5.11: Enregistrement des écoulements en masse dans la formation des Grés de Tabanit. La flèche indique le sens de déplacement du Collapse, à l'W de Ouinguigui, le long de la faille de Tmenkel d'orientation NW-SE montrant un glissement vers l'ouest.

I.4. Conclusion

L'ensemble de ces données laisse envisager qu'au Cambrien inférieur, une déchirure a dû se produire le long de la bordure septentrionale du Craton Ouest-Africain, fragilisée par les accidents panafricains dont le principal est l'accident majeur de l'Anti-Atlas et, probablement, le précurseur de l'accident sud atlasique (accident du Tizi n'Test, Zone faillée sud-mésétienne de Michard et al., 2010). Dans l'Anti-Atlas, la dislocation de la plate-forme post-panafricaine, qui a débuté au Nord-Ouest et s'est produite en plusieurs étapes, résulterait d'une éventuelle rotation antihoraire du Craton Ouest-Africain, elle-même en relation avec la migration vers le Sud du continent paléo-gondwanien au Cambrien inférieur.

Le rifting se poursuit au Cambrien moyen, mais cette fois plus au Nord-Est. La tectonique en distension est marquée par la mise en place de basaltes alcalins à tholéitiques et de basaltes andésitiques dans la série des « Schistes à *Paradoxides* » et des « Grès de Tabanit » dans l'Anti-Atlas oriental (Sud de l'Ougnat ; Saghro oriental et Tafilalt nord-oriental).

Il s'agit de basculements de blocs à la fois vers le Sud-Est et vers l'Ouest avec une extension NW-SE engendrée par un mécanisme de failles normales N70 se croisant avec des failles NW-SE sénestres (Fig. 5.12). Contrairement à Belfoul (2005), qui met tous les regards de failles N70 vers le Sud, dans l'Anti Atlas oriental omettant l'épaulement du rifting cambrien.

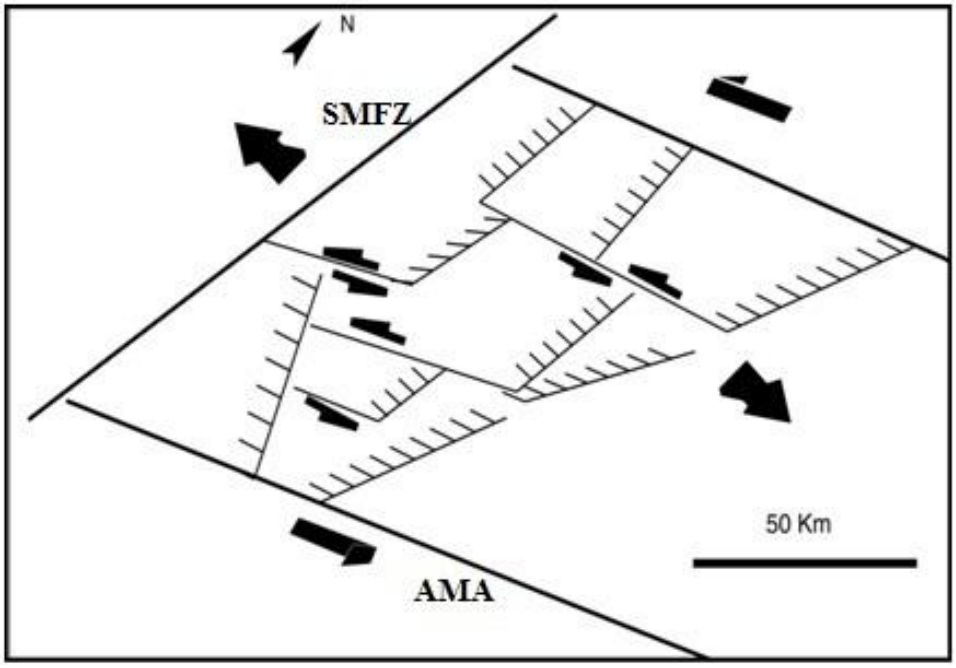


Fig. 5.12 : Schéma illustrant les jeux de failles et la direction de l'extension NW-SE au cours du Cambrien dans l'Anti-Atlas oriental (Baidder, 2007). (SMFZ : ″South Meseta Fault Zone ″ ; AMA : Accident majeur de l'Anti Atlas).

II. La tectonique en distension à l'Ordovicien

Dans cette étude, on s'est intéressé tout particulièrement à la tectonique extensionnelle de la période de l'Ordovicien supérieur, du fait qu'elle est bien exprimée dans le Tafilalt nord oriental et sur l'axe Ougnat-Ouzina.

Le Llandeilo, se caractérise par un détritisme important et par un dépôt de fer oolithique. Celui-ci montre un épaississement considérable au voisinage de la bordure sud de l'Ougnat et du Saghro (zone où la formation du premier Bani atteint son épaisseur minimum). Le groupe des grès du Premier Bani manifeste des changements importants aussi bien d'épaisseur que de morphologie par rapport à l'Anti-Atlas central (Destombes, 2006 ; Raddi et al., 2006). En particulier, on note une variation N-S de l'épaisseur dans la partie NW du Maïder. Cette variation s'effectue parallèlement à la ride Ougnat-Ouzina (Destombes, 2006b) (cf. Chap. 3). D'autre part, les isopaques des groupes des Feijjas externes et du groupe du Premier Bani ont une orientation presque E-W, contrairement aux Schistes et Grès de Ktaoua (Caradoc-Ashgill) qui les surmontent, et qui ont une direction plutôt NW-SE (Destombes et al., 1985 ; Baidder, 2007). Le groupe des Grès du deuxième Bani (Asghill supérieur), clôture le système ordovicien. Il est caractérisé par l'abondance de séismites et la présence de gros slumps, témoins de la poursuite d'une activité tectonique.

Les mouvements de failles les plus remarquables ont lieu au Caradoc-Ashgill, avant et pendant la glaciation hirnantienne.

II.1. Les variations de faciès et d'épaisseur au Caradoc-Ashgill

De très importants changements de faciès interviennent dans le groupe de Ktaoua. Ces changements sont enregistrés dans deux endroits : Jbel Taklimt et Tinjerfiouine (Fig. 5.13), où on note un passage franc de la sédimentation de plate-forme interne (calcaire à bryozoaires), à des dépôts de pente (les deux niveaux conglomératiques).

Il est à noter, que ces deux endroits jalonnent deux failles de directions NW-SE. Les isopaques des formations d'âge Caradoc, prennent une direction NW-SE parallèlement aux grandes failles avec un maximum d'épaisseur sur l'axe Ougnat Ouzina.

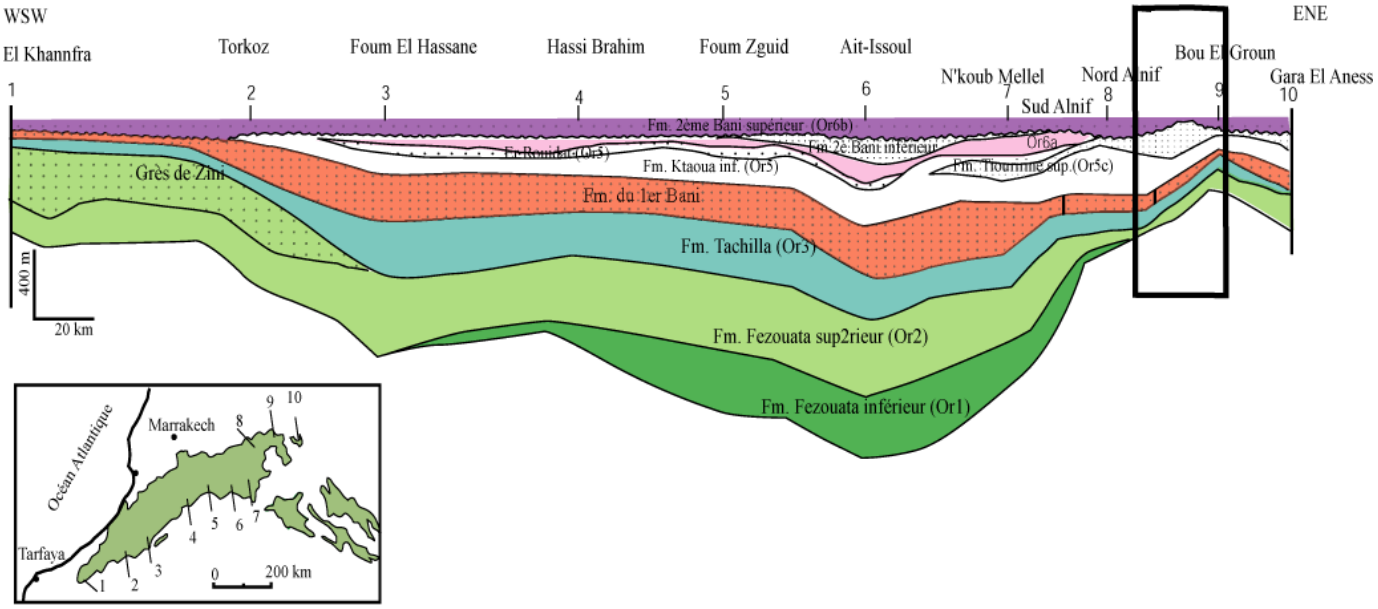


Fig. 5.13: L'Ordovicien de l'Anti-Atlas : les variations ENE-WSW des formations géologiques (Destombes & al. 1985) avec localisation du secteur de l'Ougnat (encadré).

Au cours de l'Ordovicien supérieur, on peut différencier une zone de fracturation située entre le Tafilalt et le Maïder, avec des directions NW-SE, ainsi que des discordances. En effet, nous plaçons :

1. Tout le Tafilalt Nord-Oriental et une partie du Tafilalt Occidental (NE de Tinjarfaouine et Taklimt), dans la plate-forme interne : édification de biostromes (calcaires à bryozoaires) ;

2. L'axe Ougnat-Ouzina est le siège d'une pente : « débris flows » (brèches d'escarpements), résultant des démantèlements de grande ampleur sous forme d'un éventail sous-marin et guidés par des failles d'orientation NW-SE (Fig. 5.14).

3. Le Maïder dans la plate-forme externe : argiles à glauconie et épaisseur faible qui témoigne d'un milieu profond par à rapport au Tafilalt nord-oriental.

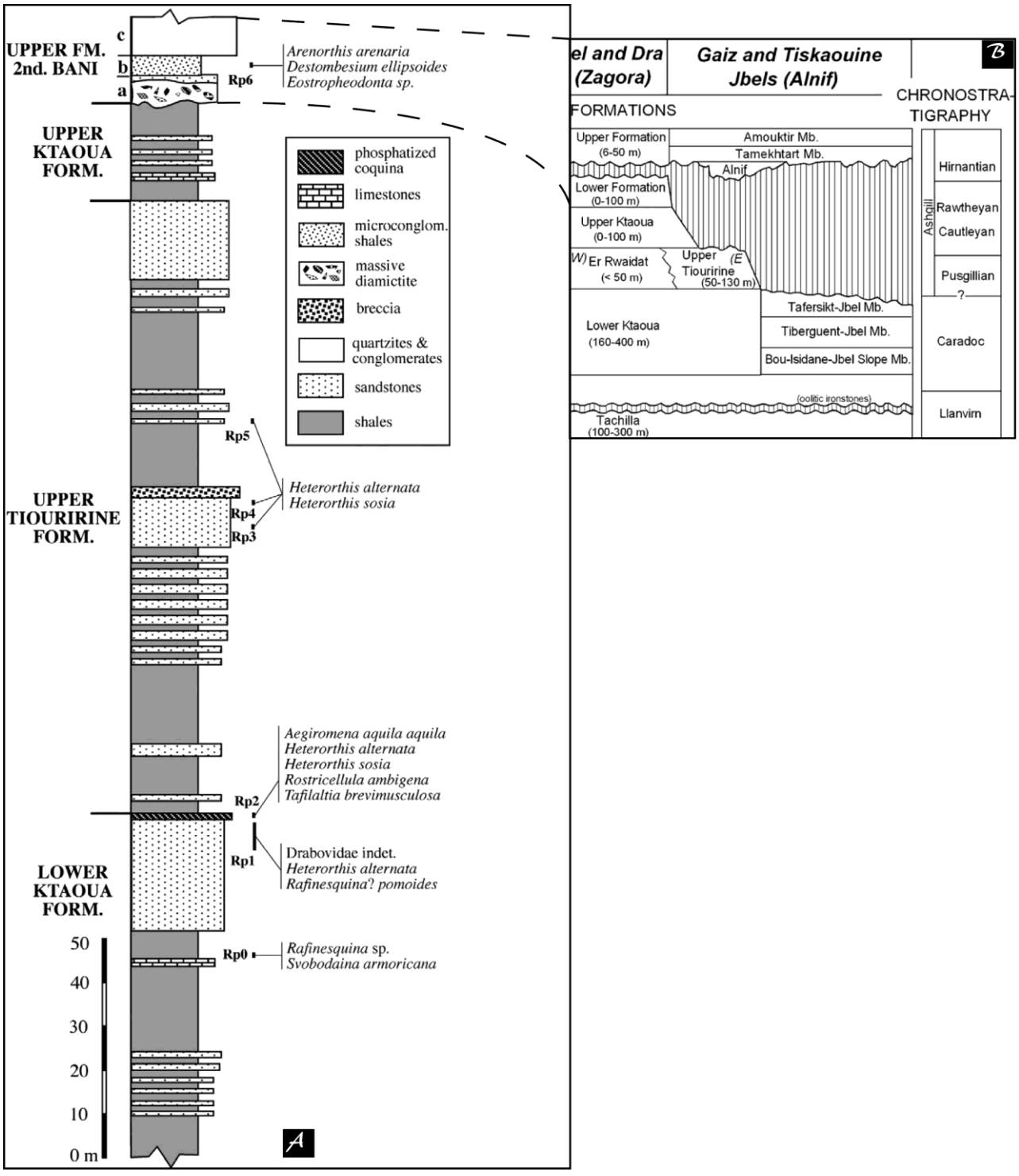


Fig. 5.14: **A** : Log stratigraphique simplifié de l'Ordovicien supérieur de la région d'Alnif, avec localisation des niveaux sédimentaires étudiés par Villas et al. (2006). a : membre d'Alnif, b : membre Tamektart, c : membre d'Amouktir. **B** : Actualisation de la corrélation de l'Ordovicien supérieur des régions de Zagora (Jbel Bani et coude du Draa), et d'Alnif (Jbel Gaiz et Tiskaouine) ; subdivision des membres dans la formation supérieure d'après Villas et al. (2006).

II.2. Le conglomérat d'Alnif

Sa localité type est située à l'Est d'Alnif. Le conglomérat d'Imzizoui, décrit et attribué au Caradoc par Destombes (1985), Destombes (2006 a et b), et Baidder (2007) correspond en réalité à ce conglomérat d'Alnif (Villas et al. 2006), d'âge Hirnantien. Ses variations d'épaisseur d'orientation NW-SE correspondent à une certaine tectonique hirnantienne combinée aux effets de la glaciation qui se manifeste par les paléo-fjords décrits par Destombes (2006a), Villas et al.(2006), Alvaro et al.,(2007) et Clerc et al. (2013).

La cartographie de ce conglomérat montre qu'il est localisé dans l'axe Ougnat-Ouzina, membre du Taferskhit (Nord d'Alnif). Par endroit, ce conglomérat repose en discordance de ravinement (parfois angulaire) sur les formations antérieures et il est repérable sur une dizaine de kilomètres (Tamjout n'Temrna; route de Rissani-Mecissi). Son équivalent montre des discordances angulaires à Rabt El Hjar (Tafilalt Nord Oriental).

Les conglomérats d'Alnif forment un ensemble chaotique de blocs et de fragments de bancs emballés dans des schistes. Les masses chaotiques sont conservées le long de failles d'échelle cartographique NW-SE. Les blocs issus des formations anciennes ou contemporaines plus ou moins lithifiées (Fig. 5.15) sont véhiculés en association avec une matrice marno-silteuse peu abondante (Fig. 5.16). Cette dernière correspond aux interbancs originels, plus argileux, entre les bancs gréseux dont la lithification était précoce. Les accumulations correspondent soit à des chutes de blocs « rocks-falls »**,** soit à une mise en place de type «debris-flow » qui entraîne parfois l'érosion des schistes de Ktaoua inférieurs (cas de Tamjout n'Caid Rami et du Tafilalet occidental).



Fig. 5.15: Conglomérat d'Alnif au NE de Caid Rami; Carte Oukhit 1/50000.

Ca: Calcaires du Caradoc; **Or:** Grès 1erBani.

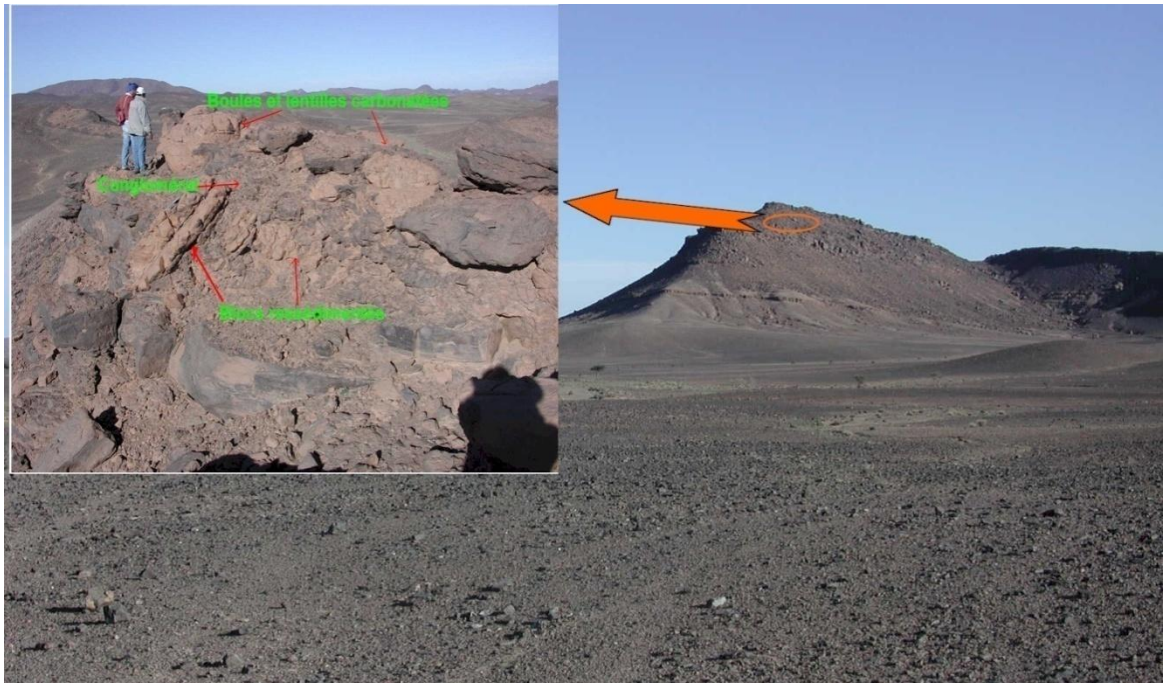


Fig. 5.16: Conglomérats chaotiques d'Alnif à Tamjout N'Temerna (Raddi et al. 2006).

III. La tectonique en distension du Dévonien

Les séries dévoniennes de l'Anti-Atlas oriental ont fait l'objet de nombreuses études détaillées bio-stratigraphiques et sédimentologiques (Hollard, 1960, 1967, 1974, 1981; Destombes et al., 1985; Wendt et al., 1984; Wendt et Aigner, 1985 ; Wendt, 1985 , 1988; Wendt et Belka, 1991 ; Frölich, 2004 ; Raddi et al., 2006 a et b ; Raddi et al. 2012a et b et

Baidder et al. 2008). En outre, des cartes précises au 1/200.000 couvrent toute la région (Destombes et Hollard, 1986; Du Dresnay et al., 1988). Cependant, le volet tectonique a souvent été laissé de côté, à l'exception de quelques travaux (Baidder et al 2008 ; Wendt, 1985) consacrés particulièrement à la tectonique dévonienne. C'est la raison pour laquelle nous avons accordé un intérêt particulier à la tectonique qui se manifeste depuis le Dévonien inférieur jusqu'au Viséen inférieur. Cette étude est effectuée pour la première fois autour de la boutonnière de l'Ougnat.

Le présent travail, basé sur la cartographie à 1 / 50 000 du sud du massif de l'Ougnat, met en évidence l'existence d'une dislocation du substratum Précambrien de l'Anti-Atlas Oriental durant l'époque anté-Carbonifère, et plus spécialement pendant la période du Dévonien. (Baidder et al.,2008).

III.1 Au Dévonien inférieur et moyen

Après la glaciation finie ordovicienne, les argilites noires à graptolithes du Silurien s'accumulent dans toute la région en réponse à la transgression eustatique post-glaciaire. Toutefois, les pélites du Silurien inférieur (Llandovery) ne sont conservées que dans une bande d'orientation NW-SE parallèle à la ride Ougnat-Ouzina, et peuvent être considérées comme un dépôt de chenal ou de paléofjord (Destombes et al., 1985). On ne peut pas reconnaître d'activité tectonique durant cette période.

Au cours du Dévonien, la sédimentation carbonatée augmente progressivement, en association avec une variation latérale de faciès à partir du Dévonien moyen (Figs. 5.17 et 5.18), (Hollard, 1967, 1974, 1981 ;Destombes et Hollard,1986 ; Kaufmann, 1998a, b). Les dépôts du Lochkovien-Emsien forment une série assez homogène, avec des calcaires bien-lités à grain fin, des marnes et de rares silicoclastites (Fig. 5.18). Des coulées basaltiques calco-alcalines et des pépérites au nord de Hamar Laghdad (Fig. 5.17) se sont mises en place dans les sédiments du Lochkovien. Certains biostromes coralliens ainsi que des monticules bio-sédimentaires à stromatactis (Brachert *et al.*, 1992; Montenat *et al.*, 1996; Mounji *et al.*, 1998; Kaufmann, 1998a, b) se développent sur des hauts fonds du Tafilalt-Maïder au cours de l' Emsien-Givétien. L'approfondissement du milieu du dépôt dans le sud du Tafilalt est indiqué par la présence d'argilites noires et de calcaires noduleux. La subsidence est plus importante dans le bassin de Maïder, attestée par la présence de slumps en direction du centre de ce bassin.

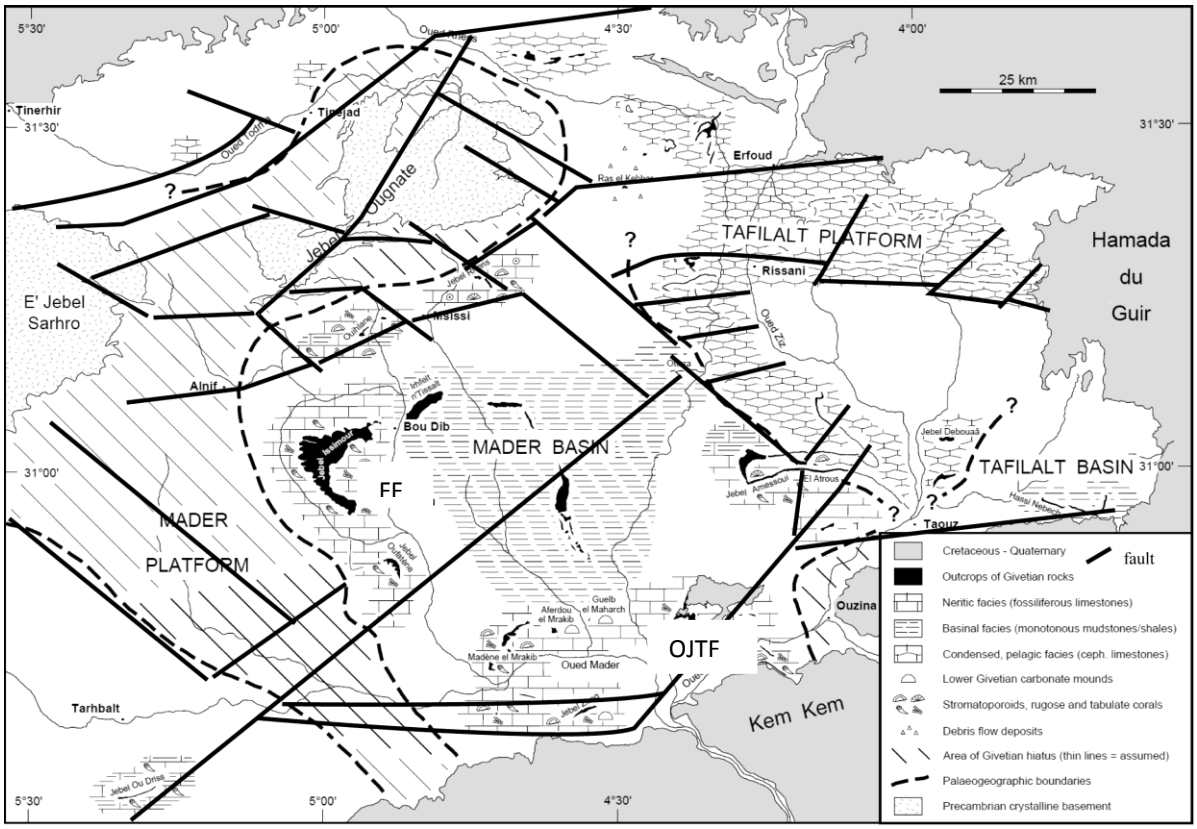


Fig. 5.17 : Répartition des faciès dans l'Anti Atlas oriental pendant le Dévonien moyen et supérieur d'après Hollard (1974), Wendt (1985), complété par Baidder et al. 2008.

III.2. Au Dévonien supérieur

Le Dévonien supérieur de l'Anti-Atlas oriental, étudié par Hollard (1967, 1974, 1981), Wendt *et al.* (1984), Wendt et Aigner (1985), Bensaid *et al.* (1985), Wendt (1985, 1988), Walliser *et al.* (1990), Becker (1990) et Wendt et Belka (1991), montre à son tour des variations latérales de faciès et d'épaisseurs importantes (Fig. 5.17 et 5.19).

La dislocation de la plate-forme carbonatée du Dévonien inférieur a conduit à une individualisation d'aires de sédimentation différentes, comprenant, une plate-forme restreinte dans le Tafilalt oriental, un bassin profond dans le sud-est du Tafilalt, un bassin de l'Oued Gheris-Jorf et un bassin du Maïder. Une partie de la plate-forme du Dévonien, sur la ride Ougnat-Ouzina, est représentée dans le Jbel Gherghiz. Les calcaires à céphalopodes du Frasnien, et plus localement les formations anté-dévoniennes *(*dans le jbel Gherghiz), sont recouverts, en discordance angulaire, par un conglomérat phosphaté et par des calcaires gréseux du Famennien basal (Fig. 5.20a). Du Dresnay *et al*., 1988 ; Destombes et Hollard, 1986 ; Baidder et al., 2008*).*

Au cours du Frasnien, les wackstones bioclastiques et les argiles se sont déposées dans des bassins, alors que sur la plate-forme au nord du Tafilalt se sont déposés quelques mètres de calcaires à céphalopodes (Fig. 5.20a et 5.18). La différentiation de la subsidence atteint son maximum au cours du Famennien. A cette époque, le bassin du Maïder reçoit une sédimentation argileuse, avec des calcaires mudstones à intercalations gréseuses, qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (Fig. 5.20b), contrairement à la plate-forme du Tafilalt, où ne se déposent qu'un niveau condensé de calcaires à céphalopodes. (Fig. 5.18 et 5.19). L'axe Saghro-Ougnat est de nouveau émergé à cette époque et devient une aire distributive pour l'alimentation des bassins du Dévonien supérieur, concurremment à la plate-forme saharienne.

Le passage des argiles et calcaires du Famennien supérieur aux dépôts deltaïques du Carbonifère inférieur se fait en général d'une façon transitionnelle ou progressive (Destombes et Hollard, 1986), mais, au sud du massif de l'Ougnat, les pélites et les grès du Tournaisien se déposent en discordance transgressive sur les calcaires du Dévonien inférieur.

Au Nord de l'Ougnat, l'olistostrome chaotique du Viséen supérieur de la région de Tineghir-Tisdafine appartient à la zone Sud de la Meseta et chevauche vers le sud de l'Anti-Atlas considéré comme l'avant pays de la chaîne varisque (Michard *et al.*, 1982, 2008, 2010; Hoepffner *et al.*, 2006, Raddi *et al.*, 2008).

III.3. Mécanisme du jeu des failles au Dévonien

Les variations de faciès et d'épaisseurs et les contrastes paléogéographiques, au cours du Dévonien, sont dus à la dislocation du substratum de l'Anti Atlas oriental, surtout par le rejeu des paléofailles, pendant le Dévonien supérieur (Wendt, 1985; Wendt et Belka, 1991). Toutefois, ces auteurs ne s'attachent pas à décrire le réseau de paléofailles dans le socle et la géométrie des blocs. Nous présentons un exemple significatif de paléo-failles du Dévonien observées dans le sud du massif de l'Ougnat, comparable au réseau de failles connu dans le Tafilalt-Maider (Raddi *et al.*, 2007, Baidder *et al.*, 2008, Michard *et al.*, 2008). Dans ce qui suit, les failles seront classées qualitativement en 1ère, 2ème et 3ème ordre, selon leur importance.

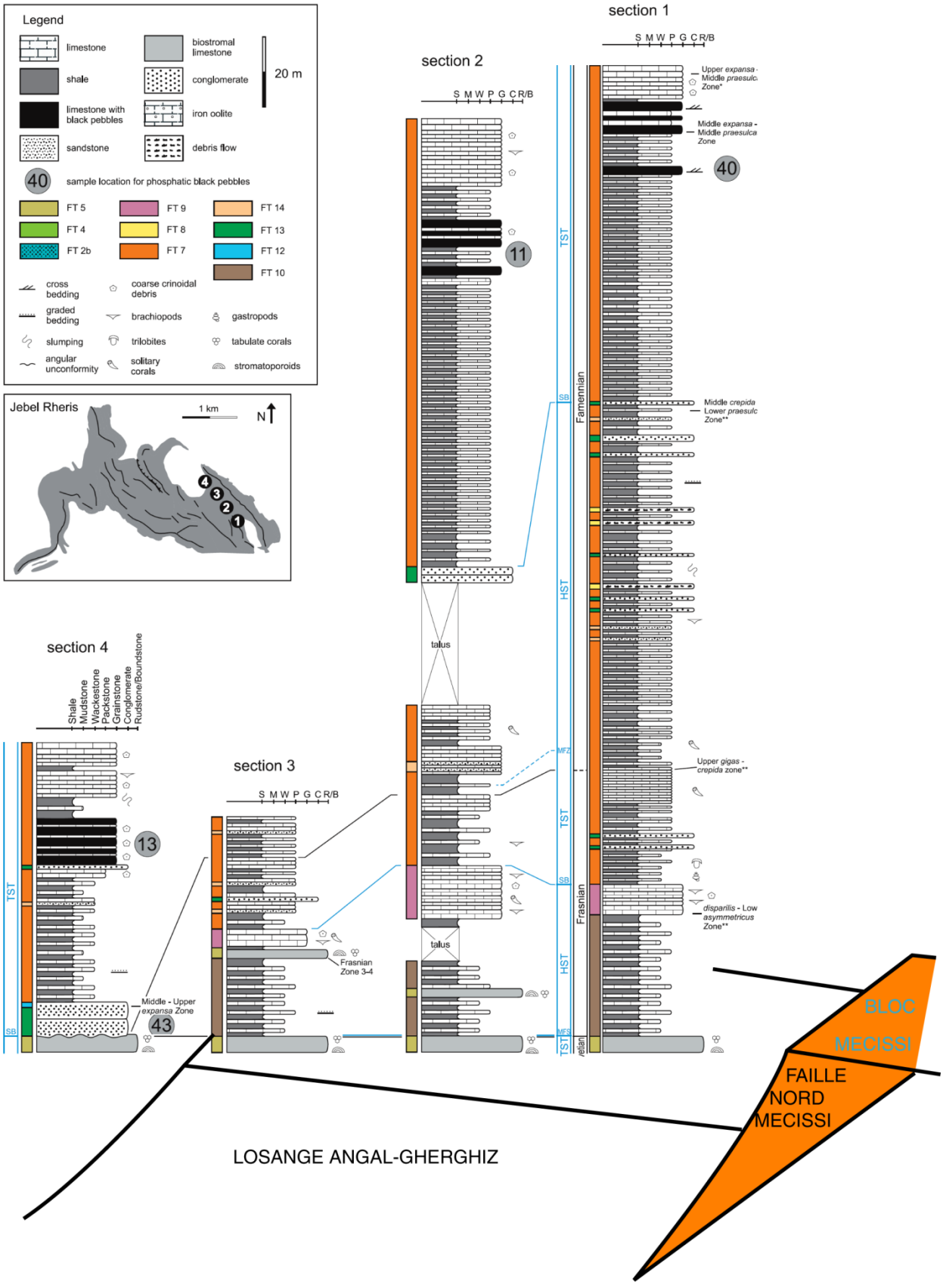


Fig. 5.18**:** Les colonnes stratigraphiques illustrant les variations des épaisseurs et de faciès des formations du Dévonien supérieur de la plate-forme du Jbel Gherghiz. (Fröhlich, 2004).

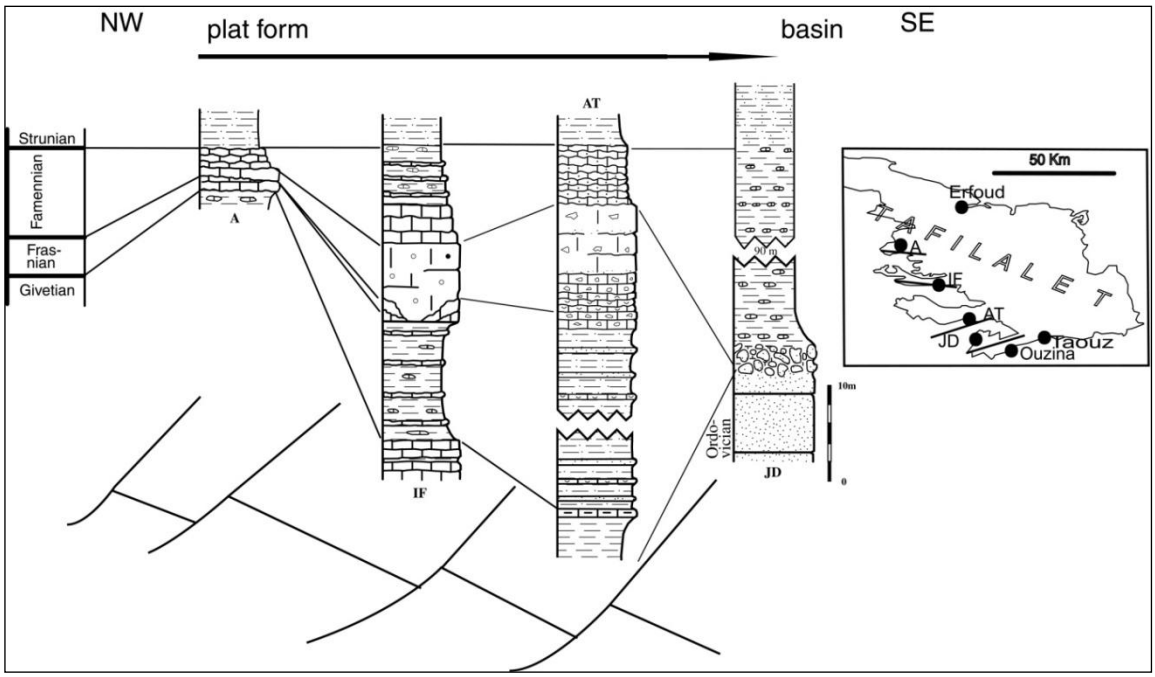


Fig. 5.19: Variations N-S des épaisseurs et de faciès durant le Dévonien supérieur dans la plate-forme de Tafilalet, d'après Wendt (1988), modifié. Mêmes variations lithologiques que dans la figure 5.21. Les changements lithologiques brusques sont reliés aux failles à direction E-W montrées sur les Figures 5.24. A: J. Amelane; IF :BouIfarou; AT : J. Atrous; JD : Jdaid.(Baidder et al., 2008, modifié)

3.1. Les Failles du 1er ordre, de direction ENE – WSW

Au sud du massif Ougnat, et au nord du village Msissi (Mecissi), le Dévonien du jbel Gherghiz - Tamjout recouvre, en série normale, le Paléozoïque inférieur au nord, alors qu'il est limité au SSE par une faille majeure de direction N70 (faille Nord Msissi) qui est relayée à l'est par la faille de Siguenit (Signit) de direction N120 (Fig. 5.21). La faille Nord-Msissi, à pendage vers le NNW, a d'abord joué en faille normale, durant la sédimentation du Dévonien supérieur (Frasnien), puis en faille inverse avec décrochement sénestre lors de la compression varisque (Raddi *et al.*, 2006a, Raddi *et al.*, 2007). Ce jeu normal est matérialisé par une discordance angulaire au nord du Jbel Gherghiz fossilisée par un conglomérat phosphaté à la base du Famennien qui couvre les dépôts antérieurs (Emsien, Praguien) (Fig. 5.20a et 5.22). L'activité de la faille est aussi enregistrée par les instabilités synsédimentaires, telles des séismites observées dans les formations famenniennes près des paléofailles à l'ouest du Gherghiz (Fig. 5.20B).

Au cours du Famennien, la faille Nord-Msissi sépare deux blocs inclinés vers le sud, à savoir le bloc Msissi et le bloc Angal-Gherghiz, déformé ensuite par la compression varisque entre les blocs adjacents.

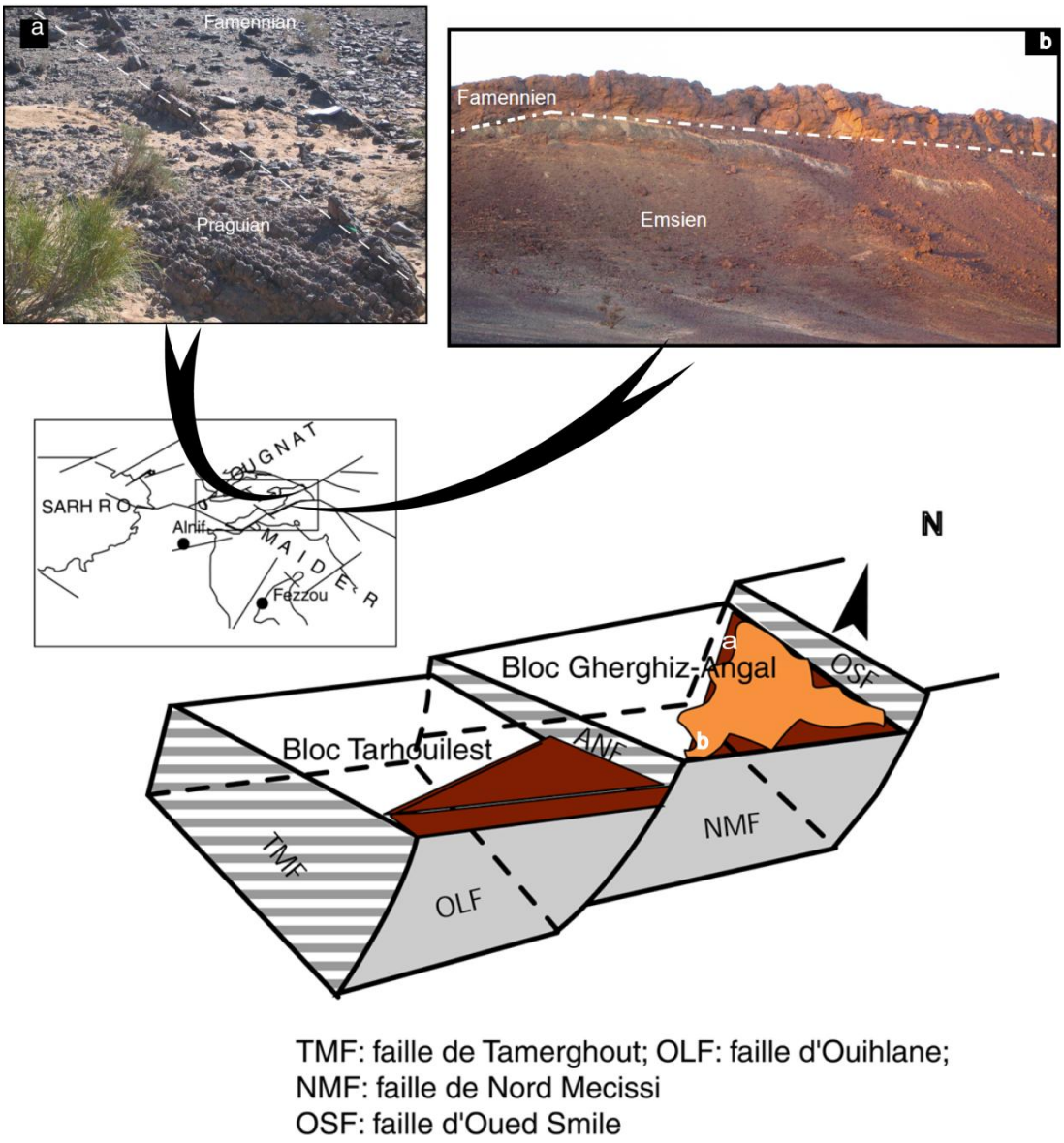


Fig. 5.20 : Relation entre le bloc de Taghouilast et le bloc de Gherghiz-Angal. **a** : Discordance du Famennien sur le Praguien au Nord de Jbel Gherghiz.**b** : Discordance du Famennien sur l'Emsien au Sud de Lalla Mimouna Feuille Bou Adil au 1/50 000.

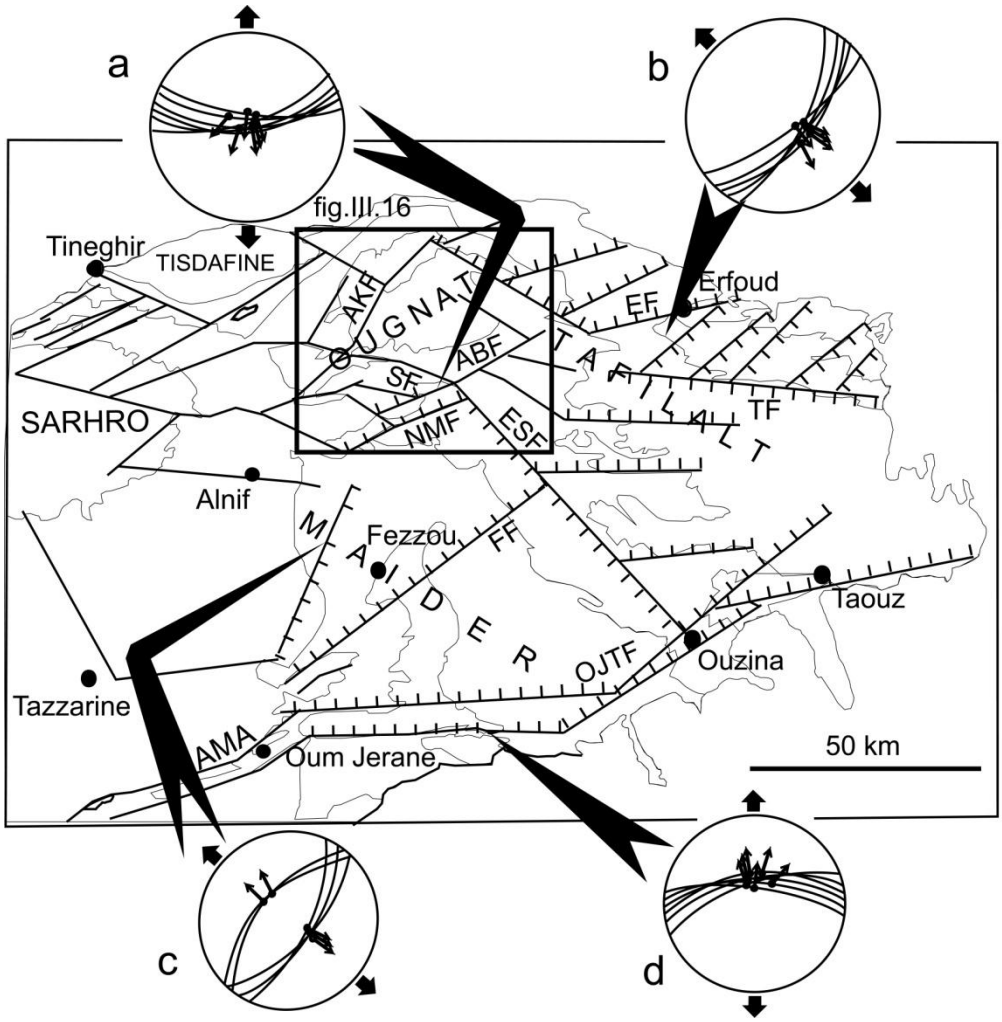


Fig. 5.21: Schéma montrant le jeu des failles dévoniennes. Lignes épaisses dentelées : paléofailles normales avec cinématique dévonienne. Lignes épaisses simples : failles non différenciées. Tirettés : axe de pli majeur dans le secteur du Maider-Tafilalt. Stéréogrammes : hémisphère inférieur; flèches : directions de stries. ABF : faille de Aberchane; AF : synclinal de Aguelmous n'Fezzou; AKF : faille de Akerouz; AMA : Accident Majeur de L'Anti-Atlas; EF : faille de Erfoud; ESF : faille Est Signit; FF : faille de Fezzou; JA : synclinal de Jebel Atrous; JT : anticlinal de Jebel Tijekht; NMF : faille de N-Mecissi; OJTF : faille de Oum Jerane-Taouz; SF : faille de WadiSmile; TF : faille de Tisserdmine. (Baidder & al 2008).

Ces failles ENE du 1er ordre, ont été décrites dans le sud du Maïder (Baidder, 2007 ; Baidder *et al*., 2008). On doit citer notamment la faille d'Oumjerane-Taouz (OJTF), qui est une branche de l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas et appartient au même groupe que la faille nord de Msissi. Au Dévonien supérieur, son jeu normal est enregistré dans le J. Mrakib, par l'intermédiaire d'un système de failles mineures qui affectent les calcaires du Dévonien moyen et sont scellées par les dépôts du Frasnien-Famennien (Baidder et al. 2008). Toutefois, la disposition du récif de Mrakib et le *mud mound* de Guelb Mharch,

montre une pente vers le nord, c'est-à-dire vers le centre du bassin, déjà formé au cours de l'Eifelien (Kaufmann, 1998a, 1998b).

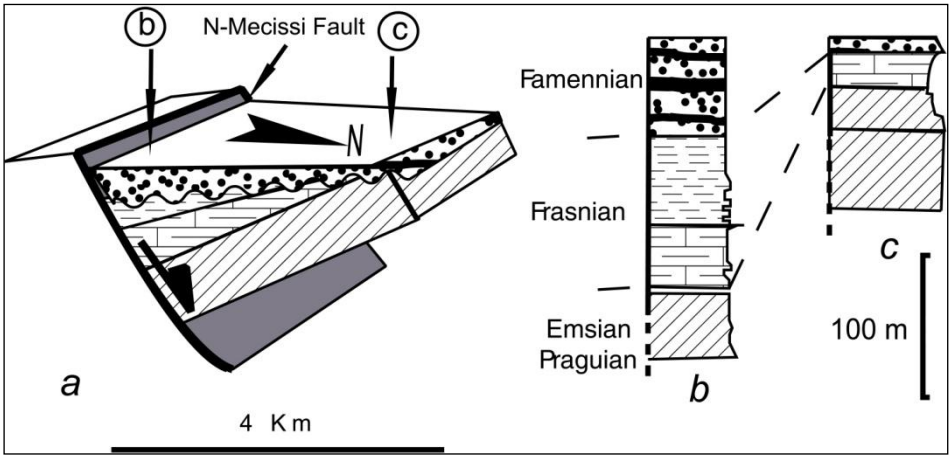


Fig. 5.22 : Exemple de faille à pendage NNW de premier ordre d'âge Dévonien supérieur : la faille N-Mecissi (voir Fig. 5.24). (a) Représentation schématique. (b) Colonne stratigraphique du J. Gherghiz, directement au Nord de la faille. (c) *Idem*, à environ trois kilomètres vers le Nord dans le bloc basculé de Oued Smile. Voir la Fig.. 5.23a et b.

3.2. Les Failles du 2ème ordre de direction NW-SE à NNE-SSW

Les paléofailles de directions NW-SE et NNE- SSW limitant des deux côtés le bassin du Maïder au cours du Dévonien supérieur (Fig. 5.21) ont contrôlé les variations des épaisseurs des formations du Frasnien et du Famennien entre le bassin et les plates-formes adjacentes (Fig. 5.19), ainsi que les slumps dans les dépôts du Famennien, convergeant vers l'axe du bassin (Wendt, 1985). Il est à noter que l'activité des paléo failles a commencé dès le Dévonien moyen, par des *débris flows* dans les calcaires du Dévonien moyen, et par le développement de récifs sur les blocs basculés du jbel Gherghiz (Fig. 5.18). Ce même phénomène est observé dans le jbel Issemour (Baidder, 2007) et se manifeste par la formation de *muds mounds* à Hamar Laghdad (Hollard, 1967; Brachert et al., 1992; Montenat et al., 1996; Mounji et al., 1998). Les failles normales subméridiennes ont contrôlé cette activité tectonique au cours de l'Emsien, et ont permis l'édification et la conservation des monticules bio-sédimentaires dans les blocs affaissés (Montenat *et al.*, 1996).

3.3. Les Failles du 3ème ordre de direction ENE-WSW à WNW-ESE

La discordance famennienne scelle souvent ces paléofailles relativement mineures. A l'inverse, les grandes failles de 1er et 2ème ordre ont été réactivées lors de la compression varisque. Des exemples clairs de ces paléofailles syn-sédimentaires scellées, dans le secteur du Gherghiz, montrent un demi- graben hectométrique affectant les calcaires du Dévonien moyen qui est scellé par les couches du Frasnien supérieur (Fig. 5.18 et 5.20). Ces mêmes types de paléofailles scellées sont cités dans le Tafilalt à l'Est d'Erfoud, Bou Tchrafine, à J. Amelane et à J. Kreir (Fig. 5.21). Elles sont la plupart du temps associées à des brèches synsédimentaires (Baidder et al., 2008).

3.4. Extension multidirectionnelle au Dévonien moyen – supérieur

L'organisation générale de ces paléofailles (Fig. 5.21) nous permet de déduire une extension multidirectionnelle dans le secteur d'étude ainsi qu'à l'échelle de l'Anti-Atlas oriental au cours du Dévonien moyen - supérieur (Raddi *et al*., 2007 ; Baidder, 2007). Les paléofailles du 1er et du 3ème ordre de directions ENE–WSW et WNW-ESE sont dominées par une extension selon des directions NNW et NNE situées au nord de l'accident Oumjerane-Taouz, qui est une branche de l'AMA (Fig. 5.21). En même temps, une autre direction d'extension, NW-SE, correspondrait au mouvement des paléofailles ENE-WSW du 2ème ordre. Ce réseau de failles normales engendre une mosaïque des blocs plurikilométriques et multidimensionnels dans le socle basculé (avec sa couverture) vers le Sud ou vers l'Est. C'est sur cette mosaïque que s'exercera la compression liée à la collision de la chaîne varisque mésétienne contre la marge gondwanienne (futur Anti-Atlas) au cours du Carbonifère supérieur (voir chap. Tectonique varisque).

Il est intéressant de noter que cette importante phase d'extension de la marge gondwanienne est contemporaine du début des plissements varisques dans le domaine mésétien (Hoepffner et al., 2005 ; Michard et al., 2010). Plus généralement, la marge nord-gondwanienne toute entière est affectée de mouvements extensionnels importants alors même que débute le plissement varisque dans les zones internes de la chaîne (Frizon de Lamotte et al., 2013). La discordance liée aux phénomènes extensionnels du Dévonien supérieur n'est pas, à proprement parler, une « discordance hercynienne », elle précède celle-ci dans le domaine de la marge gondwanienne. Il est possible, suivant Frizon de Lamotte et al. (2013), de mettre en relation l'extension de la marge gondwanienne avec les perturbations que la subduction varisque entraîne dans le manteau sous la marge elle-même, avant le stade collisionnel.

IV. Formation des bassins carbonifères

Dans notre secteur d'étude, le Viséen n'affleure que dans le secteur de Gherghiz. Aussi, l'essentiel de ce qui suit est basé sur la bibliographie faite à l'échelle de l'Anti-Atlas Oriental, ainsi qu'à l'échelle du Maroc : Baidder, 2007 ; Soualhine et al., 2005 ; Bouabdelli, 1995 ; El Kamel & El Hassani, 2006 ; Wendt et al. , 2001 ; Michard et al., 2010.

Les dépôts tournaisiens et viséens conservés dans le Maïder, le Tafilalt, le massif de Tisdafine (au NE de l'Ougnat) et dans l'Oued Rhéris-Jorf (au NW) entourent la boutonnière de l'Ougnat et sa couverture anté-viséenne. Ils se présentent sous différents faciès, à dominante gréso-pélitique : schistes pélitiques, grès, olistostromes, turbidites, récifs et mud-mounds. Ils sont en général concordants au-dessus du Dévonien supérieur, mais dans quelques secteurs, discordants jusque sur l'Ordovicien (secteur de la faille Oumjerane-Taouz, au sud-est de cette localité ; Destombes et Hollard, 1986).

Il est probable que tout l'Anti-Atlas oriental ait été submergé et recouvert de sédiments de quelques milliers de mètres d'épaisseur au cours du Carbonifère inférieur, sans quoi on ne s'expliquerait pas le degré de cristallinité élevé de l'illite dans les terrains siluriens et cambro-ordoviciens, révélé par Ruiz et al. (2008). Cependant, le bassin carbonifère de l'Anti-Atlas oriental (Fig. 5.23) semble avoir englobé des rides peu subsidentes et des dépocentres. Ces structures seraient localisées respectivement dans les relais compressifs et distensifs des décrochements sénestres alternants. Pour Bouabdelli (1989), la Zone faillée sud-mésétienne (Faille du Tizi n'Test et son prolongement vers l'Est) est un accident décrochant sénestre à composante normale. Il en est de même pour l'accident majeur de l'Anti Atlas au niveau de la faille Oumjerane-Taouz (OJTF, Baidder et al. 2008).

Des mouvements de failles pendant le Viséen se matérialisent par des brèches et olistostromes dans la région de Tineghir (Taourirt n'Rhelil, Tizgzaouine et au sud d'Amane n'Ikidare, Baidder, 2007) ou dans les calcaires du Viséen du Tafilalt sud-oriental (J. Begaâ, Michard (1976) ; Zrigat, Wendt et al., 2001 (Fig. 5.23). Les failles concernées sont observables aussi bien à l'échelle cartographique qu'à l'échelle de l'affleurement.

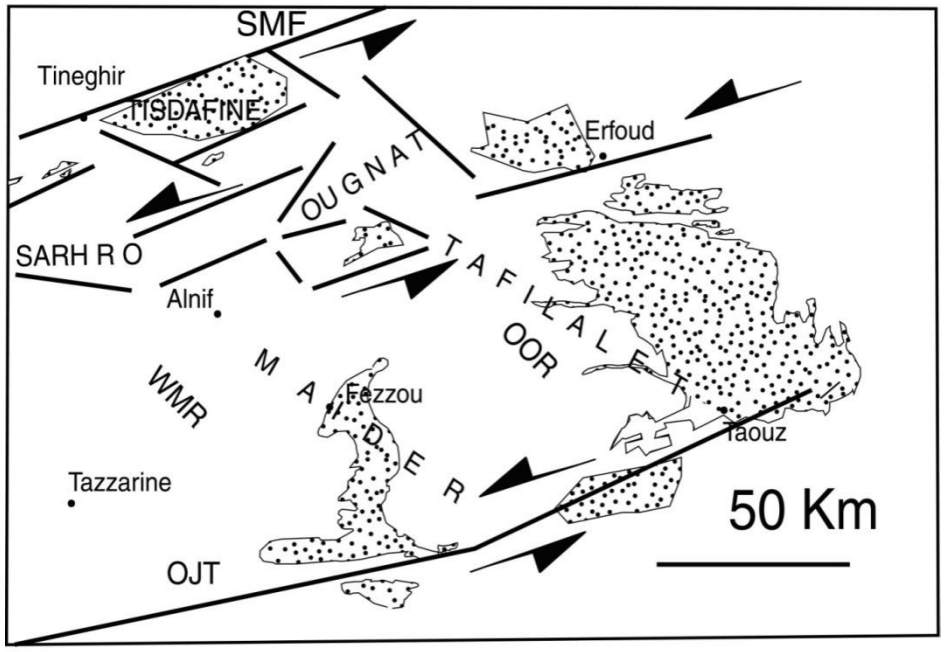


Fig. 5.23: Mécanisme de formation des bassins carbonifères de l'Anti-Atlas oriental.

A l'échelle de l'affleurement, cet épisode tectonique se manifeste dans la région par :

- des slumpings au nord ouest de Gherghiz (Fig. 5.24) et des microfailles normales observées sur les failles bordières des structures distensives. Leur miroir montre des stries et des brèches molles comparables à celles observées sur des failles hydroplastiques. Ces failles et les microfailles et fentes ouvertes associées, affectent des niveaux calcaires incomplètement lithifiés;
-



Fig. 5.24: Slump dans le Viséen au NW du Jbel Gherghiz indiquant une paléo-pente vers le SE.

-des décrochements en échelon qui affectent des dalles subhorizontales des grès du Cambrien.

-et des failles normales qui décalent en paliers successifs une dalle subhorizontale de grès du Dévonien. Ces failles sont remplies par les dépôts du Viséen. La surface structurale de la dalle faillée (grès du Famennien), faillée, confirme le jeu sénestre par son décalage. Ce jeu a induit des micrograbens comblés par les mêmes dépôts viséens. Ces deux exemples illustrent bien le rôle des décrochements dans la formation de ces structures distensives.

Dans la région de Tineghir, Soualhine et al. (2003) ont montré que le bassin carbonifère est un système de delta avec des failles normales synsédimentaires et une sédimentation chaotique (Fig. 5.25), témoignant d'une distension au cours du Viséen.



Fig. 5.25 : Olistostromes à blocs de quartzites ordoviciens dans une matrice argilo-pélitique au sud de Tineghir. Cliché A. Michard in Saddiqi et al., 2011.

En définitive, les exemples cités montrent que les structures distensives de cette période sont induites par des décrochements, qu'il est logique de rapporter à l'évolution de la convergence varisque.

Ainsi, au cours du Viséen, l'Anti Atlas oriental est marqué par une tectonique en distension/transpression, qui fait suite à la tectonique en distension du Dévonien supérieur et prélude à la phase hercynienne proprement dite.

Chapitre 6

LA TECTONIQUE VARISQUE

LA TECTONIQUE VARISQUE

I. Introduction

I.1. L'Anti-Atlas, segment de la chaîne varisque

Le craton ouest-africain (WAC) est entouré par deux orogènes superposés, à savoir l'orogène panafricain et l'orogène varisque (hercynien), datant respectivement du Néoprotérozoïque supérieur et du Paléozoïque supérieur (fig. 6.1). Les terrains affectés par l'orogenèse panafricaine affleurent dans l'Anti-Atlas et l'Ougarta au niveau des culminations antiformes de ces chaînes varisques, sous forme de massifs ou « boutonnières ». On les trouve aussi, par place, dans la Meseta (e.g. massif des Rehamna). Les terrains paléozoïques les plus fortement affectés par l'orogenèse varisque (avec charriages, métamorphisme et intrusions granitiques) constituent le socle de la Meseta et d'une grande partie du domaine atlasique, et forment les Mauritanides à la lisière sud-ouest du domaine saharien. L'Anti-Atlas correspond à l'avant-pays plissé de l'orogène varisque, avant-pays commun aux Mauritanides, à charriage vers l'est, et à la chaîne mésétienne, déversée vers le sud et l'ouest (Michard et al., 1982; Piqué et Michard, 1989; Piqué, 2001; Simancas et al., 2005, 2009; Hoepffner et al., 2005, 2006; Villeneuve et al., 2006, Raddi et al., 2006a et b ; Raddi et al., 2007, Michard et al., 2008, 2010). Rappelons que l'orogenèse varisque (ou hercynienne en Europe occidentale, alleghanienne en Amérique du Nord) résulte de la collision entre les continents Laurussia et Gondwana, survenue par suite de la subduction de l'océan Rhéique. Elle a marqué la naissance de la Pangée, ce supercontinent du Permien qui commencera à se disloquer au Trias.

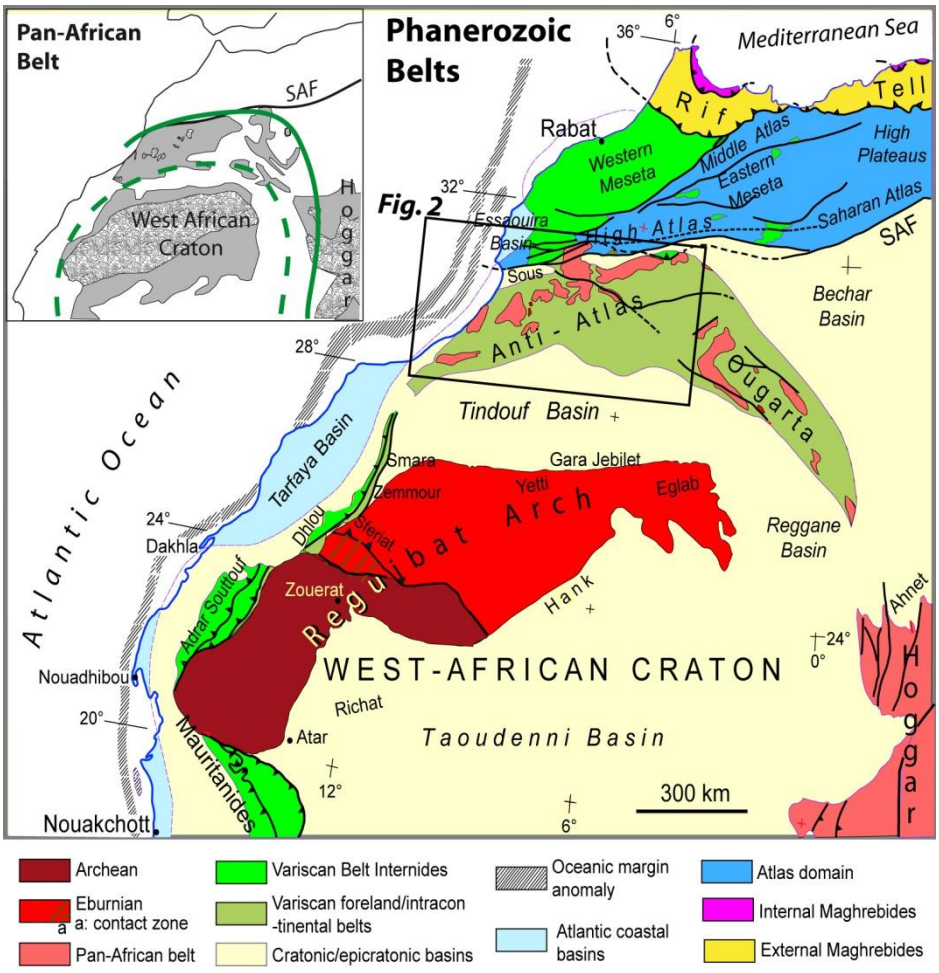


Fig. 6.1: Localisation des chaînes de l'Anti-Atlas et de l'Ougarta à l'échelle du Maroc (d'après Michard et al., 2008). Cartouche : Tracé (en vert) de la chaîne panafricaine autour du WAC (Craton Ouest-Africain) ; en tirets, limite de la zone métacratonique.

I.2. Objectif de l'étude

La structure de l'Anti-Atlas a récemment été étudiée dans une optique moderne (Caritg et al., 2004 ; Helg et al., 2004 ; Burkhard et al., 2006 ; Soulaimani et Burkhard, 2008 ; Robert-Charrue et Burkhard, 2008 ; Michard et al., 2010). Ces auteurs ont souligné l'implication du socle précambrien dans le processus de raccourcissement qui provoque le plissement de la couverture paléozoïque. Cette implication du socle est rendue évidente par l'alignement des antiformes de socle (« boutonnières ») tout au long de l'axe le plus surélevé et érodé de la chaîne (Fig. 6.2). Ainsi, on décrit aujourd'hui le style tectonique de l'Anti-Atlas comme un style typiquement « *thick skinned* » (« pachydermique » par opposition à « épidermique »).

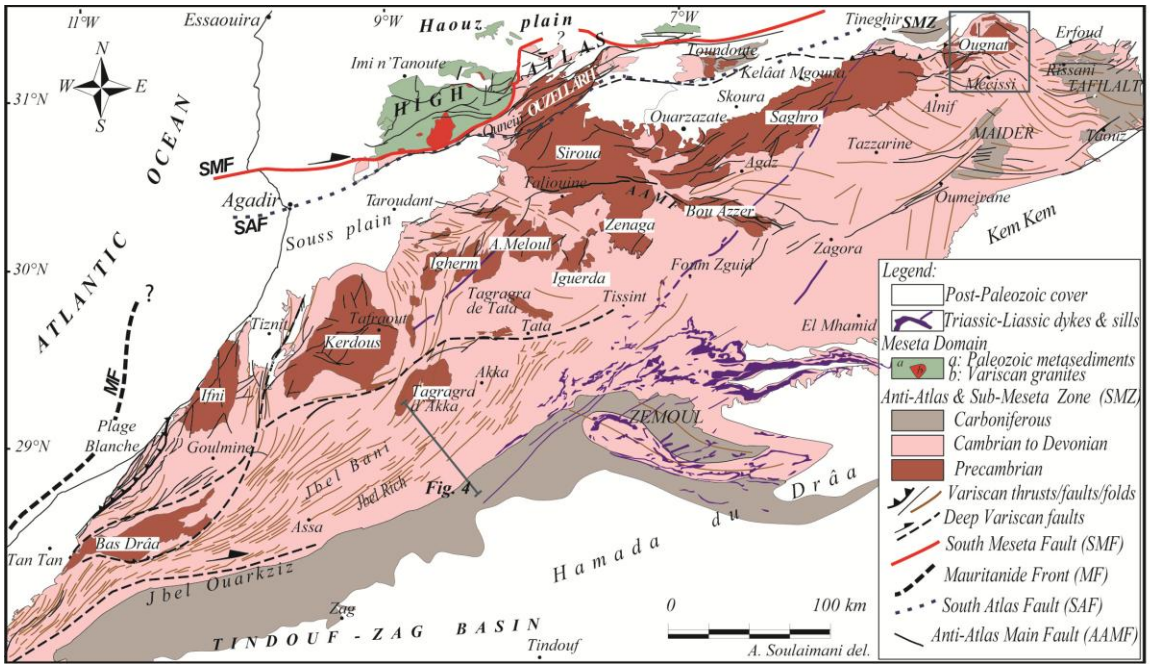


Fig. 6.2: Carte structurale de l'Anti-Atlas, d'après Soulaimani, in Michard et al., 2008. Encadré: secteur étudié.

Dans la présente étude, nous nous intéresserons à l'Anti-Atlas oriental, plus particulièrement à la zone entourant la boutonnière de l'Ougnat. L'intérêt de l'étude de l'orogenèse varisque dans ce secteur est double dans la mesure où: **i**) sa série paléozoïque est beaucoup plus mince que celle des régions occidentales (Destombes et al., 1985; Destombes et Hollard, 1986; Du Dresnay et al., 1988, Raddi et al. 2006b), ce qui permet de reconnaître plus facilement la structure du substratum, et **ii**) la zone de l'Ougnat correspond à la jonction entre l'Anti-Atlas Oriental et la chaîne de l'Ougarta (Donzeau, 1974; Haddoum et al., 2001; Fabre, 2005 ; Raddi et al., 2007). En outre, le développement d'un système de paléofailles multidirectionnelles tout au long du Paléozoïque, et surtout pendant le Dévonien moyen et supérieur peut être attestée dans ce secteur (Baidder et al., 2008). Dans ce qui suit, nous montrons que le plissement de la couverture se produit essentiellement en relation avec l'inversion des paléofailles et leur rejeu en décrochements inverse. Notre étude est essentiellement basée sur deux années de travail sur le terrain lors de l'élaboration de la carte géologique du Maroc au 1/50.000, feuilles d'Oukhit (Raddi et al,. 2006) et de Bou Adil (Raddi et al., 2012).

II. Cadre géologique (rappels)

La déformation varisque étudiée dans ce chapitre affecte un socle précambrien (Chap. 2 et 4) et sa couverture paléozoïque (chap. 3 et 5). Le socle affleure largement dans le Jebel Saghro et le massif de l'Ougnat (Fig. 6.2), ainsi que dans des pointements restreints du Tafilalt oriental (Gour Brikat), au sud de cette dernière région (Tazoult N'Ouzina), et plus au sud encore dans la chaîne de l'Ougarta en Algérie (Fig. 6.1; voir aussi chap. 1, Fig. 1.4). Le socle a été formé lors de l'orogenèse panafricaine, et transformé en domaine métacratonique au cours de Néoprotérozoïque terminal (Ennih et Liégeois, 2001; Gasquet et al., 2008). Toute la zone a été transgressée par les mers primaires à partir du Cambrien inférieur et jusqu'au Carbonifère inférieur (Fig. 6.3). Les sédiments du Cambrien et de l'Ordovicien affleurent autour du socle Précambrien et forment la ride NW-SE (ride d'Ougnat-Ouzina) entre les deux domaines où les formations du Dévonien-Carbonifère sont largement exposées, à savoir, les bassins du Tafilalt à l'Est et du Maider à l'ouest (Hollard, 1974, 1981; Wendt, 1985; Baidder et al., 2008). L'axe Saghro-Ougnat est limité vers le nord par les chevauchements des terrains ordoviciens-carbonifères du bassin de Tisdafine (Michard et al., 1982; Soualhine et al., 2003 ; Michard et al., 2008, 2010). Ces unités appartiennent à la zone sud du bloc mésétien, fortement déformée et métamorphique, qui est entrée en collision avec le métacraton au cours du Carbonifère terminal (Houari et Hoepffner, 2003; Hoepffner et al., 2005, 2006).

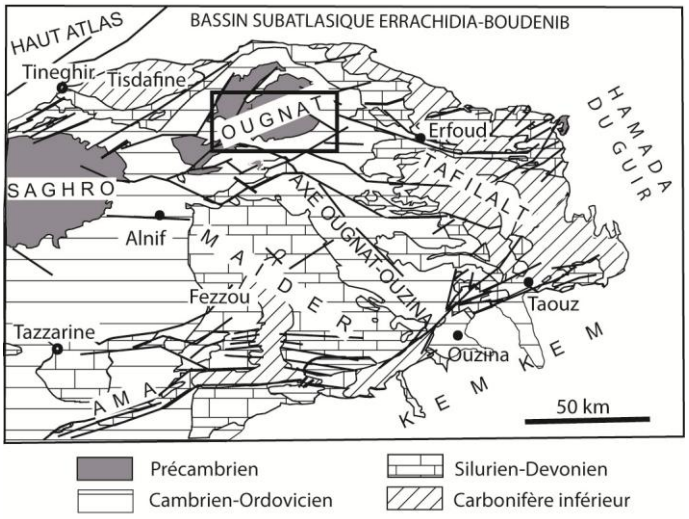


Fig. 6.3 : Carte schématique de l'Anti Atlas oriental, d'après les cartes géologiques du Maroc, échelle 1/200000, feuille Todgha-Maidder (Du Dresnay et al., 1988) et Tafilalt-Taouz (Destombes et Hollard, 1986). Encadré : localisation du secteur cartographié au 1/50000 (Fig. 6.10).

Les chaînes paléozoïques de l'Anti-Atlas oriental et de l'Ougarta sont progressivement soulevées au cours de la fin du Westphalien puis profondément érodées au cours du Stéphano-Autunien comme l'indiquent la sédimentation du Carbonifère supérieur, puis la présence de sédiments continentaux rouges dans les bassins de Kenadza-Béchar et Abadla (Fabre, 2005). La chaîne plissée est entourée à l'Est et au Sud par des plateaux - (hamadas), dont les couches du Crétacé-Eocène sont sub- horizontales, sauf à proximité de la faille sud-atlasique. Le soulèvement de l'axe Saghro-Ougnat est récent (voir chap. Tectonique Cénozoïque).

III. Rhéologie du socle et de la couverture

Avant d'aborder la description des structures tectoniques, deux remarques sur les propriétés mécaniques des éléments engagés dans la déformation méritent d'être faites.

Le socle de l'Ougnat comprend, **i**) des méta-turbidites du Néoprotérozoïque supérieur (Cryogénien supérieur-Ediacarien inférieur), plissées et métamorphiques (faciès des schistes verts supérieurs) et **ii**) une couverture discordante du Néoprotérozoïque terminal (Ediacarien supérieur) d'environ 2 km d'épaisseur, composée essentiellement de roches volcaniques recoupées par des dykes et des plutons variés (Ouarzazate Super-groupe, Thomas et al., 2004; Fekkak et al., 2003; Gasquet et al., 2005, 2008; Raddi et al., 2006b et Raddi et al., 2007). Dans la mesure où le métamorphisme varisque est resté quasi nul (voir plus loin), ces roches du Précambrien forment un ensemble rigide qui va se comporter de manière cassante pendant la collision varisque, essentiellement par rejeu des failles préexistantes.

La couverture discordante sur ce socle rigide est constituée par environ 4 km de sédiments paléozoïques (fig. 6.4), éventuellement 5 km si l'on envisage une épaisseur initiale du Carbonifère inférieur de l'ordre de 2000 m, comme suggéré par les vastes affleurements des bassins carbonifères environnants (Tisdafine, Tafilalt sud-oriental). En l'absence d'épaississement tectonique important, cette épaisseur modérée explique le faible réchauffement observé vers la base de la couverture, environ 200°C d'après la faible cristallinité des illites, à la limite diagenèse-anchizone (Ruiz et al., 2008). Dans ces conditions de basse température, la pile de strates paléozoïques apparaît comme une alternance de couches compétentes (grès, quartzites, calcaires) et incompétentes (argilites,

pélites). Ces dernières seront donc le siège de décollements entre les couches compétentes. On doit s'attendre à des plis de flambage ou de flexion avec glissement couche-à-couche et à des dysharmonies de plissement.

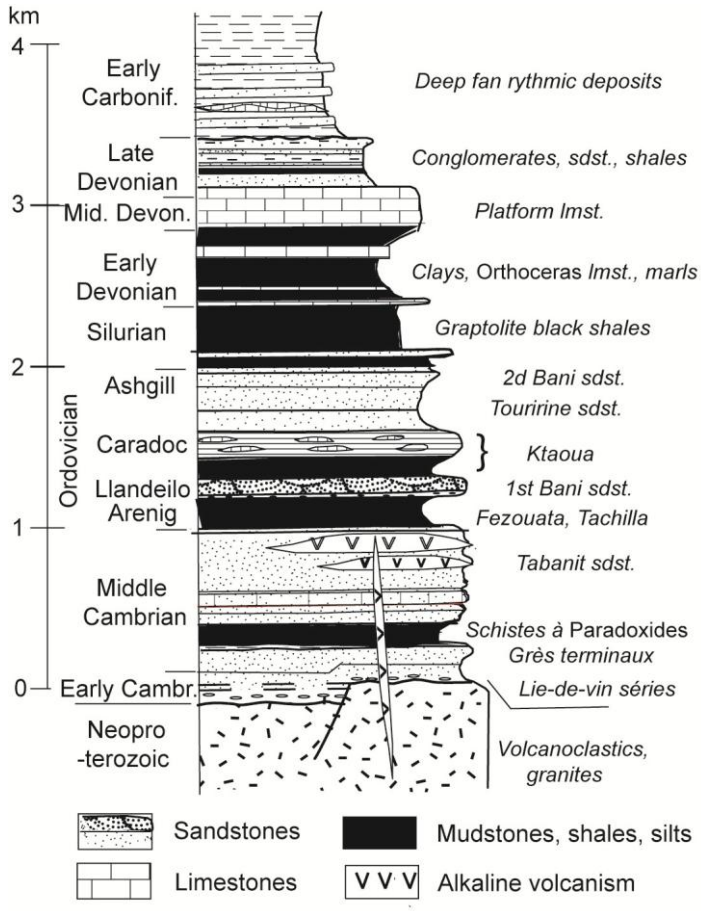


Fig. 6.4: Colonne stratigraphique synthétique des formations paléozoïques de l'Anti-Atlas oriental. L'âge et les noms traditionnels des formations sont donnés d'après Destombes et al. (1985), Destombes et Hollard (1986), et Du Dresnay et al. (1988). Les niveaux de décollement potentiels sont en noir. Age des « Grès terminaux » d'après Geyer et Landing (2004).

IV. Les structures varisques au sud de l'Ougnat

IV.1. Aspect général; présentation de la carte structurale

Dans le secteur étudié, la déformation des séries paléozoïques est fortement hétérogène. De grands domaines monoclinaux, inclinés de 20-30° vers le S ou le SE sur des kilomètres (fig. 6.5), coexistent avec des secteurs plissés étroits (fig. 6.6) qui marquent les limites entre les domaines monoclinaux.

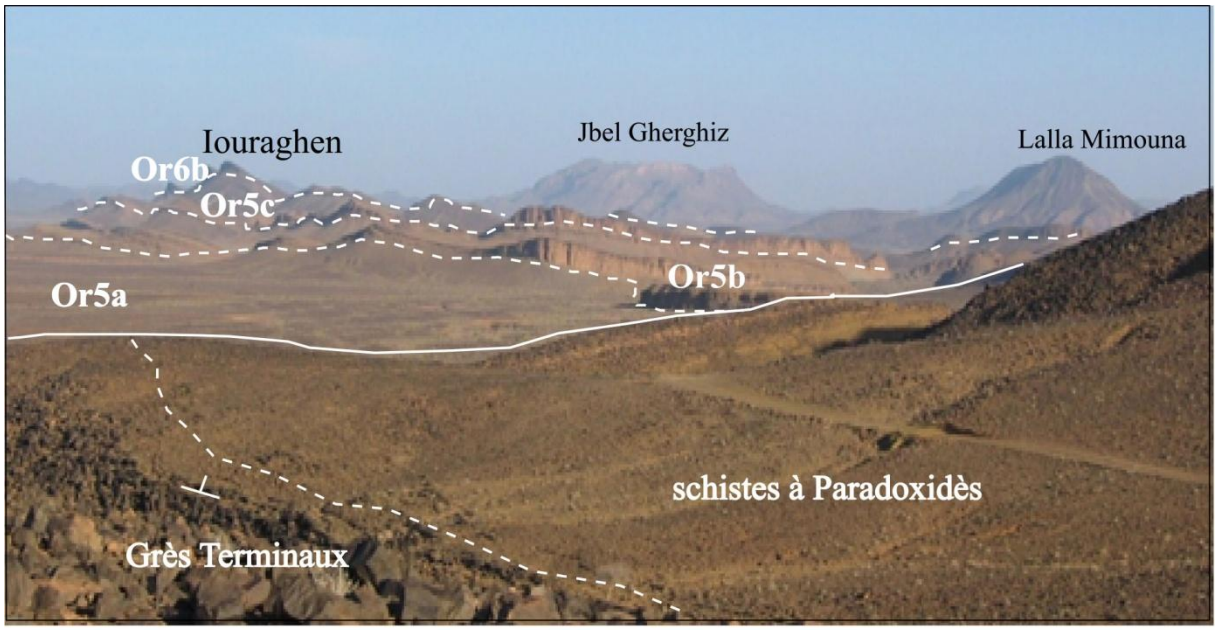


Fig. 6.5: Les formations de l'Ordovicien basculées vers le sud-est dans le secteur de Tamsermasse, au sud de Bou Adil.

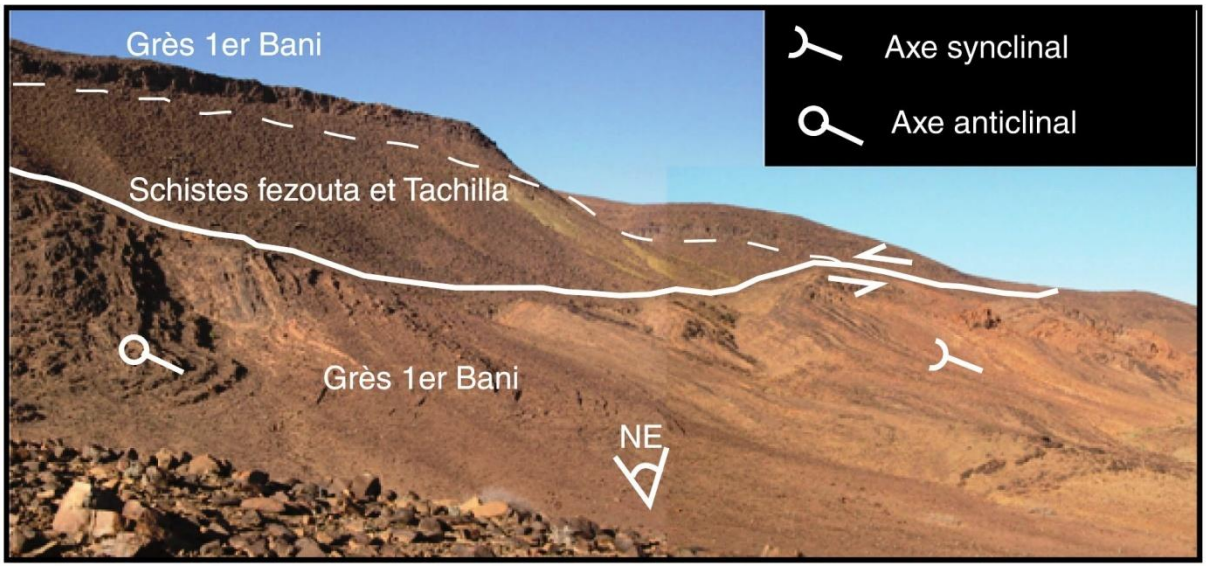


Fig. 6.6: Décollement et plissement des grès du 1er Bani sur les pélites Fezouta et Tachilla au Nord-Ouest de Tawjimt Nitbirène.

A proximité du massif précambrien, il devient visible que les domaines monoclinaux correspondent à des blocs de socle rigide, basculés d'un seul tenant vers le S ou le SE (voir chap. 3, Figs. 1 et 8). Ceci apparaît encore mieux en image Google Earth telle que celle de la figure suivante (Fig. 6.7). Dans le cas présenté par cette image, on peut observer que le bloc rigide était déjà faiblement basculé dès le Cambrien inférieur, puisque les strates cambriennes changent progressivement d'épaisseur sur 2 km de distance.

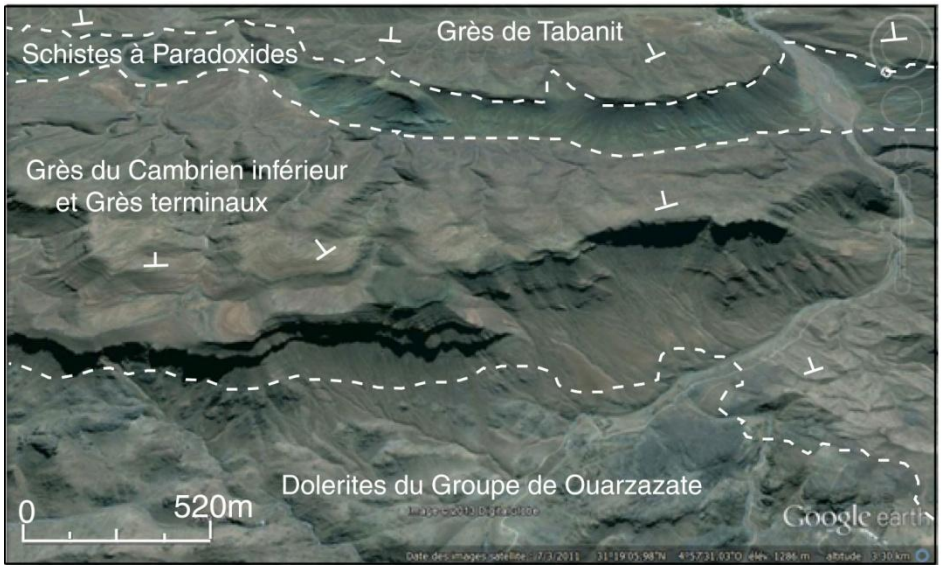


Fig. 6.7 : Le bloc basculé du J. Bou Saboun. Image Google Earth basculée vers le SSE.

La structure en blocs monoclinaux basculés est la règle tout autour du massif précambrien. C'est encore visible en image Google Earth au sud d'Ouinguigui (fig. 6.8).

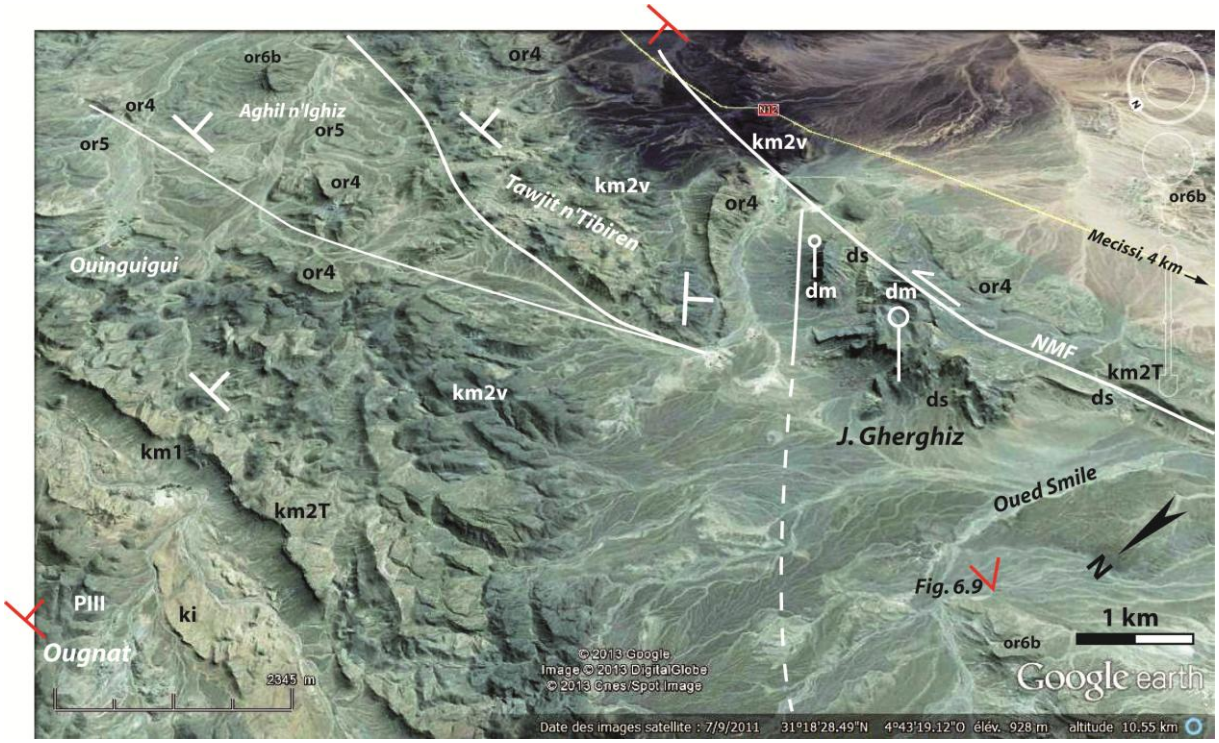


Fig. 6.8 : Panneaux basculés de Ouinguigui, Aghil n'Ighiz et Tawjit n'Tibiren, massif plissé du J. Gherghiz et faille Nord-Mecissi. Image Google Earth basculée vers le SE. Localisation Fig. 6.21.

Cependant, en s'éloignant du socle vers le sud, on voit apparaître des plis relativement serrés dans les niveaux supérieurs de la couverture, d'âge Dévonien et Carbonifère inférieur. Ce sont par exemple ceux du massif du J. Gherghiz (fig. 6.9), visible au sud des grands

panneaux monoclinaux de Ouinguigui et Tawjit n'Itibiren. L'apparition de plis serrés dans les niveaux supérieurs d'une couverture dont la base est monoclinale suggère évidemment l'intervention de décollements dysharmoniques dans les divers niveaux incompétents (voir plus haut, fig. 4). Cependant, outre ce type de plis, on peut aussi observer au Jbel Angal un pli anticlinal dessiné par les couches cambriennes, immédiatement au toit du socle (voir plus loin).

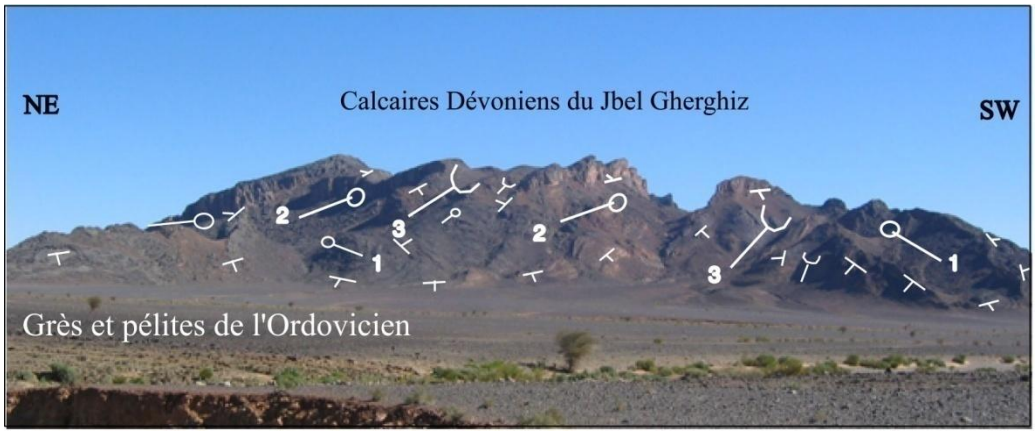


Fig. 6.9: Plis du massif dévonien du J. Gherghiz, vus du nord. **1**: anticlinal N120, **2**: anticlinal N30, **3**: synclinal N30. Localisation : voir fig. précédente.

Sur la base de la cartographie géologique au 1/50.000, on a établi une carte structurale synthétique du secteur sud de l'Ougnat (fig. 6.10). Les paragraphes suivant sont consacrés à l'analyse des diverses structures qui s'y trouvent représentées. Dans la suite seront abordées les questions de cinématique d'ensemble et de chronologie de la déformation. Une dernière section examinera l'insertion de ces résultats dans le cadre de l'Anti-Atlas oriental.

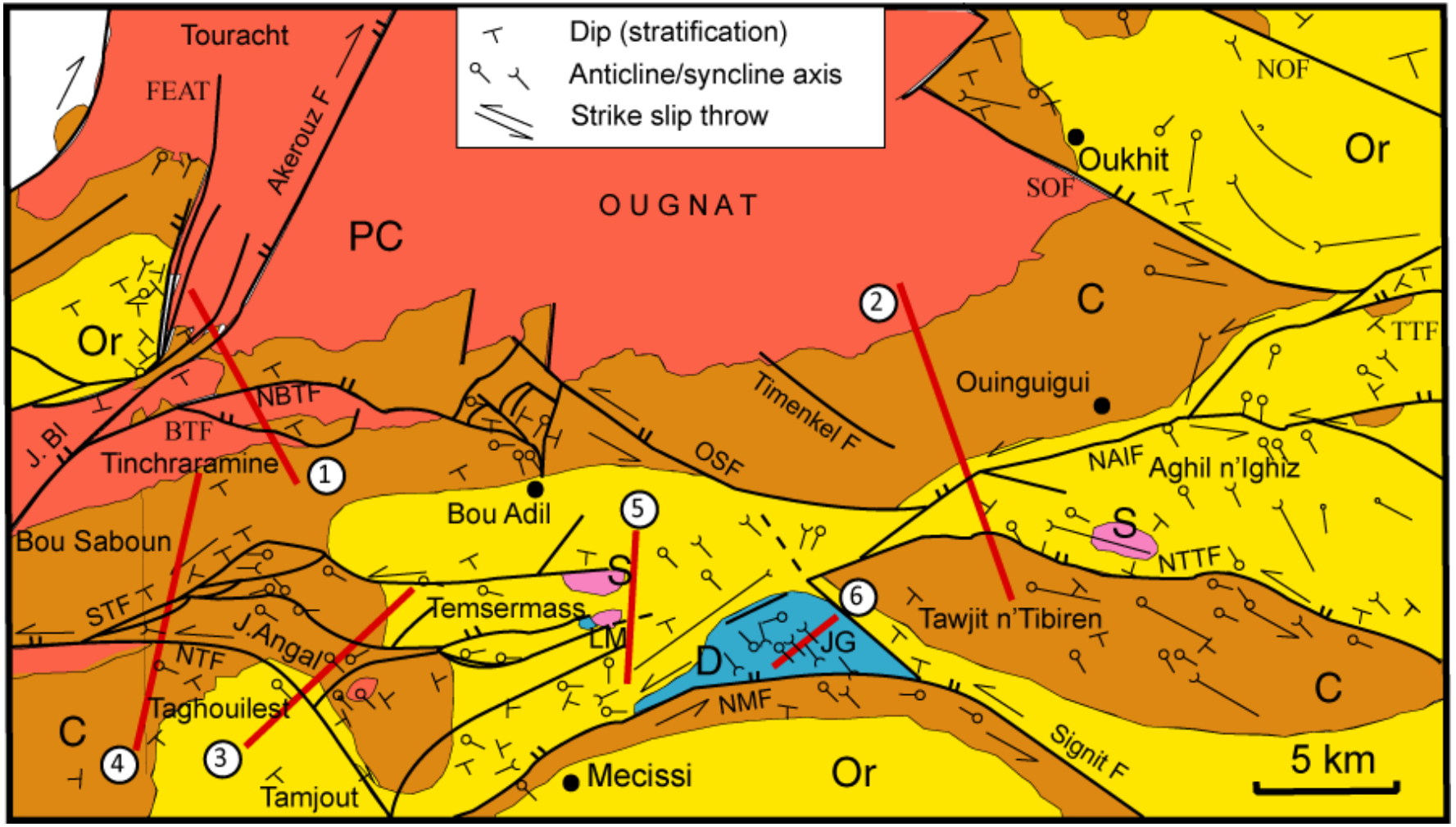


Fig. 6.10 : Carte structurale du Paléozoïque du secteur Sud Ougnat (feuilles Oukhit et Bouadil de la carte géologique du Maroc, échelle 1:50000). Pc : Précambrien ; C : Cambrien ; Or : Ordovicien ; S : Silurien ; D : Dévonien. J. BI.: Jebel Bou Iblane; JG: Jebel Gherghiz; LM: Lalla Mimouna; NIIF: Faille Nord-Ighil n'Ighiz; NMF: Faille Nord-Mecissi; NTF: Faille Nord-Taghwilest; OSF: Faille Oued Smile; NTTF : Faille Nord Tawjimt n'Itbirene.; STF : Faille sud Tinchraramine ; NOF : faille nord Oukhit ; SOF : Faille Sud Oukhit ; FEAT : Faille Est Amalou n'Tamnirt ; BTF : faille brytine de Tinchraramine; TTF : Faille Tizi n'Taghatine. 1-6 : Trace des coupes (voir figs. 6.17, 6.21, 6.24 et 6.26).

IV.2. Le faisceau de failles d'Akerouz et les blocs adjacents

La faille d'Akerouz, dirigée NE-SW, recoupe tout le massif de l'Ougnat (Fig. 6.10). A l'Est de la faille s'étend le bloc central du massif précambrien, à l'Ouest se trouve le bloc de Touracht, qui s'ennoie vers le sud sous le synclinal cambro-ordovicien d'Amalou n'Tamenirt. Au sud, la faille d'Akerouz se raccorde à des failles de direction moyenne E-W, parmi lesquelles les failles qui affectent le Précambrien de Tinchraramine.

Dans sa partie nord, la faille d'Akerouz limite à l'est le grand panneau de terrains cambriens isolés au milieu des terrains précambriens entre Mellab et Akerouz (Fig. 6.11 ; voir aussi chapitre Précambrien, fig. 2.1). Elle a donc dans le secteur nord un rejet normal à regard Sud-Est. C'est le contraire dans la partie sud du massif, où la faille d'Akerouz se résout en plusieurs failles de direction voisine (« queue de cheval ») qui sont des failles normales à regard Nord-Ouest (la faille d'Akerouz au nord de Bou Oufzad (AF) présente une direction N80° avec un pendage de 60° vers le nord), déterminant un basculement avec jeu dextre des compartiments nord-occidentaux (Fig. 6.12). Ceci suggère que la faille présente plusieurs jeux importants et successifs selon la direction de la contrainte et le pendage de la faille.

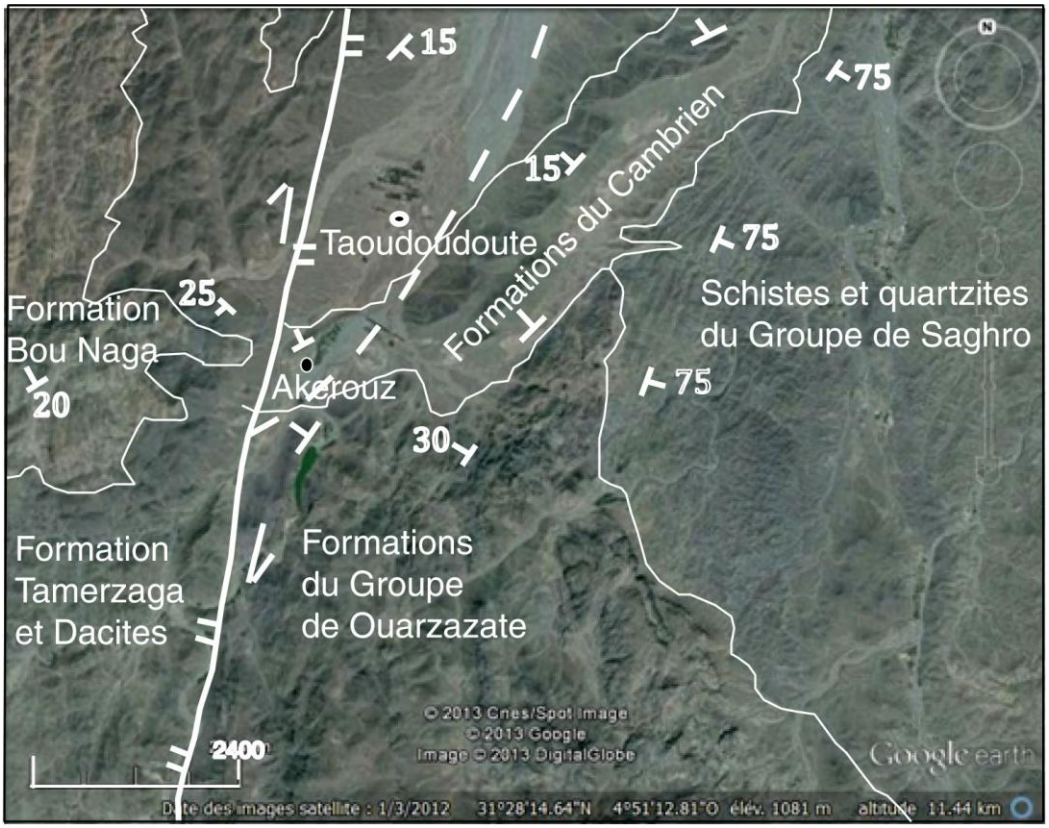


Fig. 6.11 : La faille d'Akerouz délimitant les formations des différents âges dans l'ouest du massif de l'Ougnat.

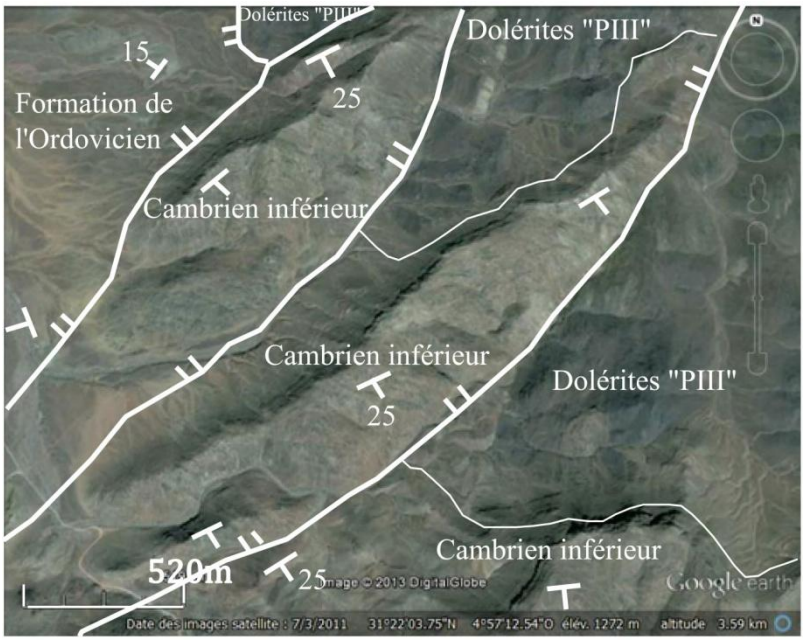


Fig. 6.12 : Failles de direction NE-SW (« queue de cheval ») de la continuité SW de la faille d'Akerouz qui délimitent des blocs basculés vers le SSE à Izougaghen n'Tamda.

IV.3. Les failles de Tinchraramine et les blocs adjacents

Dans la région d'affleurements précambriens de Tinchraramine (Titechraramine sur la carte) passent deux failles importantes, ici nommées faille Nord-Bou Saboun-Tinchraramine (NBTF) et faille de la Barytine-Tinchraramine (BTF).

La faille NBTF est ainsi désignée comme étant la faille limitant au Nord le bloc éponyme (Fig. 6.10 et 6.18c). C'est la première des failles à tracé courbe et orientation générale E-W que nous rencontrons dans cette description du secteur Sud-Ougnat. Son extrémité occidentale se raccorde obliquement à la faille d'Akerouz. Son extrémité orientale se situe dans un nœud de failles complexe à Bou Adil. Le bloc du Précambrien de Tinchraramine est basculé vers le SSE de 25-30°, comme le montre les pendages dans les terrains cambriens qui le recouvre depuis le J. Bou Saboun à l'Ouest (Fig. 6.13) jusqu'à proximité de Bou Adil à l'Est. Le bord septentrional de ce bloc fait affleurer le Précambrien, bordé au nord de la faille par des terrains cambriens eux-mêmes basculés vers le SSE, et appartenant au bloc central de l'Ougnat. On a affaire à une géométrie de faille normale à regard NNW (Fig. 6.10). La courbure générale du tracé de la faille, convexe vers le nord, est surprenante (on s'attendrait à une courbure nulle ou, pour une faille normale listrique, concave vers le nord). Peut-être faut-il y voir l'effet de l'inversion (partielle) d'un ensemble de paléofailles durant la compression varisque.

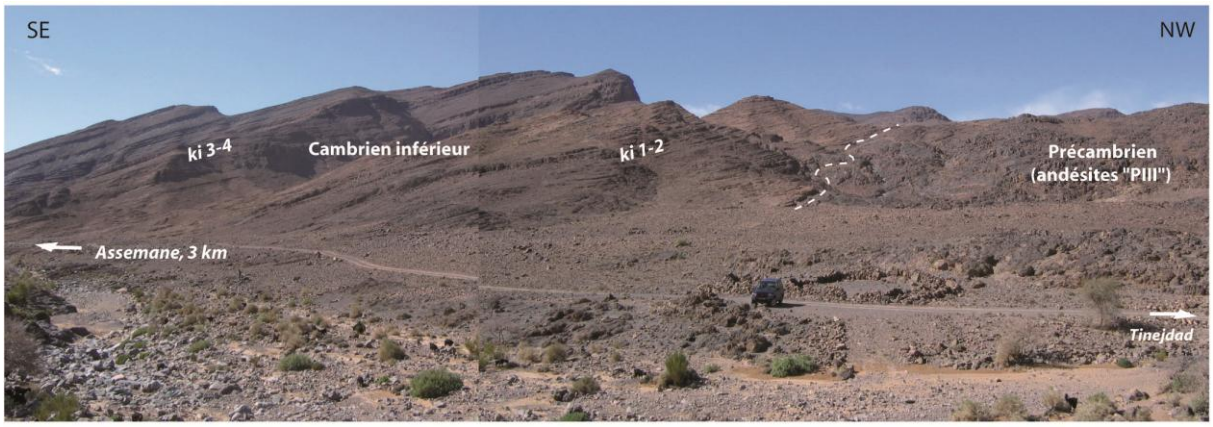


Fig. 6.13 : Basculement vers le sud de la série du Cambrien près du douar Assemame, Ouest de Bou Adil.

Au sud de la NBTF, dans le massif de Tinchraramine, la faille à Barytine BTF découpe une lentille tectonique de 5x2 km environ en carte. Le bloc lenticulaire qu'elle isole est basculé lui aussi au SE (Fig. 6.14). Le plan de faille est très visible dans le secteur de la mine, aussi bien dans le paysage (Fig. 6.15) qu'à l'affleurement (Fig. 6.16). Sur le miroir de faille de direction N120° et de pendage 85° vers le NE, les critères cinématiques (lentilles C/S, stries à pitch 28°WNW senestre) indiquent un jeu normal dominant associé à un jeu senestre. Ce jeu en extension est à associer à la mise en place de la minéralisation en barytine. Il semble qu'il s'agisse d'une réouverture postérieure à la tectonique d'inversion, réouverture peut-être permo-triasique comme à El Hamda-Touroug, au nord du massif (Raddi et al., 2011).

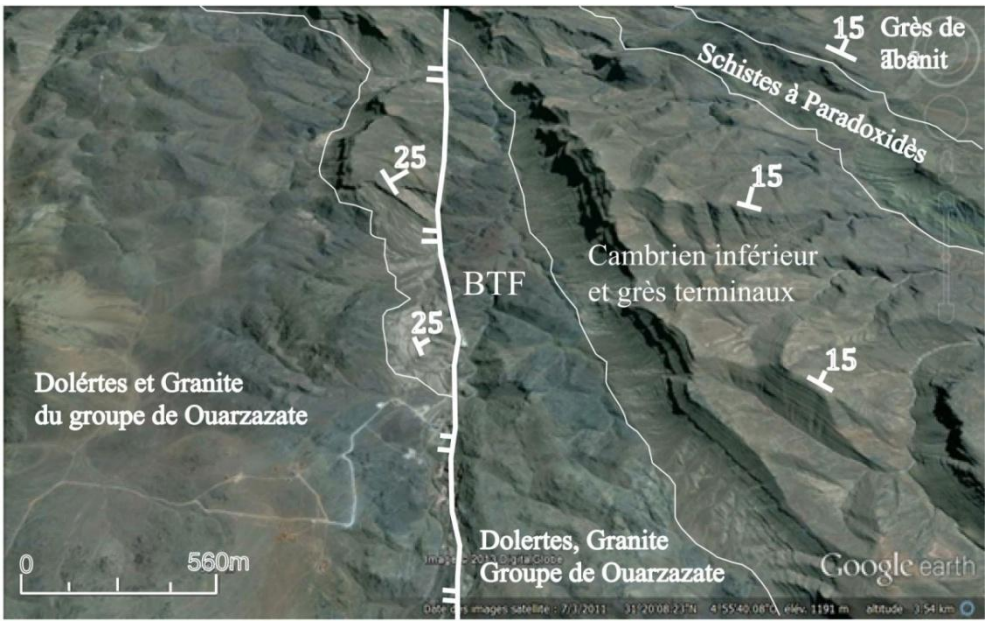


Fig. 6.14 : Bloc du Cambrien inférieur isolé et basculé vers le SE dans le bloc de Tinchraramine.

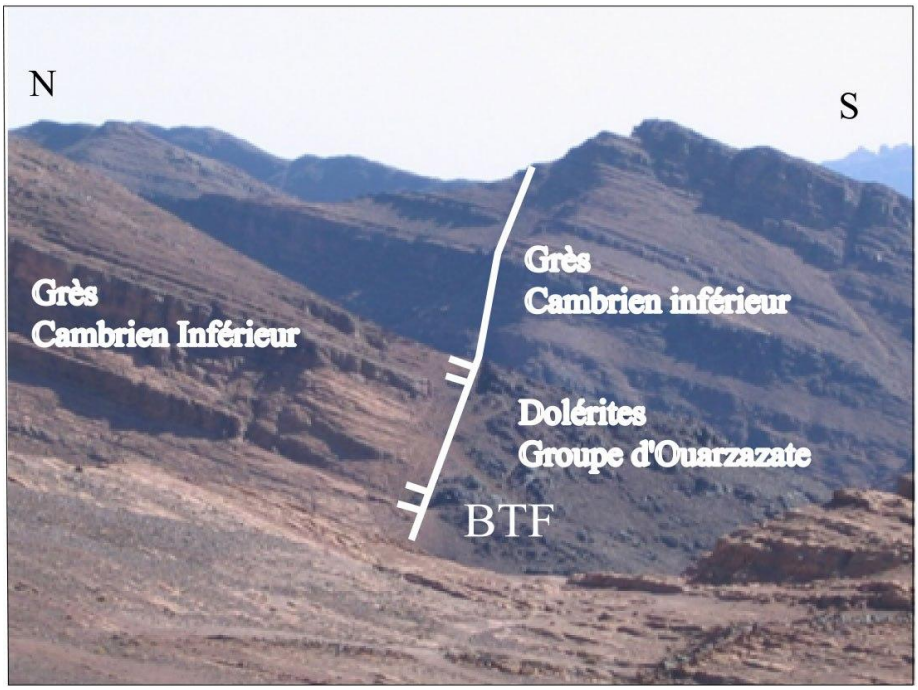


Fig. 6.15 : Faille à barytine qui a basculé une lentille des terrains cambriens dans le bloc de Tinchraramine.



Fig. 6.16. Faille à barytine de Tinchraramine (BTF), coordonnées N 31°20’12’’, W 4°55’45’’.

La coupe NW-SE de ce secteur, Coupe n°1 (Fig. 6.17) fait apparaître l'ensemble des failles de ce secteur (Sud Akerouz-Tinchraramine) et des blocs basculés qu'elles limitent.

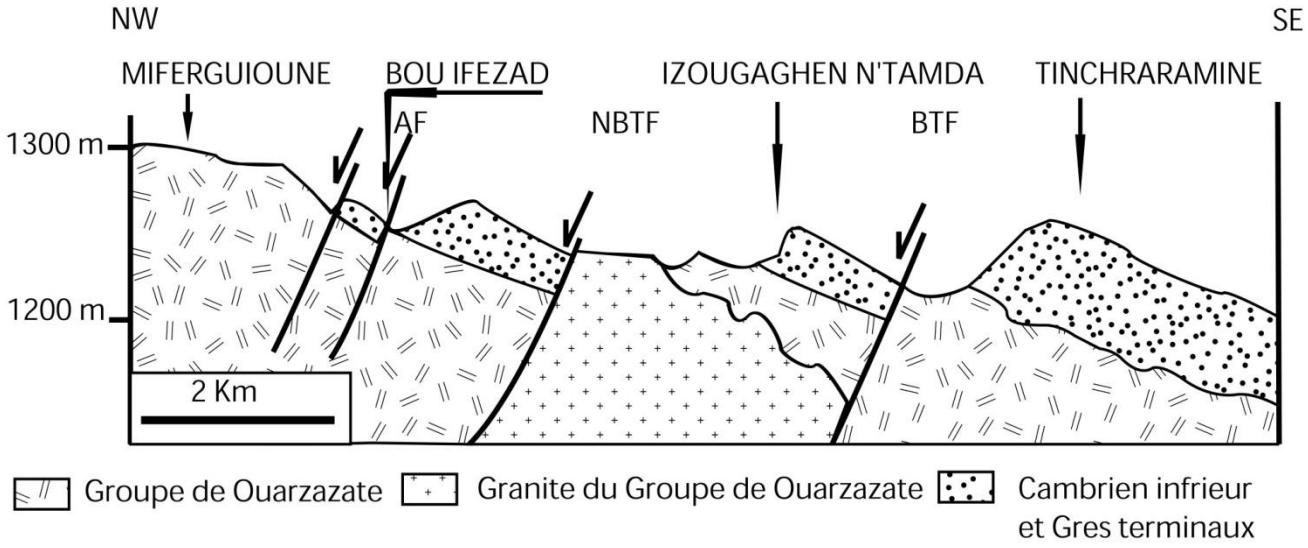


Fig. 6.17 : Coupe NW-SE passant par les secteurs Miferguioune et Tinchraramine affectés par les failles Akerouz (AF), faille Nord Bou Saboun-Tinchraramine (NBTF) et la faille Barytine-Tinchraramine (BTF) montrant le basculement des blocs vers le SE (localisation : Fig. 6.10, coupe n°1).

Le bloc basculé Bou Saboun-Tinchraramine est bordé au sud par la faille Sud-Bou Saboun-Tinchraramine (SBTF) et, vers l'ouest, par le prolongement de la faille Nord-Taghouilest (NTF), à laquelle la précédente se raccorde obliquement. Dans le secteur où les deux failles se raccordent, on observe des plis mineurs dans les couches cambriennes stratifiées (Fig. 6.18a et Fig.6.18b). D'autres plis sont observés plus au NE, dans une lentille tectonique associée à la SBTF. Leur disposition en échelon sur la faille, ainsi que les mesures de stries et les indicateurs cinématiques associés montrent un jeu décrochant senestre sur les deux failles SBTF et NTF (Fig. 6.18a).

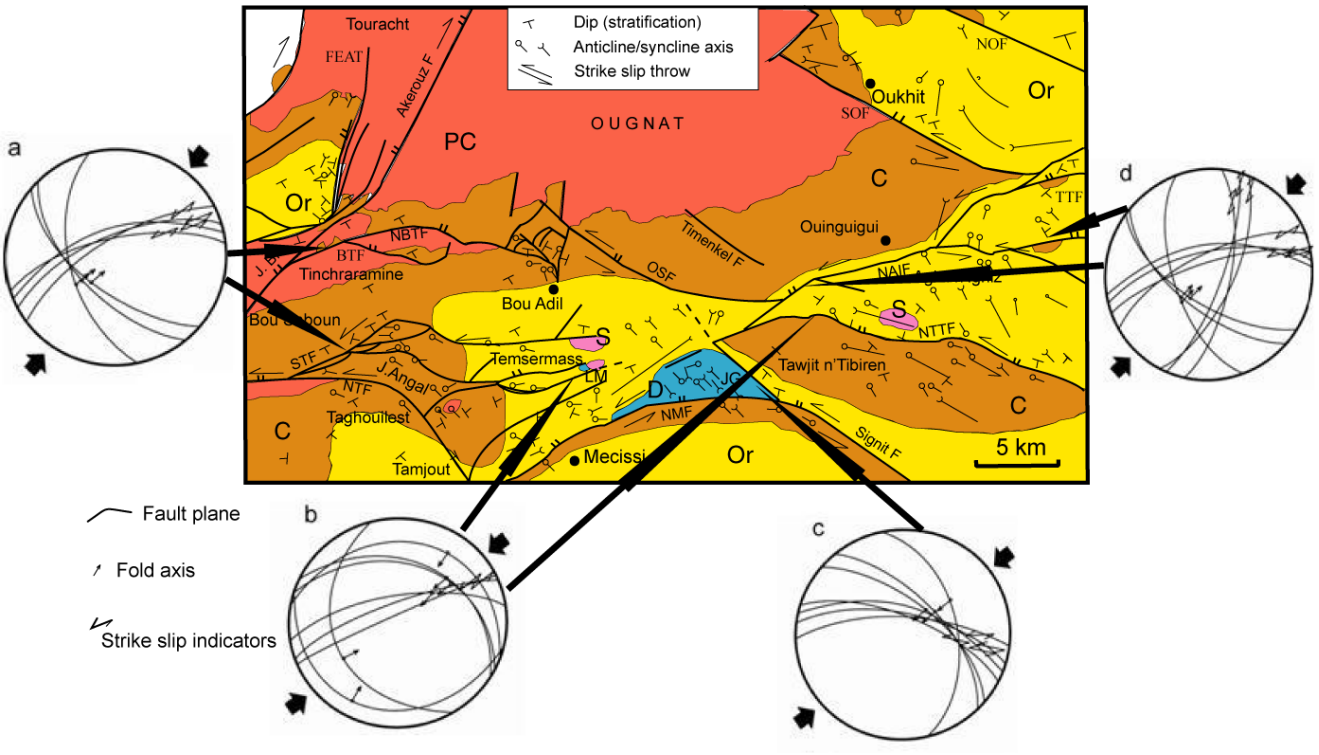


Fig. 6.18a : Carte structurale du Paléozoïque du secteur Sud Ougnat. J. BI.: Jebel Bou Iblane; JG: Jebel Gherghiz; LM: Lalla Mimouna; NIIF: Faille Nord-Ighil n'Ighiz; NMF: Faille Nord-Mecissi; NTF: Faille Nord-Taghwilest; OSF: Faille Oued Smile; SIIF: Faille Sud-Ighil n'Ighiz. Stéréogrammes (canevas de Wulf, hémisphère inférieur). **a** : jeu décrochant senestre sur les deux failles SBTF et NTF ; **b : La** direction dominante des axes de plis à la fois majeurs et mineurs WNW-ESE à NW-SE dans les failles nord Lalla Mimouna et la faille nord de Tawjimt n'Itbirene (NTTF). **c :** Les plis de longueur d'onde plus courtes au niveau des dépôts de Dévonien en relation avec la faille nord Msissi (NMF)**; d** : les failles nord Ighil n'Ighis (NAIF) dans le SW du bloc Ighil n'Ighis et vers l'Est dans le synclinal de Tizi n'Taghatine.

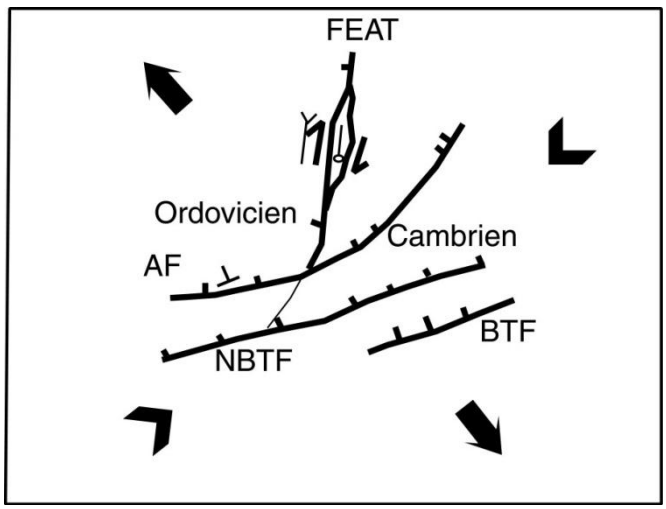


Fig. 6.18b : Schéma de la cinématique des failles dans une compression NE-SW. FEAT : failles Est Amalou nTamnirt, AF : Faille Akerouz, NBTF : Faille Nord Bou Saboun-Tinchraramine (Fig. 6.18c), BTF faille Barytine-Tinchraramine.

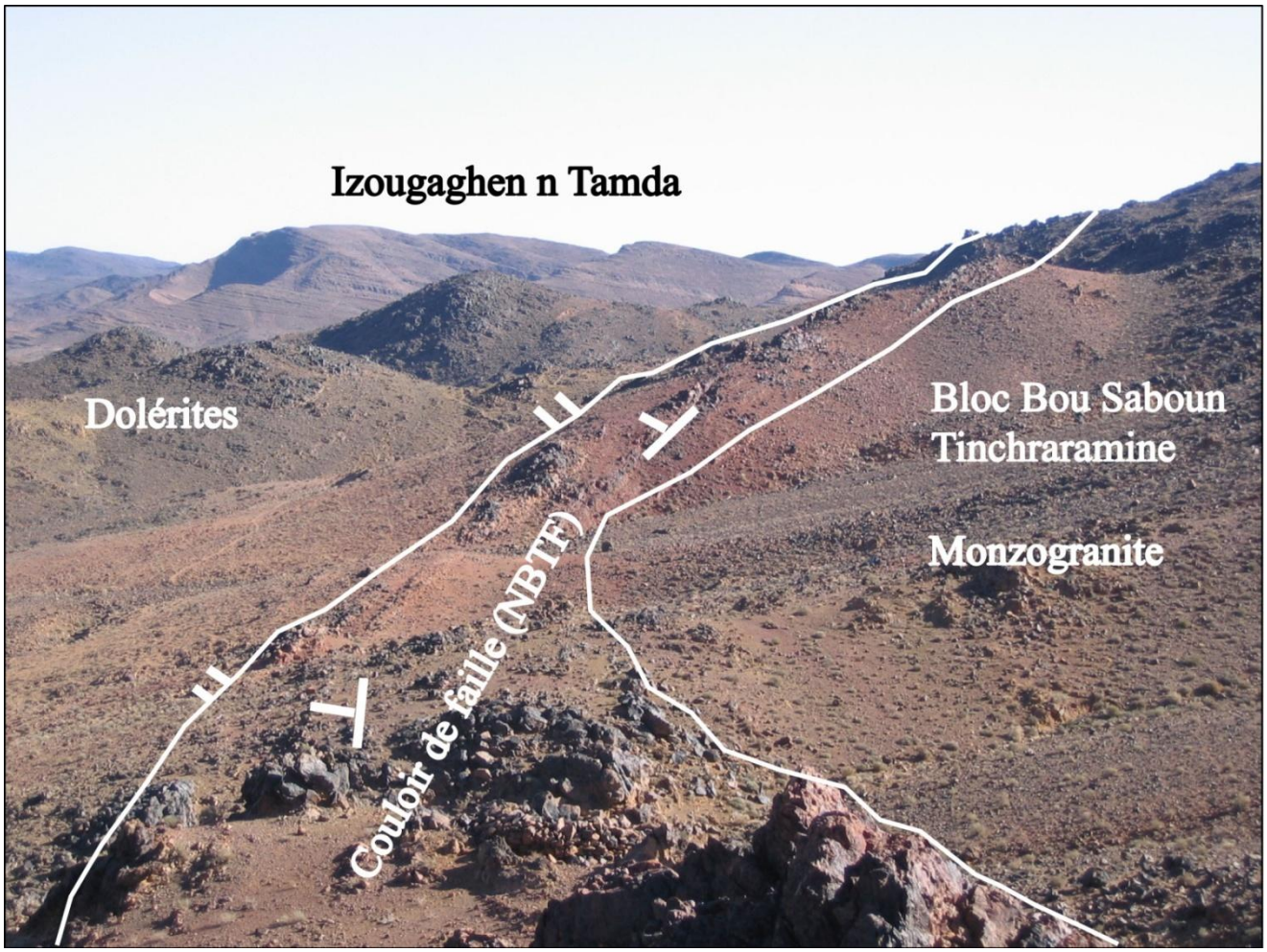


Fig. 6.18c : Faille nord Bou Saboun Tinchraramine (NBTF), vue vers l'Est depuis la piste de Tinjdad à Msissi.

IV.4. Le secteur faillé de Bou Adil

Ce secteur se situe entre les deux grands blocs de Bou Saboun-Tinchraramine (BST) et d'Ouinguigui, respectivement à l'ouest et à l'est de Bou Adil. Plusieurs failles s'y recoupent, avec des directions NW-SE et NE-SW (carte Fig. 6.10). Alors que le bloc BST est basculé de 30° au SSE (Fig. 6.19A), l'un des petits blocs plus au nord est basculé à 45° vers le sud sur sa bordure nord-ouest (J. Bou Ouzou ; Fig. 6.19B), suggérant une déformation du socle, probablement par failles mineures multiples, contre la faille responsable du basculement. On retrouve un type de déformation analogue au J. Angal (voir plus loin).

Le même secteur offre encore un bel exemple de faille à pendage NW, séparant deux petits blocs basculés au SE de 30 à 40°, à environ 3 km au nord-ouest de Bou Adil (Fig. 6.20).

Au nord de Bou Adil, entre les failles du nord Bou Saboun - Tinchraramine (NBTF) et la faille de l'Oued Smile (OSF), plusieurs failles de directions NE-SW et de fort pendage vers

le NW ont affecté les formations du groupe de Ouarzazate et les formations du Cambrien. Ce secteur est structuré en plusieurs petits blocs basculés de 30 à 35°vers le SE avec répétitions des mêmes formations (Fig. 6.19B).

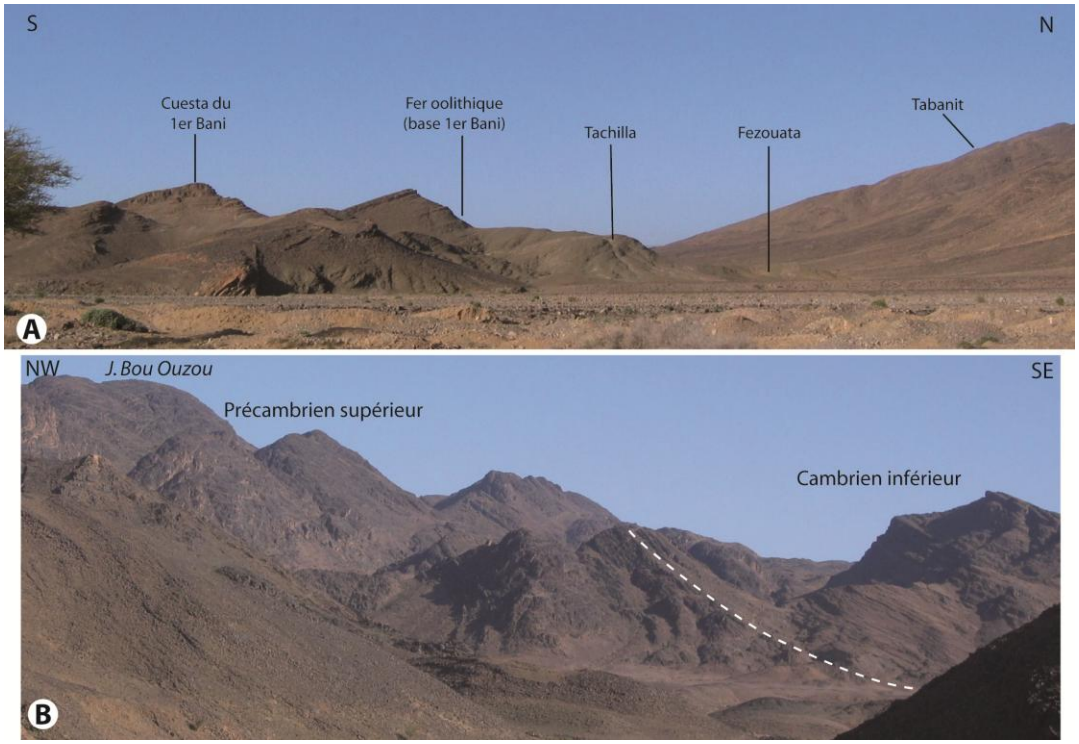


Fig. 6.19 : Secteur faillé de Bou Adil ; **A** : vers l'ouest, le bloc Bou Saboun Tinchraramine (BST) basculé de 30° au SSE ; **B** : vers l'Est un des petits blocs est basculé à 45° sur sa bordure nord-ouest.

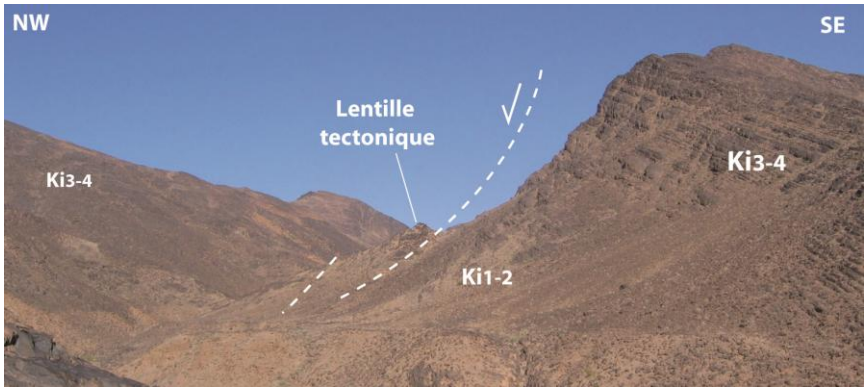


Fig. 6.20 : Faille à pendage NW, séparant deux petits blocs basculés au SE de 30 à 40°, 3 km au NW de Bou Adil.

IV.5. La coupe Ouinguigui-Tawjimt-n'Tibirene

Cette coupe (Fig. 6.21) est analogue à celle du secteur Sud Akerouz-Tinchraramine. Elle est localisée par un trait sur l'image Google Earth (Fig. 6.8) et c'est la coupe n°2 sur la carte (fig. 6.10). Elle montre le bloc Ougnat-Aberchane au nord de la faille Nord Ighil n'Ighis

(NAIF) (Fig. 6.22-2A, B et C), puis l'extrémité occidentale du bloc d'Ighil n'Ighis, le bloc de Tawjimt n'Itbirene entre les failles Nord Msissi (NMF) et la faille Nord Tawjimt n'Itbirene (NTTF) (Fig. 6.22-1A, B et C)

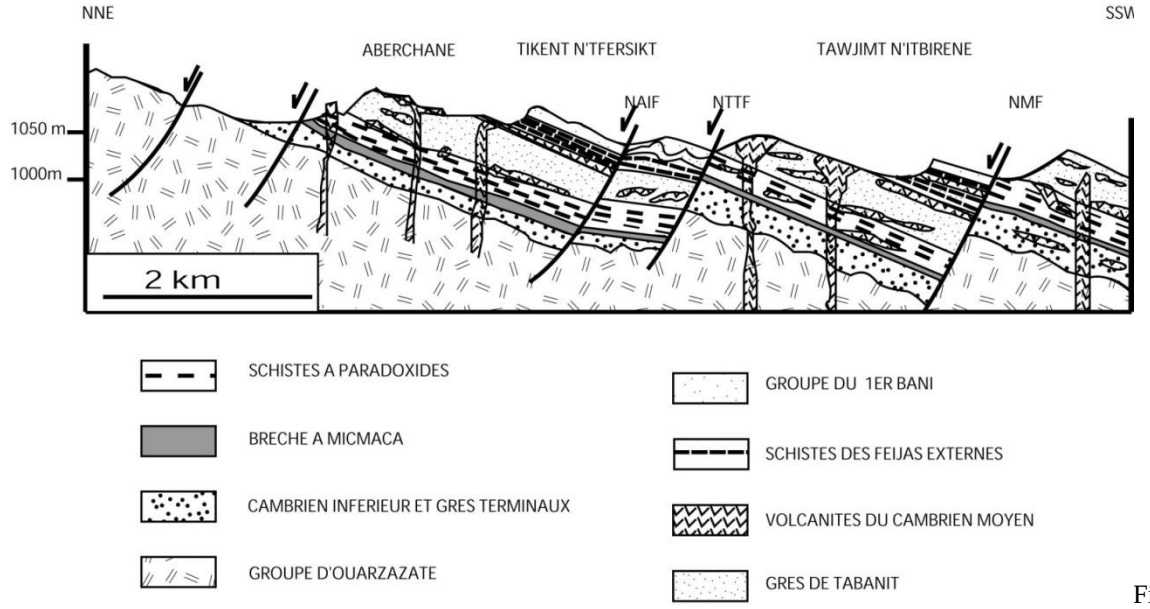


Fig. 6.21 : Coupe passant par les secteurs d'Aberchane-Tawjimt n'Itbirene affectés par les failles Nord Ighil n'Irhiss (NAIF), Nord Tawjimt n'itbirene (NTTF) et Nord Msissi (NMF) et montrant le basculement des blocs vers le SSE (localisation Fig. 6.10, coupe n°2).

Vers l'est, le bloc Ighil n'Ighiz montre également des détachements d'une part entre les Grès du Premier Bani et les grès de Tabanit (Fig. 6.22-2A et C), au niveau des pélites des formations de Fezouata et Tachilla, et d'autre part entre les Grès de Tabanit et les "Grès terminaux", au niveau des pélites de la formation des «Schistes à *Paradoxides* », puis entre cette couverture paléozoïque et le socle Précambrien. De larges anticlinaux sont aussi développés au nord et au sud de ce bloc affaissé d'Ighil n'Ighiz. La plupart des autres plis observés dans la zone sud de l'Ougnat correspondent à de petits plis en échelons (Fig. 6.22-1B et Fig. 6.22-2B) associés aux failles N070, N110 et N020 à N045 délimitant les blocs monoclinaux. La direction dominante des axes de plis à la fois majeurs et mineurs est WNW-ESE à NW-SE (Fig. 6.10 et 6. 18a d), indiquant une direction régionale de raccourcissement NE-SW.

Le bloc de Tawjimt N'Itbirne allongé NW-SE, représenté au cœur par la formation des grès de Tabanit du Cambrien et les volcanites associées (Fig. 6.8 et Fig. 6.21) et au sud par les formations de l'Ordovicien. Le bloc est basculé de 25 à 30° vers le sud et le sud-est. Il est limité au nord et à l'est par la faille Nord Tawjimt n'Itbirene (NTTF) et au sud par la Faille Nord Msissi (NMF).

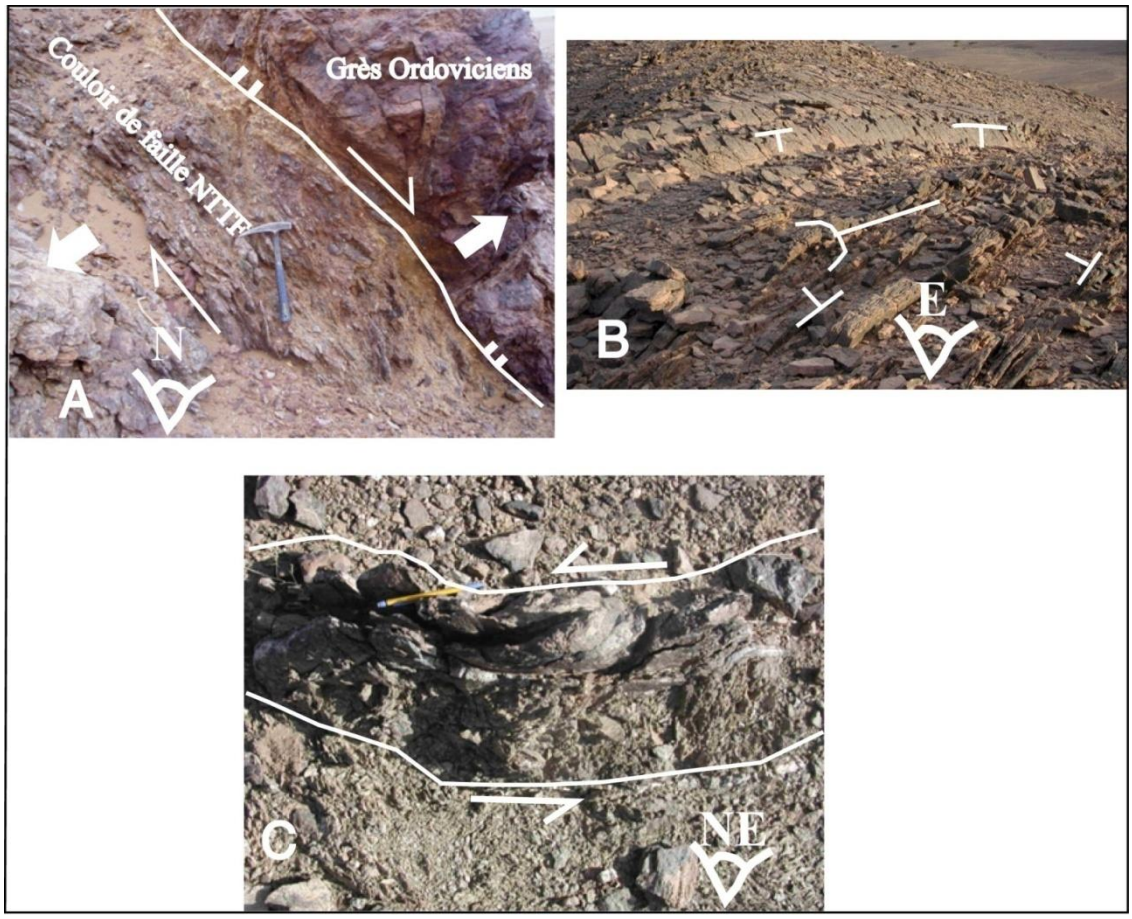


Fig. 6. 22-1 : Faille Nord Tawjimt n'Itbirene (NTTF) ; **A** : Aspect du couloir de faille à l'est de Tawjimt n'Itbirene, montrant un jeu normal important suivi d'un jeu inverse senestre. **B** : plis en echellon en relation avec le jeu décrochant de la faille ; **C** : détail de la faille nord Tawjimt n'itbirene (NTTF) montrant un jeu senestre.

Le bloc d'Aghri n'Ighis est localisé au centre de la carte Oukhit au 1/50 000, de direction en général NW-SE, avec la formation du Silurien au cœur. Au nord il est limité par la faille Nord d'Ighir n'Ighis (NAIF) à jeu normal dominant qui laisse apparaître des formations du Cambrien moyen avec le volcanisme. Il est limité au sud et à l'ouest par la faille Nord Tawjimt n'Itibirene (NTTF) (Fig. 6.8). Le bloc est basculé vers le sud et le sud-est de 25 à 30°. Près des failles, on remarque de nombreux plis de décrochement (Fig.6.22-1B et Fig.6.22-2B). Ceci est bien développé sur la limite nord-ouest du bloc où il y a rapprochement des deux failles (NAIF) et (NTTF) (Fig. 6.8 et 6.21).

La faille nord de Tawjimt n'Itbirene (NTTF) affecte les terrains du Paléozoïque. Elle a en premier lieu un jeu normal important et dominant (Fig. 6.22-1A), puis en deuxième lieu, un jeu inverse senestre (Fig. 6.22-1C). Elle met en contact les formations du Cambrien avec son volcanisme qui forme le secteur de Tawjimt n'Itbirne au SW et les différentes formations de l'Ordovicien et du Silurien du synclinal Aghri n'Ighis.

D’ampleur régionale, cette faille est matérialisée par la grande flexure qui prend en écharpe tout le flanc Nord de l’antiforme de Tawjimt-n-Itbirne. Cette faille s’étend de Hassi TamouHout à l’Ouest jusqu’à Oued Qayd Rami à l’Est. Il s’agit en fait de la juxtaposition de segments E-W à pendage vers le Nord et NW-SE à pendage vers le Nord Est. Sur son parcours, cet accident a fait l’objet d’analyse microstructurale (Fig. 6.18a b).

Au niveau de l’oued Quaid Rami, la faille qui affecte le flanc est du bloc de Tawjimt n’Itbirne présente une direction N120, avec un pendage de 55° vers le Nord. Le plan de faille est ferrugineux et présente une zone bréchique en forme de poissons qui indique le sens du mouvement (Fig. 6.22-1A) ; il s’agit d’un mouvement inverse vers le sud, chevauchement des Ktaoua Or5c sur le premier Bani. De part et d’autre de la faille on observe des plis déversés vers le sud. Le rejet est variable d’un secteur à l’autre, de 60 m à plusieurs centaines de mètres.

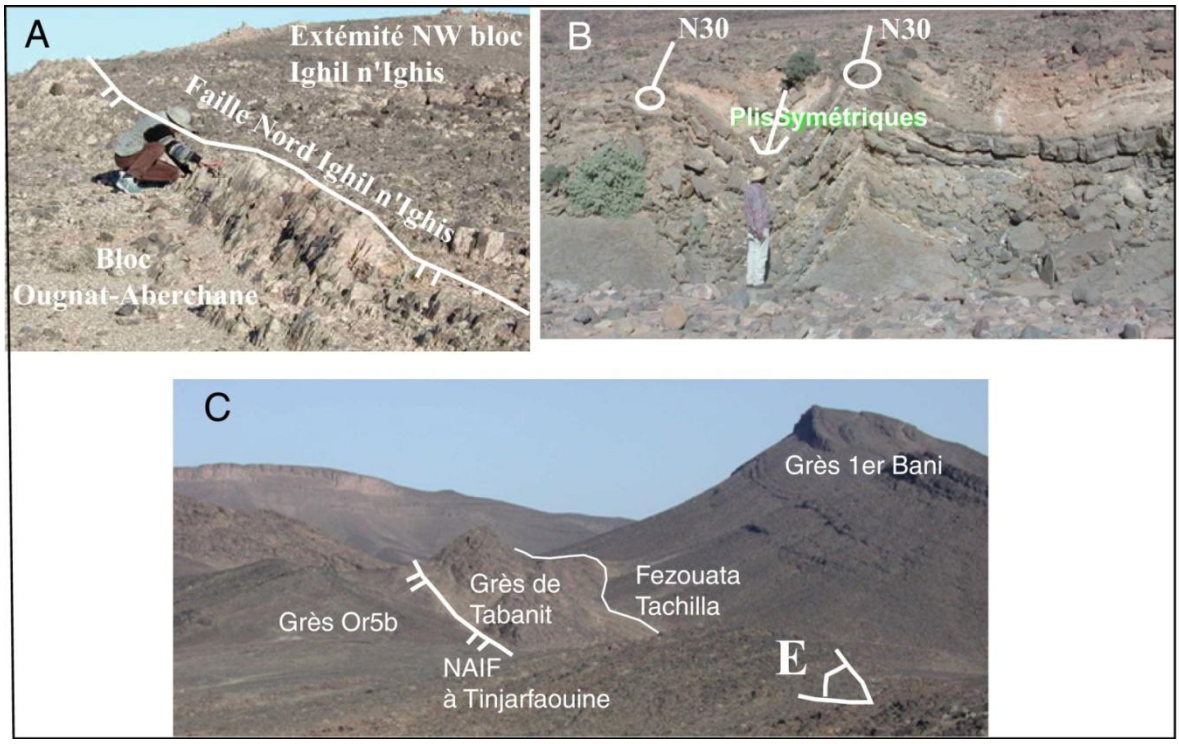


Fig. 6.22-2: failles nord Ighil n’Ighis (NAIF), **A** : Jeu normal avec basculement vers le sud du bloc Ighil n’Ighis ; **B** : Plis N30 au sud de Tourtite Ouinguigui sur le prolongement de la même faille ; **C** : Continuité vers l’Est de la même faille avec basculement du bloc de Tinjarfaouine vers le S

Au point coté 1111 m, la faille est de direction E-W, pendage 80 N avec un jeu inverse ; le plan de faille est bréchique, rempli de quartz sur 2 m d’épaisseur. Par contre dans les affleurements du 1er Bani, du même secteur , une faille conjuguée présente une direction N30, pendage 72° NW et à jeu normal avec des structures en S et des plis déversés vers l’Est.

Parmi les critères du mouvement de cette faille, on note son parcours plus ou moins rectiligne, les stries horizontales et obliques, la disposition des plis associés de part et d’autre de la faille

et des lentilles écaillées en forme de poissons avec un clivage anastomosé à l'intérieur de la zone broyée (Fig. 6.22-1 B et C). Ces marqueurs sont les témoins d'un jeu polyphasé dont les plus marquants sont un jeu normal pendant le dépôt du Paléozoïque est un jeu inverse avec une composante latérale sénestre.

La faille Nord Ighil n'Ighis est un accident à jeu normal vers le nord dominant (Fig. 6.22-2A) ; il met en contact le bloc Ougnat- Angal au nord et le bloc d'Ighil n'Ighis au sud. Vers l'est, à Tanjarfaouine, la faille montre une écaille tectonique des grès de Tabanit en contact anormal avec les termes de la formation de Tiouririne (Or5b) de l'Ordovicien (Fig. 22-2C). Des plis en échelon apparaissent dans les formations affectées par la faille, c'est le cas des plis dans les grès de la formation des Ktaoua inférieur (Or5a), dans la limite nord du bloc Ighil n'Ighis (Fig. 6.22-2B).

Dans le bloc d'Oukhit à Aboukal n'Issidal, dans les grès du premier Bani et la formation de Ktaoua, on a mesuré des plis d'axe N70, plongement de 20° vers l'Est, repris par des plis d'axe de direction N140, subhorizontal. Ceci nous a permis de déterminer l'âge relatif de deux directions de contrainte. La première est de direction NNW-SSE et la seconde est de direction NE-SW. Des plis sub-méridiens N-S à N30 sont observés dans la formation de Ktaoua au nord de ce secteur.

L'Or5c du synclinal de Tizi N Tmourghi, au nord ouest du bloc Igil n'Ighis est structuré par des plis d'axe de direction N150 plongeant de 20° vers le Sud. Les argilites des Ktaoua supérieure (Or6a) présentent des plis a axe de direction N60 à N80 plongeant de 28 à 50° vers le NE.

IV.6. La zone plissée du J. Angal

Des plis de grande longueur d'onde apparaissent dans le losange Angal-Gherghis (LAG), coincé entre quatre grands blocs monoclinaux, le bloc de Tinchraramine au Nord et au NW, le bloc de Tamjout-Taghwilest au SW, le bloc de Tawjimt n'Itbiren à l'Est et le bloc de Mecissi au SSE. Sur le côté SW du losange Angal-Gherghis, le pli du Jbel Angal est un pli coffré formé par les calcaires gréseux cambriens, les Grès terminaux, les schistes à *Paradoxides* (Fig. 6.24 3 et 6.24 4). Des plis mineurs dysharmoniques sont observés dans le Cambrien grâce à la présence de niveaux intercalaires incompétents. Les terrains précambriens affleurent au cœur de l'anticlinal sous forme d'une « mini-boutonnière » (Fig. 6.23B), ce qui implique des zones de cisaillement dans le socle sous-jacent, avec une géométrie en « pop-up ». Les couches compétentes du Cambrien sont détachées du substratum cassant le long de la série « Lie-de-vin » à sédiments marno-argileux (Fig. 6.25A). Un niveau basique apparaît dans la « mini-boutonnière » ; il peut s'agir d'un niveau volcanique « PIII » ou d'un sill d'âge Trias-Lias mis en place dans la discontinuité mécanique entre le mur précambrien et le toit cambrien. L'axe du pli plonge légèrement vers le SE (Fig. 6.23C et 6.25B), avec quelques failles normales décrochantes, et il correspond à peu près à la faille majeure qui délimite le coin NE du bloc Taghwilest (Faille Nord Taghouilest, NTF). C'est probablement ce qui explique la densité des failles mineures dans le socle sous la charnière du pli.

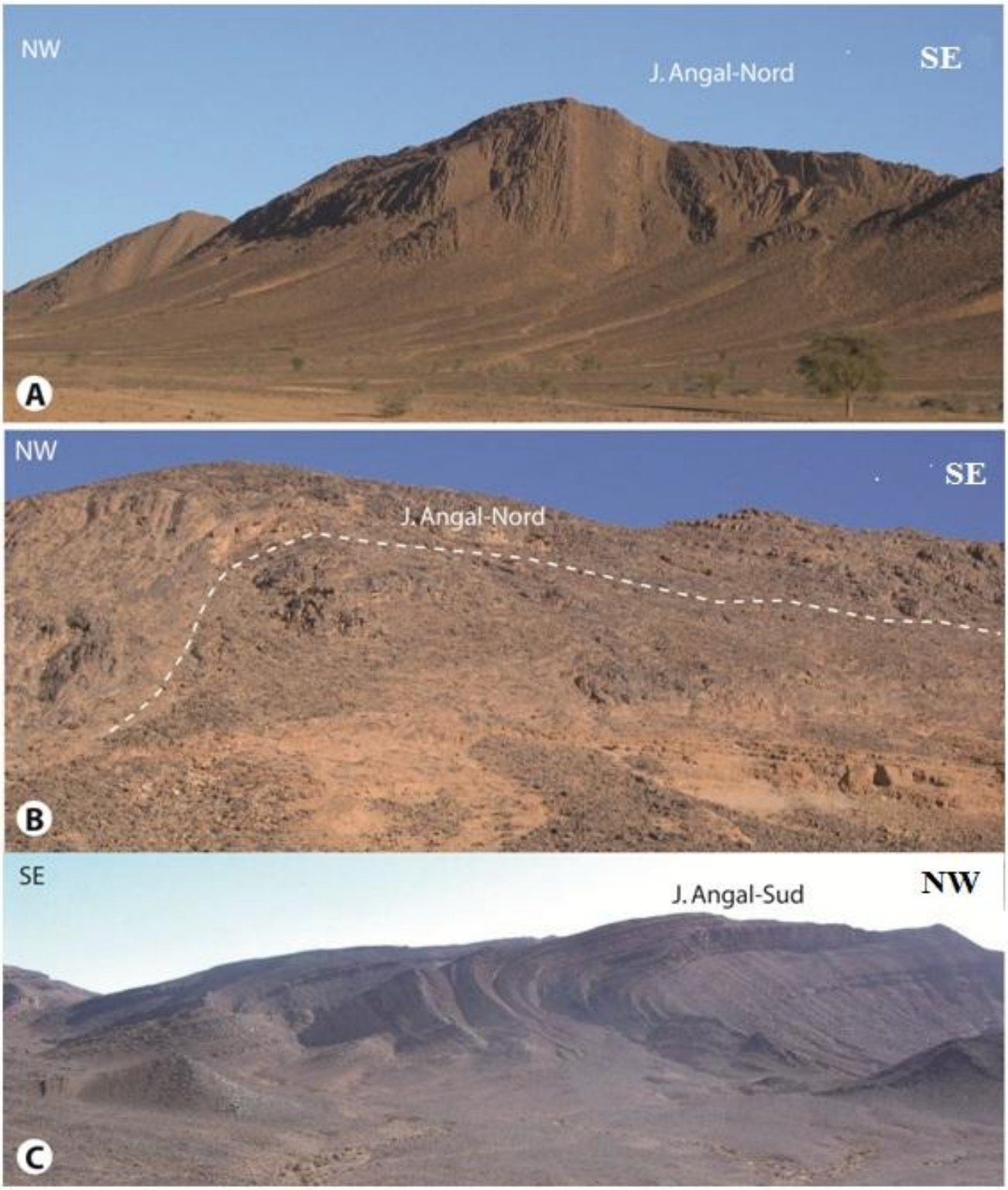


Fig. 6.23 : Anticlinal du J. Angal ; **A** : Grès de Tabanit redressés du flanc sud-ouest ; **B** : Charnière anticlinale plus au NE dans les Grès terminaux et le Cambrien inférieur ; **C** : Terminaison périanticlinale vers le SE dessinée par les formations du Cambrien inférieur et moyen, sur le flanc NE du pli.

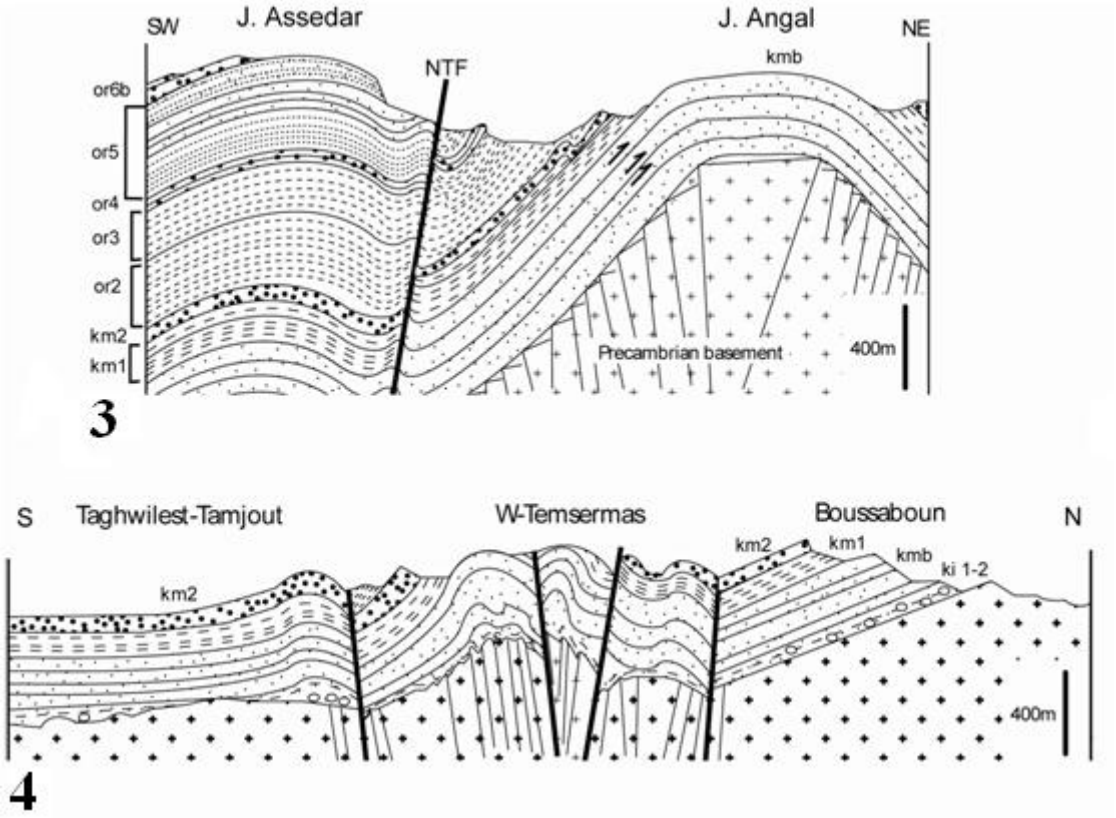


Fig. 6.24 : Coupes 3 et 4 dans les plis du losange Angal-Gherghiz (LAG). Localisation : Fig. 6.10. kmb: Cambrien moyen basal (Grès terminaux) ; km1 schistes à Paradoxides ; km2 : grès du Tabanit ; or2/or3 : schistes Tachilla/Fezouata ; or4 : grès du premier Bani ; or5 : grès du Ktaoua ; or6b : Ashgill ; si : Silurien ; D : Dévonien ; hv : Carbonifère inférieur.

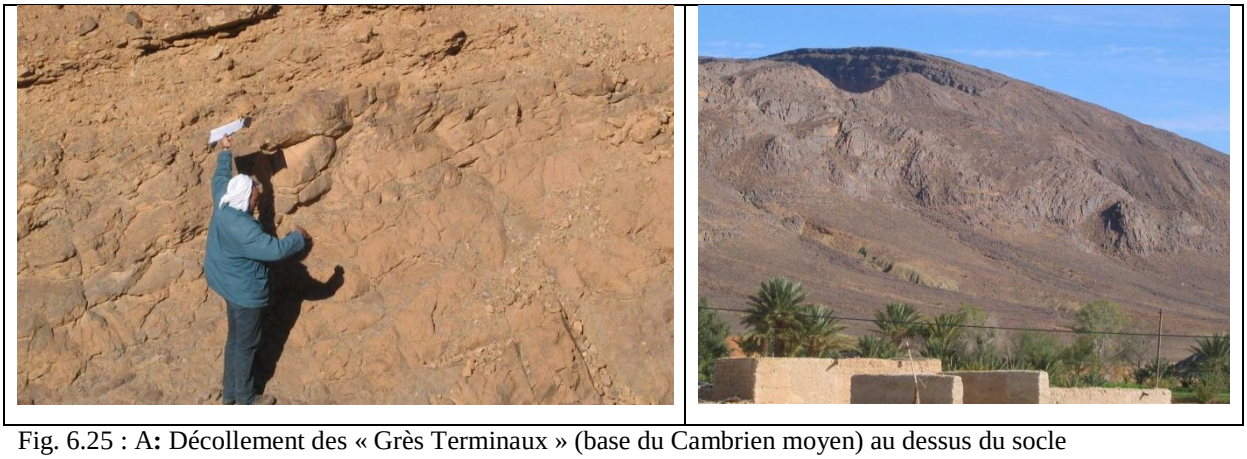


Fig. 6.25 : A**:** Décollement des « Grès Terminaux » (base du Cambrien moyen) au dessus du socle néoprotérozoïque terminal (« P III ») à la crête anticlinale du J. Angal; le niveau cataclastique dérive de la mince formation Lie-de-vin argilo-conglomératique.- **B**: terminaison périanticlinale du pli du jbel Angal formé dans le Cambrien moyen (localisation : voir Fig. 6.10).

IV.7. La zone plissée centrale Lalla Mimouna-J. Gherghiz

C'est la partie centrale et orientale du losange Angal-Gherghiz défini ci-dessus (Fig. 6.10). La zone située à l'est du pli du J. Angal montre des plis de direction semblable mais dans des niveaux stratigraphiques plus élevés. Il s'agit de plis visibles essentiellement dans l'Ordovicien sur la transversale de Lalla Mimouna (Fig. 6.26 coupe 5), et dans le Dévonien au J. Gherghiz (Fig. 6.26 coupe6).

Les plis déversés d'axe SE-NW de toute la zone LAG montrent une remarquable évolution latérale des longueurs d'onde. A l'extrémité ouest de la zone, qui est coincée entre le bloc de Taghwilest et celui de Tinchraramine, les plis des niveaux cambriens sont assez serrés (Fig. 6.24 coupe 4) ce qui implique un cisaillement intense dans le socle. Au contraire, dans la partie centrale de la zone (zone Lalla Mimouna), de grands plis ouverts sont découpés par des failles inverses longitudinales (Fig. 6.26 coupe 5).

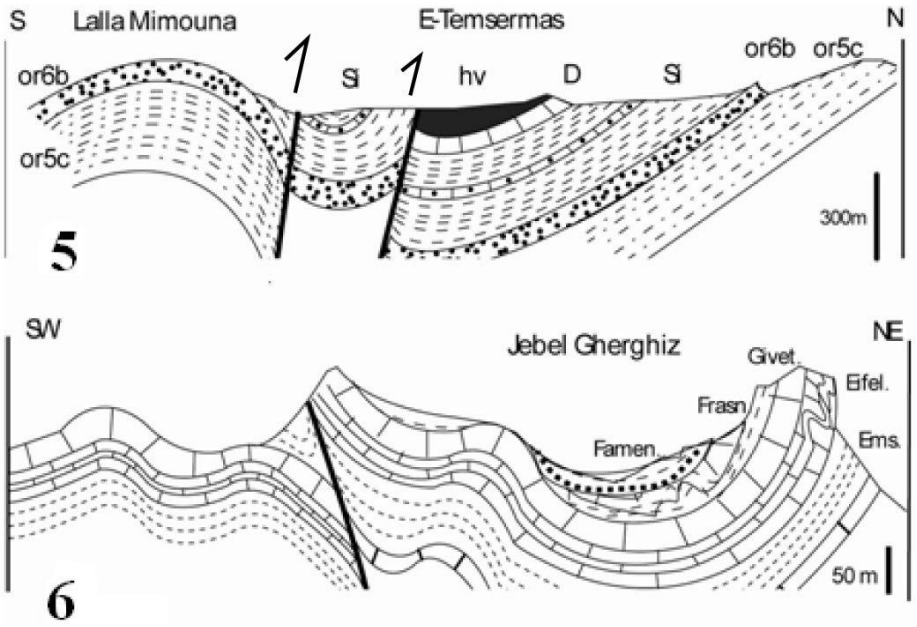


Fig. 6.26 : Coupes 5 et 6 dans la zone plissée centrale Lalla Mimouna-J. Gherghiz. Localisation : Fig. 6.10. **coupe5** : dôme de Lalla Mimouna et synclinal de Tamsermas, **coupe6** : synclinal de Gherghiz. kmb: Cambrien moyen basal (Grès terminaux) ; km1 schistes à Paradoxides ; km2 : grès du Tabanit ; or2/or3 : schistes Tachilla/Fezouata ; or4 : grès du premier Bani ; or5 : grès du Ktaoua ; or6b : Ashgill ; si : Silurien ; D : Dévonien ; hv : Carbonifère inférieur.

Finalement, à l'extrémité orientale du losange, le Jbel Gherghiz est une structure complexe avec des anticlinaux et des synclinaux de direction N30 et, surtout, N120 (Figs. 6.26, coupe 6 et 6.27), bien apparentes dans les calcaires eifféliens et givétiens. Dans sa partie nord, il montre une structure synclinale dominante de direction NW-SE (N120). Dans sa partie sud (Fig. 6.28), c'est le grand synclinal du Gherghiz de même direction NW-SE, avec au cœur les affleurements du Frasnien et du Famennien. Dans sa partie est à nord-est, le Jbel Gherghiz présente des plis en échelons de direction N120 à déversement vers le SW (Fig. 6.29

et Fig. 6.18b) en relation avec des jeux de failles décrochantes senestres qui limitent le bloc de Tamsermas-Gherghiz contre les blocs de Tawjimt n'Itbirene vers l'Est et le bloc de Msissi vers l'Est (NMF) (Fig. 6.10). Les axes N30 apparaissent en bordure nord du massif, en relation possible avec une faille NE-SW non affleurante.

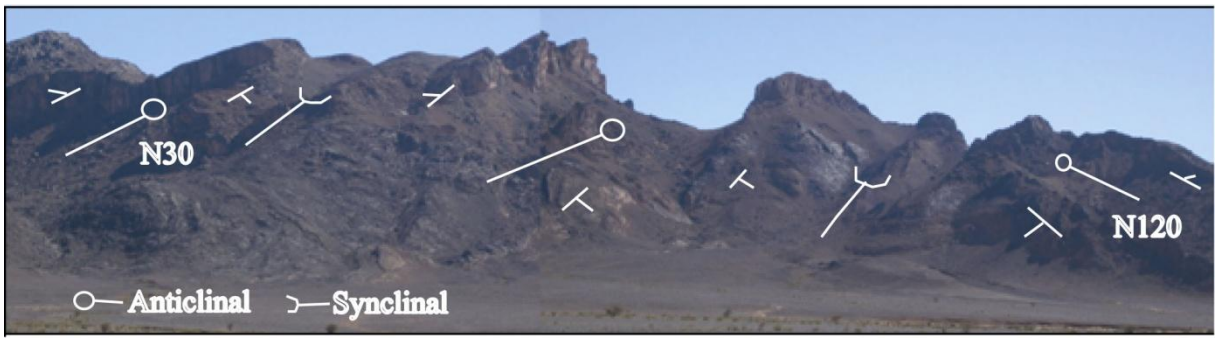


Fig. 6.27 : Plis de directions N30 et N120 dans les formations du dévonien du nord de Jbel Gherghiz.

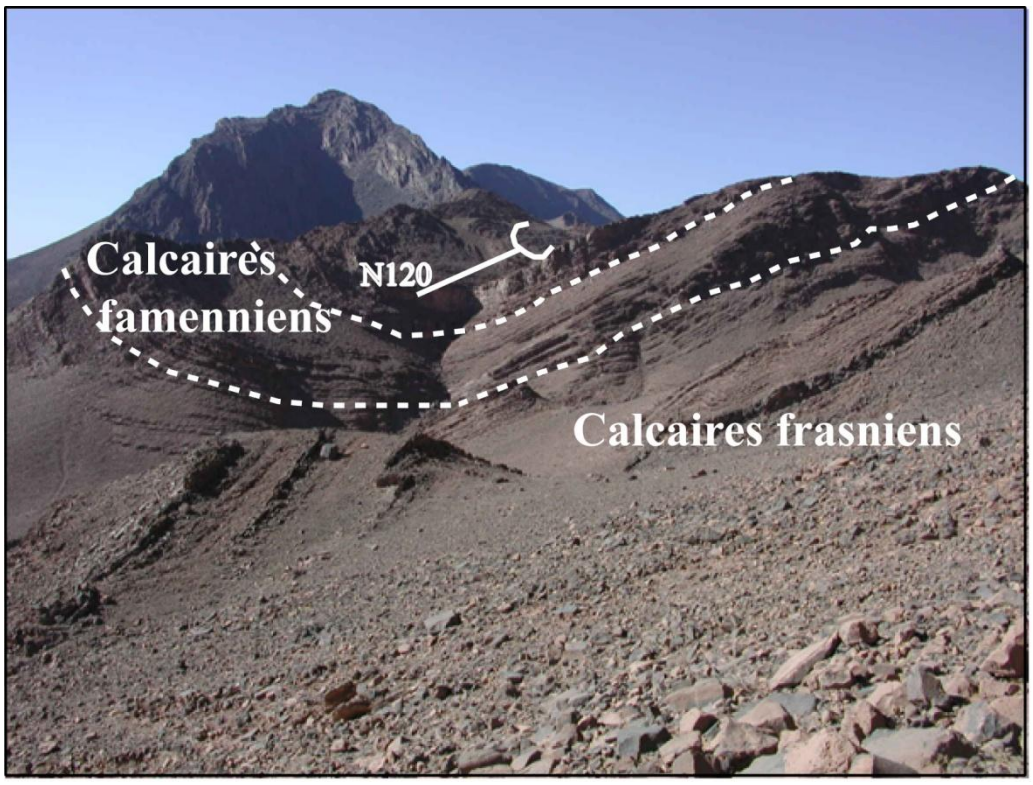


Fig. 6.28 : Synclinal N120 formé par les formations du Dévonien Supérieur au Jbel Gherghiz.

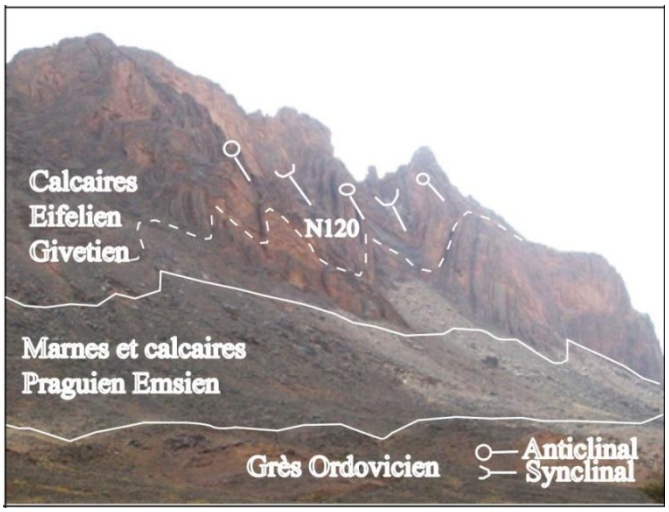


Fig. 6.29 : Plis en échelons de direction N120 dans les calcaires de l'Eifelien et du Givétien à l'est du Jbel Gherghiz.

V. Mécanisme et chronologie de la déformation

V.1. La mosaïque de blocs basculés ; cinématique synorogénique

La cinématique des failles change évidemment selon l'orientation de la faille, que ce soit N070-110 ou N020-N045, mais également en fonction de la localisation des failles, soit dans la partie occidentale ou orientale de la zone étudiée (Fig. 6.30).

Dans l'est et au centre-sud de la carte (voir aussi Fig. 6.10), les plis associés aux failles à dominance N070-N110 montrent un jeu senestre de ces failles, souvent associé à un déplacement en composante inverse. Par exemple, les plis du J. Guerghiz présentent un déplacement senestre le long de la N090 (Faille Nord Mecissi), compatible avec une compression de direction NE. Le flanc sub-vertical de direction NW-SE du synclinal de Jbel Gherghiz (Fig. 6.26 coupe 6) indique que le bloc voisin de Tawjimt n'Itbirene chevauche le bloc affaissé du LAG (Fig. 6.30). La faille de direction N100-110 qui affecte le nord de Tawjimt n'Itibirene (NTTF) (sud du bloc d'Ighil n'Ighiz ; Fig. 6.8 et Fig. 6.10) est un exemple de paléofaille inverse, héritée d'une faille normale ; ce jeu normal est prouvé par l'affaissement des dépôts de l'Ordovicien du bloc d'Ighil n'Ighiz, par rapport aux formations du Cambrien du bloc Tawjimt n'Itbirene ; ensuite, un jeu inverse mineur est justifié par l'existence des plis en crochon situés le long de cette faille à pendage vers le NE.

En revanche, la partie ouest et sud-ouest de la zone étudiée présente une succession de failles normales de direction NNE à NE limitant les blocs basculés vers le SE sans être inversées (coupe 1, Fig. 6.17). Une de ces failles normales (Faille d'AKerouz) se termine en queue de cheval (à plusieurs branches), tandis qu'au sud de Bou Iblah, la branche de la faille normale de direction N110 change de direction au nord du bloc de Tinchraramine. Cette faille se connecte avec la faille Oued Smile OSF par des failles mineures et dessinent une structure senestre en pull-apart.

Les affleurements précambriens (Fig. 6.10) suggèrent un socle précambrien délimité par des grands blocs basculés, sous forme de parallélogrammes, losanges ou triangles. Les limites entre les grands blocs sont fortement dilacérées. Il est possible de produire une carte schématique du toit du socle Précambrien en se basant sur les hypothèses suivantes: **i**) les failles majeures observées à la surface se continuent avec le même pendage vers le bas dans le socle ; **ii**) l'épaisseur des formations paléozoïques restent approximativement constante sur des zones au moins aussi grandes que le bloc où elles sont observées. Sur la base de ces hypothèses, et sur l'inclinaison mesurée et les épaisseurs des couches du Paléozoïque, la carte des isobathes du toit du socle fait apparaître une mosaïque de blocs basculés (Fig. 6.30). La plupart des blocs au sud-est de la boutonnière de l'Ougnat sont basculés vers le sud ou vers le SE, tandis qu'au nord de la boutonnière, les blocs sont basculés vers l'ouest et vers le nord. Le bloc central de l'Ougnat occupe une surface d'environ 2000 km², part contre, le losange Angal Gherghis (LAG) occupe à peu prés 700 km² et il est disloqué par plusieurs failles et associé à des zones de cisaillement intense (voir ci-dessus, Fig. 6.24 coupe 3 et coupe 4 et Fig. 6.26 coupe 5 et coupe6).

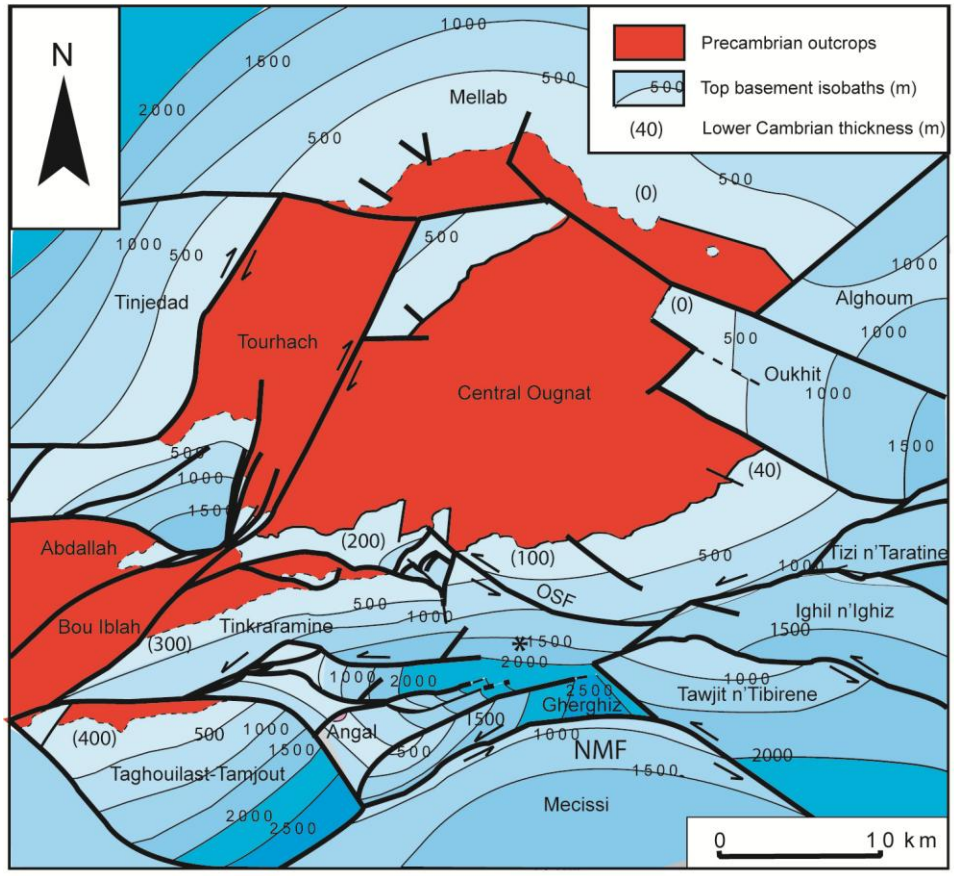


Fig. 6.30 : Carte schématique du toit du socle précambrien dans le secteur de l'Ougnat, montrant lesépaisseurs de la série paléozoïque préservée, autrement dit les isobathes du toit du socle (nombres entre parenthèses). La carte est dressée d'après la mesure des pendages et des épaisseurs des strates paléozoïques dans chaque bloc, en supposant que les failles dans le socle ont à peu près la même position que les failles majeures de la couverture.

V.2. Direction de raccourcissement et chronologie

La cartographie de la zone d'étude, et l'analyse tectonique effectuée dans les terrains paléozoïques au Nord, à l'Est et au Sud de l'Ougnat nous permet de présenter les conclusions suivantes (Fig. 6.31):

- Un système de paléofailles s'est développé dans le socle panafricain à partir du Cambrien inférieur jusqu'au Dévonien supérieur, donnant une mosaïque de blocs basculés vers le S - SE (voir chapitre 5);

- Au cours de l'orogenèse varisque, la déformation se fait par inversion partielle ou totale des paléofailles normales, et de décrochements avec déplacement relatif des blocs basculés;

- Le plissement de la couverture paléozoïque détachée est concentré le long des failles réactivées, et dans certains blocs mineurs cisaillés;

- Au cours de la période orogénique, la compression d'axe horizontal et de direction NE-SW est dominante, comme dans la chaîne de l'Ougarta où elle peut être datée du Stéphano-Autunien;

- Cette compression varisque tardive interfère à l'échelle régionale avec la compression de direction NNW-SSE de l'Anti Atlas, rattachée à la collision du bloc mésétien avec le Gondwana à la fin du Westphalien. Cette phase de compression est particulièrement nette dans la bordure nord-est du J. Saghro et dans l'ensellement Saghro-Ougnat (Michard et al., 1982 ; Malusa et al., 2007). On y revient à la section VII.

La Fig. 6.31 résume la chronologie des mouvements enregistrés par les terrains paléozoïques autour de la boutonnière de l'Ougnat. Nous y avons aussi indiqué la distension post-hercynienne qui va ouvrir les bassins triasico-jurassiques au nord et à l'ouest de l'Anti-Atlas (dislocation de la Pangée).

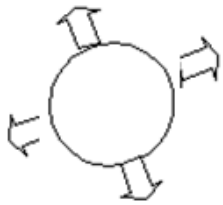
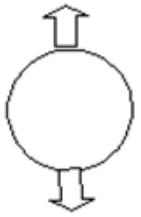
Age Phase	Raddi Ougnat	Structures Cassantes	Structures plicatives
Post Hercynien		Failles normales N 40-60	Phase majeure extensive Ouverture des bassins post Hercyniens
Westphalien Permien		-Failles décrochantes dextres N160 à N20 -Failles decrochantes senestres N 70 à N130 -Fentes de tensions N0-5	-Phase majuere Hercynienne (NE-SW) -Plis NW-SE (Ougartiens)
Namurien Westphalien		-Decorchements dxtres N80-90 -Decrochements senestres N130-140 -Fentes de tensions N110-115	-Phase (NW-SE) -Plis hercyniens (NE-SW) Anti Atlasique -Mise en place de l'Ankérite dans les fentes
Dévonien Sup Frasnien		Failles normales N 65-95	Ouverture du bassin Dislocation de la plate forme carbonatée
Cambrien Ordovicien		Failles normales N80-90	Ouverture du bassin Volcanisme cambrien

Fig. 6.31 : Chronologie des événements tectoniques au cours du Paléozoïque autour de la boutonnière de l'Ougnat.

VI. Aperçu sur la région à l'ouest de l'Ougnat

On trouvera ici une brève section dédiée aux structures varisques présentes entre les massifs de l'Ougnat et du Saghro, du côté oriental de l'ensellement. Celles-ci ont été étudiées à l'occasion d'une collaboration aux levers cartographiques de cette zone d'ensellement du socle. Le style structural défini dans l'Ougnat s'y retrouve largement.

À l'échelle régionale, au sud des axes des chevauchements varisques décrits par Michard et al. (1982), la zone d'étude est déformée par un anticlinal de direction E-W d'âge

varisque, découpé par trois grandes structures : la faille de Bou Larhzazil-Tinifift, la faille de Tizi n'Boujou, et la faille Isk n'Izekelli (Fig. 6.32).

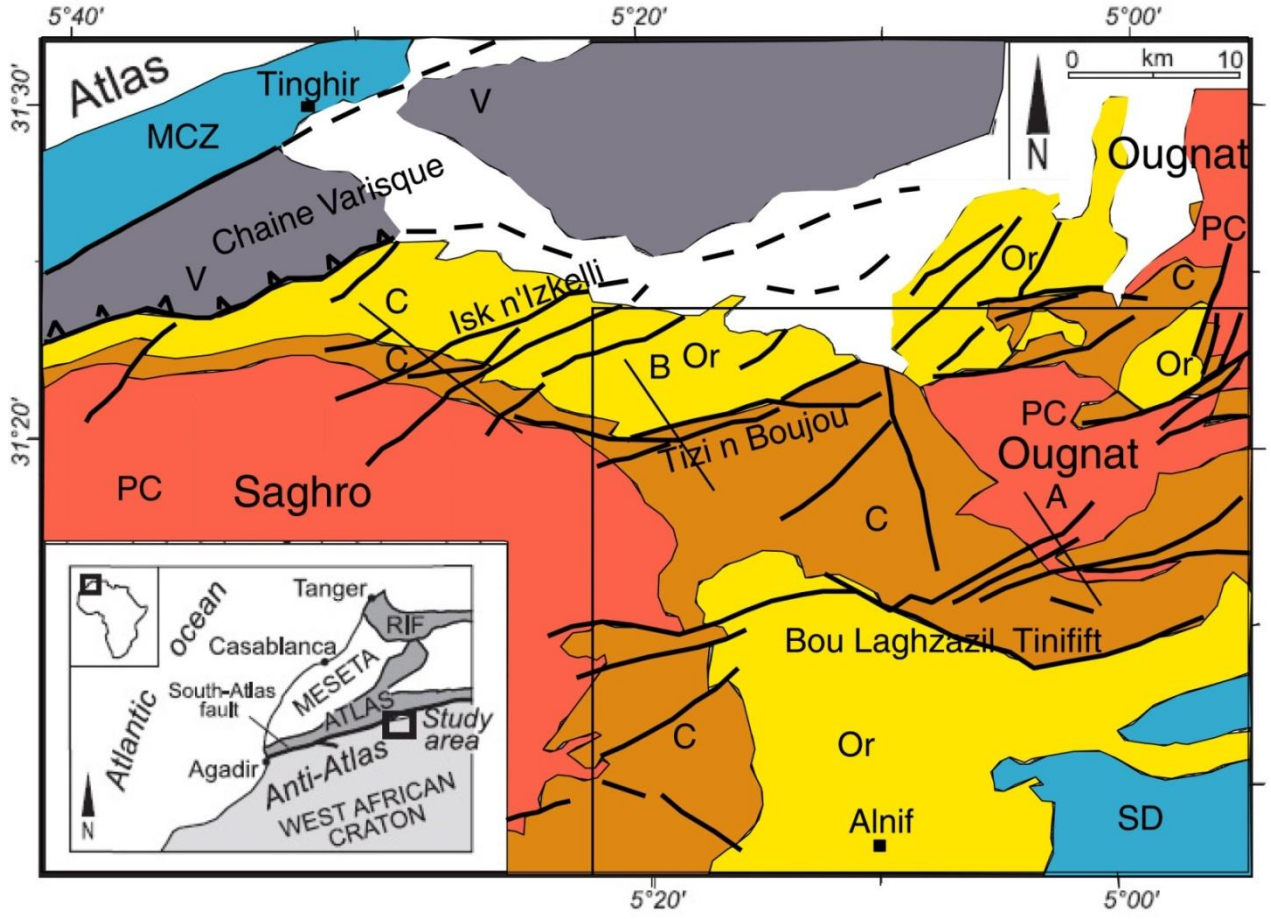


Fig. 6.32 : Schéma structural de la zone entre Saghro et Ougnat, montrant les principales failles dans le secteur, d'après Malusa et al, 2007. PC : Précambrien ; C : Cambrien ; Or : Ordovicien ; SD : Silurien Dévonien ; V : Viséen ; MCZ, couverture Méso-Cénozoïque. (Localisation des coupes stratigraphiques A, B et C de la Fig. 6. 33).

La faille de Bou Larhzazil-Tinifift, situé au SE de l'ensellement entre Jbel Saghro et Jbel Ougnat, est une zone de déformation complexe ENE-WSW consistant en des plans de cisaillement sub-verticaux (Fig. 6.33, coupe A). Elle affecte sur des kilomètres les formations du socle précambrien et de sa couverture paléozoïque. La faille montre une tectonique polyphasée responsable du soulèvement relatif des blocs du sud. Le rejet vertical est estimé à environ 1500 m, avec un rejet latéral dextre à la limite socle-couverture, de l'ordre de 5 km, pouvant être observée à la fois dans les boutonnières de Saghro et Ougnat (Malusa et al., 2007).

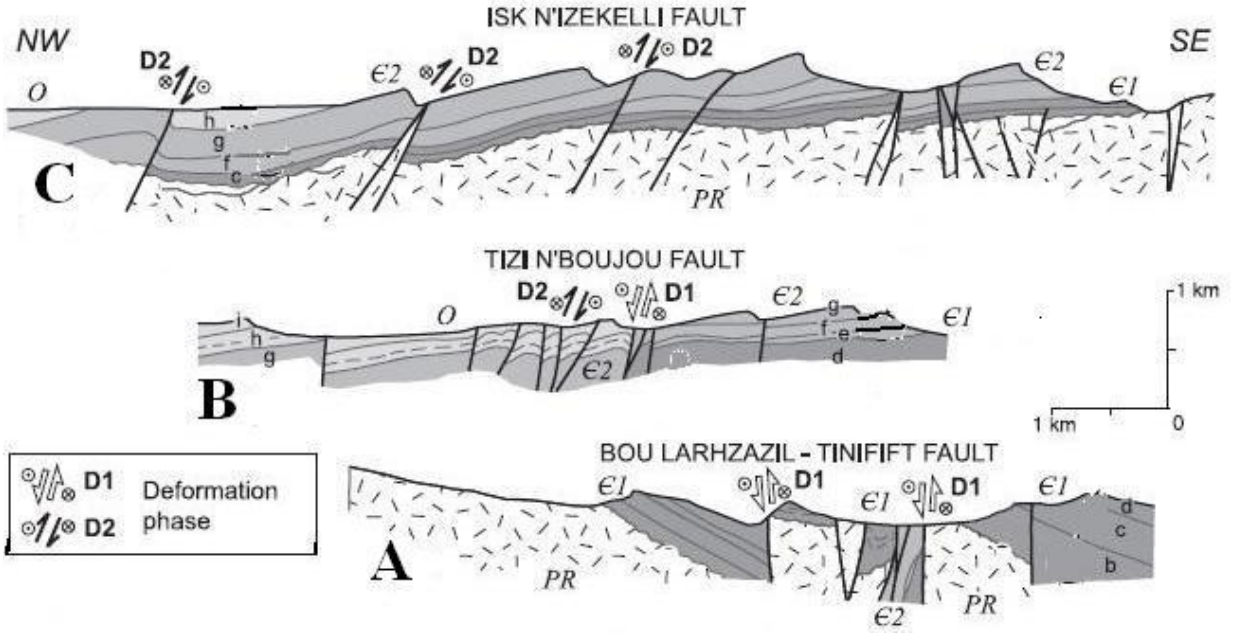


Fig. 6.33 : Coupe transversales à travers les principales failles de la zone entre Ougnat et Saghro (emplacement dans la Fig. 6.32), Malusa et al., 2007.

La faille Boulghzazil-Tinifift s'étend vers l'est où elle rejoint la terminaison occidentale de l'Ougnat, par une branche à orientation NW-SE (Fig. 6.34), la faille de Tamerghout à jeu senestre, puis elle rejoint la faille Nord-Msissi dans notre secteur. Elle s'étend également vers l'Ouest dans la région de l'Assif n'Oustif où elle met en contact divers termes de la série cambrienne directement avec le socle protérozoïque.

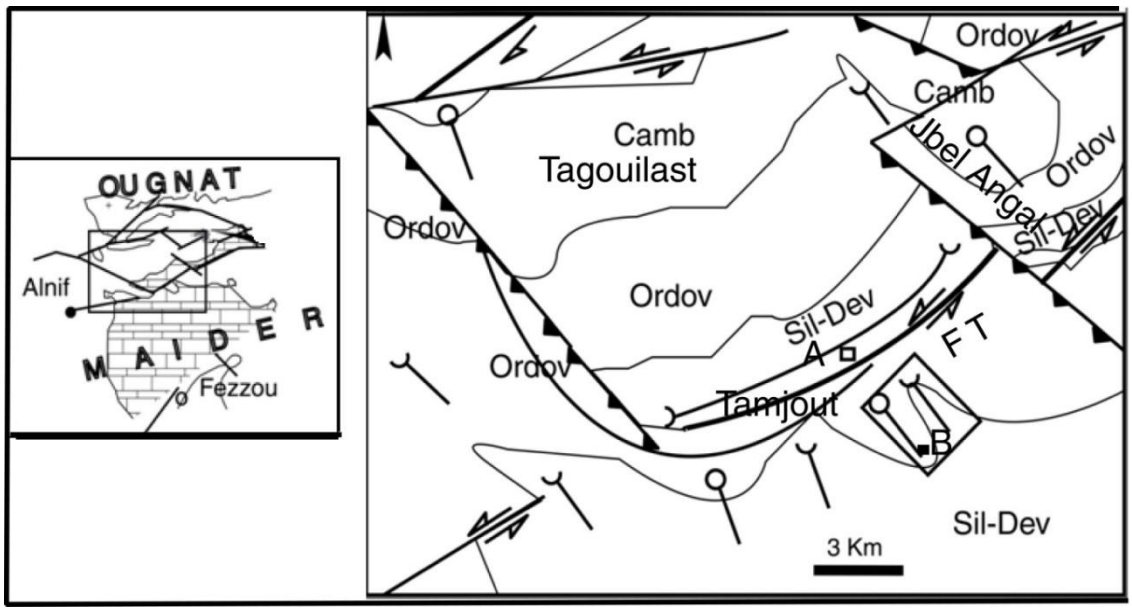


Fig. 6.34: Schéma structural du bloc Taghouilest Tamjout illustrant le jeu senestre le long des failles E-W. (A et B: emplacement des Figs. 6. 35 et 6.36, respectivement).

Les calcaires dévoniens de Tamejout n'Ouihlane montrent des plis en échelons de direction sub méridiennne et indiquent un jeu senestre (Baidder, 2007 ; Fig. 6.35). Au sud de cette même faille des plis dans les grès du Deuxième Bani conforte le jeu senestre de la faille (Fig. 6.36).

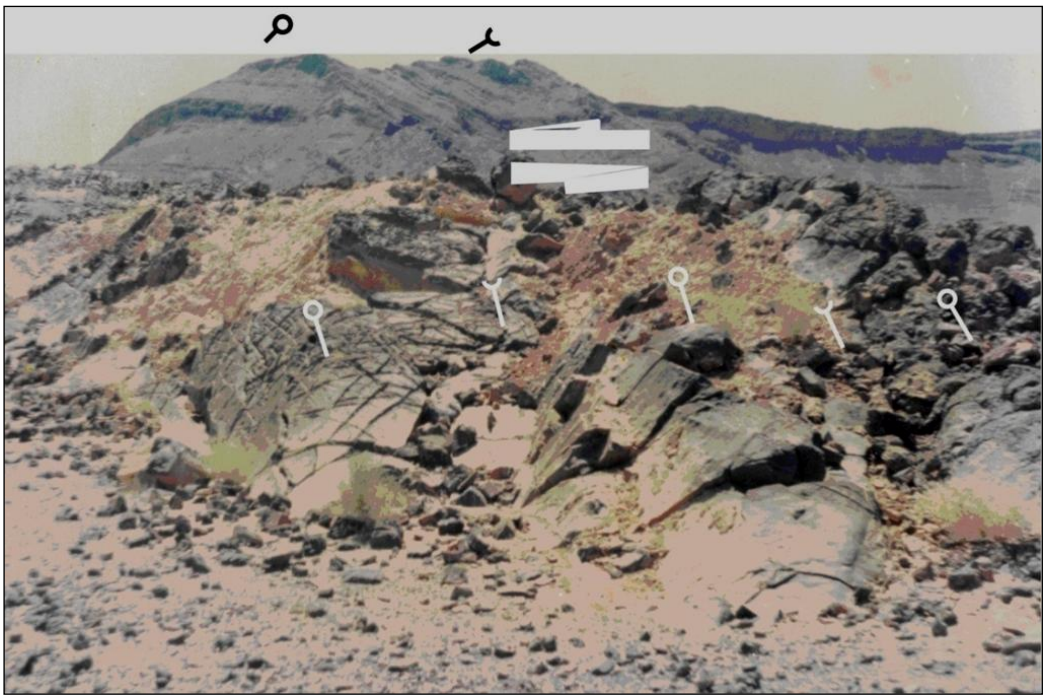


Fig. 6.35: Plis en échelon dans les calcaires givétiens de Tamjout n'Ouihlane montrant un jeu senestre (A : localisation: Fig. 6.34) Baidder 2007.

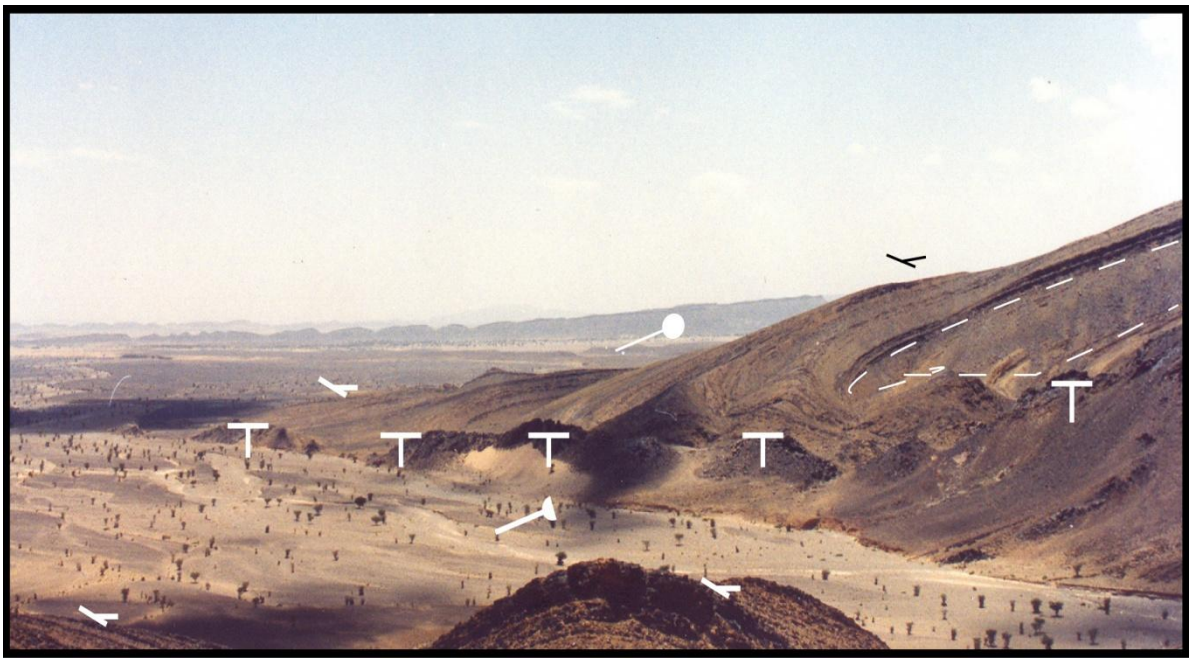


Fig. 6.36: Pli dans les grès du Deuxième Bani illustrant le jeu senestre de la faille au sud du bloc de Taghouilest (B : localisation: Fig. 6.34).

VII. Cadre régional de la déformation varisque

En allant vers le nord de l'ensellement entre Saghro et Ougnat, le régime tectonique évolue : les failles prennent un pendage nord de plus en plus net et leur cinématique se complique, avec une phase normale suivie d'une inversion décrochante dextre.

a. La faille de Tizi n'Boujou s'étend de la marge nord-orientale du Saghro jusqu'au bord sud-occidental du massif de l'Ougnat. Il s'agit plutôt d'un faisceau de failles de direction ENE-WSW prédominante dans le secteur occidental (Saghro) et de direction E-W dans le secteur oriental (Ougnat).

C'est une zone de déformation polyphasée de direction ENE-WSW qui se compose de failles à pendage fort vers le NNW (Fig. 6.33, coupe B). Sa partie occidentale met en contact les sédiments du Cambrien moyen, vers le côté sud, avec des schistes et des grès ordoviciens vers le côté nord. Le segment Est de cette faille au nord de la boutonnière Ougnat, met en contact le socle précambrien et la couverture ordovicienne. Ces relations sont compatibles avec la succession de deux mouvements : un jeu normal menant à l'affaissement des blocs du nord (plus de 800 m au nord de la boutonnière de l'Ougnat suivi d'un jeu décrochant inverse au cours d'un épisode de transpression avec décrochement dextre et des plis d'entraînement sub-méridiens (Baidder et al., 2007 ; Malusa et al. 2007).

Dans le secteur oriental, la zone de cisaillement est caractérisée par la présence d'écailles métriques à hectométriques, à matériel cambrien intensément déformé et fracturé. L'ensemble de la structure est disloqué par des failles décrochantes dextres ainsi que par des failles normales de direction NNE-SSW, c'est la terminaison occidentale de la faille d'Akerouz.

b. La faille Isk n'Izekelli, plus au nord, se compose de plusieurs failles de direction ENE avec un pendage intermédiaire à fort vers le nord qui recoupent la couverture sédimentaire et le socle précambrien (Fig. 6.24, coupe C). On y trouve la trace de la tectonique transpressive dextre sous la forme de plis d'entraînement hectométriques.

L'existence initiale des paléofailles normales, dont nous venons de montrer le rôle capital dans la déformation varisque, repose sur les études stratigraphiques qui révèlent plusieurs événements d'extension à partir du Cambrien inferieur :

L'épaisseur de la série de "Lie-de-vin" et surtout des "Grès terminaux" change brusquement de 400 m au sud-ouest du massif à 150 m à l'Est de la faille de l'Oued Smile (OSF), et la séquence disparaît entièrement au nord de la faille d'Oukhit (Fig. 6.10 et 6.30), suggérant que la faille Smile de direction N110 a été active durant cette période. De même, de remarquables slumps sont observés dans les grès de Tabanit à proximité de la faille Sud d'Oukhit (chapitre 3 et 5). À la fin du Cambrien moyen, le volcanisme mafique-alcalin développé entre la faille d'Oued Smile et la faille d'Oukhit suggère une forte extension. Après la lacune du Cambrien supérieur (probablement d'origine eustatique), les isobathes du Tremadoc-Llandeilo sont parallèles à l'axe Saghro Ougnat. Ensuite, les isobathes du Caradoc de direction NW-SE sont parallèlement à la ride Ougnat-Ouzina

(Destombes, 2006a, 2006b ; Baidder 2007). Les Conglomérats chaotiques d'âge Hirnantien indiquent des escarpements actifs de la faille longeant la ride. De même, les pélites du Silurien inférieur ne sont conservés que dans un chenal faillé de direction NE le long de la même ride (Destombes, 2006a et 2006b).

Une crise majeure se produit au cours de l'extension survenant au Dévonien moyen et supérieur, comme en témoigne clairement le niveau connu sous le nom Kellwasser (crise faunistique du Dévonien moyen) et les variations des épaisseurs dans la région de Tafilalt- Maider (Hollard, 1974, 1981; Wendt, 1985, 1988, Baidder 2007, Baidder et al. 2008 ; Lubeseder et al. 2009 et Michard et al. 2008, 2010, Raddi et al. 2006b). Dès l'Emsien inférieur, la plateforme carbonatée du Tafilalt-Maider encore indifférenciée est progressivement remplacée par une plate-forme restreinte du Tafilalt limitée par deux zones subsidentes, l'une dans le Maider et l'autre au Sud du Tafilalt. Les failles synsédimentaires responsables de cette différenciation paléogéographique sont particulièrement actives durant le Famennien. Un système de failles normales de direction ENE-WSW contrôle ces contrastes sédimentaires (Baidder et al., 2008). Au Sud de l'Ougnat, la faille Nord-Mecissi est un exemple de ces failles de direction ENE-WSW actives durant le Dévonien supérieur, où une discordance angulaire est matérialisée par un conglomérat Famennien phosphaté (Frölich 2004, Raddi et al. 2006b et 2012b) et par des siltites calcaires du Frasnien sur les niveaux carbonatés du Praguien au sein du bloc incliné de Guerghiz-Tamjout (chapitre 3 et 5). Les dépôts du Viséen montrent également d'importants changements du nord au sud : les olistostromes de Tineghir-Tisdafine et les brèches chaotiques de Ben Zireg (Michard et al., 1982; Soualhine et al., 2003); les turbidites fines d'Erfoud-Maider et des brèches chaotiques (Destombes et Hollard, 1986; Du Dresnay et al., 1988); des récifs ou des monticules de boue à J. Begaa et Gara Itima (sud Tafilalt) (cf. dans Michard, 1976, p. 66-67). La répartition de ces faciès variés et contrastés du Viséen le long des grandes failles E-W, peut s'expliquer par des mouvements de décrochement qui se sont produits au nord et au sud de l'Anti-Atlas oriental, au niveau de la faille Sud-Atlasique et de l'accident majeur de l'Anti-Atlas (Baidder, 2007).

c. A l'échelle régionale : Par conséquent, nous pouvons affirmer que le système de failles qui contrôlent la déformation varisque est hérité d'un système dominant de paléofailles parallèles soit à l'axe Ougnat-Saghro, soit à la chaîne d'Ougarta ("Sillon de la Saoura"; Fabre, 2005). Combinées avec des failles NNE, ces failles définissent des blocs en forme de triangle ou de losange à basculement dominant vers le sud ou le sud-est. Ce schéma structural est celui d'un domaine de marge proximale paléozoïque à la bordure nord du WAC, et au sud du domaine distal de la Meseta (Hoepffner et al., 2005, 2006, Raddi et al 2007 ; Michard et al., 2010b). Enfin, il faut noter qu'une partie du système de paléofailles paléozoïques est hérité des structures extensives de la fin du Néoprotérozoïque, en particulier les failles N-S à NE-SW (Soulaimani et al., 2003, Raddi et al. 2007 ; Soulaimani et Burkhard 2008 et Michard et al 2010b).

L'inversion des paléofailles en failles décrochantes inverses est survenue lors de la compression dominante de direction NE-SW, comme le montre l'orientation des axes de plis (Fig.6.10 et 6.30). Bien que les coupes figurées plus haut soient obliques par rapport à la direction de contrainte compressive régionale, et malgré le fait que la déformation n'est pas plane, le taux de raccourcissement est certainement faible, moins de 10% à l'échelle du secteur, même s'il peut atteindre ~ 20% selon les zones (cf. J. Angal; Fig. 6.24 coupes 3 et 4). Cette direction de compression maximale NE-SW est comparable à la direction de compression stéphano-autunienne de la chaîne d'Ougarta (Donzeau, 1974; Haddoum et al., 2001; Fabre, 2005) et du domaine de la Meseta (Saber, 1994; Saidi et al., 2002, Michard et al, 2008 et 2010b), ce qui suggère un âge similaire pour cet événement dans la région étudiée (Raddi et *al*., 2007).

Toutefois, une compression NNW-SSE est enregistrée par les chevauchements Tineghir- Tisdafine le long de la bordure nord de l'axe Saghro-Ougnat (Michard et al., 1982; Hoepffner et al., 2006), le massif de Tamlelt dans le Haut Atlas oriental (Houari et Hoepffner, 2003), et les structures du Djebel Béchar plus à l'Est (Fabre, 2005, p. 358]. Bien que la compression NNW-SSE "Anti-Atlas" est en interférence, à l'échelle régionale, avec la compression NE-SW d'Ougarta (Robert-Charrue, 2006; Baidder et al., 2008), la compression NNW-SSE n'est pas reconnue dans la région de Bou Adil-Oukhit, où la compression NE-SW domine. La compression NNW-SSE est probablement plus ancienne que la compression NE-SW ; elle peut être comparée à la compression à vergence sud de l'Anti-Atlas (Caritg et al., 2004; Hoepffner et al., 2006) et aussi avec l'événement compressif fini-westphalien reconnu dans la Meseta (Hoepffner et al., 2006). Il est à noter que la compression de direction WNW-ESE de la fin du Namurien-Westphalien connue dans l'Anti-Atlas occidental (Soulaimani et al., 1997; Belfoul et al., 2002; Caritg et al., 2004; Burkhard et al., 2006, Michard et al. 2008) et dans la Meseta occidentale (Hoepffner et al., 2006) n'est pas manifeste dans notre secteur d'étude.

La compression NE-SW, dans le Tafilalt-Maïder, a engendré des plis d'axe NW qui se trouvent également aux extrémités de failles de même direction, ou en échelon le long de failles E-W à jeu décrochant senestre Ceux-ci se sont produits pendant un événement compressif tardi-varisque (Stéphano-Permien), postérieur à la collision NNW-SSE entre le bloc mésétien et son avant-pays. C'est le cas notamment de la faille OJTF ou de la faille NMF. Précisons que la compression NNW est mieux exprimée sur le versant nord-oriental du Saghro ainsi que sur le côté nord-occidental de l'Ougnat). Ces régions constituent d'ailleurs le front hercynien au nord du Craton Ouest Africain. Par contre, dans la région du Tafilat-Maïder (façade nord-oriental du craton), c'est la compression NE qui est la mieux exprimée. Pour rendre compte des directions structurales des chaînes limitrophes, certains modèles tectoniques (Lefort, 1990 ; Haddoum et al., 2001) font intervenir le poinçonnement de la couverture paléozoïque épaisse (marge) par le Craton Ouest Africain bouclier Rguibate (Fig. 6.37). Selon Hoepffner et al. (2005), ces déformations s'inscrivent dans le cadre d'un mouvement en transpression dextre d'une zone bordée au Nord par l'accident atlasique ATPZ, et au Sud par le Craton Ouest Africain (Fig. 6.38).

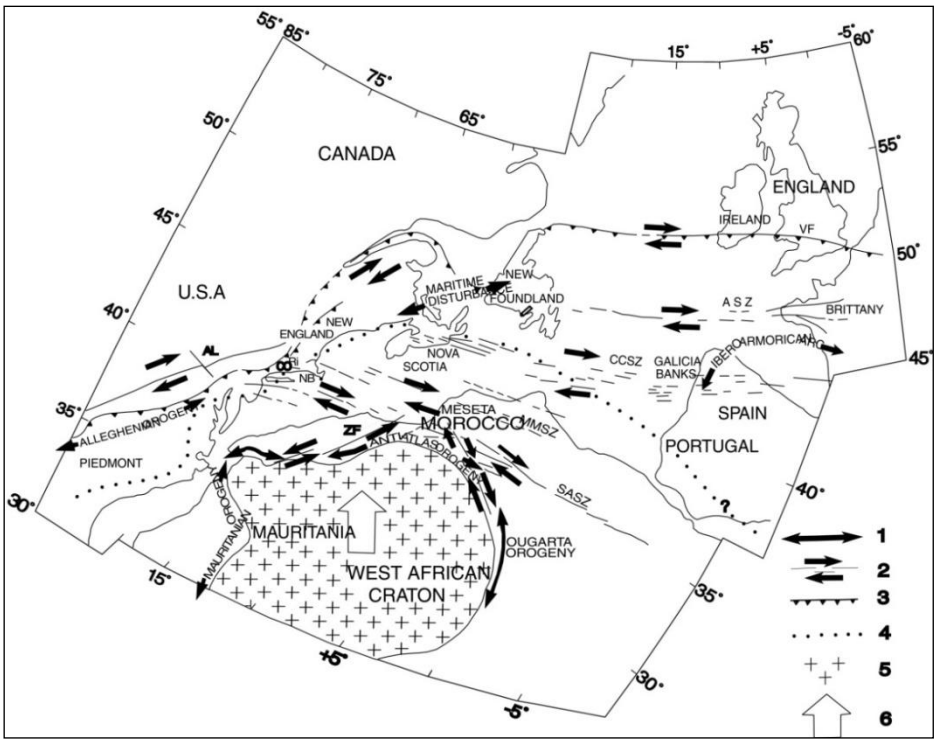


Fig. 6.37: Carte montrant l'influence du poinçonnement du Craton Ouest Africain contre l'Eurasia durant le Carbonifère inférieur (Lefort, 1990) .**1** : zone axiale des chaîne de montagne ; **2** : Cisaillements ; **3** : chevauchements ; **4** : suture acado-alléghanienne ; **5** : Craton Ouest Africain ; **6** : sens de la vergence vers le Nord du Craton Ouest Africain.

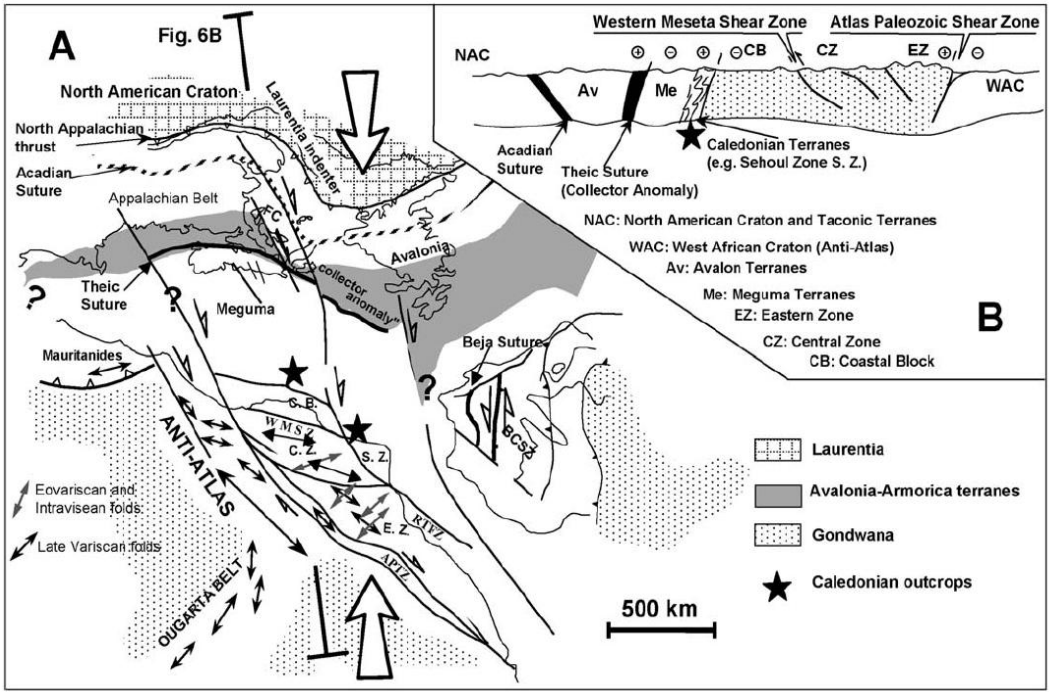


Fig. 6.38: La chaîne varisque d'Afrique du Nord dans le cadre des chaînes paléozoïques péri-atlantiques, à la fin du Permien. **A**: Carte structurale, **B**: coupe schématique montrant une situation possible du domaine mésétien entre les deux cratons, nord américain et ouest africain (Hoepffner & al., 2006).

VIII- La déformation post varisque :

L'objectif de ce paragraphe est de préciser l'activité tectonique de la déformation alpine dans l'Anti-Atlas oriental. Plusieurs auteurs se sont intéressé à la tectonique post hercynienne dans l'Anti Atlas (Hahou et al 2003, Robert-Charrue 2006, Robert-Charrue et al 2008 Malusa et al. 2007, Baidder 2007, Zouhri et al. 2008, Palaez et al.2009, Bensaid et al 2009). Dans le cadre de ce travail consacré, en grande partie, aux séries précambriennes et paléozoïques, les séries méso cénozoïques affleurent essentiellement sur les pourtours de l'Anti-Atlas oriental, le bassin de Goulmima Boudenib, le plateau de Kem Kem et la hammada de Guir. Des roches magmatiques méso cénozoïque sous forme de sill et dyke affleurent dans le secteur, dans les Jbel Seguenit et Jbel Angal où on trouve des sills de dolérites ainsi que dans le bassin de Tafilalet et Maider.

Les plus anciens terrains Paléozoïques forment les pourtours des boutonnières Précambriennes de Saghro et l'Ougnat (Raddi et al. 2006, Raddi et al. 2012). Les plus récents (Carbonifère), affleurent dans le Maider et le Tafilalet, et sont limités au Sud par la faille Oum Jerane-Taouz (OJT) : branche E-W de l'accident majeur de l'Anti-Atlas (AMA,), (Choubert, 1947). Au Nord de l'axe Saghro - Ougnat, les unités de Tineghir-Tisdafine appartiennent à la Meseta occidentale (Michard et al., 1982; Soualhine et al., 2003; Hoepffner et al., 2006). Les séries paléozoïques plissées, sont traversées par des intrusions sous formes de sills et dykes (200 à 180Ma) de la province magmatique Atlantique centrale (Hollard, 1973; Knight et al. 2004), et recouvertes à l'Est et au Sud par des séries tabulaires du Crétacé - Néogène (hamadas). Au Nord, affleurent les dépôts transgressifs du méso cénozoïque,

Quelques failles, ou flexures dans les calcaires Cénomano-Turoniens et plio - quaternaire, expriment la réactivation des failles du socle par l'ouverture de l'océan Atlantique au Trias-Jurassique et par les contraintes de l'orogenèse Alpine.

L'exhumation en surface de l'axe précambrien Saghro - Ougnat, résulte de la superposition des effets de l'épaulement de la bordure Sud du rift atlasique et de la compression atlasique (Sébrier et al.2006, Malusa & al., 2007 et Missenard 2006), combinés à l'anomalie mantélique de grande échelle

VIII-1- mouvements tectoniques et intrusions magmatiques au cours de l'extension triasico jurassique

a. Failles réactivées lors de la phase d'extension Trias supérieur-Lias inférieur : Cette phase est caractérisée par la réactivation avec un jeu normal des paléofailles de l'orogénèse hercynienne. Ceci à été observé dans de nombreuses failles du secteur : la faille Nord Mssissi, la faille d'Akerouz, elle est mieux développée le long de la faille de Bou-Larhzazil Tinifift et la faille de Tizi n_Boujou (Malusa et al. 2008) (Fig. 6.39), faille Est de Taoujimt n'Itbibene, dans le filon Ikourbibene à l'Est d'Oukhit (Robert-Charrue 2006) et dans la région de Tafialet, le long du filon contamine de M'Fis. L'architecture des failles, les traces de stries et les réseaux de veines en échelon sont compatibles avec un décrochement senestre avec affaissement du bloc nord. Cet affaissement est montré par l'âge de l'exhumation de par et d'autre de la faille Bou Laghzazil Tinifift (Fig. 6.39). Cette phase correspond à une extension NW-SE avec une composante de raccourcissement NE-SW compatible avec une extension senestre à l'échelle régionale (Fig. 6.40).
Ainsi, les paléofailles qui ont jouées pendant le Cambrien, mais aussi à l'Ordovicien, et surtout pendant l'événement de la dislocation de la plate forme du Dévonien, ont contribuées a la dislocation de la croûte méta cratonique de l'Anti-Atlas oriental lors de l'extension Trias Lias.

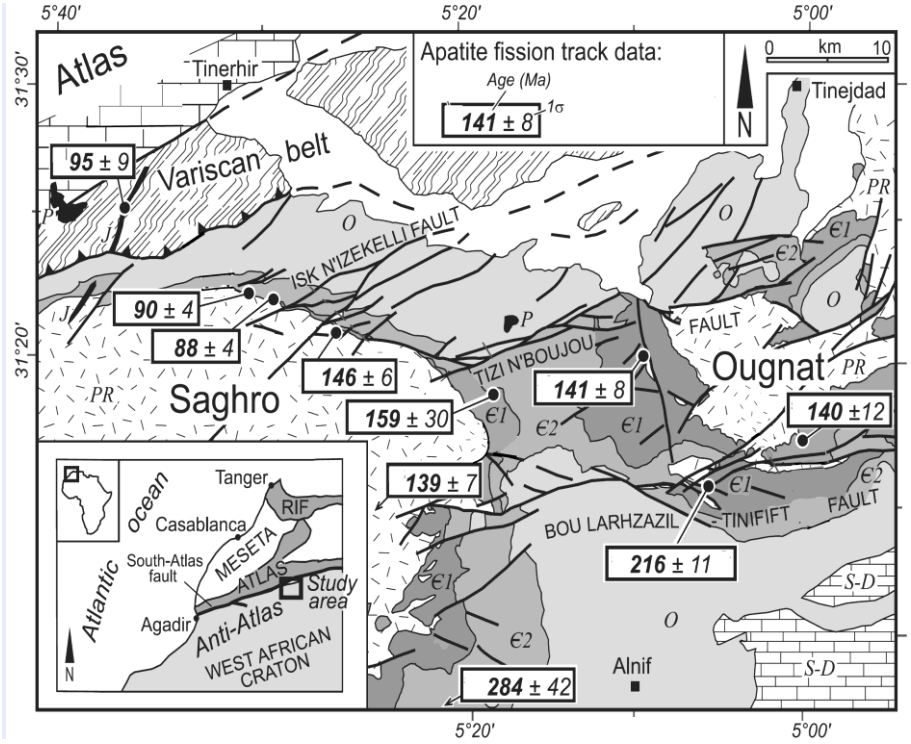


Fig. 6.39: Carte géologique de la zone d'étude (Anti-Atlas oriental), report des failles majeures observées sur le terrain, les roches magmatiques post-hercyniennes (en noir), données de traces de fission, les axes du front de la ceinture varisque sont empruntés de Michard et al. (1982). MZ-CZ, méso - cénozoïque couverture; O, Ordovicien couverture; P, Mio - Pliocène coulées néphélinite; PR, socle précambrien ; SD, Silurien - Dévonien couverture. (Malusa et al. 2008)

b. Relation fracturation –Magmatisme lors de l'extension Triasico jurassique : L'extension triasico jurassique a été assez forte dans l'Anti Atlas, pour permettre au magma gabbroïque du Trias - Lias de se mettre en place dans la croûte et engendrer des déformations des sédiments du Paléozoïque (plissements, discordances). Elle se manifeste dans l'Anti Atlas par une multitude de dykes et sills injectés dans les séries paléozoïques de la région dont le plus important est le dyke d'Amane n'Ikédare, situé à une dizaine de kilomètres au SW de Tineghir. Ce dyke, orienté NE-SW, n'est en réalité que la continuité de célèbre dyke de Foum Zguid, et par l'intrusion de la norite de Mecissi qui jalonne la faille Fezzou (Baidder 2007).
La déformation au cours du rifting a été concentrée au nord de l'axe Saghro-Ougnat, dans le fossé de l'Atlas. Les terrains du Trias et du Lias sont, en effet, concentrés dans le domaine de l'Atlas, et pratiquement inexistants dans l'Anti-Atlas et le domaine saharien, à l'exception des couches supérieures rouges du bassin d'Abadla [Fabre, 2005]. La tectonique et le magmatisme triasico-liasique ont conduit à un épaulement des massifs de l'Ougnat et du Saghro qui appartenaient au bord sud du rift atlasique dont le paroxysme se situe au passage Domérien - Toarcien.

c. Comparaison avec les autres événements triasico-liasiques à l'échelle du Maroc : Au Lias inférieur, une plate-forme post-rift carbonatée s'est développée dans la région de l'Atlas (Laville, 1985). Au Toarcien, le bassin s'est affaissé (Laville, 1985; Fedan, 1989; Pique et al, 1998b, 2000), ceci a provoqué l'isolement des blocs stables (les massifs des mésetas, du Précambrien et du Paléozoïque). Un magmatisme alcalin s'est mis en place dans les bassins du Haut Atlas Central (Rahimi et al., 1997). Les bassins du Haut et du Moyen Atlas ont été limités par des failles, ces bassins, sont caractérisés par des variations des épaisseurs sédimentaires et des brèches intra-formationnelles et s'effondrent sous forme de blocs basculés. Cette zone a été coupée par une série de failles normales représentant une mosaïque de horsts et grabens orientés ENE-WSW et montre une extension NNW-SSE (Fig. 6.40). En outre, nous avons reconnu des failles normales mineures de

direction N120 à 140 correspondant à une extension NE-SW, perpendiculaire à la principale. Dans l'Atlas, des failles normales de direction NE ont été développées au cours du Lias inférieur. D'autres failles de direction E-W ont ensuite été réactivées en failles décrochantes senestres. Le modèle des paléo contraintes reconstituées, calculé à partir de la population de failles normales donne une extension NW-SE à WNW-ESE. Ces failles contrôlent la subsidence des bassins du Moyen et du Haut Atlas au cours du Domérien-Toarcien (Ait Brahim et al. 2002).

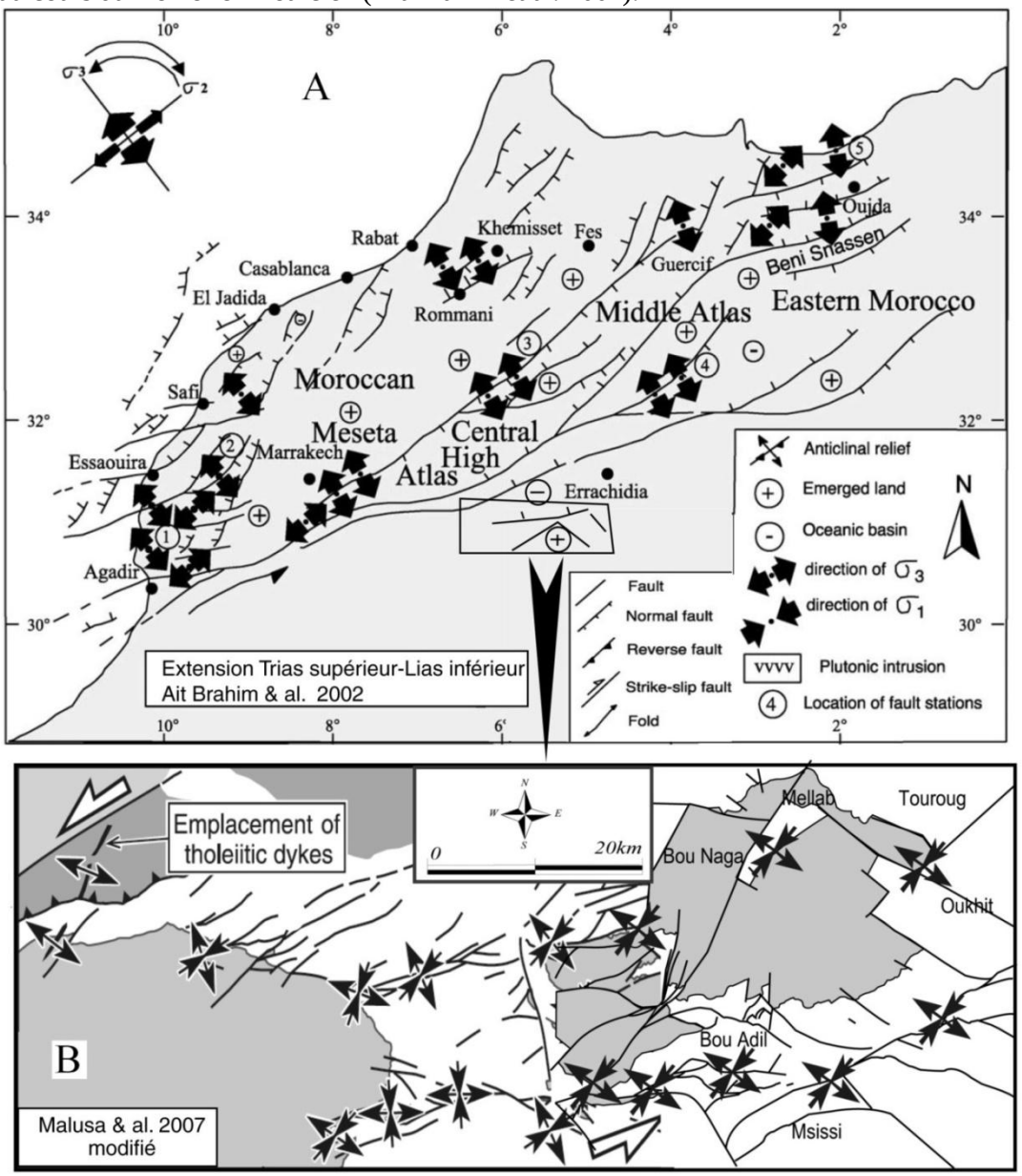


Fig. 6.40: **A**: Carte structurale du Maroc, le système des états de contraintes (extension Trias supérieur-Lias inférieur, Ait Brahim et al. 2002). **B** : état de contrainte de la même époque dans l'Anti Atlas oriental (Malussa et al. 2006 modifié).

VIII-2. Compression éocène

La chronologie de la déformation et l'âge de l'amincissement de la lithosphère sous la chaîne sont finalement discutés. Une analyse détaillée de la géologie de l'avant-pays sud du Haut Atlas de Marrakech est combinée aux résultats obtenus par comptage de traces de fissions pour proposer un scénario d'évolution. Une première phase de raccourcissement est identifiée à l'Eocène Supérieur –

Oligocène. Au Miocène Inférieur – Moyen, la lithosphère est amincie et une phase de dénudation affecte l'ensemble de la chaîne et son avant-pays.

La compression a provoqué une légère déformation des blocs faillés (Fig. 6.41), ceci est exprimé par des réseaux de fentes conjuguées en échelon, les stries et par le glissement banc sur banc compatible avec un raccourcissement N-S.

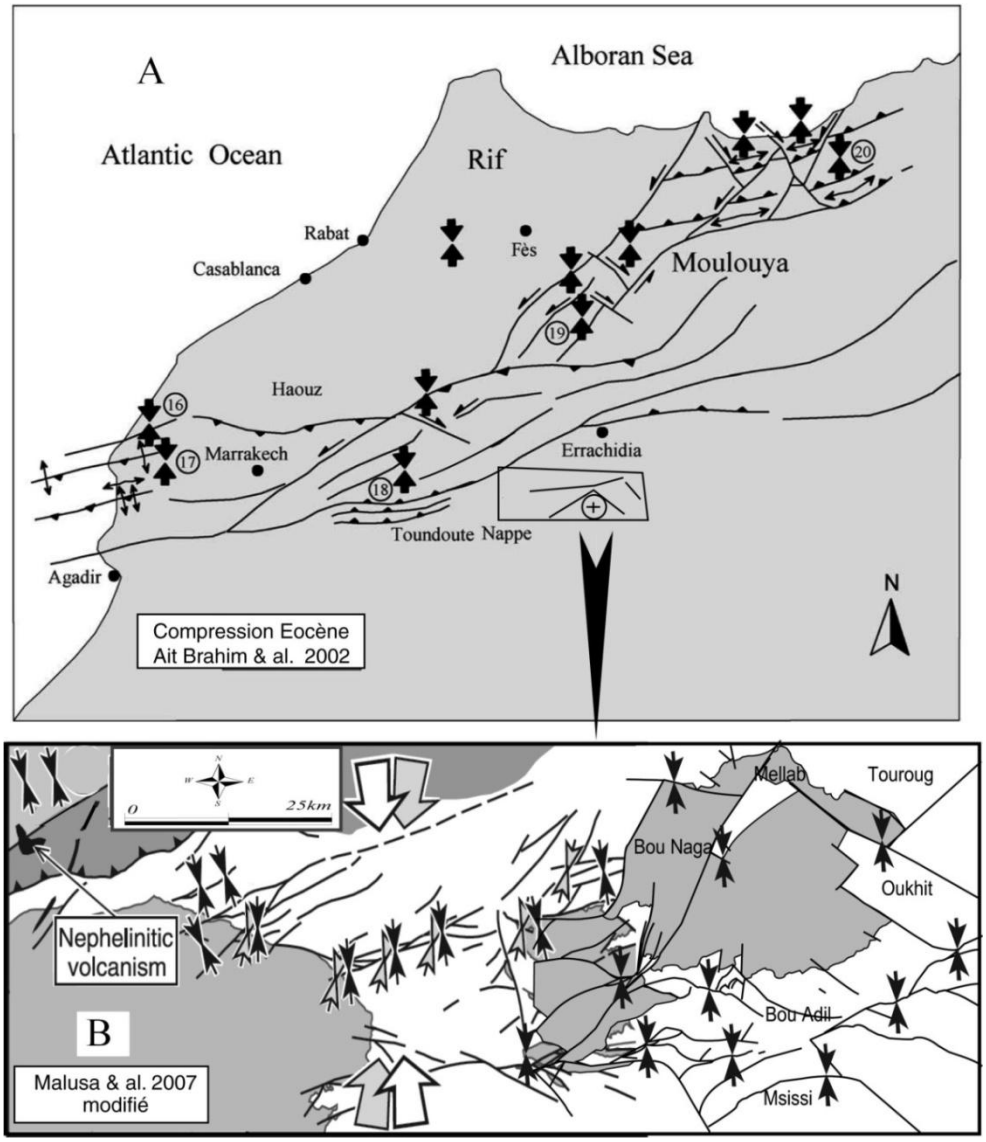


Fig. 6.41 **: A**: Carte structurale du Maroc, le système des états de contraintes (Compression Eocène, Ait Brahim et al. 2002). **B**: état de contrainte de la même époque dans l'Anti Atlas oriental. (Légende voir la figure 6.40).

VIII-3- les événements Miocène –Pliocène - Quaternaire

Le domaine atlasique a été inversé et soulevé au cours du Miocène pour former la chaine de l'Atlas (Schmidt, 1992;. Barbero et al, 2007), il a subi un raccourcissement NW-SE suivie par une compression subméridienne attestée par la déformation des dépôts du Néogène continental (Morel et al, 2000; Ait Brahim et al., 2002). Le domaine de l'Anti-Atlas oriental montre clairement les effets du soulèvement atlasique comme en témoigne exhumation de son

Néogène. Dans l'Anti –Atlas une réactivation tardive des plans de faille selon une cinématique senestre inverse est marquée par des fibres généralisée et des stries le long de la faille Isk n_Izekelli et la faille Tizi n Boujou (Malussa et al. 2007). La superposition de ces événements montre que la direction de raccourcissement à l'échelle régionale varie dans le temps de NNE-SSW à NNW-SSE. La différence d'âge apparente des traces de fission observée sur la faille d'Isk n_Izekelli (Malusa et al 2007) (Fig. 6.39) ne peut pas être expliquée par une érosion progressive vers le nord des unités varisques exposées sur le soulèvement de l'ancien rift, parce que cela montre une variation progressive de l'âge de traces de fission. En revanche, il souligne le jeu inverse des grandes failles associées au soulèvement des blocs du Nord. Cet événement est daté au Néogène (fig. 6.41), avec le soulèvement à partir du Miocène supérieur-Pliocène. Associée à un raccourcissement NW-SE (Fig. 6. 42), décrit le long de la faille de Tizi n_Boujou et la faille d'Isk n_Izekelli. La dernière phase affecte également les dépôts quaternaires au sud de la chaine de l'Atlas, qui sont déformés par des plis de direction E-W avec un axe plongeant vers l'Ouest (Missenard 2006).

En conclusion, on peut dire que les phases de déformations sont responsables de la structuration de l'Anti Atlas oriental lors de la compression Néogène. La dernière phase de déformation est toujours active, comme en témoigne le déplacement des dépôts quaternaires sur le côté sud de la chaine des Atlas (Fig. 6.43).

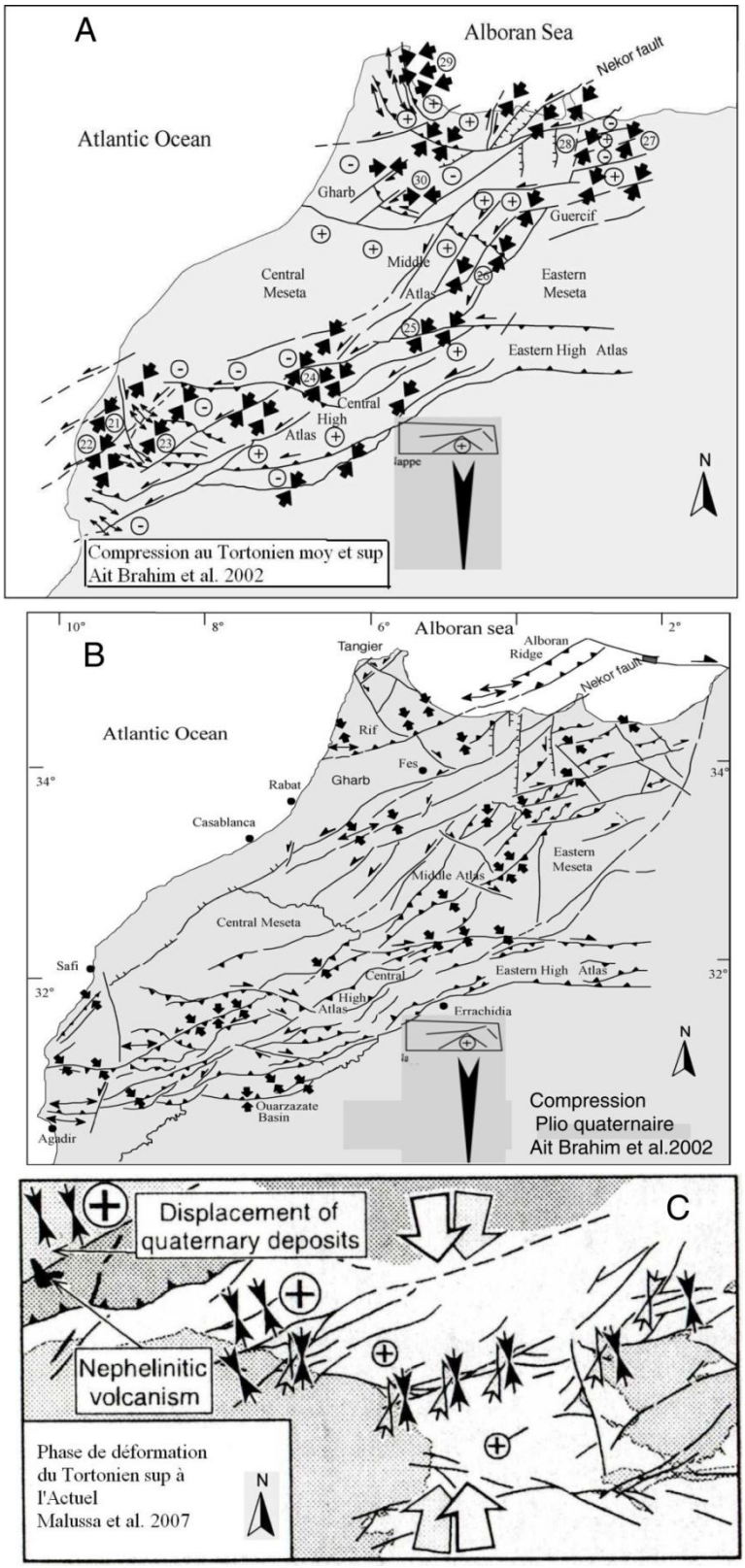


Fig. 6.42 **: A**: Carte structural du Maroc, le système des états de contraintes (Compression Tortonien moyen et sup, Ait Brahim et al. 2002)**. B** : (Compression Plio quaternaire, Ait Brahim et al. 2002). **C** : état de contrainte du Tortonien sup à l'actuel dans l'Anti Atlas oriental (Malussa et al. 2007). (Légende voir la figure 6.40).

Conclusion tectonique atlasique: La tectonique atlasique se distingue dans l'Anti Atlas par d'abord une activité magmatique triaso-liasique bien marquée. **i)** une multitude de dykes et sills injectés dans les séries paléozoïques avec une direction majeure NE-SW ; **ii)** l'intrusion de la norite de Mecissi.

On note une réactivation des failles normales affectant la couverture pendant la période post-varisque, car elles recoupent les structures majeures anti-atlasiques et ougartiennes. De plus les synclinaux créés dans le toit des failles normales replissent les axes des petits plis varisques. Ces failles normales ne recoupent pas toujours la totalité de la couverture Paléozoïque, mais elles l'affectent néanmoins. En effet, le rejet est parfois amorti dans les séries sommitales, créant ainsi des plis « d'effondrement » drapant les mouvements verticaux de la même manière que lors de l'événement varisque. Cette extension n'affecte pas les sédiments Crétacés. Le fait que l'on trouve ces failles uniquement dans la partie bordant le Haut Atlas permet raisonnablement d'attribuer cette phase d'extension à l'ouverture du bassin du Haut Atlas au Trias supérieur. Ainsi, La tectonique triasico-liasique a conduit à un épaulement des massifs de l'Ougnat et du Saghro qui appartenaient au bord sud du rift atlasique dont le paroxysme se situe au passage Domérien-Toarcien.

L'ouverture de l'Atlantique central engendre au cours du Crétacé une tectonique en décrochements E-W sur l'accident sud-atlasique. L'inversion du Haut Atlas ne provoque pas de déformation telle que plissement ou chevauchement dans l'Anti-Atlas oriental. Mais il induit un soulèvement progressif identifiable par les différentes discordances angulaires observées entre les séries Crétacées, Eocènes et Mio- Pliocènes sur la bordure nord de l'Anti-Atlas oriental (ouest de Tineghir, Malusa & al 2007). Ces étapes dans le soulèvement correspondent à celles de l'inversion du Haut Atlas. Ce bombement lisible par l'analyse de l'orientation des sédiments Crétacés et Cénozoïques provient de surcroît d'une surrection actuelle due à une anomalie thermique. Cette conjonction explique la topographie élevée de l'Anti-Atlas oriental et plus particulièrement celle de l'Ougnat (Jbel Bou Iblah 1735m) et du Saghro (Amalou N'Mansour 2712m). Cela n'annule pas les effets de l'édifice varisque puisque l'analyse des constituants des sédiments post-varisques démontre que les boutonnières de l'Ougnat et de Saghro du moins, ont toujours été émergées depuis l'événement varisque, expliquant ainsi l'absence de sédiments triasiques et jurassiques (bien que le domaine de l'Anti-Atlas était en extension). Ceci est également démontré par la comparaison avec le soulèvement du relief modélisé (Missenard et *al.*, 2006, Malusa & al 2007 et Baidder 2007). L'accentuation de la convergence Afrique-Eurasie au Tertiaire et Quaternaire conduit au soulèvement de la chaîne avec une activité magmatique et sismique importante.

PARTIE 3 : LE MAGMATISME

CHAPITRE 7 :

LE MAGMATISME PHANEROZOÏQUE

LE MAGMATISME PHANEROZOÏQUE

Le magmatisme du Protérozoïque ayant été traité au chapitre 2, on considère dans le présent chapitre les seules manifestations magmatiques du Phanérozoïque. Les plus importantes sont datées stratigraphiquement du Cambrien, mais il existe également dans la région des intrusions attribuables au Trias-Infralias (volcanisme CAMP) et des basaltes alcalins d'âge Néogène.

I. Le magmatisme du Cambrien

I.1. Données générales

Le magmatisme cambrien est très développé au sud de l'Ougnat (Fig. 7.1). Il est principalement composé de roches volcaniques et hypovolcaniques mafiques et plus localement intermédiaires. Il figure déjà sur les cartes géologiques au 1/200 000 de Tafilalt-Taouz (Destombes et Hollard, 1986) et de Todrha- Ma'der (Destombes et Hollard, 1988). Le Cambrien est décrit par Destombes (1963), ainsi que dans la notice de la carte géologique du Tafilalt-Taouz (Destombes, 2006), (Baidder et al. 2007 et Raddi et al. 2008)**.** Ce magmatisme cambrien, important dans tout le Maroc, a été étudié en détail seulement dans d'autres régions que la nôtre, notamment dans l'Anti Atlas central et occidental par Algouti et al. (2001), Soulaimani et al. (2004), Alvaro et al. (2006, 2008, 2010) et dans la Meseta par Ouali et al. (2003) et El Hadi *et al.* (2006a) et Raddi et al (2012a et b).Il était donc important d'en reprendre ici l'étude sur la base de la cartographie au 1/50.000 et des études de laboratoires associées.

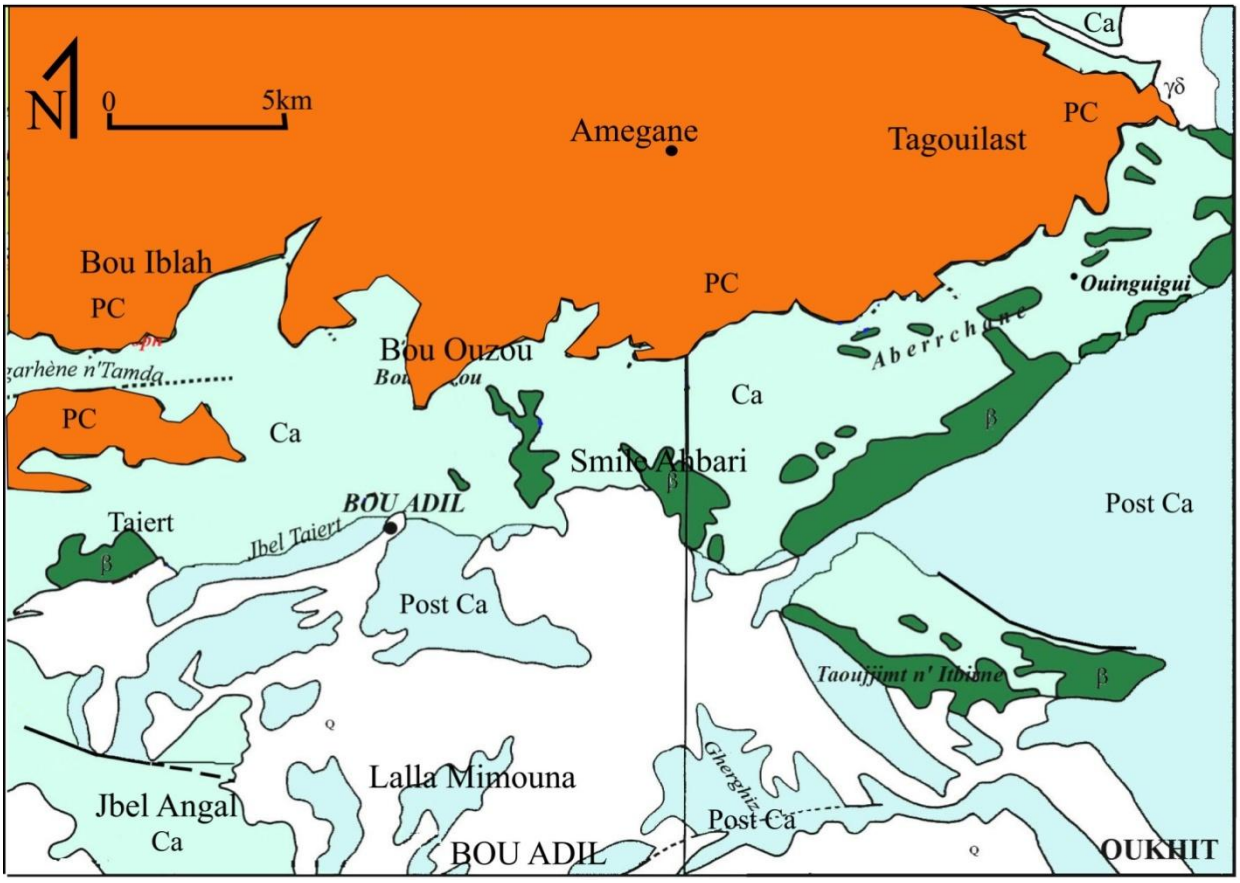


Fig. 7.1: Localisation du volcanisme du Cambrien moyen dans le Sud de l'Ougnat (PC : Précambrien ; Ca : Cambrien ; Post Ca : Post-Cambrien, β:Volcanisme cambrien.

Les diverses manifestations magmatiques se situent principalement dans le Cambrien moyen (Fig. 7.2 et Fig. 7.4) et comprennent, des corps intrusifs linéaires, localement coniques, passant à des coulées associées à des dépôts volcano-sédimentaires (Fig. 7.3), et des corps intrusifs (necks, sills et dykes (Fig. 7.5). Les appareils volcaniques érodés, les coulées et les produits pyroclastiques et épiclastiques intercalés dans les sédiments, datent la période volcanique du Cambrien. Ses effets s'observent dans la séquence des grès de Tabanit par des perturbations de la sédimentation (séismites) au passage vers les dépôts transgressifs de l'Ordovicien (discordances de ravinement et lacune de la base de l'Ordovicien inférieur).

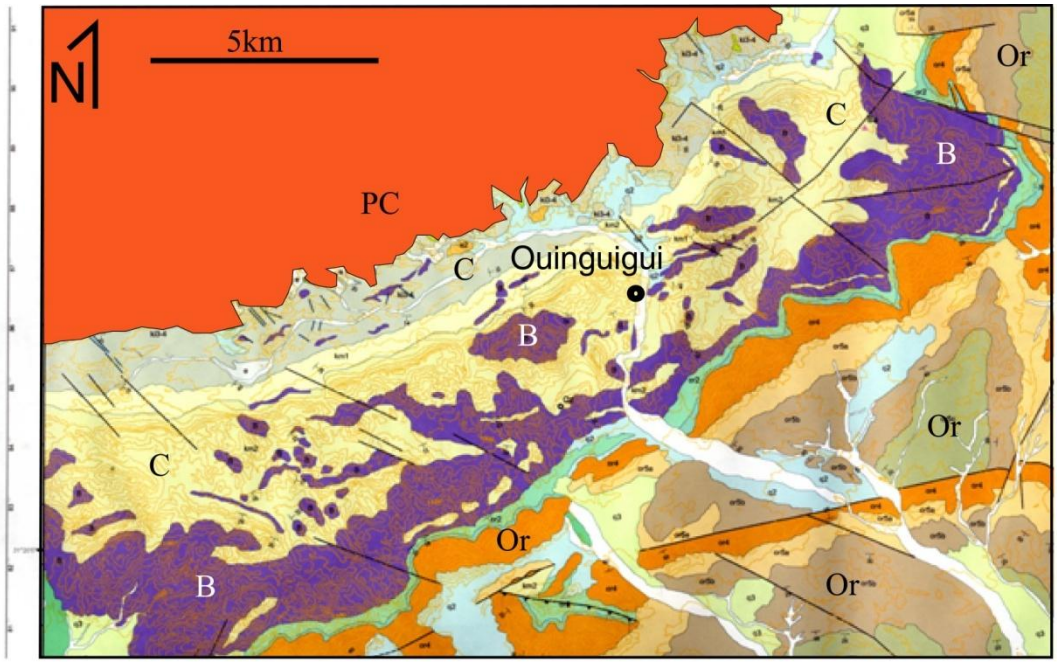


Fig. 7.2 : Cartographie de Jbel Aberchane avec les volcanites du Cambrien ; PC : Précambrien, C : Cambrien, B : Volcanites du cambrien, Or : Ordovicien.

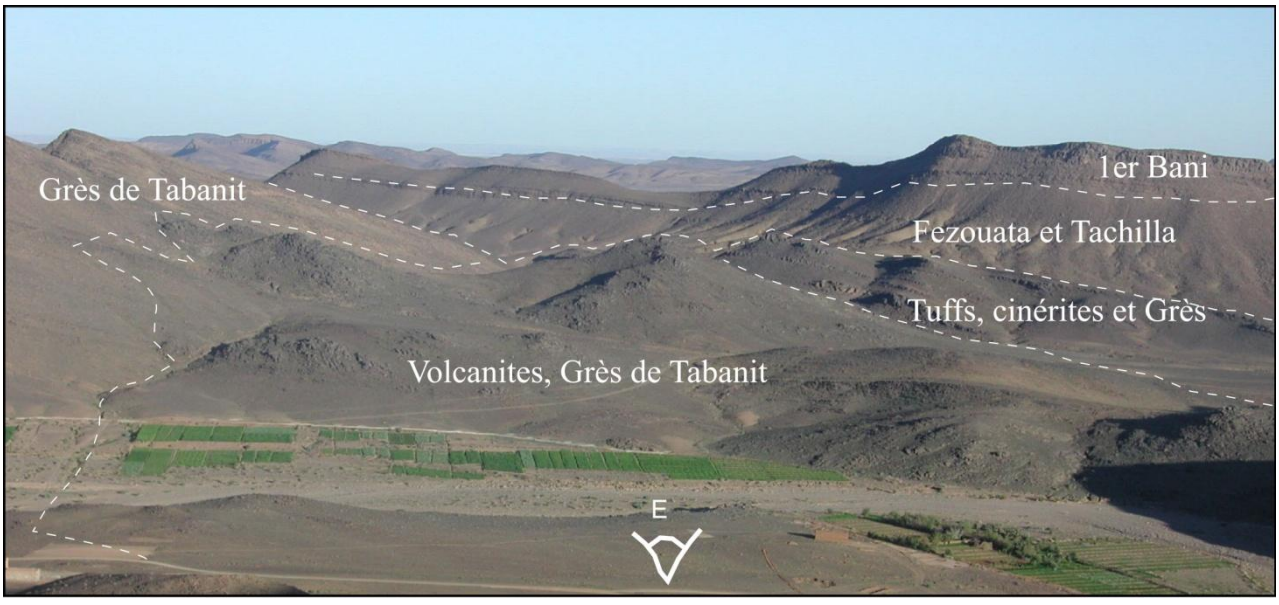


Fig. 7.3 : Vue vers l'Est de Ouinguigui ; magmatisme cambrien entre les grès de Tabanit et les formations de l'Ordovicien inférieur.

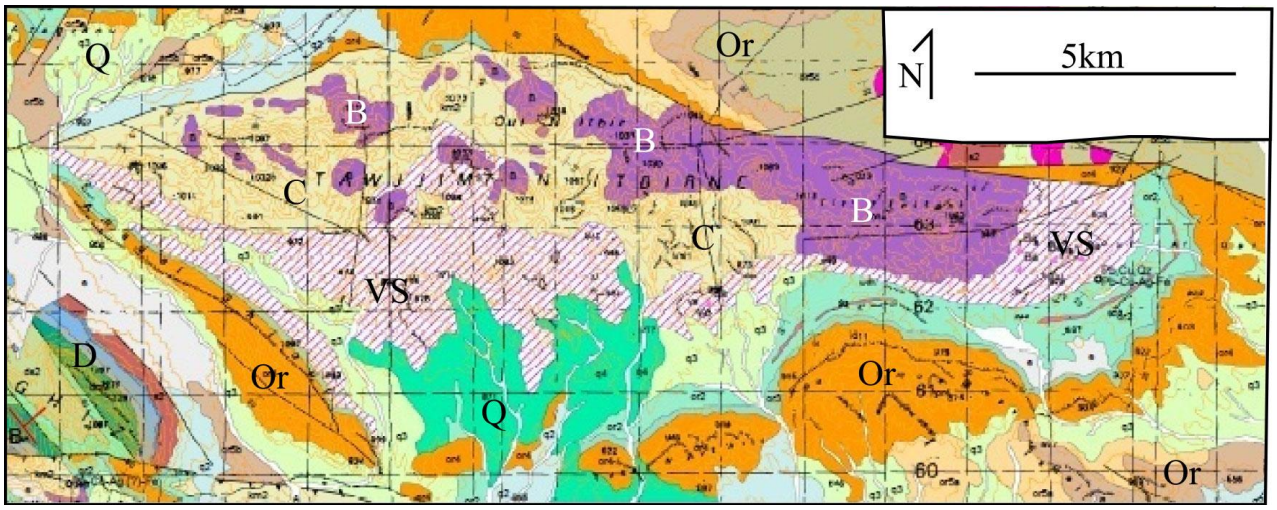


Fig. 7.4 : Cartographie des volcanites cambriennes à Tawjimt n'Itbirene avec un sill dans les pélites de l'ordovicien inférieur ; C : Cambrien, B : Basalte cambrien, VS : Volcano-sédimentaire cambrien, Or : Ordovicien, D : Dévonien, Q : Quaternaire..

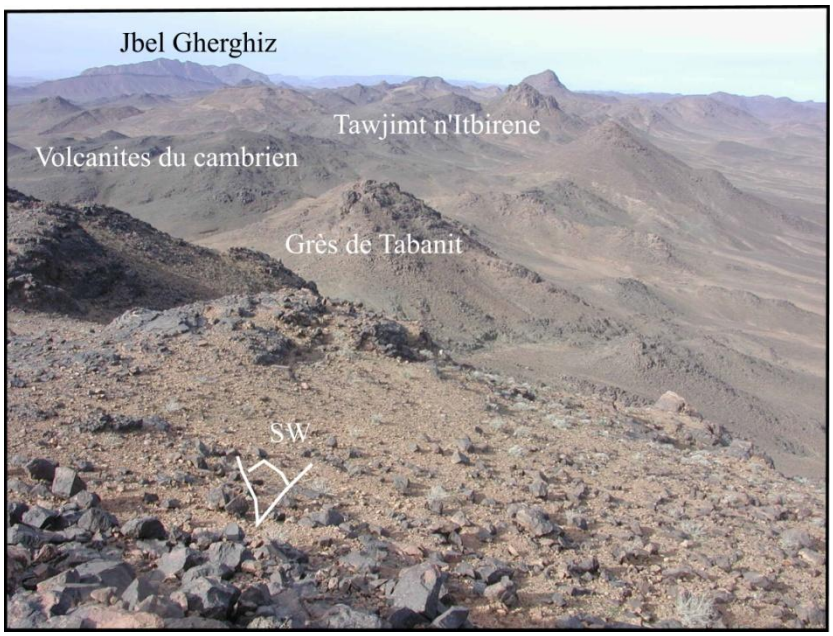


Fig. 7.5 : Vue panoramique du secteur NW de Tawjimt n'Itbirene.

I.2. Volcanologie

Le volcanisme du Cambrien est en partie intrusif (dykes, sills et necks) et en partie effusif (coulées, roches pyroclastiques et épiclastiques). Les intrusions linéaires sont contrôlées surtout par des directions N120/130. Les necks et les appareils effusifs dispersés s'allongent souvent selon ces directions. Ce volcanisme comprend d'importants massifs intrusifs linéaires, surtout dans le Cambrien moyen, des sills plutôt dans le Cambrien inférieur, des dykes N120, N140/150 et N30/40, plus rarement ouest-est à N120, et de rares stocks (Raddi et al. 2006a et b et Raddi et al. 2012a et b).

I.2.1. Les massifs intrusifs et les appareils volcaniques effusifs

Régionalement, au sud et sud-est de l'Ougnat, les massifs intrusifs, s'alignent sur une ligne N70 passant au nord du village Bou Adil ; cependant, chacune des intrusions montre plutôt un allongement N130/140.

Sur la feuille d'Oukhit, les intrusions les plus importantes affleurent sur 1km de long et 250 à 500m de large au Jbel Aberchane (Fig. 7.6), à Itghri Aouragh (Fig. 7.7), et à Tawjimt n'Itbirerne (Fig. 7.8). Elles sont jalonnées de necks prismés (Fig. 7.9) qui marquent peut-être les emplacements d'appareils érodés. Les roches basiques sont auto-bréchiques (Fig.7.10), à éléments arrondis à anguleux de taille très variable (<1m), vacuolaires ou non.

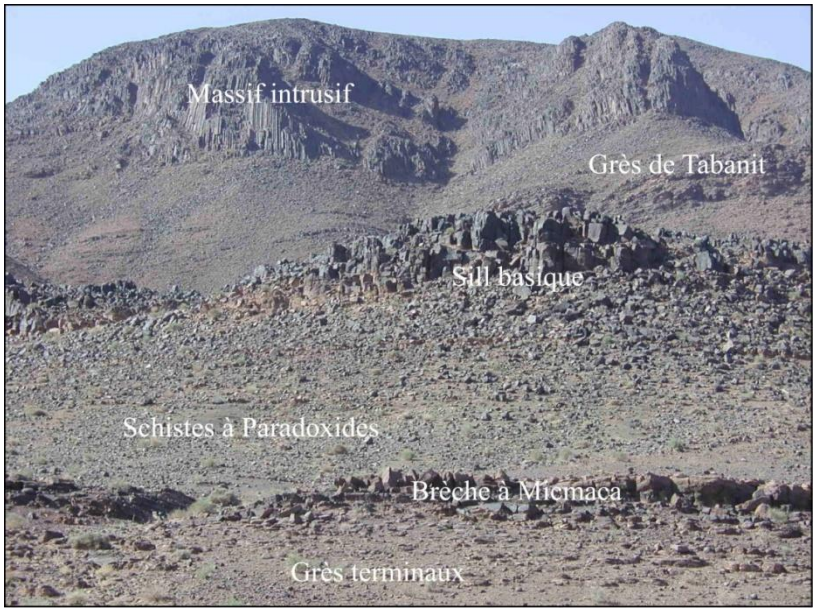


Fig. 7.6 : Intrusions magmatiques sur le flanc nord du Jbel Aberchane

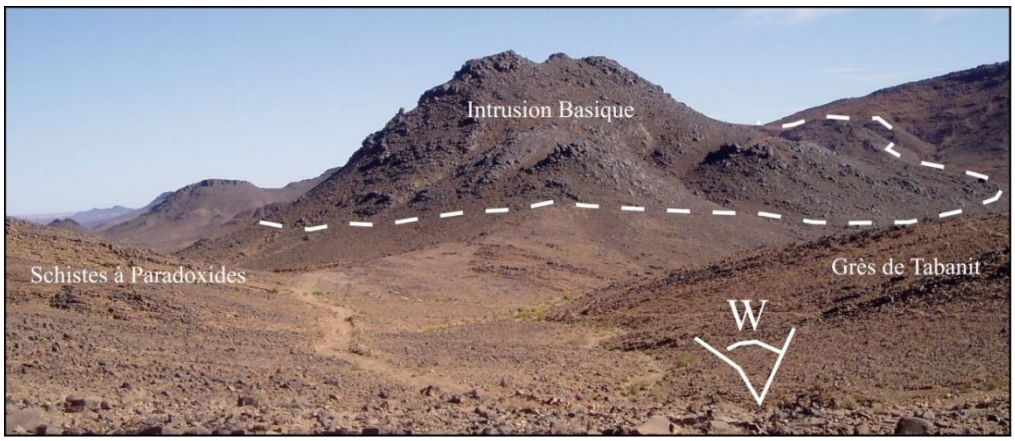


Fig. 7.7 : Intrusion basique allongée selon une direction N120 dans les pélites à *Paradoxides* au SE d'Itri Aouragh, au nord de la piste vers Ouinguigui.

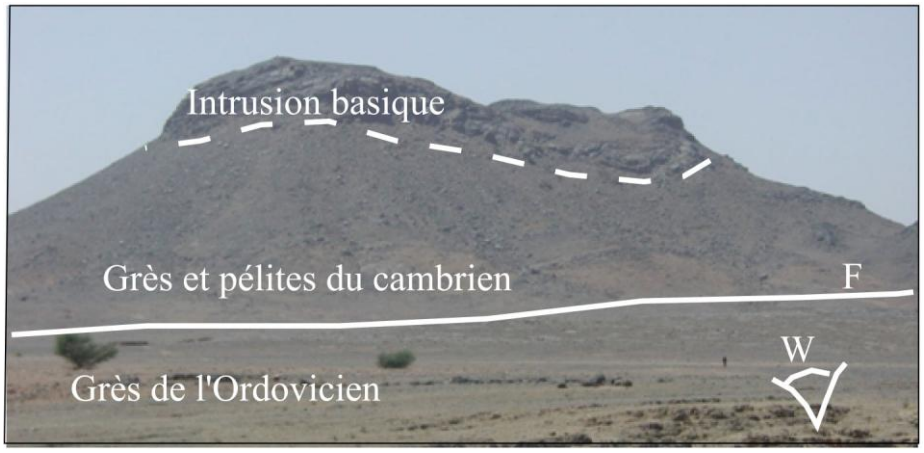


Fig. 7.8: Intrusion magmatique basique dans le Cambrien moyen à l'Est de Tawjimt n'Itbirène, F : faille, vue vers l'ouest.



Fig. 7.9 : Prismes dans l'intrusion magmatique du Jbel Aberchane.



Fig. 7.10: Auto brèche dans l'intrusion basique à Itri Aouragh.

Les faciès prismés seuls ne sont pas une assurance pour un mode de mise en place sous forme de coulées, en revanche celui-ci est attesté par la présence de dépôts nettement effusifs comme des matériaux pyroclastiques. Un appareil (probablement aérien) situé au Sud d'Ouinguigui (Bou Safsaf),

en forme de cône dissymétrique, comprend un corps à peu près central composé de prismes obliques à horizontaux et des flancs auto-bréchiques, surmonté de pyroclastites (Fig. 7.11), de brèches et de tufs à blocs qui passent latéralement et vers le haut à des tufs plus ou moins cohérents et à des projections fines (< 8 mm). (Fig. 7.12) Ces éléments sont remaniés dans des sédiments gréseux ennoyant l'appareil. Ainsi, une mise en place synsédimentaire au Cambrien moyen est donc certaine.

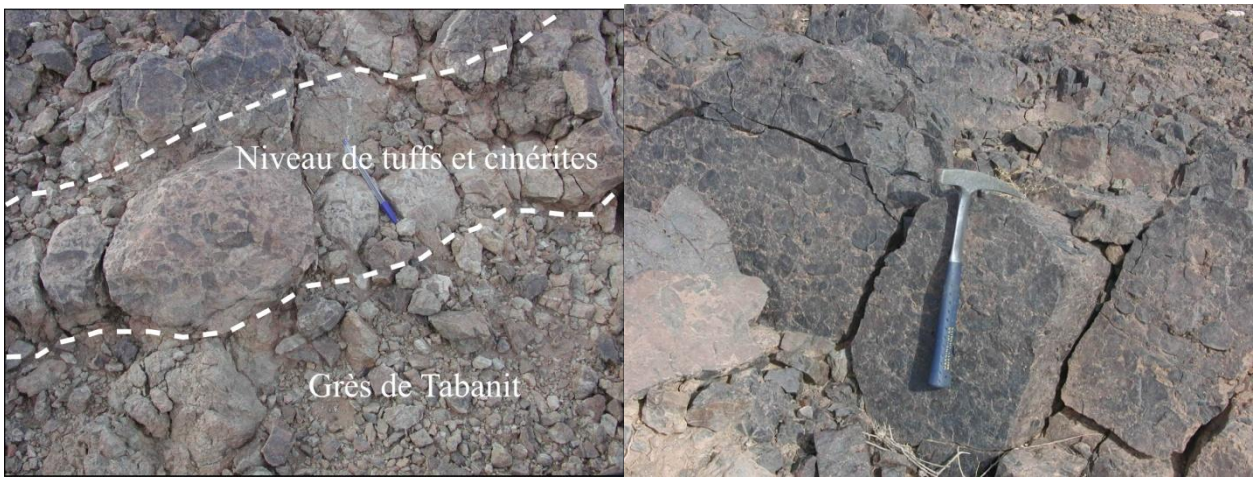


Fig. 7.11 : Brèches et cinérites en niveaux intercalés dans les grès de Tabanit, à l'Est de Ouinguigui

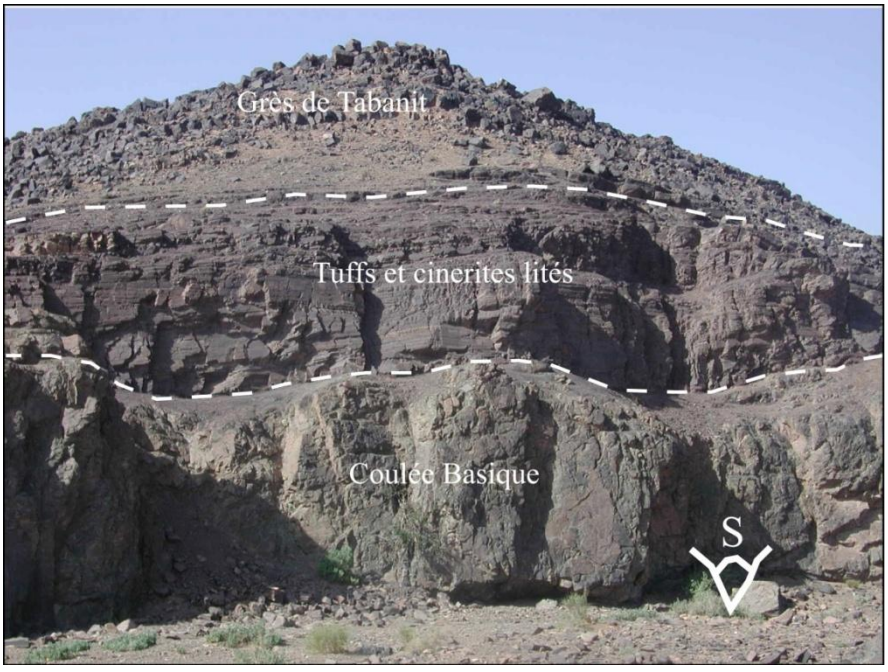


Fig. 7.12: Coulée et dépôts volcano-sédimentaires observés vers le sommet des 'grès de Tabanit' à 3 km au SW d'Ouinguigui. Coulée basique de couleur verte à la base, puis dépôts volcano-sédimentaires violets lités, au milieu, et grés de Tabanit au sommet.

A Ouinguigui, les corps coniques peuvent représenter des centres d'émission avec leur débit prismé en éventail. Autour de ces conduits possibles, la grande masse d'autobrèches à gros blocs de laves roulées mêlés à des blocs de grès provenant de l'encaissant (Fig. 7.13) peuvent correspondre à

des sommets de coulées visqueuses. Elles sont recoupées par des laves massives prismées. Au-dessus viennent des pyroclastites correspondant à des phases explosives.



Fig. 7.13: **a** : Contact intrusif, au nord-est de Ouinguigui ; **b** : Blocs de grès dans les brèches de l'intrusion magmatiques du Cambrien àItriAouraghau sud de la piste vers Ouinguigui

Des coulées associées à des dépôts volcano-sédimentaires sont observées vers le sommet des 'grès de Tabanit', dans deux bandes orientées presque Est/Ouest, au Nord celle d'Aberrchane-Ouinguigui (Fig. 7.12) et au Sud, celle de Taoujjimt-n'Itibirene.

Au sud de la feuille Goulmima, un petit appareil, apparemment en cône égueulé, est présent dans le Cambrien moyen à l'est-sud-est du Tizi Nizem.

Enfin, sur la feuille de Bou Adil, les massifs linéaires sont situés au nord-est de Bou Ouzou, où les basaltes emballent de très nombreux éléments anguleux de l'encaissant (Fig. 7.13 et Fig. 7.14), à l'ouest du jbel Taiert ; au sud-est de Bou Ouzou, au Jbel Smile Ahbari ; au sud du Tizi n'Tazougart.

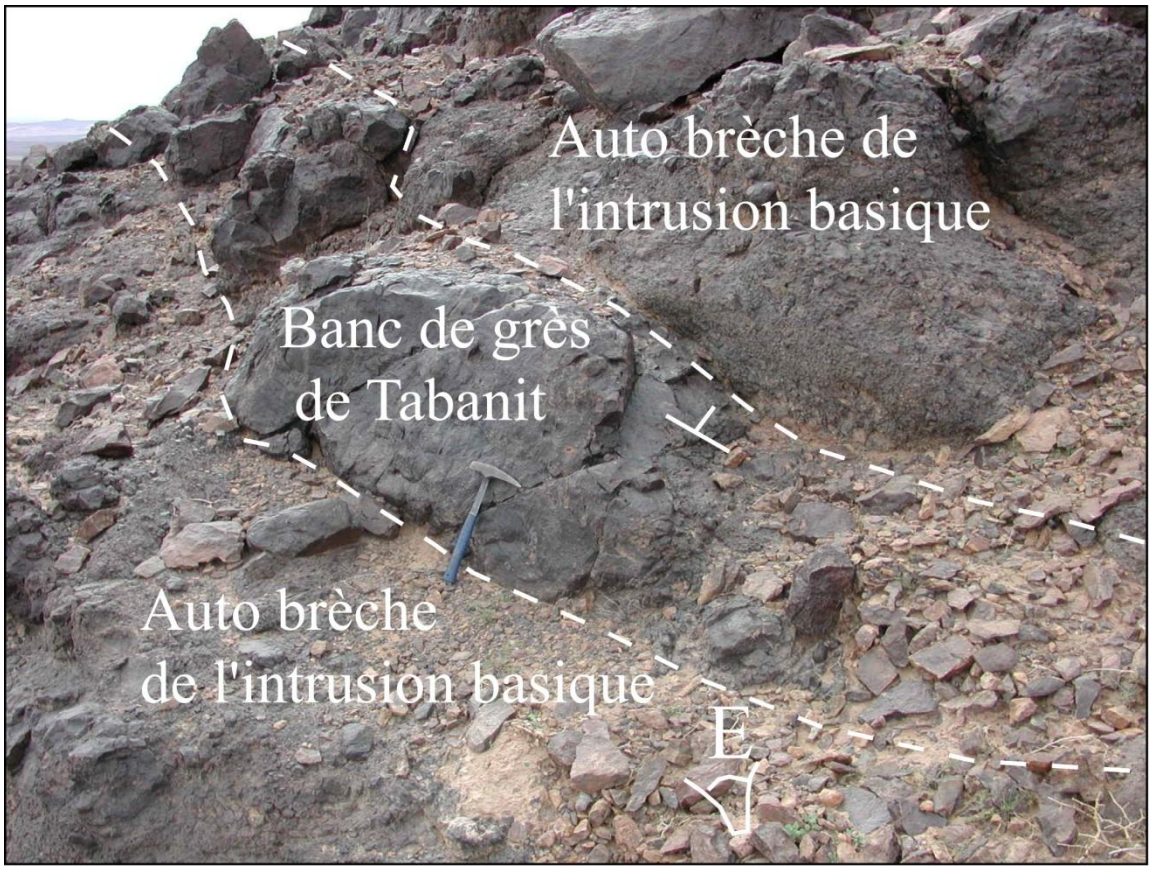


Fig. 7.14: Niveau de grès de la formation de Tabanit dans les brèches de roches magmatiques du Cambrien à ItriAouragh

I.2.2. Les sills

Les intrusions en sills admettent des épaisseurs variables, de quelques mètres (Fig. 7.15) à quelques dizaines de mètres. Le Jbel Aberchane est armé par des sills basiques prismés intrusifs dans les 'pélites à *Paradoxides'* et dans les grès de Tabanit (Fig. 7.6 et Fig. 7.9). Le sill inférieur est une roche finement grenue ; celui du sommet est microgrenu porphyrique (phénocristaux de plagioclase de 10mm). Au contact, les pélites gréseuses ont subi une rubéfaction. Un neck de même nature est connu à l'Est d'Ouinguigui. Les autres affleurements importants de sills prismés sont observés à Tawjimt n'Itbirene (feuille d'Oukhit); à Itrhi Aouragh, (feuille de Bou Adil) à jbel Taiert et à Smile Ahbari (Fig. 7.16).

Sur la feuille de Bou Adil, des sills sont situés dans les poudingues à la base du Cambrien inférieur au nord-est de Bou Isklout, dans les pélites gréseuses au-dessus des poudingues du Cambrien inférieur du jbel Bou Sabouns.s. et à l'est de ce jbel, au sud d'El Jalala. Des necks peuvent être présents sur leur trajet.

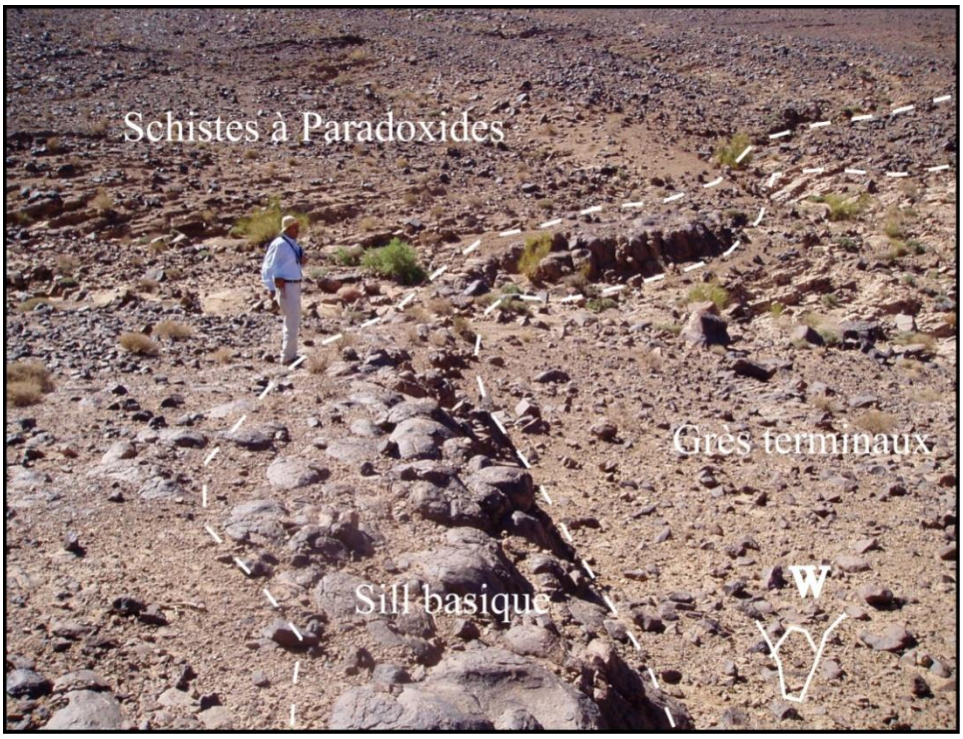


Fig. 7.15: Sill basique au passage grès terminaux-pélites à *Paradoxides* au SE de Tmenkal.

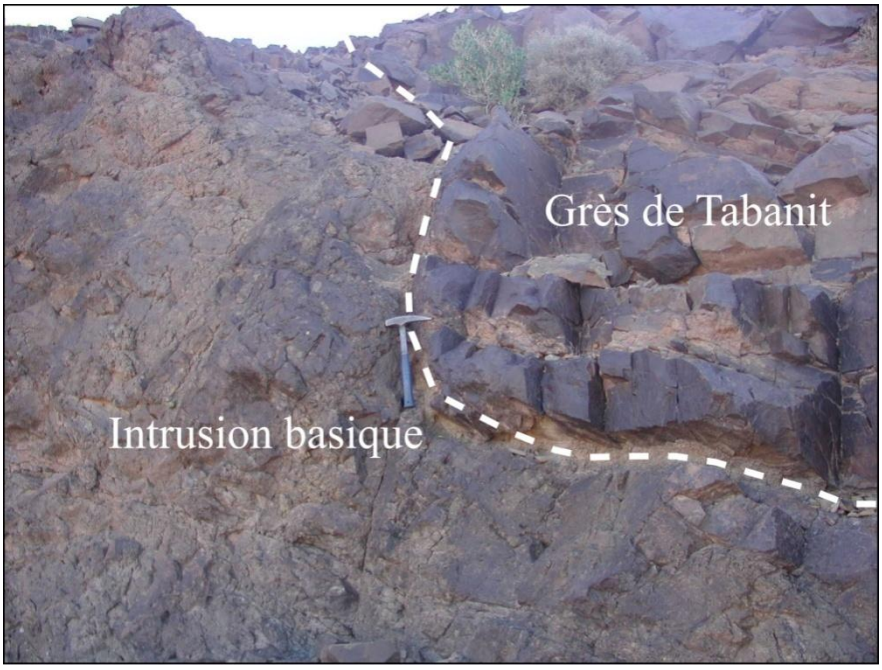


Fig. 7.16 : sill basique dans les grès de Tabanit au nord de Bou Adil.

I.2.3. Les dykes

Sur la feuille de Bou Adil, ils recoupent les schistes du substratum protérozoïque entre Taoudoudout et Ighrane, les dacites-andésites de la couverture protérozoïque entre Bou Madine et Bou Naga, et les dolérites (d1) au sud de Bou Isseghi. Ils affleurent au Sud du Tizi n'Tazzougart (feuille d'Oukhit) où ils traversent la formation des ' grés terminaux' du Cambrien inférieur et la formation des 'pélites à *Paradoxides'* du Cambrien moyen à Tmenkal. A Itghi Aouragh, de nombreux dykes basiques de 1 à 3 m d'épaisseur recoupent les schistes à *Paradoxides* et les 'grès de Tabanit' (Fig. 7.17); leurs bordures sont auto-bréchiques.

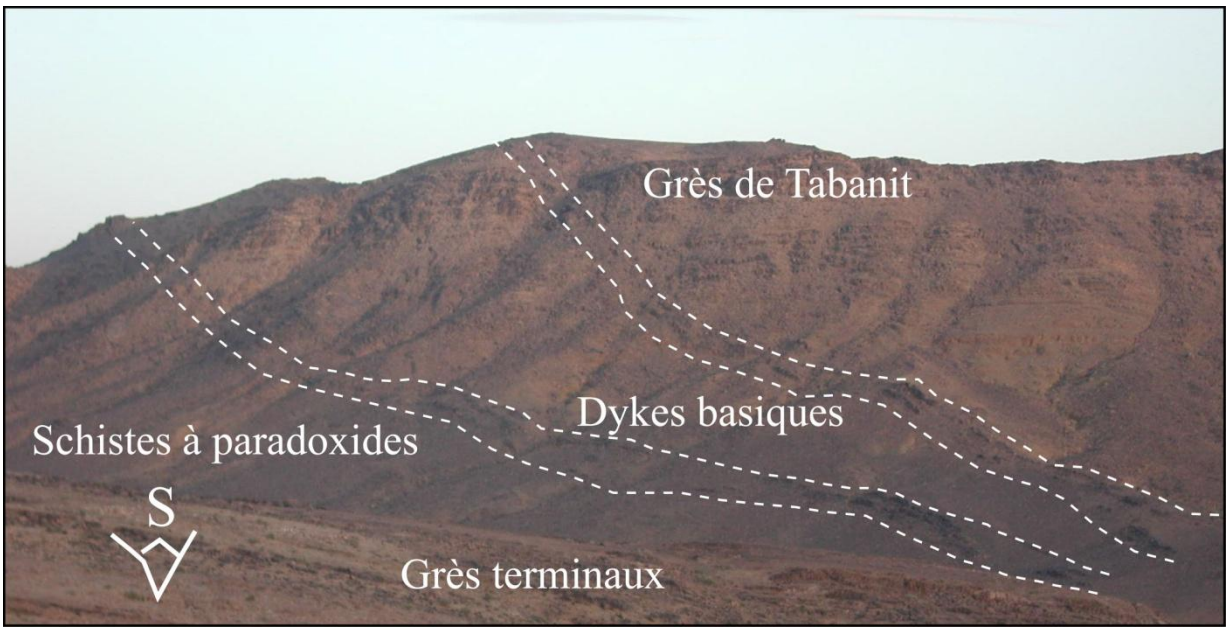


Fig. 7.17: dykes de roches magmatiques dans les pélites à *Paradoxides* à Itri Aouraghe.

I.2.4. Les stocks

Ils intrudent diverses formations du Protérozoïque, comme les dolérites porphyriques au sud de Bou Isseghi (feuille de Bou Adil), et les carbonates stromatolitiques « vs1 » à l'est d'Isilf (au sud-ouest de la feuille Goulmima), ainsi que les terrains du Cambrien (Smile Ahbari, Jbel Aberchane (Fig.7.18 et Fig. 7.19), Tawjimt n'Itberne (Fig. 7.20), Ikourbibene, Est Ouinguigui, Itghi Aouragh…).

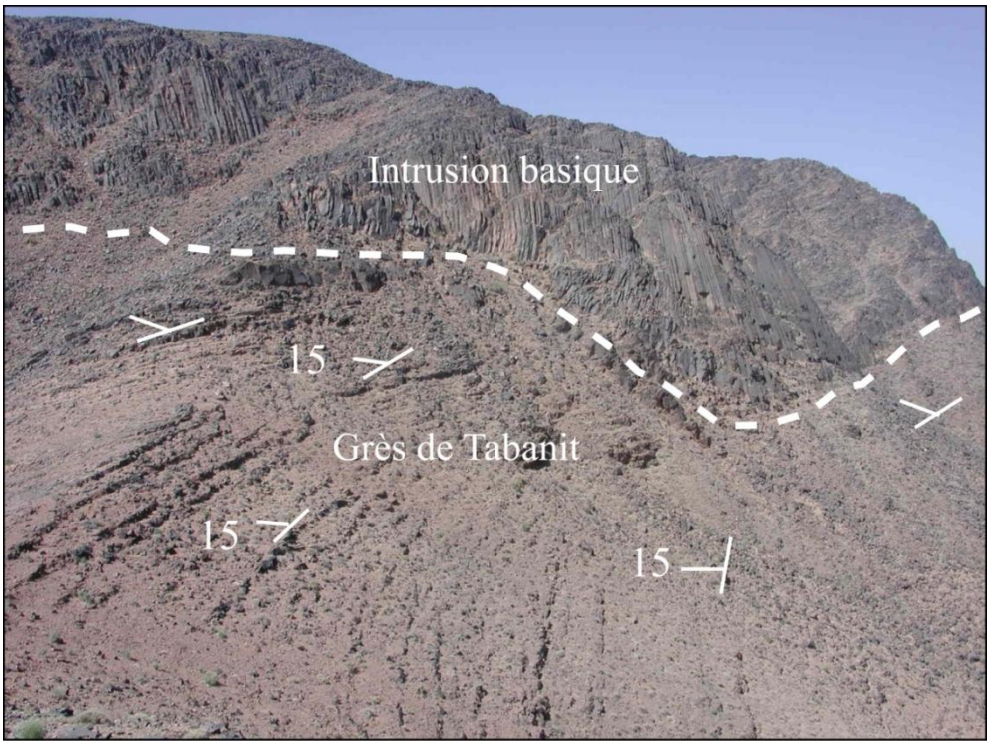


Fig. 7.18: Stocks de volcanites dans les grès de Tabanit nord de JbelAbrchane

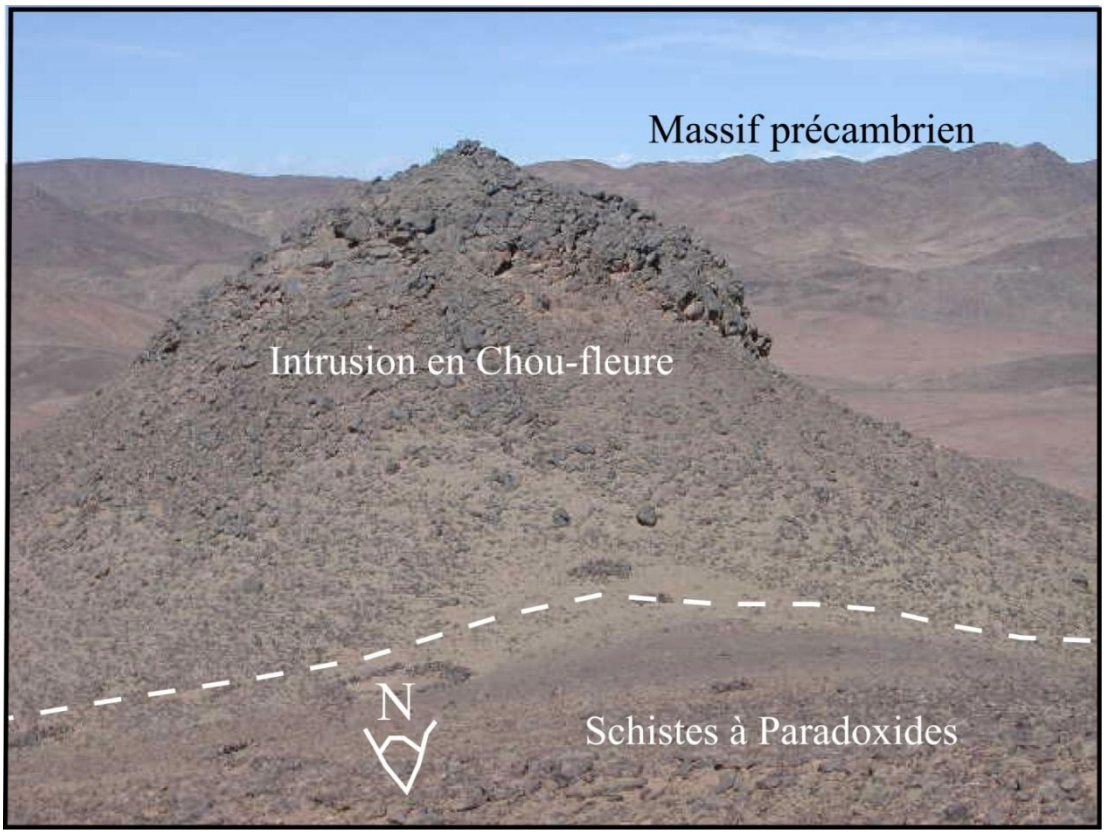


Fig. 7.19 : Intrusion de roches basiques en Chou-fleur dans les pélites à Paradoxidès au sud de la piste Tmankel-Ouinguigui

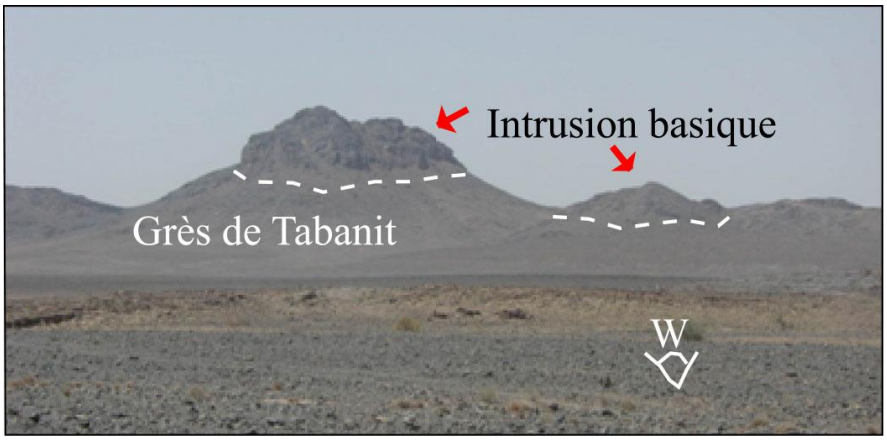


Fig. 7.20 : Stocks de roches basiques dans les grès de Tabanit à Tawjimt n'Itbirene.

Ainsi, d'après les coupes montrant les formations effusives dans les sédiments du Cambrien, les volcanites se sont mises en place en plusieurs épisodes marqués par la présence répétée de dépôts pyroclastiques et épiclastiques et de coulées (au moins 3 événements semblables à celui que montre la Fig. 7.12) dans la partie sommitale des 'grès de Tabanit' (voir chapitre 3, Fig. 3.18). La fin de l'activité volcanique effusive et intrusive correspond à la lacune du Cambrien supérieur et de la partie basale de l'Ordovicien inférieur. Les pélites de la 'formation de Fezouata' sont transgressives aussi bien sur les niveaux volcano-sédimentaires que sur les coulées, et sur les 'grès de Tabanit' en l'absence de manifestations volcaniques (voir chap. 3, Figs. 3.19 et 3.20).

I.3. Pétrographie

Pour distinguer les dykes paléozoïques de ceux du Protérozoïque, nous avons retenu des critères macroscopiques utilisables pour leur cartographie dans le massif protérozoïque : dans les dykes basiques porphyriques du Cambrien, les phénocristaux de plagioclase sont toujours en cristaux indépendants, alors qu'ils sont groupés dans les faciès glomératoporphyriques du Protérozoïque ; de plus, la mésostase des roches volcaniques du Cambrien est microcristalline, gris verdâtre sombre, tandis qu'elle est à grain fin ou microcristalline et brun rosé pour les dykes du Protérozoïque. Ces roches diffèrent aussi par leur minéralogie, observée au microscope.

Dans le Paléozoïque, les faciès basiques intrusifs et effusifs sont des roches sombres à cassure souvent gris verdâtre ou gris sombre peu porphyriques, les phénocristaux de plagioclase ne dépassent pas 5 mm, mais il existe parfois des roches très porphyriques avec des phénocristaux dont la plus

grande dimension dépasse 15 mm.

Il est difficile de donner une composition précise des roches constituant les intrusions et les coulées. Leur minéralogie initiale magmatique n'est plus observable. En effet, toutes ces roches présentent une altération hydrothermale qui interdit la détermination des compositions des minéraux. Les plagioclases en phénocristaux et la mésostase sont remplacés par de la séricite et de la calcite (Fig. 7.21). Les parties limpides des plagioclases ne contiennent pas plus de 20 à 30 % d'anorthite. Les minéraux ferromagnésiens n'apparaissent qu'en fantômes. Ils sont complètement remplacés par de la calcite, de la chlorite, du quartz et des oxydes (hématite). Les minéraux opaques (magnétite, ilménite) sont hématitisés.

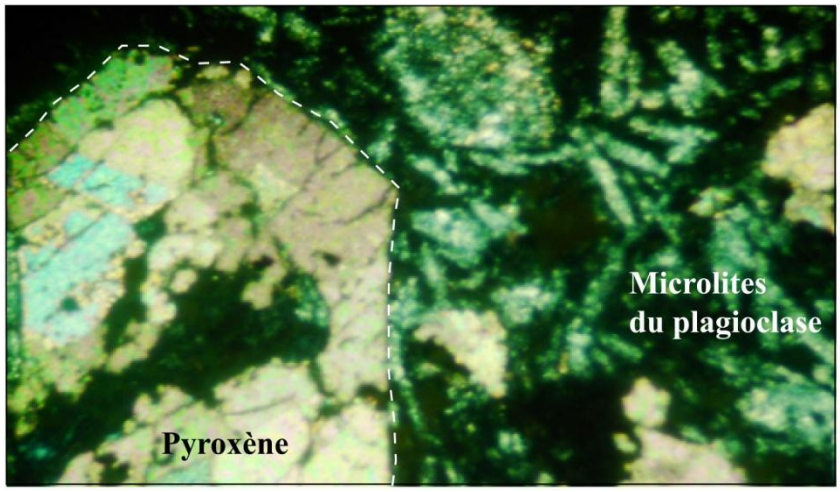


Fig. 7.21: Microphotographie de roche basique du Cambrien montrant du pyroxène et des microlites de plagioclase en LN (100x).

Dans les faciès basiques oligo-porphyriques, les phénocristaux de plagioclase (< 5 mm) sont peu zonés. La mésostase présente une structure doléritique intersertale, composée par une trame de lattes de plagioclase (< 400µm), et des interstices occupés par de la chlorite et parfois par un minéral ferro-magnésien (pyroxène ?) remplacé par de la calcite (Fig. 7.21).

Dans certains faciès de composition intermédiaire, il existe parfois des reliques de biotite chloritisée, du feldspath potassique et du quartz interstitiels. Les faciès plus acides également porphyriques (phénocristaux de plagioclase et de feldspath alcalin) présentent une mésostase constituée de microlites (160-500 µm), soit orientés selon une fluidalité qui moule les phénocristaux, soit enchevêtrés.

Les compositions minéralogiques et chimiques de ces roches du Paléozoïque et des dykes sécants sur le Protérozoïque, diffèrent nettement de celles décrites précédemment à la fin du Protérozoïque de l'Ougnat (complexe de dykes et de coulées de dolérites, et intrusions de gabbros-

monzogabbros) (Fig. 7.22).Les compositions minéralogiques des volcanites cambriennes sont complétées par les analyses chimiques des éléments majeurs (45% <SiO2<52 %). Les teneurs en alcalins (5%<Na2O+K2O > 7,5%) permettent de situer ces laves dans le domaine alcalin (Fig. 7.23 et Fig. 7.24). Elles se distinguent en cela des roches basiques protérozoïques, de chimisme calco-alcalin potassique (chap. 2).

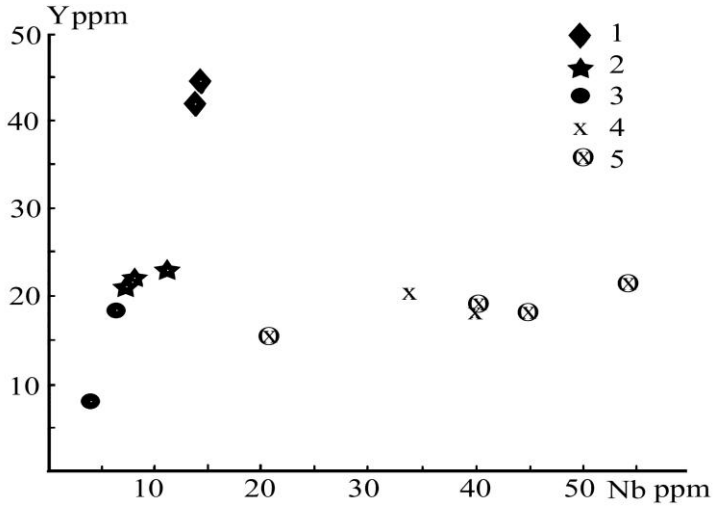


Fig. 7.22: Diagramme Nb/Y mettant en évidence deux groupes de roches magmatiques. **Protérozoïque** : **1**-Microdolérites oligo-porphyriques du corps stratoïde du toit du gabbro; **2**-Dykes du couloir N40 de dolérites glomméro-porphyriques; **3**-Gabbro, faciès à grain moyen, et faciès sombre à grain fin à moyen (2mm) à deux pyroxènes. **Cambrien** : **4**-Microdolérite en neck dans les rhyolites du Protérozoïque, Sill de microdolérite dans la base du Cambrien transgressif sur le Protérozoïque (700m à l'Est du neck) **; 5**-Intrusions dans le Cambrien.

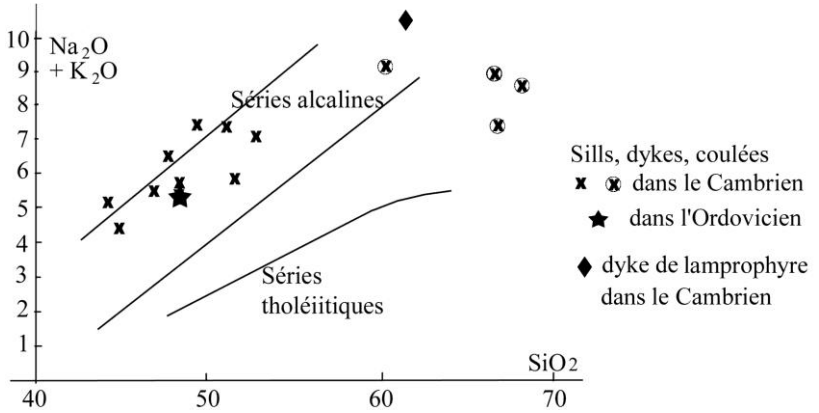


Fig. 7.23: Roches magmatiques encaissées dans le Cambrien et l'Ordovicien, diagramme $Na_2O + K_2O/SiO2$

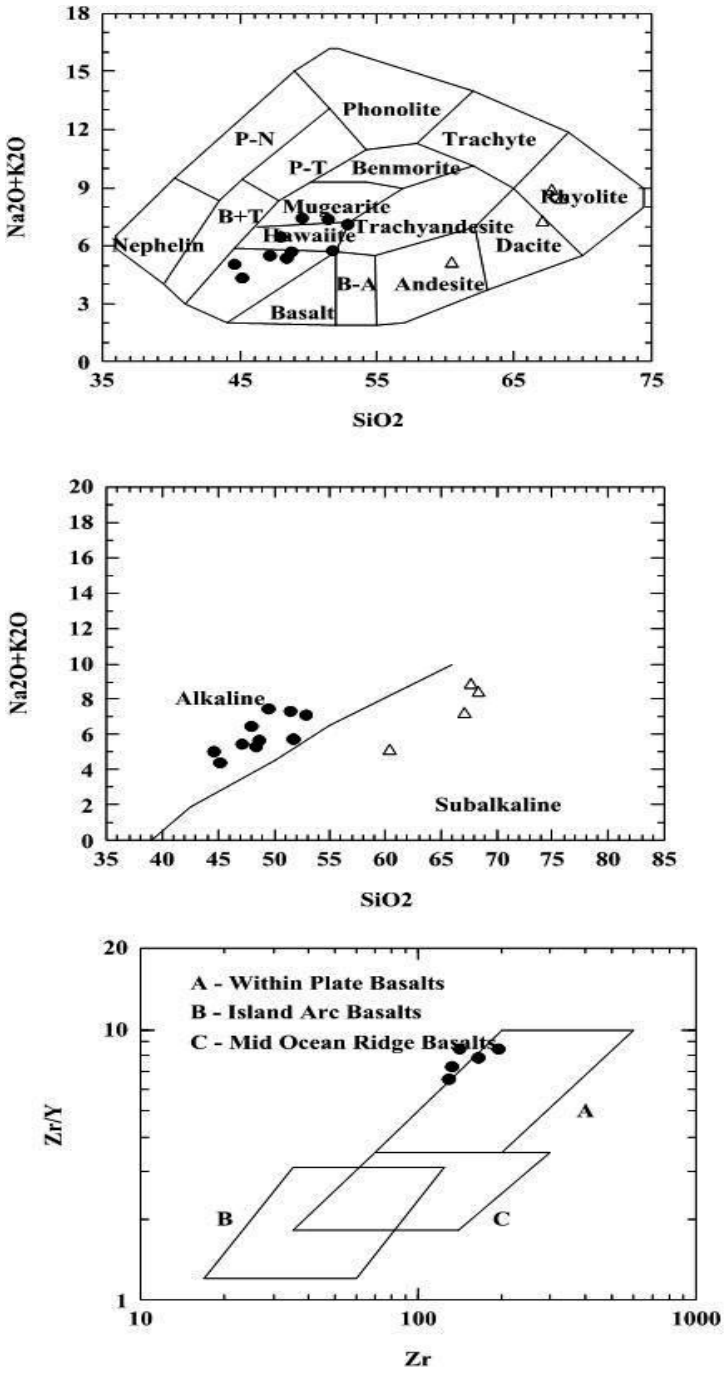


Fig. 7.24: Différents diagramme d'analyses chimiques des roches volcaniques du versant sud de l'Ougnat

1. Diagramme de Cox et al., (1979). **2.** Projection des alcalins (Na_2O+K_2O) en fonction de SiO_2. **3.**Diagramme Zr=Y versus Zr. (*IAB*): basaltes des arcs insulaires, (*MORB*): basaltes des rides médio-océaniques, (*WPB*): basaltes intra-plaques (d'après Pearce & Norry,1979).

I.4. Contexte de mise en place

On a vu (chapitres3 et 5) qu'au Cambrien moyen, plus précisément au passage entre les Pélites à *Paradoxides* et les grès surincombants, une instabilité importante est marquée par des slumps et des

olistolites. C'est aussi le moment où se mettent en place les volcanites mafiques alcalines effusives et/ou intrusives. Tous ces phénomènes témoignent d'une activité tectonique extensive (rifting).

Celle-ci sera bientôt suivie par la régression eustatique du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien basal (Trémadoc).Au sud de l'Ougnat, la persistance d'un sillon sub-latitudinal axé sur Zagora - Taouz permet une sédimentation dans des conditions réductrices. Un retour saccadé à des conditions transgressives épicontinentales intervient alors avec le dépôt du fer oolitique surmonté de pélites micacées de l'Arénig.

I.5. Corrélations

Il est intéressant de rapprocher le volcanisme cambrien de notre secteur d'étude de celui connu ailleurs au Maroc à cette époque. Nous retiendrons cinq exemples récemment décrits : deux dans l'Anti-Atlas central-occidental (J. Boho, Ida Ougnidif), d'âge Cambrien inférieur ; trois dans le domaine mésétien (Bou Acila, Oued Rhebar et Mibladen), d'âge Cambrien inférieur, Cambrien moyen et indéterminé, respectivement.

1. Anti-Atlas central-occidental

Au J. Boho, au sud-ouest de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara, des éruptions volcaniques dans la transition Néoprotérozoïque-Cambrien sont représentés par plusieurs cônes volcaniques.

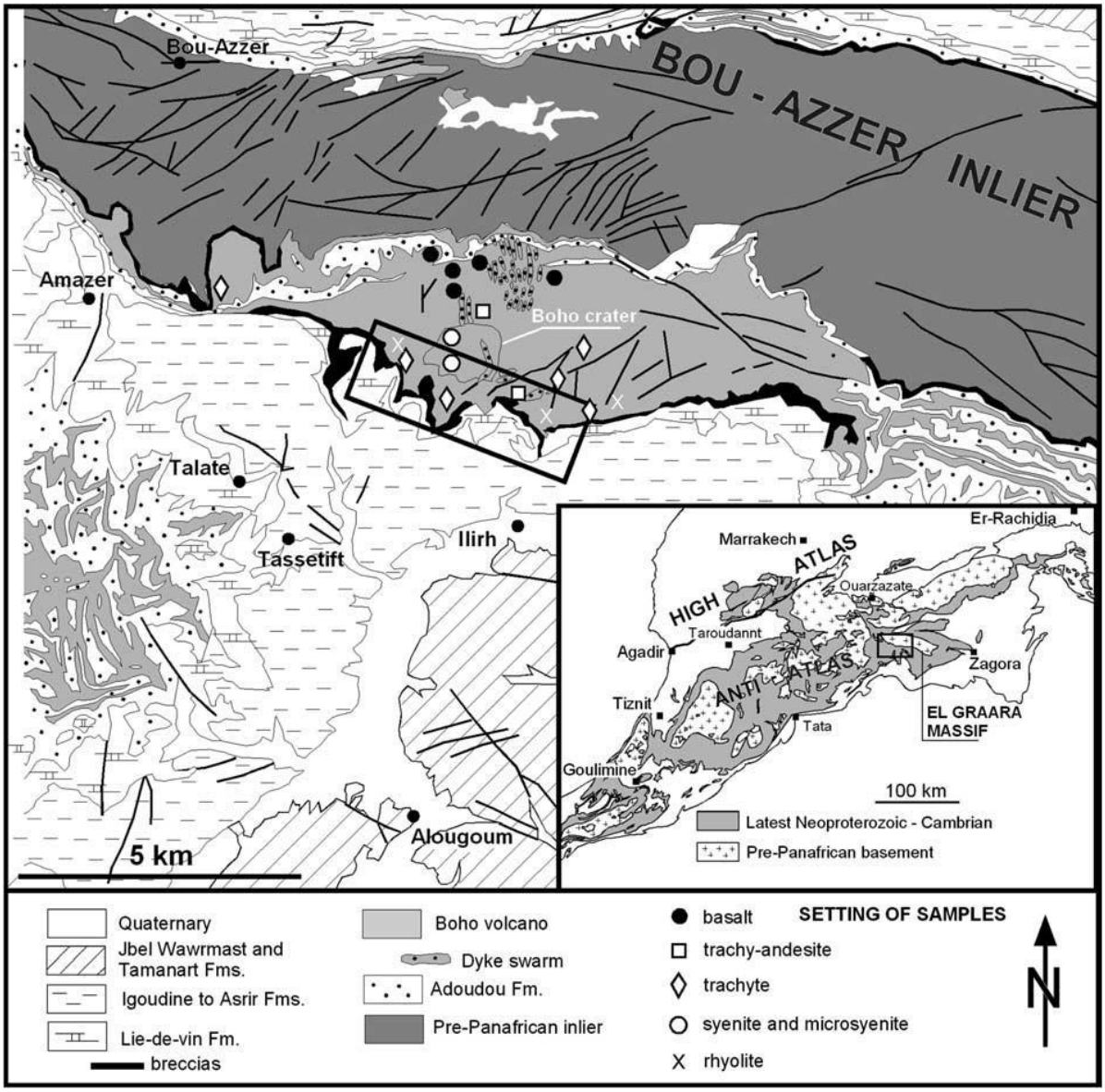


Fig. 7.25 : Carte géologique du volcan du Jbel Boho, à l'ouest de la boutonnière de Bou Azzer (in Alvaro et al., 2006).

(Fig. 7.25). Le volcan Boho (âge U-Pb à 534 ± 10 Ma) du complexe volcanique Alougoum présente une hauteur de 300 m et un contour ellipsoïdal de 6 x 22 km (Alvaro et al. 2006). Ce stratovolcan polygénique à cœur syénitique est associé à des produits d'éruption abondants, laves basaltiques et tufs trachytiques-rhyolitiques interstratifiés dans les carbonates adoudouniens et recouverts par la Série lie-de-vin. Les données pétro-géochimiques disponibles suggèrent un magmatisme alcalin essentiellement évolué par cristallisation fractionnée (Alvaro et al. 2006). Un contexte d'extension et de rifting continental correspond bien aux caractéristiques géochimiques des roches volcaniques du Jbel Boho.

Les basaltes du J. Karkar et d'Ida Ougnidif (BJK-IO) sont localisés au toit du massif de Kerdous (Fig. 7.26) et sont contrôlés par une importante activité tectonique extensive. À la base (Soulaimani et al. 2004), les conglomérats « PIII » sont caractérisés par de grandes variations d'épaisseur et par des galets peu émoussés et mal classés, remaniant les matériaux du socle sous-jacent. Ce sont des dépôts de pente au pied de reliefs vigoureux nouvellement créés par suite de l'activité de failles normales qui persiste lors des premiers dépôts de la transgression cambrienne (« calcaires inférieurs » et «série lie-de-vin »). C'est en effet au cours du Cambrien inférieur que tout l'Anti-Atlas occidental est affecté par une importante subsidence (Choubert, 1963 ; Benziane et al., 1983), qui ne s'estompe que lors du dépôt de la série « lie-de-vin » (Soulaimani, 1998). Ces premiers dépôts marins cambriens atteignent ici leur puissance maximale *(*>4000 m*)* et évoluent progressivement vers des dépôts continentaux, moins épais, vers l'Est de l'Anti-Atlas.

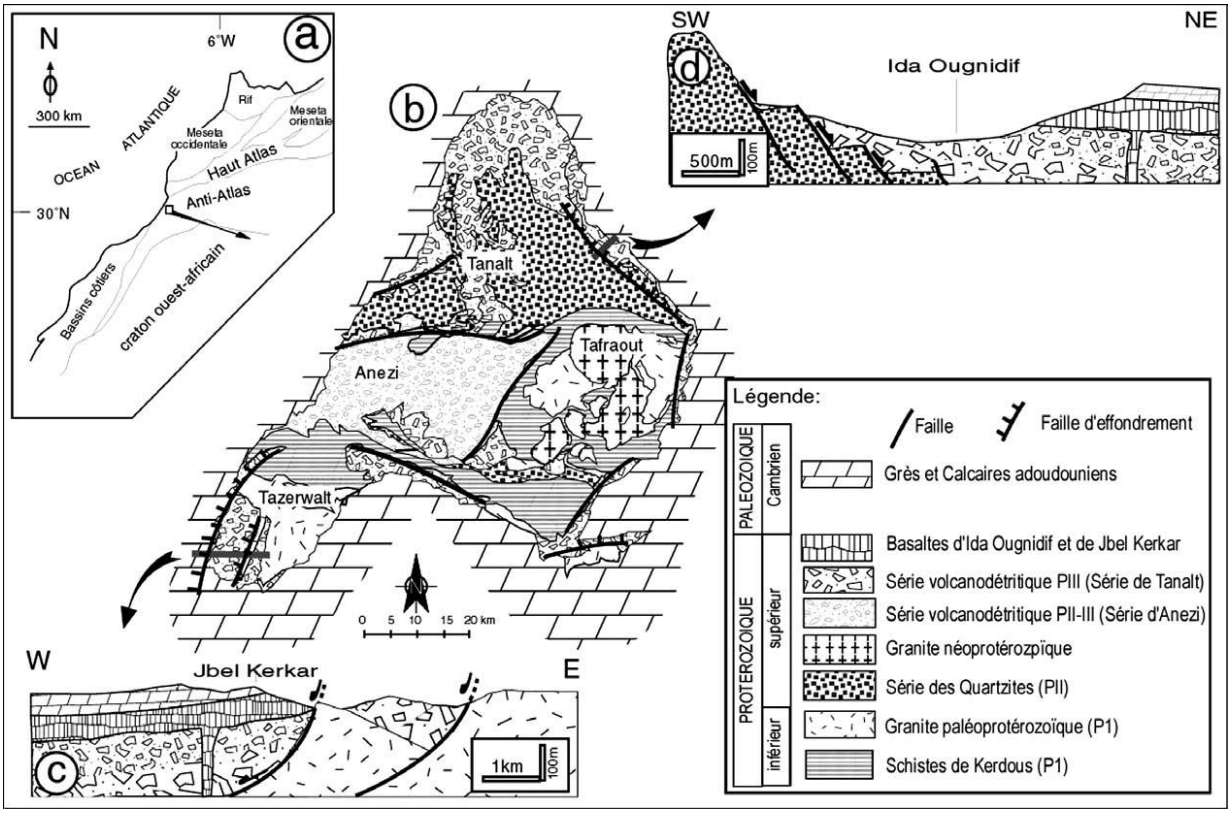


Fig. 7.26: a- Croquis de situation ; b- carte géologique simplifiée de la boutonnière de Kerdous ; c- coupe géologique Jbel Karkar; d- coupe géologique d'Ida Ougnidif (Soulaimani et al. 2004).

Accompagnent cet épisode extensif. Les termes volcaniques (BJK/IO) correspondent essentiellement à des basaltes tholéiitiques intracontinentaux. Ce cycle volcanique tholéitique forme la transition entre(*i*) le cycle volcanique de la série de Ouarzazate, à produits ignimbritiques dominants, intercalés par des horizons de roches andésitiques et basiques à caractère calco-alcalin immature (Boyer et al. 1978),

produits tardifs de la subduction panafricaine, et (*ii*) un troisième cycle formé de coulées ignimbritiques et rhyolitiques à caractères de magmas alcalins intraplaques qui coiffent le Précambrien terminal et continuent à se manifester au Cambrien inférieur (volcanisme de Jbel Boho) (Ducrot et al. 1977). Les pyroclastites rhyolitiques situées au sommet des BJK sont à associer à ce cycle. 2. Au nord de l'Anti-Atlas

2. Haut Atlas occidental et Meseta

Au nord de la faille sud-atlasique, on constate aussi le développement d'un important volcanisme basique à acide avec pyroclastites abondantes et coulées basaltiques tholéiitiques, pendant le Cambrien inférieur et moyen, en contexte extensif intracontinental. L'étendue de ce magmatisme montre que tous ces domaines constituent une large province tholéiitique de type «Continental Flood Basalts (CFB)» (Youbi 1998), contemporaine de l'extension crustale qui affecte la bordure nord-ouest du craton Ouest-Africain au Protérozoïque terminal et qui annonce l'ouverture de l'océan Iapetus (Soulaimani et al. 2003).

Un premier exemple peut être choisi à *Bou Acila* (Maroc central). Il s'agit de basaltes et de pyroclastites interstratifiées dans le Cambrien inférieur (Fig. 7.27). Dans le diagramme (Th/Ta)mp–(Tb/Ta)mp, qui fait appel à des éléments incompatibles, peu sensibles à l'altération, l'ensemble des métavolcanites de la région sud-est du Maroc central se projette dans le champ commun des tholéiites continentales et des basaltes d'arrière-arc, et touche au champ des MORB de type N (Fig. 7.28). L'allure des spectres de normalisation par rapport au manteau primitif exclut la similitude de ces roches avec les MORB. Ce résultat est confirmé par le diagramme Th/Yb–Ta/Yb, qui, d'une part, montre que ces métavolcanites ne peuvent être assimilées à des MORB et, d'autre part, met en évidence une empreinte de subduction ou de contamination crustale (Fig. 7.29).

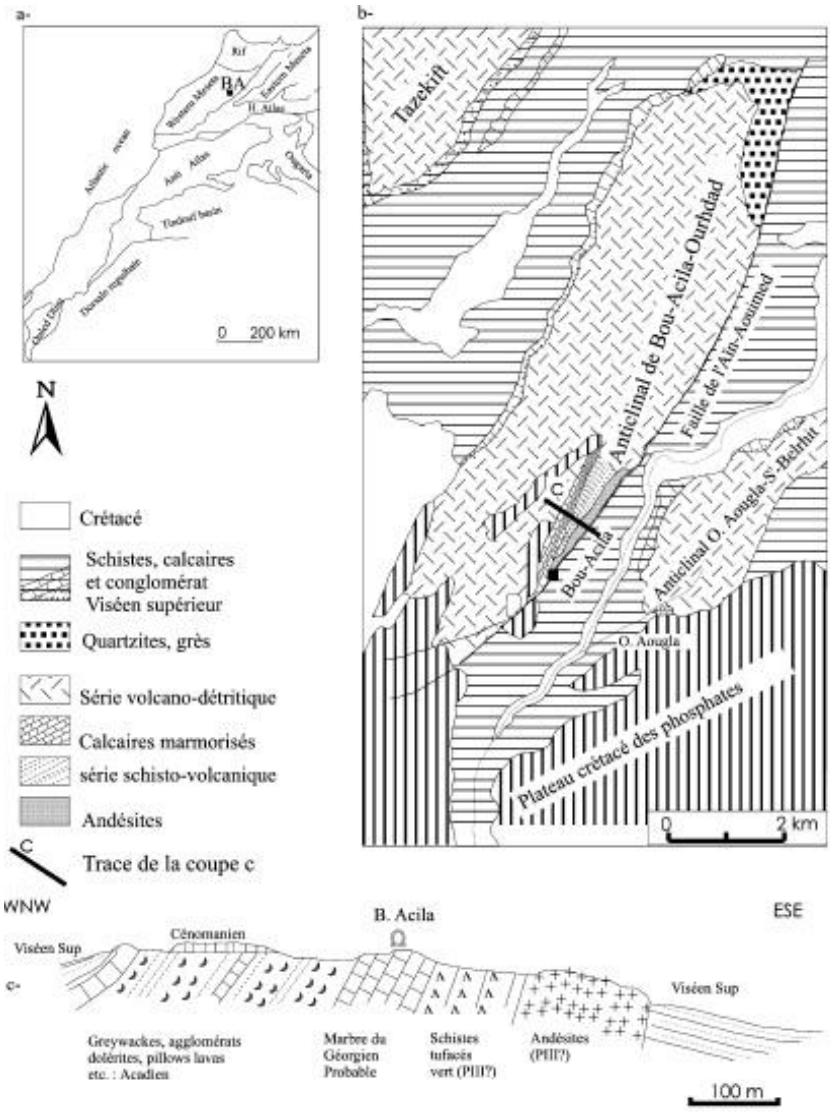


Fig. 7.27 : Secteur de Bou Acila au SE du Maroc central, (**a**) ; carte géologique simplifiée du secteur de Bou-Acila ; (**b**) coupe schématique de la région de Bou-Acila.

Selon Ouali et al. (2003), l'anomalie négative en Nb et le léger enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes serait à mettre en relation avec une contamination crustale d'un magma mantellique (Fig. 7. 30 et Fig. 7.28). Cette hypothèse serait en accord avec une mise en place de ces roches dans un site distensif intracontinental. Des tholéites continentales, à spectres relativement plats, peuvent être produites par un fort degré de fusion partielle du manteau, probablement dû à un fort amincissement lithosphérique.

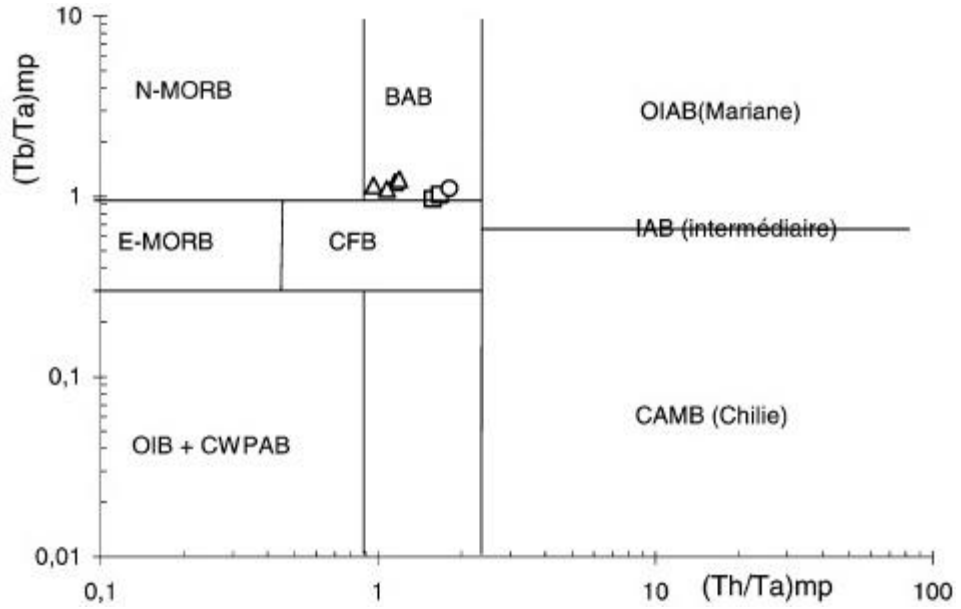


Fig. 7.28 : Diagramme (Tb/Ta)mp–(Th/Ta)mp [21] pour les méta-volcanites étudiées. Bou-Acila (carré), Oued-Aougla (triangle), Bou-Ibenrhar(cercle). **OIB** : Basaltes des îles océaniques ; **CWPAB** : basaltes alcalins intracontinentaux ; **CFB** : tholéiites continentales ; **BAB** : basaltes d'arrière-arc ; **IAB** : basaltes d'arc insulaire ; **OIAB** : basaltes d'arc intra-océanique ; **CAMB** : basaltes d'arc de marges de type Chili ; **IAB** : basaltes d'arc intermédiaire (Ouali et al. 2003).

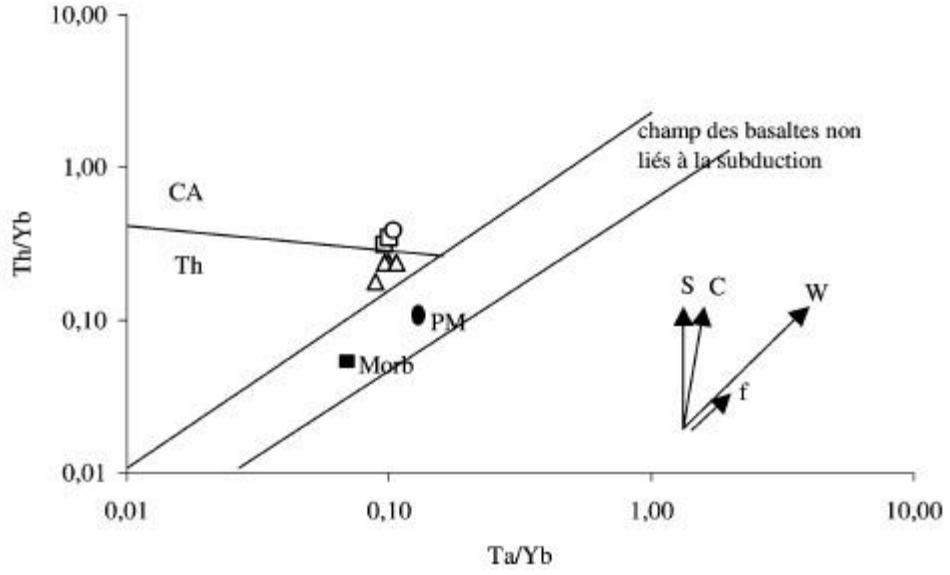


Fig. 7.29 : Diagramme Th/Yb–Ta/Yb des roches étudiées [17]. Bou-Acila (carré), Oued-Aougla (triangle), Bou-Ibenrhar (cercle). **CA** : Calcoalcaline; **Th** : tholéiitique ; **S** : enrichissement lié à la zone de subduction ; **C** : contamination crustale ;**W**: enrichissement intraplaque ; **f** : cristallisation fractionnée (f = 0,5) (Ouali et al. 2003).

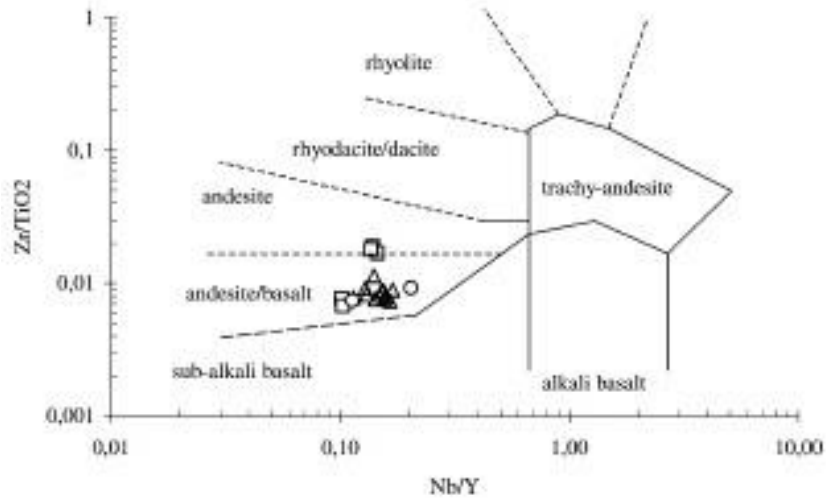


Fig. 7.30 : Position des méta-volcanites de la région Sud-Est du Maroc central dans le diagramme Zr/TiO2–Nb/Y Bou-Acila (carré),Oued-Aougla (triangle), Bou-Ibenrhar (cercle) (Ouali et al. 2003).

Au nord de l'Anti-Atlas, les tholéiites continentales du Cambrien inférieur de la zone sud-est du Maroc central ne représentent pas un cas isolé. En effet, on connaît, dans la région de *l'Ouneïn* (massif paléozoïque du Haut-Atlas occidental), un volcanisme cambrien à signature géochimique de tholéiites continentales. De même, dans la région de *Taghwacht*, Essalhi (1993) et Ouazzani (2001) décrivent des basaltes tholéiitiques qui présentent les caractères géochimiques des tholéiites continentales.

L'exemple du *volcanisme de l'Oued Rhebar* en Meseta occidentale est intéressant dans la mesure où il est attribuable au Cambrien moyen, et donc contemporain de celui de l'Anti-Atlas oriental. Selon El Hadi et al. (2005), « le complexe volcanique de l'Oued Rhebar (Fig. 7.31) inter stratifié dans la formation des schistes (grauwackes) à *Paradoxides* datée du Cambrien moyen ("Acadien"), est formé de roches volcaniques de composition calco-alcaline, comparable à celle des roches générées dans les contextes orogéniques. Les rapports La/Nb, relativement élevés (5,2), attestent une participation lithosphérique. Les rapports La/Ta, supérieurs à 26, et l'anomalie négative en Nb suggèrent une source lithosphérique contaminée par la croûte continentale. Ces roches représentées par une série volcano-sédimentaire avec des andésites, des trachyandésites, des cinérites, des tufs pyroclastiques, des brèches, des formations à pillow-lavas et des conglomérats, auraient hérité leur signature orogénique de la fusion partielle d'un manteau antérieurement métasomatisé. » Leur mise en place est liée à la tectonique en extension post-panafricaine, responsable du rifting cambrien qui a affecté tout le nord du WAC.

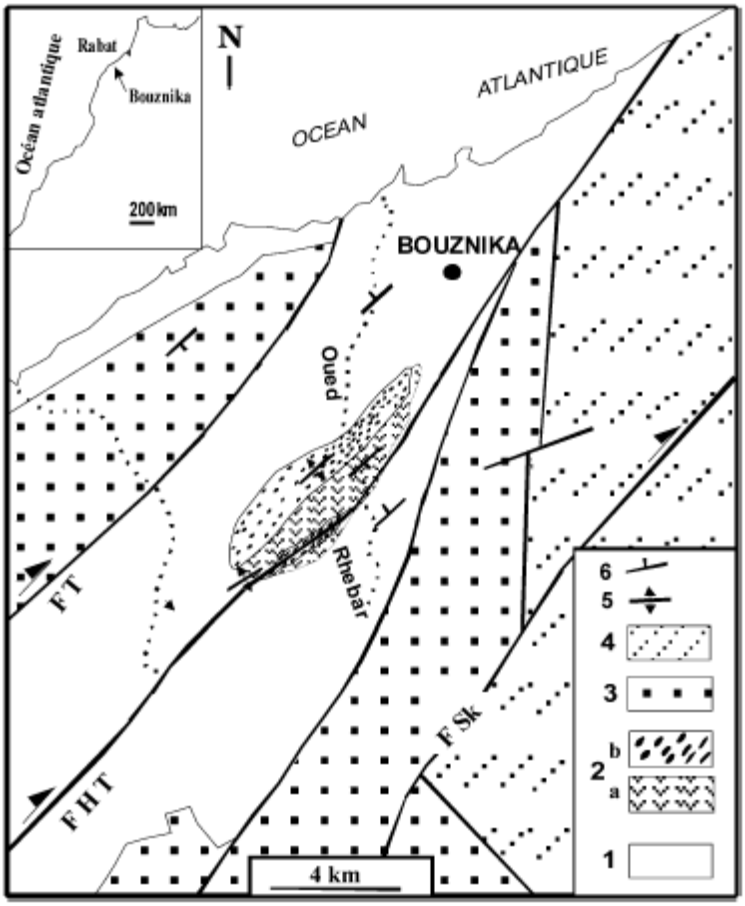


Fig. 7.31: Le volcanisme de l'Oued Rhebar, carte de situation d'après El Hadi et al. (2005). 1: Formation des schistes à *Paradoxides* d u Cambrien moyen ("Acadien"); 2 : a, roches volcaniques de l'oued Rhebar (andésites, trachyandésites, tufs, brèches); b, formations chaotiques; 3: Formations ordovico-siluriennes; 4: Formations dévono-carbonifères; 5: schistosité régionale verticale; 6: stratification. FT: Faille de Tamouda; FHT: Faille de Haj Thami; FSk: failles de Skhirat-Cherrat.

On peut encore citer comme corrélation possible les *métavolcanites de la boutonnière d'Aouli-Mibladen*, en Meseta orientale (Hoepffner, 1987 ; Hoepffner et al., 2006 ; Raddi et al. 2012 a et b). La longueur des corps stratiformes lenticulaires de métavolcanites (amphibolites) peut atteindre 1 à 2 km pour des épaisseurs allant de quelques décimètres à quelques décamètres (Fig. 7.32). Le long de l'oued Amrhid on rencontre une dizaine de niveaux d'amphibolites sur une épaisseur de série d'environ 600 m (Raddi et al. 2012 a et b).

Les corps d'amphibolites épais montrent un faciès à grain fin (bordure figée) au contact avec l'encaissant et un faciès à gros grain dans les parties centrales. Localement (Oued Amrhid) on peut observer que les strates de l'encaissant sont recristallisées en cornéennes et recoupées en biseau par la masse magmatique. On a donc affaire à des sills basiques métamorphisés avec l'ensemble de la série encaissante (Fig. 7.32).

Les sills les plus épais (10m à 50 m) montrent, en dehors de leur bordure microgrenue, une structure grenue équante bien préservée malgré le métamorphisme, qui a provoqué le remplacement des pyroxènes magmatiques par des amphiboles vertes. Ce sont des métagabbros. D'autres filons, plus minces, sont d'anciens microgabbros ou dolérites.

Le sill d'IchAdmane, de 40 m d'épaisseur, dominant les gorges de la Moulouya en rive droite (Fig. 7.32) (Raddi et al 2012 a et b), montre des veines et poches de gabbros pegmatitiques riches en feldspath, mises en place au début du refroidissement du corps intrusif et sa fracturation à haute température. On y observe également un filon décimétrique de diabase. Le volume de magma gabbroïque qui s'est injecté dans les sédiments gréso-pélitiques est considérable. Dans l'antiforme de l'Adrar Akourar, on peut l'estimer à près de 5% du volume des métasédiments.

Leur âge de mise en place est indéterminé : il a été considéré comme Cambrien moyen possible (e.g. Hoepffner, 1987 ; Hoepffner et al., 2006) mais pourrait être Dévono-Carbonifère, , si l'on admet un âge Dévonien supérieur pour la série encaissante (Michard et al., 2010).

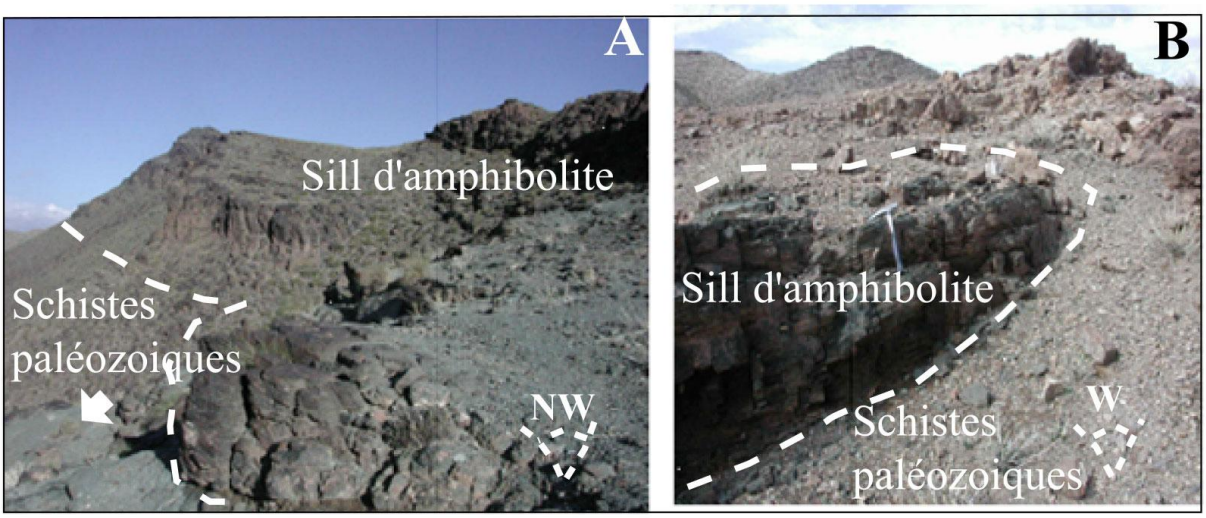


Fig. 7.32: Sill d'amphibolites ; a : Adrar Akorar, et b : Jbel Bou Adil.

II. Les roches magmatiques post-ordoviciennes.

II.1. Distribution

Des volcanites intrusives se rencontrent dans l'Ordovicien. Elles comprennent des sills de roches basiques porphyriques, des sills basiques aphyriques (Fig. 7.33 et Fig. 7.34), un sill d'une roche grenue brunâtre que l'ont peut classer parmi les lamprophyres (Fig. 7.35). On rencontre quelques dykes de faciès analogues dans les pélites à *Paradoxides* et les grès de Tabanit au S de Tizi n'Tazougart, nord de jbel Aberchane (Fig. 7.36).

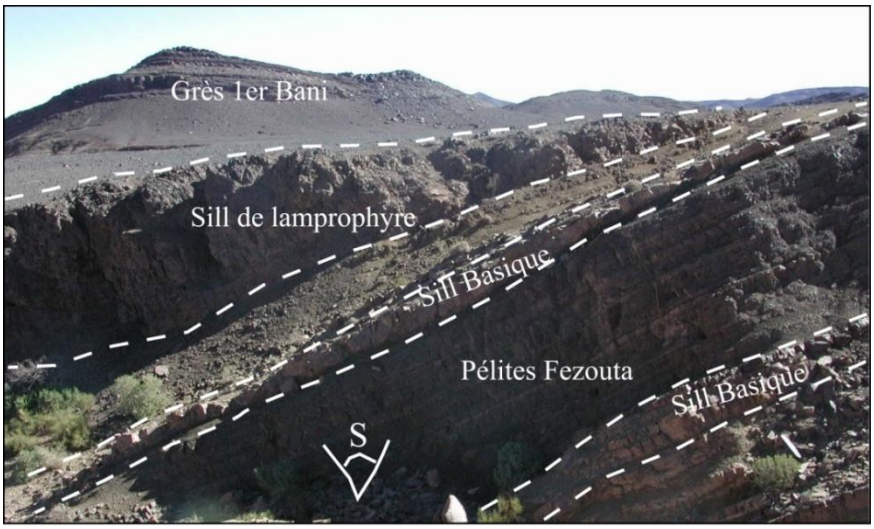


Fig. 7.33 : Intrusions magmatiques dans les pélites de Fezouata au SW de Tawjimt n'Itbirene.

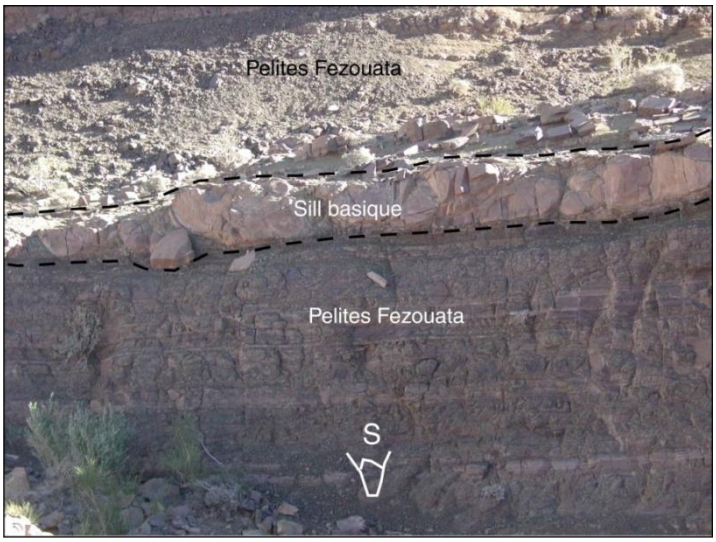


Fig. 7.34 : Sill basique dans les pélites de Fezouata au SW de Tawjimt n'Itbirene.

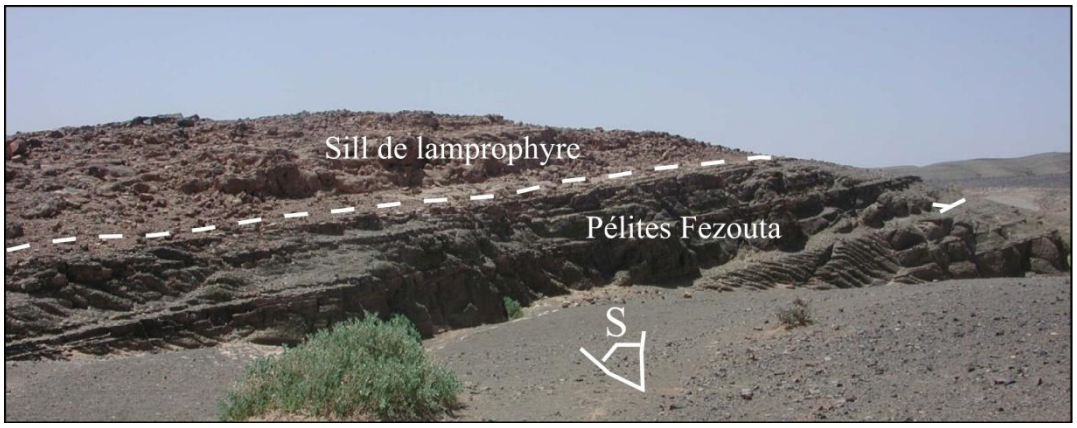


Fig. 7.35: Sill de lamprophyre dans la formation des pélites de Fezouata au SE de Tawjimt n'Itbirene.



Fig. 7.36 : Dyke de lamprophyre dans les schistes à *Paradoxides* au S de Tizi n'Tazougart.

Dans le substratum protérozoïque (feuille de Bou Adil), de petites intrusions de volcanites mafiques, un stock de dolérite à olivine et un dyke, se distinguent de celles du Protérozoïque et du Cambrien par l'absence d'altérations hydrothermales affectant les feldspaths et les minéraux ferromagnésiens. C'est aussi le cas du lamprophyre.

Dans le substratum protérozoïque, un stock (<50m de diamètre) de dolérite à olivine se situe dans l'affluent oriental de l'Assif n'Aït Addi Oulhou, à l'est du hameau de Tigharmt au sud d'Ighrane. Un petit dyke mafique N110, sécant sur un long dyke N140 se situe en bordure de l'Assif Boudals, au nord-ouest d'Aït Addi Oulhou.

II.2. Pétrographie

Le lamprophyre est de couleur beige à la patine, gris vert à la cassure. Il contient des enclaves lenticulaires (1m x 15-20cm) ou plus ou moins arrondies de tailles variées (quelques centimètres à cinquante centimètres) d'un granite rouge à grain grossier, des enclaves de roche microgrenue porphyrique (phénocristaux de quartz et de feldspaths, < 5 mm) et des enclaves aplitiques roses. Ces enclaves sont cernées par un liséré granitique à grain fin sans limite nette avec le lamprophyre. Les plus petits éléments ont aussi des contours flous avec leur encaissant, et plutôt un aspect ocellaire. Le lamprophyre présente des miaroles de 2 à 3 cm, à feldspaths roses et barytine. Le lamprophyre est

recoupé par des veinules à barytine rose et hématite. La roche encaissante est affectée par un métamorphisme de contact sur moins d'une dizaine de centimètres

Au microscope, la structure hétérogène, grenue à microgrenue porphyrique, est due à la présence de petits fragments à contours 'flous' de roches granitiques analogues aux grandes enclaves dans un assemblage grenu à grain fin (< 1 mm), voire microgrenu porphyrique. Les feldspaths potassiques (5 mm) sont plus ou moins poecilitiques dans une association de phlogopite zonée (cœur plus brun que la périphérie) et de feldspaths alcalins. De l'apatite aciculaire est incluse dans tous les minéraux (Fig. 7.22 et Fig. 7.23). Les minéraux opaques inclus dans les phlogopites et les feldspaths sont hématitisés. Des rhomboèdres de carbonates sont développés aux dépens de tous les silicates. La composition minéralogique du sill de « lamprophyre » évoque une minette, sous réserve d'une étude de la composition des minéraux ferromagnésiens et des opaques au MEB et à la microsonde.

Le dyke mafique de l'Assif Boudals, est une roche gris bleuté contenant des éléments de roches mafiques, certains remplacés par des carbonates. C'est une roche porphyrique à gros (<3cm) cristaux arrondis de hornblende brune. Les autres phénocristaux sont des pyroxènes et des olivines, partiellement altérés.

II.3. Âge

Nous n'avons pas d'arguments de terrain pour situer l'âge de mise en place des sills et des dykes présents à la fois dans le Cambrien et l'Ordovicien. L'absence d'altérations hydrothermales affectant les minéraux ferromagnésiens et les feldspaths sont une caractéristique des laves postérieures au Cambrien, et qui peuvent être attribuées au magmatisme contemporain de l'ouverture de l'Atlantique central (magmatisme CAMP) ou au magmatisme du Néogène.

1. Volcanisme CAMP

Les intrusions de dolérites recoupant tous les terrains du Paléozoïque et leur socle sont bien connues à l'ouest de l'Ougnat, dans le Saghro. Il s'agit d'une part, d'un très long dyke NE-SW de dolérites, prolongement de celui de Foum Zguid, bien visible sur la carte géologique du Maroc au 1/200.000, feuille Saghro-Dadès (1974-1977) ; d'autre part, des sills intercalés dans le Cambrien et l'Ordovicien au sud du massif, sur la même feuille et sur celle de Todhra-Ma'der (1988). Sur la feuille Saghro-Dadès, ces dolérites sont notées « δH » et attribuées au Houiller. Cette attribution, encore

acceptée à l'époque des levés correspondants (1952-1956, par J. Hindermeyer), était basé sur le plissement apparent des sills dans la région du Zemoul, notamment. En revanche, sur la feuille Todhra-Ma'der et celle de Tafilalt-Taouz juste à l'est, les mêmes dolérites sont notées « δ », sans indication d'âge. En effet, dans l'esprit des auteurs de ces deux dernières cartes (H. Hollard, J. Destombes), il convenait de tenir compte des datations K-Ar de Hailwood et Mitchell (1971) ayant fourni des âges triasico-liasiques (180-187 Ma) et confirmées par le paléomagnétisme (Hailwood et Mitchell, 1971 ; Bonifay et Sichler,1975). De plus, par des arguments structuraux, Hollard (1973) avaient pu démontrer le caractère post-tectonique des sills « plissés » et des dykes du Zemoul, mis en place dans le Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur. Depuis, de nombreuses datations isotopiques ont solidement établi l'âge de ce type de dolérites dans l'Anti-Atlas et le bassin de Béchar: datation ^{39}Ar-^{40}Ar à 197-203 Ma des grands dykes de Foum Zguid et de Ksi-Ksou (Sebai et al., 1991), puis datations équivalentes de nombreux sills dans les bassins de Béchar, Tindouf et Reggane (Derder et al., 2001 ; Chabou et al., 2007). Dans le couloir de Zagora- Maïder (Boissavy, 1979), des dykes de dolérites recoupent le Paléozoïque (les derniers termes recoupés par ces dykes sont le Tournaisien et le Viséen. Ils sont situés dans des ouvertures N45 à N90, et sont sécants sur les plis hercyniens qui affectent le Paléozoïque. Ces dykes sont affectés par une fracturation occupée par des veines de barytine, fracturation associée aux jeux des grands accidents. Ils sont antérieurs à la transgression du Crétacé supérieur tabulaire, non affecté par la tectonique cassante.

Ainsi, l'attribution des dolérites post-ordoviciennes de notre secteur d'étude à l'événement « CAMP » ne fait guère de doute. Ce magmatisme paraît devoir être rattaché au régime distensif contemporain de l'ouverture de l'Atlantique central autour de 200 millions d'années (Marzoli et al., 1999). Notons cependant que le massif gabbroïque intrusif dans le Dévonien du Ma'der au sud d'Alnif (« norite de Msissi ») a fourni un âge K-Ar de 140 Ma (Salmon et al., 1987), qui en ferait un contemporain des intrusions jurassico-crétacées du Haut-Atlas central.

2. Volcanisme Néogène

Concernant le magmatisme du Néogène, on connaît dans l'est du Saghro un complexe volcanique phonolitique de cet âge (complexe Iknioun-Timouline), ainsi que des dykes à mélilite épars. Dans le complexe d'Iknioun-Timouline, la carte géologique à 1/50000 d'Iknioun, signale un dyke de lamprophyre. On connaît également un complexe de basaltes alcalins au nord-est du massif, à Foum-el Kouss, recouvrant les couches crétacées-éocènes (Errami et al., 2011, avec références). Dans notre secteur, les sills et dykes de lamprophyre mis en place dans l'Ordovicien, ainsi que le dyke

bréchique à hornblende brune, pyroxène et olivine, ainsi que le stock de dolérite à olivine, pourraient correspondre à la période de volcanisme du Néogène connue dans le Saghro.

La région de l'Anti-Atlas est caractérisée par le développement d'un magmatisme alcalin d'âge cénozoïque, Les deux appareils volcaniques principaux sont le stratovolcan de Siroua et celui du Jbel Saghro. Ce dernier a concerné l'ensemble du Saghro oriental et nord-oriental (feuilles Imitir, Taghazout et Imi n'Ouzrou). Sur la feuille Imi n'Ouzrou (portion sud-orientale du Jbel Saghro), il est représenté par de petits affleurements de vulcanites, distribués sur le socle Néoprotérozoïque et sur la couverture cambrienne. Les vulcanites sont représentées par des coulées de lave d'épaisseurs maximales de l'ordre de 100 mètres.

Du point de vue composition, les vulcanites sont représentées par des termes compris entre les néphélinites à olivine, les néphélinites phonolitiques et les phonolites.

Les intrusions de roches magmatiques attribuées au Néogène sur la carte géologique Todrha Ma'der à Tawjimt n'Itbirene (Destombes et al. 1986) ont été observées et étudiées sur le terrain**,** elles ont un faciès microlitique semblable aux roches d'âge Cambrien et présentent un débit prismé avec des prismes d'un mètre de diamètre et de 4 à 5m de hauteur. Elles présentent également des couloirs de diaclases et de schistosité de directions N10 et N150 semblable à celles du magmatisme cambrien et une minéralisation de barytine dans des fractures de directions N110 ; ceci nous a poussé à les considérer avec le volcanisme d'âge cambrien.

III. Conclusion :

1. Volcanisme Cambrien : Dans le Paléozoïque inférieur de la bordure sud de l'Ougnat, la période majeure de manifestations du volcanisme mafique intrusif et effusif se situe dans le Cambrien moyen (Séquence des Grès de Tabanit) et à la fin, avant la transgression de l'Ordovicien (Formation du Fezouata supérieur : Arénig ou Or2). C'est une période d'instabilité marquée, d'une part, par d'importantes perturbations dans la sédimentation et d'autre part, par des lacunes du Cambrien supérieur et de la base de l'Ordovicien inférieur. Elles traduisent une activité tectonique synsédimentaire durant la fin du Cambrien moyen, prémices des distensions qui vont accompagner la

mise en place des volcanites mafiques.

Au sud de l'Ougnat, ces réductions d'épaisseurs des sédiments et les lacunes, témoignent de l'activité de rides et sillons, allongés N130/N140, correspondent à la réactivation de horsts apparus au Protérozoïque. Leur jeu en extension contrôle la mise en place du volcanisme basique dans le secteur. Les appareils volcaniques devaient être aériens, d'après l'absence de pillows lavas, la présence d'autobrèches sur leurs flancs et cernés d'une faible tranche d'eau, où les produits de projections sont plus ou moins mêlés aux sédiments au cours des périodes successives d'activité.

A la fin du protérozoïque la zone de l'Ougnat est restée longtemps émergée, alors que l'extension intracontinentale se manifestait à l'Ouest de l'Anti-Atlas par l'installation du Bassin du Souss avec une sédimentation et une activité volcanique progressant jusque dans l'Anti-Atlas central et le Saghro. Les épisodes volcaniques à affinités tholéiitiques et alcalines intracontinentales se manifestent dans la formation Adoudou d'une part dans la série basale (Ait Saoun), et d'autre part dans la partie supérieure à la limite avec le Cambrien inférieur. Le volcanisme situé à la fin du Cambrien moyen du sud de l'Ougnat se manifeste donc plus tardivement que vers l'Ouest du Saghro et de la boutonnière de Bou Azzer.

À l'échelle de l'Anti-Atlas, on note l'importance volumétrique des phénomènes volcaniques orogéniques calco-alcalins sur la zone mobile panafricaine au nord est, alors que vers le sud-ouest se développe le magmatisme tholéiitique et alcalin associé au *rifting* intracontinental.

D'autres manifestations similaires apparaissent plus au nord, dans la Meseta centrale et dans le Haut Atlas occidental, où s'est mis en place, en contexte extensif intracontinental, un volcanisme basique à acide avec pyroclastites abondantes et coulées basaltiques tholéiitiques. L'étendue de ce magmatisme postorogénique montre que tous ces domaines constituent une large province tholéiitique de type «Continental», contemporaine de l'extension crustale qui affecte la bordure nord-ouest du craton Ouest-Africain au Protérozoïque terminal.

2. Volcanisme post cambrien (CAMP), (Trias Lias) : Concernant les volcanites mafiques en sills et dykes dans l'Ordovicien, il n'y a pas d'arguments de chronologie permettant de les situer. Ce magmatisme pourrait faire partie d'un épisode volcanique paléozoïque, ou bien à rattacher à la Province Magmatique de l'Atlantique central.

Ces deux périodes sont observées à l'ouest de l'Ougnat, dans le Saghro, où les manifestations magmatiques qui recoupent tous les terrains, dont le Paléozoïque, sont d'une part, un très long dyke de

dolérites NE-SW, comme celui de Foum Zguid (datation de ce dyke par Bonifay et Sichler (1975) qui ont mesuré des âges de 181 à 187 Ma correspondant au Lias).

Au sud du Saghro et de l'Ougnat, dans le Tafilalet et le Maïder (Michard, 1989) des dykes basiques et des sills sont connus, dans le Paléozoïque. Dans le couloir de Zagora- Maïder (Boissavy, 1979), les dykes de dolérites recoupent le Paléozoïque (les derniers termes recoupés par ces dykes sont le Tournaisien et le Viséen. Ils sont situés dans des ouvertures N45 à N90, et sont sécants sur les plis hercyniens qui affectent le Paléozoïque. Ces dykes sont affectés par une fracturation occupée par des veines de barytine, fracturation associée aux jeux des grands accidents. Ils sont antérieurs à la transgression du Crétacé supérieur tabulaire, non affecté par la tectonique cassante.

Ce magmatisme pourrait être rattaché au régime distensif contemporain de l'ouverture de l'Atlantique central autour de 200 millions d'années (Marzoli et al., 1999). Il ferait partie de la grande Province Magmatique de l'Atlantique Central, qui s'étend dans le versant sud de l'Anti-Atlas, où les âges mesurés vont de 180 à 187 + ou – 4Ma, sur le long dyke de Foum Zguid, jusque dans le sud-ouest de l'Algérie (Sebai et al, 1992 ; Chabou et al., 2010). Dans le bassin de Tindouf, des sills et dykes de dolérites, ont fait l'objet d'études et de datations K/Ar effectuées par Hailwood et Mitchell (1971). Ces âges radiométriques sont en accord avec les résultats du paléomagnétisme au Maroc (Knight et al, 2004). A cette province appartiennent aussi les basaltes du Trias supérieur de l'Atlas, et ultérieurement, les massifs intrusifs basiques qui recoupent le Dogger du Haut-Atlas calcaire (Laville et Piqué, 1991 ; Piqué et Laville, 1995).

3. Volcanisme Néogène : Les sills et les dykes de lamprophyre mis en place dans le Paléozoïque, les dykes bréchiques à hornblende brune, pyroxène et olivine, ainsi que les stocks de dolérites à olivine, caractérisés par une faible altération des minéraux ferro-magnésiens et des feldspaths, pourraient correspondre à la période de volcanisme du Néogène connue dans le Saghro où ces laves sont décrites. Ces volcanites sont représentées par un complexe volcanique phonolitique du Néogène (Iknioun), ainsi que des dykes à mélilite épars. un dyke de lamprophyre a été décrit également dans cette région (carte géologique à 1/50000 d'Iknioun).

CONCLUSION GENERALE

Le présent mémoire s'appuie sur le levé géologique de la boutonnière précambrienne de l'Ougnat et de sa couverture Paléozoïque, que j'ai exécuté dans le cadre du PNCG, de 2000 à 2010 (feuilles au 1/50.000 d'Oukhit et Bou Adil). Sur cette base, un certain nombre de résultats nouveaux ont été obtenus, que nous soulignerons dans les pages suivantes.

1- Le Protérozoïque

Le Protérozoïque qui forme le massif de la boutonnière de l'Ougnat est représenté par deux ensembles tardi-panafricains distincts, un substratum (Groupe du Saghro) et une couverture (Groupe de Ouarzazate)**.**

Le substratum d'âge Ediacarien inférieur apparaît seulement dans la partie nord-est du massif, formé d'une puissante série de métapélites, quartzites et métagrauwackes impliqués dans des plis sub-isoclinaux à déjetés, admettant une foliation de plan axial N20/30 à fort pendage NW et développés en climat de métamorphisme épizonal lors de la dernière phase panafricaine, vers 570 Ma. Cette structuration, corrélée à celle des boutonnières du massif du Saghro, suggère un régime de transpression dextre en bordure du craton ouest-africain.

La couverture d'âge Ediacarien supérieur a fait l'objet d'une cartographie détaillée qui nous a permis d'élaborer, en collaboration avec M. Lécolle et C. Derré, une carte structurale de l'ensemble de la boutonnière de l'Ougnat (les travaux antérieurs étant au contraire limités au secteur minier de Bou Madine) et une stratigraphie détaillée du Groupe de Ouarzazate dans toute la boutonnière. Nos principaux résultats sont les suivants :

- Fortement discordantes sur le groupe du Saghro qu'elles remanient, des brèches colluviales à éléments de socle, parfois épaisses et souvent enracinées représenteraient la base de l'Ediacarien supérieur.
- Trois formations volcaniques rhyo-ignimbritiques ont été distinguées a) Formations Tamerzaga, b) Formation de Bou Naga, non individualisée jusque-là, et c) Formation d' Aouja n'Aissa ;
- Deux niveaux volcano-sédimentaires intercalaires ont été distingués, cartés et étudiés, au lieu d'un seul, correspondant à la formation d'Ouin Oufroukh de Paile, 1983;

- Certaines intrusions ont été identifiées pour la première fois, pour d'autres nous avons proposé une modification soit de leur âge relatif, soit du mode de leur mise en place:
    - La granodiorite considérée antérieurement comme intrusive dans la base de la formation de Tamerzaga est aussi intrusive dans le Volcano-sédimentaire 1 et la formation de Bou Naga.
    - L'andésite rangée par Paile, 1983 dans la formation de Tamerzaga correspond plutôt à une grande protrusion de dacite et de rhyodacite qui est intrusive dans la formation de Bou Naga.
    - Un complexe basique (dolérites, dolérites porphyriques, gabbro à monzogranite) a été mis en évidence et cartographié. Son attribution au dernier stade évolutif du Groupe de Ouarzazate est appuyée par la disparition des dykes doléritiques sous le lobe de Cambrien inférieur à l'ouest d'Oukhit, entre leurs zones d'affleurements au SW et au NE du lobe.

- Enfin, la prise en compte des données thermométriques sur les minéraux de métamorphisme de contact autour des intrusions suggère une épaisseur initiale du Groupe de Ouarzazate de l'ordre de 5 km.

2- Le Paléozoïque

Il repose le plus souvent en discordance de ravinement, parfois en discordance angulaire modérée sur les terrains de l'Ediacarien supérieur, plus rarement (OuinOufroukht) sur ceux de l'Ediacarien inférieur. Autour de l'Ougnat, l'âge des terrains constituant cette couverture post-panafricaine s'échelonnent entre le sommet du Cambrien inférieur et le Carbonifère inférieur (Tafilalt).

Le Cambrien transgresse à partir de l'ouest-sud-ouest ; les paléoreliefs, jusqu'à leur ensevelissement complet, déchargeaient à leurs abords des biseaux conglomératiques. L'érosion du socle précambrien est moins profonde, et la transgression plus précoce au sud qu'au nord ; le Cambrien inférieur repose sur les termes les plus jeunes du Groupe de Ouarzazate au sud du massif, tandis qu'il transgresse directement sur le Groupe du Saghro au Nord-Est.

Le Cambrien moyen montre de puissantes assises gréseuses admettant des intercalations de séquences pélitiques parfois épaisses. À la fin du Cambrien moyen, un important volcanisme basaltique se met en place ; il est intrusif (sills, dykes), mais surtout de type protrusif (grands massifs sécants des jbels Aberchan, Tawjimt n'Itbirène, Taiert Ouest, Smile Ahbari centre et Est), avec quelques appareils effusifs parfois reconnaissables.

L’Ordovicien débute par des argilites et se poursuit par des grès et pélites. Une discordance de ravinement majeure interrompt la continuité des dépôts à l’Ashgill supérieur : c’est l’effet de la grande glaciation hirnantienne, qui entraîne une lacune fréquente au passage Ordovicien-Silurien.

Le Silurien est représenté surtout par des ampélites à graptolithes, liées à la fonte de la calotte glaciaire hirnantienne.

Le Dévonien est représenté essentiellement dans le synclinorium du Jbel Gherghiz. La sédimentation marno-calcaire remplace les séries pélito-gréseuses de l’Ordovicien et du Silurien. Ce sont des dépôts de plateforme peu profonde, avec une faune très abondante et variée, et des variations d’épaisseur. On a mis en évidence une discordance angulaire entre le Famennien et les formations antérieures ; c’est l’effet de l’extension multi directionnelle du Dévonien moyen-supérieur qui a abouti à la dislocation de la plate forme carbonatée du Tafilalt.

Le Carbonifère repose en discordance angulaire sur le Dévonien (Oued Smile au nord du Jbel Gherghiz). Peu représenté dans la zone d’étude, il comporte des pélites gréseuses attribuées au Tournaisien supérieur-Viséen inférieur.

Les nombreuses discordances sédimentaires mise en évidence (certaines pour la première fois) dans la série paléozoïque de l'Ougnat soulignent le caractère instable de ce domaine pendant une grande partie de la période sédimentaire du cycle hercynien. Cette instabilité est en relation avec une tectonique distensive qui affecte le substratum métacratonique de tout l’Anti-Atlas. Cette distension intracontinentale, déjà manifeste au Protérozoïque terminal (cf. les divers systèmes de dykes, notamment N30-40), se poursuit au Cambrien moyen avec un volcanisme alcalin intraplaque . La distension se poursuit durant tout le Paléozoïque, selon des intensités variables ; elle est similaire à celle décrite tant dans l'Anti-Atlas central et occidental que dans le domaine mésétien et atlasique. Le rôle de la tectonique extensive du socle et la permanence des structures actives sont attestés par les divers contrôles sédimentaires (variations d'épaisseurs et de faciès, présence de faciès particuliers tels les séismites) et le volcanisme abondant. Cependant, les faciès chaotiques qu’on avait attribués, dans quelques cas, à des événements tectoniques (paléofailles) se sont révélés être des dépôts liés à la glaciation hirnantienne.

A l'échelle de l'Anti-Atlas, le massif de l'Ougnat constitue la région qui offre la série stratigraphique paléozoïque la plus réduite et qui montre beaucoup de lacunes et de variations latérale de faciès. La puissance totale de la série est de l'ordre de 3000m contre 8000m environ dans l’Anti-Atlas occidental.

3- La tectonique de la fin du Précambrien

Au cours de ce travail, nous avons attaché beaucoup d'importance à l'analyse tectonique, aussi bien dans les terrains précambriens que dans ceux du Primaire, dans la mesure où cet aspect de la géologie régionale avait été jusque-là relativement négligé.

Dans les terrains d'âge précambriens de l'Ougnat, il convient de distinguer deux périodes d'évolution tectonique, d'abord la structuration du socle schisto-gréseux du Groupe du Saghro, puis celle de sa couverture volcanique du Groupe de Ouarzazate.

*Dans le Groupe du Saghro***,** la tectonique tardi-panafricaine est marquée par un épisode compressif intense NNW-SSE, synchrone d'un épi-métamorphisme régional et conduisant à des plis sub-isoclinaux à foliation de plan axial sub-verticale, éléments d'une chaîne de montagnes allongée NE - SW. Ce régime compressif avait dans la boutonnière de l'Ougnat et dans celles du Saghro une direction globalement NW-SE, résultant probablement d'une transpression dextre le long de la bordure métacratonique

*Dans le Groupe de Ouarzazate***,** l'évolution tectonique est à l'inverse extensive ou transtensive et concourt avec l'érosion à la destruction de la chaîne de montagnes édifiée par le plissement du groupe du Saghro. On distingue deux épisodes distensifs:

- *Une première extension de direction E-W à WNW-ESE* qui permet la création de horsts et grabens sub-méridiens, où se sont accumulées les formations de Tamerzaga et de Bou Naga avec l'intrusion de la granodiorite et de la rhyo-dacite. Cette distension est aussi signalée dans le Saghro et dans l'Anti Atlas en général.

- *Une deuxième extension de direction NW-SE*, a permis la mise en place des nappes rhyo-ignimbritiques d'Aouja n Aissa, et le jeu des failles normales N30 à N40, et a aussi guidé la mise en place du complexe dolérito-gabbroïque dans une bande plus ou moins large au sud de la boutonnière et sur une même direction.

4- La tectonique extensionnelle paléozoïque

L'Anti-Atlas oriental a souvent été considéré comme ayant formé une plate-forme stable pendant le Paléozoïque inférieur. Nous venons de démontrer au contraire que cette partie du Sud marocain a subi des mouvements tectoniques importants de type extensionnel:

- *Au Cambrien inférieur et moyen*, la tectonique en distension est marquée par des failles normales et la mise en place de basaltes alcalins à tholéitiques et de basaltes andésitiques dans la série des « Schistes à *Paradoxides* » et des « Grès de Tabanit ». On observe des basculements de blocs à la fois vers le Sud-Est et vers l'Ouest avec une extension NW-SE engendrée par un mécanisme de failles normales N70 se croisant avec des failles NW-SE sénestres. La dislocation de la plate-forme post-panafricaine, qui a débuté au Nord-Ouest et s'est produite en plusieurs étapes, résulterait d'une éventuelle rotation anti-horaire du Craton Ouest-Africain, elle-même en relation avec la migration vers le Sud du continent paléo-gondwanien au Cambrien inférieur.

Les blocs mésétiens se sont trouvés séparés du Craton Ouest-Africain, dont l'Anti-Atlas représente la marge proximale. Ce mouvement de séparation est probablement induit par les cellules de convection au niveau du manteau sous-jacent. C'est l'une des manifestations du grand rifting qui affecte le super-continent gondwanien au passage Néoprotérozoïque-Paléozoïque (Sampfli et Borel, 2004).

-*Au cours de l'Ordovicien*, on assiste à une réorientation des directions d'extension, entraînant un changement dans la disposition des lignes isopaques qui, d'E-W, deviennent NW-SE (Destombes et al., 1985). Dans la présente étude, on s'est intéressé tout particulièrement à la tectonique extensionnelle de l'Ordovicien supérieur, bien exprimée dans le Tafilalt nord- oriental et sur l'axe Ougnat-Ouzina. Elle a permis la mise en place des aires sédimentaires : plate-forme, talus et bassin.

Le groupe des Grès du deuxième Bani (Asghill supérieur) est caractérisé par l'abondance de séismites et la présence de gros slumps, témoins de la poursuite d'une activité tectonique. Les mouvements de failles les plus remarquables ont lieu au Caradoc-Ashgill, avant et pendant la glaciation hirnantienne.

- *Au Dévonien moyen et supérieur*, la dislocation de la marge métacratonique atteint son paroxysme. Les paléofailles du Dévonien sont essentiellement héritées de failles actives au Paléozoïque inférieur, qui sont à leur tour héritées des structures du Néoprotérozoïque.

L'organisation générale de ces paléofailles nous permet de déduire une extension multidirectionnelle dans le secteur d'étude au cours du Dévonien moyen - supérieur. Les paléofailles de directions ENE–WSW et WNW-ESE sont dominées par une extension selon des directions NNW et NNE situées au nord de l'accident Oumjerane-Taouz, qui est une

branche de l'AMA. En même temps, une autre direction d'extension, NW-SE, correspondrait au mouvement des paléofailles ENE-WSW. Ce réseau de failles normales engendre une mosaïque des blocs de socle pluri-kilométriques et multidimensionnels basculés (avec leur couverture) vers le Sud ou vers l'Est. C'est sur cette mosaïque que s'exercera la compression liée à la collision de la chaîne varisque mésétienne contre la marge gondwanienne (futur Anti-Atlas) au cours du Carbonifère supérieur.

Il est intéressant de noter que cette importante phase d'extension de la marge gondwanienne est contemporaine du début des plissements varisques dans le domaine mésétien. Plus généralement, la marge nord-gondwanienne toute entière est affectée de mouvements extensionnels importants alors même que débute le plissement varisque dans les zones internes de la chaîne. La discordance liée aux phénomènes extensionnels du Dévonien supérieur n'est pas, à proprement parler, une « discordance hercynienne », elle précède celle-ci dans le domaine de la marge gondwanienne (Frizon de Lamotte et al., 2013).

- *Au cours du Viséen*, l'Anti-Atlas oriental est marqué par une forte instabilité tectonique, qui fait suite à celle du Dévonien supérieur, en prélude à la phase hercynienne majeure. Des rides et dépocentres s'individualisent et impliquent une sédimentation contrastée d'une zone à l'autre. La transgression du Carbonifère fait suite à une période de dépôt de grès du Famennien terminal (Grès Aoufilal au bassin du Tafilalet et Grès d'Aguelmous de Fezzou au Bassin du Maider) et du Tournaisien, Cette sédimentation détritique, gréseuse, est imputable à des paléo-reliefs formés par une tectonique en blocs basculés, déjà acquise au cours du Dévonien terminal.

5- La tectonique varisque

Lorsque nous avons commencé la cartographie de la zone d'étude, l'importance de la déformation varisque était sous-estimée. L'analyse tectonique effectuée dans les terrains paléozoïques entourant l'Ougnat nous a permis de donner une vue plus exacte de l'effet de la collision varisque sur ce secteur de la marge péricratonique (Raddi et al., 2007). On retiendra en particulier les points suivants.

- Un système de paléofailles s'est développé dans le socle post-panafricain à partir du Cambrien inférieur jusqu'au Dévonien supérieur, donnant une mosaïque de blocs basculés vers le Sud ou vers l'Est;

- Au cours de l'orogenèse varisque, la déformation se fait par inversion partielle ou totale des paléofailles normales en failles inverses ou en décrochements;

- Le plissement de la couverture paléozoïque détachée est concentré le long des failles réactivées, et dans certains blocs mineurs cisaillés;

- Au cours de la période orogénique, la compression de direction NE-SW est dominante, comme dans la chaîne de l'Ougarta où elle peut être datée du Stéphano-Autunien;

- Cette compression varisque tardive interfère à l'échelle régionale avec la compression de direction NNW-SSE de l'Anti Atlas, rattachée à la collision de la chaîne mésétienne avec le Gondwana à la fin du Westphalien. Cette phase de compression est particulièrement nette dans la bordure nord-est du J. Saghro et dans l'ensellement Saghro-Ougnat.

L'Anti-Atlas oriental forme la chaîne d'avant-pays de la chaîne mésétienne, dont elle est séparée par une zone de décro-chevauchements varisques (South Meseta Fault, SMF ; Michard et al., 2010) visible dans la région de Tineghir et dans la boutonnière du Tamlelt (Haut Atlas oriental). La chaîne d'avant-pays anti-atlasique montre un type tectonique « thick skinned » et, dans notre région d'étude, un raccourcissement plus modéré que dans l'Anti-Atlas occidental.

6- Les mouvements du cycle alpin

Au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque, la région ne subit que des mouvements de faible ampleur, à composante surtout verticale. Ce sont successivement :

- la distension post-hercynienne qui va ouvrir les bassins triasico-jurassiques au nord et à l'ouest de l'Anti-Atlas (dislocation de la Pangée). Dans la région étudiée, on note seulement quelques dykes doléritiques « CAMP », qui prennent plus d'importance dans le Tafilalt méridional ;

- le soulèvement jurassico-crétacé, entraînant l'érosion des laves et dépôts éventuels du Trias et la discordance des dépôts rouges continentaux du Crétacé inférieur ; on attribue ce soulèvement, qui intéresse la majeure partie du Maroc, à une anomalie chaude du manteau (Frizon de Lamotte et al., 2009) ;

- la relaxation et subsidence modérée du Crétacé supérieur-Eocène, permettant les dépôts marins liés au haut niveau marin du Cénomano-Turonien (zone subatlasique et Hamadas) ;

- le bombement anti-atlasique, contemporain de la surrection du Haut-Atlas, contrecoup des compressions alpines. Cependant, comme le démontre les études géophysiques, une part du soulèvement régional doit être attribuée à une anomalie chaude du manteau, développée à nouveau à la bordure du craton (Missenard et al., 2006 ; Fullea et al., 2010).

7- Les manifestations magmatiques durant le Phanérozoïque

On distingue trois événements volcaniques principaux dans la région d'étude, au Cambrien moyen, au Trias supérieur et au Néogène. En outre, un magmatisme discret pourrait être présent à l'Ordovicien inférieur et au Jurassique-Crétacé inférieur.

i) Le volcanisme cambro-ordovicien

A la bordure sud de l'Ougnat, un volcanisme mafique intrusif et effusif important se développe à la fin du Cambrien moyen (Grès de Tabanit). C'est une période d'instabilité (grands slumps, seismites) liée à une distension qui va permettre la mise en place des volcanites mafiques. Cette période perdure jusqu'au début de l'Ordovicien, marquée par la lacune du Tremadoc et, éventuellement, par des basaltes lamprophyriques en sills (?) observés localement à la base de la Formation du Fezouata supérieur (Arenig, Or2).

Les appareils volcaniques comportent des dykes, des necks ou stocks, des coulées prismées ou bréchiques, et des tuffites. Ils devaient être aériens (d'après l'absence de pillows lavas, la présence d'autobrèches sur leurs flancs) et cernés d'une faible tranche d'eau, où les produits de projections sont plus ou moins mêlés aux sédiments au cours des périodes successives d'activité. Ces roches sont des trachy-basaltes, lamprophyres et microdolérites qui se rangent dans la série alcaline.

A la fin du Protérozoïque la zone de l'Ougnat est restée longtemps émergée, alors que l'extension intra-continentale se manifestait à l'Ouest de l'Anti-Atlas par l'installation du Bassin du Souss avec une sédimentation et une activité volcanique progressant jusque dans l'Anti-Atlas central et le Saghro. Les épisodes volcaniques à affinités tholéiitiques et alcalines intra-continentales s'y manifestent dans la formation Adoudou d'une part dans la série basale (Ait Saoun), et d'autre part dans la partie supérieure à la limite avec le Cambrien inférieur. Le volcanisme situé à la fin du Cambrien moyen du sud de l'Ougnat se manifeste donc plus tardivement que vers l'Ouest où le complexe volcanique d'Alougoum est daté du Cambrien

inférieur (Volcan du Boho). Comme ce dernier, c'est un volcanisme alcalin, mais plus modeste par les dimensions des appareils volcaniques et l'épaisseur des coulées, des dykes et des sills et la variété des faciès.

D'autres manifestations similaires apparaissent plus au nord, dans la Meseta centrale et dans le Haut Atlas occidental où s'est mis en place, au Cambrien inférieur-moyen et plus localement (zone de Rabat-Tiflet) à l'Ordovicien inférieur, un volcanisme basique à acide avec pyroclastites abondantes et coulées basaltiques tholéiitiques. L'étendue de ce magmatisme montre que tous ces domaines constituent une large province tholéiitique contemporaine de l'extension crustale qui affecte la bordure nord-ouest du craton Ouest-Africain au Protérozoïque terminal.

ii) Volcanisme mésozoïque

Des sills et dykes de dolérite à olivine et de lamprophyre se rencontrent dans le socle, le Cambrien et l'Ordovicien inférieur. Ce magmatisme pourrait être rattaché à la Province Magmatique de l'Atlantique central (CAMP) d'âge Trias supérieur-Lias inférieur, par comparaison avec les régions voisines où de telles intrusions sont datées vers 180-200 Ma (Zemoul, dyke de Foum Zguid qui recoupe le Saghro, dyke de Ksiksou dans le bassin de Béchar). Cependant, on ne peut exclure un âge plus récent par comparaison avec l'intrusion de Msissi (140 Ma) et avec celles du Haut Atlas central (Jurassique moyen-supérieur à Barrémien), voire même pour certains un âge néogène

iii) Volcanisme néogène

Certains sills et dykes de lamprophyre mis en place dans le Paléozoïque, les dykes bréchiques à hornblende brune, pyroxène et olivine, ainsi que les stocks de dolérite à olivine, caractérisés par une faible altération des minéraux ferro-magnésiens et des feldspaths, pourraient correspondre à la période de volcanisme du Néogène connue dans le Saghro (complexe volcanique phonolitique d'Iknioun, dykes à mélilite, dyke de lamprophyre).

8- Perspectives

Il reste beaucoup à faire pour arriver à une connaissance complète de la géologie régionale. C'est en particulier le cas du magmatisme phanérozoïque afin d'aboutir à une bonne identification des événements successifs, dont seul celui du Cambrien moyen est calé

stratigraphiquement. Ce sujet est d'autant plus important que le magmatisme joue un rôle crucial dans la concentration des minéralisations.

L'étude de celles-ci mérite certainement d'être reprise en tenant compte du cadre tectonique maintenant clarifié. Les zones de failles les plus intéressantes de ce point de vue sont sans doute celles qui, héritées de l'évolution tardi-panafricaine, ont rejoué au cours du Mésozoïque (notamment au Trias).

Les mouvements cénozoïques, responsables du soulèvement anti-atlasique, sont enfin un domaine encore peu exploré dans l'Anti-Atlas oriental, et particulièrement dans l'Ougnat. Une campagne de datation par traces de fission sur apatite permettrait de mieux cerner les mouvements récents sur les zones de failles.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABIA E. H. (1991) : Cartographie pétrologie et métallogénie du protérozoïque du district Bb, Zn, Cu et Ba de Mellaab Anti Atlas Maroc. Thèse du 3ème cycle Université Cadi Ayad.

ABIA E. H. (2001) : Etudes des formations magmatiques et cristallophylliennes Néoproterozoïques de l'Ougnat (Anti-Atlas oriental, Maroc) et des minéralisations polymétalliques associées. Thèse Doct. État, Univ. Ibno Zohr, Agadir, 244 p.

ABIA E. H., NACHIT H., BAROUDI Z. & IBHI A. (1999) : les mineralisations filoniennes a pb, zn, et cu de la boutonniere de l'ougnat. relations avec les deformations et essai de calage chronologique. chron. rech. min, 536, 83-95.

ABIA E.H., NACHIT H., MARIGNAC C., IBHI A. & AÏT SAADI S. (2003): The polymetallic Au-Ag bearing veins of Bou Madine (Jbel Ougnat, Eastern Anti-Atlas, Morocco): tectonic control and evolution of a Neoproterozoic epithermal deposit. *Journal of African Earth Sciences*, 36, p. 251-271.

ABIA E. H. & SOULAIMANI A. (2011) : le gisement polymétallique de Bou-Madine (massif de l'Ougnat), les mines de l'Anti-Atlas oriental, notes et mém. serv. géol. Maroc, n° 564, pp. 35-41. in nouveaux guides géologiques et miniers du Maroc /, michard a. saddiqi o., chalouan a., rjimati e., mouttaqi a. (eds), notes et mémoires du service géologique du Maroc, 2011, n°s 556-564.

AÏTMALEK H., GASQUET D., BERTRAND J.M. & LETERRIER J. (1998) : Géochronologie U/Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et du Bas Draa (Anti-Atlas occidental, Maroc). C. R. Acad. Sci. Paris 327, 819-826.

AIT BRAHIM L. & A. TAHIRI (1996) : Rotation horaire des contraintes et mécanismes d'ouverture et de fermeture des bassins permiens du Maroc central, in : F. Medina (Ed.), Le Permien et le Trias du Maroc, état des connaissances. Edition Pumag, Marrakech, Maroc, 87–98.

AÏT BRAHIM L., CHOTIN P., HINAJ S., ABDELOUAFI A., EL ADRAOUI A., NAKCHA C., DHONT D., CHARROUD M., SOSSEY ALAOUI F., AMRHAR M., BOUAZA A., TABYAOUI H. & CHAOUNI A. (2002): Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to Present, *Tectonophysics* 357, 187-205.

AIT SAADI S. (1992) : Contribution à l'étude de l'environnement paléo volcanique du Protérozoïque supérieur (PIII) et du mode de genèse des concentrations polymétalliques (Zn .Pb. Cu. Ag. Au.) de Bou Maadine, Ougnat, Anti Atlas Maroc. Thèse Université. Institut Polytechnique de Lorraine, 214p.

ALGOUTI Ab., ALGOUTI, Ah., CHBANI, B. & ZAIM, M., (2001) : Sédimentation et volcanisme synsédimentaire de la série de base de l'adoudounien infra-cambrien à travers deux exemples de l'Anti-Atlas du Maroc. Journal of African Earth Sciences**. 32, p.541-556.**

ALVARO J.J. & CLAUSEN S. (2006): Microbial crusts as indicators of stratigraphic diastems in the Cambrian Breche a Micmacca, Atlas Mountains, Morocco. *Sed. Geol*., 185, p.255-265.

ALVARO J.J., MACOUIN M., EZZOUHAIRI H., AIT AYAD N., RIBEIRO M.L. & ADER, M. (2008): Late Neoproterozoic carbonate productivity in a rifting context: the Adoudou Formation a,nd its associated bimidal volcanisme onlaping the western Saghro inlier, Morocco. in Ennih, N. & Liégrois, J.P. (eds) The boundaries of the western African craton. Geological Society, London, Special publications, 297, p.285-302.

ALVARO J.J., EZZOUHAIRI, H., VENNIN E., RIBEIRO M.L., CLAUSEN S., CHARIF A., AIT AYAD N. & MOREIRA M.E. (2006): The early-Cambrian Boho volcano of the Graara massif, Morocco; Petrology, geodynamic setting and coeval sedimentation. African Earth Sciences, 44, p. 396-410.

ÁLVARO J.J., VENNIN E., VILLAS E., DESTOMBES J. & VIZCAÏNO D. (2007): Pre-Hirnantian (latest Ordovician) benthic community assemblages: controls and replacements in a siliciclastic-dominated platform of the eastern Anti-Atlas, Morocco. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 245, 20-36.

ALVARO J.J., EZZOUHAIRI H., AITAYAD N., CHARIFA., SOLA R., RIBEIRO L. (2010): Alkaline lake systems with stromatolitic shorelines in the Ediacaran volcanosedimentary Ouarzazate Supergroup, Anti-Atlas, Morocco. *Precamb. Res., vol.179, issues 1-4, p.22-36*

AZIZI S., FERRANDINI J. & TANE J. L. (1990) : Tectonique et volcanisme tardi-Pan Africains (580-560M.a.) dans l'Anti-Atlas Central (Maroc) : interprétation géodynamique à l'échelle du NW de l'Afrique *Journal of African Earth Sciences*. Vol 10, No 3, p. 549-563.

BADRA L., POUCLET A. & PROSTA E. (1992) : Mise en évidence d'une extension intra-plaque tardi panafricaine d'intérêt métallogénique dans le Haut Atlas occidental (Maroc). C. R. Acad. Sci., Paris, 314, 2, 703-709.

BAIDDER L. (2007) : Structuration de la bordure septentrionale du craton ouest-africain du Cambrien à l'Actuel: cas de l'Anti-Atlas oriental, Unpubl. Thesis (Doct. Etat) Univ. Hassan II Casablanaca,Fac. Sci. A¨ın Chok, (2007) 218p.

BAIDDER L., RADDI Y., TAHIRI M. & MICHARD A. (2004) : Les niveaux de décollement de la série paléozoïque dans l'avant-pays de la chaîne hercynienne. (Exemple Sud-Est de l'Ougnat, Anti-Atlas oriental).Colloque à la mémoire de Faure- Muret Ministère de l'Energie et des Mines Rabat Maroc.

BAIDDER L., RADDI Y., TAHIRI M. & MICHARD A. (2008): The Eovariscan (Late Devonian) tectonics in Eastern Anti-Atlas: a multidirectional extension. In: N. Ennih & J.-P. Liégeois, Eds., *The boundaries of the West African craton. Geological Society London*, Special Publication.

BARBIERI A. (1976) : L'Ougnat, massif oriental de la chaîne de l'Anti Atlas (Maroc). Résumé des travaux géologiques et miniers. Rapport *Service études des gîtes minéraux*, n° 990.

BARBERO L., TEIXELL A., ARBOLEYA M.L., DEL RIO, P., REINERS, P.W. AND OUGADIR,B., (2007): Jurassic-to-present thermal history of the central High Atlas (Morocco) assessed by low-temperature thermochronology. *Terra Nova*, 19, 58–64.

BECKER R.T. (1990): stratigraphische gliederung und ammonoideen-faunen im nehdenium (oberdevon it) yon europa und nord-afrika. - diss. fak. geowiss. ruhr-univ. bochum, 464 p., 26 pi., 99 figs., 2 tables, Bochum.

BELFOUL M.A. (2005) : Cinématique de la déformation hercynienne et géodynamique C.W.A Paléozoïque dans l'Anti-atlas sud-occidental, et le Sahara Marocain. Thèse doctorat es sciences, Univeristé Ibn Zohr, Faculté des Sciences, Agadir

BELFOUL M.A., FAIK F. & BOUABDELLI M. (2005) : L'Anti-atlas sud occidental: un segment hercynien en thin-skin dans un avant-pays différemment structure. 4ième Colloque international 3MA: Magmatisme, Métamorphisme et Minéralisations Associées, Agadir, Mai, 2005.

BELFOUL M.A., FAIK F. & HASSENFORDER B. (2002): Evidence of a tangential tectonic event prior to the major folding in the Variscan belt of western anti-Atlas. *Journal of African Earth Sciences*, 32, p.723-739.

BELKA Z. (1998): Early Devonian Kess-Kess carbonate mud-mounds of the eastern Anti-Atlas (Morocco), and their relation to submarine hydrothermal venting. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 368-377.

BEN BRAHIM, M. (1994) : Le sillon de Boudenib (SE. Maroc). Structuration morpho tectonique, Hamadas tertiaire et paléo altérations associées. Morphogenèse Quaternaire et aridité Actuelle. Thèse de Doctorat es sciences, Paris I, 275 p.

BENKIRANE Y., (1987) : Les minéralisations à W (Sn, Mo, Au, Bi, Ag, Cu, Pb, Zn) du granite de Taourirt-Tamellalt dans leur cadre géologique, la boutonnière protérozoïque du SE de Boumalne du Dadès (Saghro oriental, Anti-Atlas, Maroc). Thèse 3ème cycle, Université de Paris VI, France, 375 pp**.**

BENKIRANE Y., DERRE C. (1988): Altération hydrothermale associées à un granite minéralisé en W (Sn, Mo, Bi, Ag, Pb, Zn). Taourirt Tamelalt, Anti Atlas, Maroc. In : Gisements métallifère dans leur contexte géologique. Z. Johan et D. Ohnestetter Ed., Document du BRGM, N) 158, 123-150.

BENSAID M., BULTYNCK P., SARTENAER P., WALLISER O.H., ZIEGLER W., (1985) : The givetian-frasnian boundary in pre-sahara morocco, cour. forsch. sencken. 75 287–300.

BENSSAOU M. (1990) : Le Protérozoïque terminal – Cambrien inférieur de l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : un rift intracontinental établi au voisinage d'une zone de suture panafricaine, thèse de spécialité de 3e cycle, université Mohammed-V, Rabat, 246 p.

BENSSAOU M. & HAMOUMI N. (1999) : L'Anti-Atlas occidental du Maroc : remplissage sédimentaire d'un bassin de type rift au Cambrien inférieur, Géol. Méditerr. XXVI (3–4) 259–279

BENSSAOU M. & HAMOUMI N. (2003): The Lower-Cambrian western Anti-Atlasic graben: tectonic control of paleogeography and sequential organisation. *Comptes Rendus Géosciences*, 335, p.297-305.

BENZIANE F., PROST, A. E., YAZIDI, A., (1983) : Le passage du Précambrien au Cambrien précoce volcanique et sédimentaire de l'Anti-Atlas oriental. Comparaison avec l'Anti-Atlas occidental. *Bull Soc. Géol. France* (7) XXV, 4, p. 549-556.

BENZIANE F., YAZIDI A., (1992) : Corrélations des formations du Protérozoïque supérieur, Notes Mém. Serv. Géol. Maroc 366, 147–157.

BERNARDIN C., CORNE´ E, J.J., CORSINI M., MAYOL S., MULLER J., TAYEBI M., (1988) : Variations d'épaisseur du Cambrien moyen en Meseta marocaine occidentale : signification géodynamique des données de surface et de subsurface. Can. J. Earth Sci. 25, p.2104–2117.

BOISSAVY CH., (1979) : Etude structurale et métallogénique des filons cuprifères du Maïder occidental. Thèse de 3ème cycle. Université P. et M. Curie. 268 pages, planches et cartes géologiques.

BONIFAY A. & SICHLER B. (1975) : Les plis de l'Anti Atlas : contribution du Paléomagnétisme. 3eme Réun. ann. Sci. Terre Montpellier. p.402.

BOUABDELLI M, FAIK K. & HABIBI M. (1989) : Technique en blocs basculés et glissement contemporains dans le Dévonien moyen et supérieur du Jebel Bouechot : un nouvel élément pour la compréhension de l'évolution anté-visénne de l'Est du Maroc central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, T. p.761-766.

BOUABDELLI M. (1994): TECTONIQUE DE L'EST DU MASSIF HERCYNIEN CENTRAL (ZONE D'AZROU-KHENIFRA). BULL. LNST. SCI., RABAT, 18, 145-168.

BOUABDELLI M. & PIQUE A. (1996): Dynamique du bassin sur décrochement au bassin d'avant-pays bassin d'Azrou-Khenifra (Maroc hercynien central). *Journal of African Earth Sciences*, 22, p.213-224.

BOUDAD L., KABIRI L., FARKH S., FALGUERES C., ROUSSEAU L., BEAUCHAMP L., & NICOT E. (2003A) : Datation par la méthode U/Th d'un travertin quaternaire du Sud-est marocain : Implications paléo climatiques pendant le Pléistocène moyen et supérieur. *Comptes rendus Géosciences.* Vol. 335, N° 5, p. 469-478.

BOUDAD L. KABIRI L, KRIMOU A., DELAUNE M. & EL MAATAOUI M., (2003B) : Signification dynamique et climatiques des formations fluviatiles de la plaine de Tazoughmit (Goulmima, Maroc). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 452, p. 287-292.

BOUDAD L., KABIRI L., WEISROCK A., WENGLER L., FONTUGNE M., EL MAATAOUI M., MAKAYSSI A., & VERNET J-L. (2003C) : Les formations fluviatiles du Pléistocène supérieur et de l'Holocène dans la « Plaine » de Tazoughmit (Oued Rheris, piémont sud-atlasique de Goulmima, Maroc), *Quaternaire* vol. 14 (3), p. 139-154.

BOUDAD L. (2004) : Les Formations sédimentaires du Pléistocène supérieur et de l'Holocène du Tafilalt (Sud-Est du Maroc). Géochronologie, Stratigraphie et Paléo- environnement Doctorat es sciences (option sédimentologie, Géologie du Quaternaire, Université Moulay Ismaïl, Meknès Maroc) 280p.

BOUDAD L., ARZARELLO M., AARAB M., GUISLAIN S., PERETTO C., OUJAA A., OULMAKI N., ROUBET C., RIDAOUI M. & AÏT TOUCHANT A. (2008) : Les sites de plein air du Tafilalt : Cartographie et problèmes de conservation. Actes de la Quatrième Rencontre des Quaternaristes marocain. Publications de la Faculté des Sciences d'Oujda, 2008 ISBN : 9954-8986-0-3, Oujda, Maroc).T2, 320-333

BOUDDA A., CHOUBERT G. & FAURE MURET A. (1979) : Essai de stratigraphie, Adoudounien Cambrien inférieur. *Notes Mém. Serv. Geol., Maroc* N°271, Rabat.

BOURCART J., (1927) : Découverte du Cambrien à Archaeocyathus de l'Anti-Atlas marocain, Bull. Soc. Géol. Fr. (4) 27, C. R. som., pp. 10–11.

BOURCART J., LE VILLAIN G., (1931): La faune des calcaires cambriens de Sidi Mouc¸a d'Aglou (Anti-Atlas marocain), Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 15 44 p.

BOYER C., CHIKHAOUI M., DUPUY C., LEBLANC M. (1978) : Le volcanisme calcoalcalin précambrien terminal de l'Anti-Atlas (Maroc) et ses altérations. Interpretations géodynamiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 287: 427-430

BUGGISCH W. (1988): Diagenesis and very low-grade metamorphism of the lower Cambrian rocks in the Anti-Atlas (Morocco). In: The Atlas System of Morocco: Studies on its Geodynamic Evolution. (Jacobshagen V.H. Ed.), Lecture Notes in Earth. Sciences. 15, VI, pp.123-128, Springer-Verlag.

BUGGISCH W. & SIEGERT R., (1988): Paleogeography and facies of the 'grès terminaux', uppermost Lower Cambrian, Anti-Atlas, Morocco. In: The Atlas System of Morocco (V.H. Jacobshagen, ed.), 107–121, Springer-Verlag, Berlin.

BULTYNCK P. (1987): Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre-Sahara Morocco and the Ardennes. *Bull. Inst. R. Sci. Nat. de Belge., Sciences de la Terre*, 57: p.149-181.

BULTYNCK P. & JACOBS, L. (1981): Conodontes et sédimentologie des couches de passage du Givetien au Frasnien dans le nord du Tafilalt et dans le Maider (Maroc Présaharien). - *Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belg., Sci. Terre*, 53, 2: p.1-34.

BURKHARD M., CARITG S., HELG U., ROBERT-CHARRUE CH. & SOULAIMANI A. (2006) : Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco, in D. Frizon de Lamotte, O. Saddiqi, A. Michard (Eds.), Recent Developments on the Maghreb Geodynamics. *Comptes Rendus Géosciences*, 338, p.11-24.

CARITG S., BURKHART M., DUCOMMUN R., HELG U., KOPP L. & SUE C. (2004): Fold interference patterns in the late Palaeozoic Anti Atlas belt of Morocco. Terra Nova, 16, p.27- 37.

CERRINA FERONI, A., ELLERO, A., MALUSA, M.G., MUSUMECCI, G., OTTRIA, G., PERTUSATI, P.C. & POLINO, R., (2007): Transpressional evolution of the Variscan belt in the Tinerhir area (Eastern Anti-Atlas, Morocco). Proceedings of the First International Convention of the Moroccan Association of Petroleum Geologists (MAPG), 28th-31st October 2007, Marrakech.

CERRINA FERONI A., ELLERO A., MALUSA M.G., MUSUMECCI G., OTTRIA G., POLINO R., LEONI L., (2010): Transpressional tectonics and nappe stacking along the southern Variscan front of Morocco. Int. J. Earth Sci. 99, 1111–1122.

CHABOU M.C., SEBAI A., FERAUD G., BERTRAND H., (2007) : datation 40ar-39ar de la province magmatique de l'atlantique central dans le sud-ouest algérien, c. r. géoscience 339 970–978.

CHABOU M. C., BERTRAND H., SEBAI A., (2010): Geochemistry of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in south western Algeria; African Earth Sciences, vol.58, issue 2, p.211-219.

CHALOUANE A. (1986) : Les nappes Ghomarides (Rif septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la chaîne alpine. Thèse Doc. Es sciences, Strasbourg, 317p.

CHBANI B., BEAUCHAMP J., ALGOUTI A. & ZOUHAIR A. (1999) : Un enregistrement sédimentaire éo-cambrien dans un bassin intracontinental en distension : le cycle (conglomérats de base - unité calcaire - grés de Tikirt) de Bou Azzer El Graara (Anti-Atlas central, Maroc*). C. R. Acad. Sci. Paris*, Sciences de la terre et des planètes, 329,3 17-323.

CHEILLETZ A., LEVRESSE G., GASQUET D. AZIZI-SAMIR MR., ZYADI R., ARCHIBALD D.A. & FARRAR E. (2002): the giant imiter silver deposit: neoproterozoic epithermal mineralization in the anti-atlas, morocco. mineral. depos., 37, 772-781.

CHOUBERT G. (1947a) : L'accident majeur de l'Anti-Atlas. *C. R. Acad. Sci. Paris*, T. 224, pp. 1172-1173.

CHOUBERT G. & JACQUEMONT P. (1952): Nouvelles mesures des épaisseurs des séries paléozoïques de l'Anti Atlas. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, n° 95.

CHOUBERT G. (1959) : Coup d'œil sur la fin du Précambrien et le début du Cambrien dans le sud marocain. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, n° 144.

CHOUBERT G. (1963) : Histoire géologique du précambrien de l'Anti Atlas. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, n° 162.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1965) : Manifestations tectoniques au cours du Quaternaire dans le sillon pré africain. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, n° 185.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1970) : Colloque international sur les corrélations du précambrien. Livret guide de l'excursion. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, n° 229.

CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1971) : Anti-Atlas, in 'Afrique occidentale. Socle Précambrien et zones mobiles'. Tectonique de l'Afrique, UNESCO. Sciences de la Terre. n° 6, p. 163-175.

CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1972) : Colloque international sur les corrélations du précambrien. Communication et Discussion. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, n° 236.

CLARIOND L. (1944) : Carte géologique provisoire des plateaux et chaînes du Saghro-Tafilalt et Maïder au 1/200.000. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, n° 62.

CLAUER N. (1976) : Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application a` la géochronologie du craton ouest africain. Thèse Univ. Strasbourg, France, 227pp.

CLAUER & AL (1982): Geochronology of sedimentary and metasedimentary Precambrian rocks of the West African craton. Precambrian Research, Volume 18, Issues 1–2, May 1982, Pages 53–71

CLERC S., BUONCRISTIANI J.-F., GUIRAUD M., VENNIN E., DESAUBLIAUX G. & PORTIER E. (2013) : Subglacial to proglacial depositional environments in an Ordovician glacial tunnel valley, Alnif, Morocco. Palaeogeo. Palaeoclimato. Palaeoeco 370, 127-144.

Cocherie, 2004

DERDER & al., (2001): Upper Carboniferous Palaeomagnetic pole from the stable Saharan Craton and Gondwana reconstructions. Journal of African Earth Sciences. vol. 32, No. 3. pp. 491-502. 2001

DERRÉ C. & LÉCOLLE M. (1999) : Altérations hydrothermales dans le Protérozoïque supérieur du Saghro (Anti-Atlas, Maroc). Relations avec les minéralisations. *Chron. Rech. Min.* Fr., 536-537, p. 39-60.

DERRÉ C. & LÉCOLLE M. (2003) : Commentaires sur la géologie d'une boutonnière de l'Anti-Atlas oriental : Kelaa M'Gouna (Saghro). Une manière de 'notice' pour la carte géologique à 1/16 000 environ. *Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc* n° 419, 250 p., 1 carte géologique sur CD-ROM.

DESTOMBES J. (1962) : **Stratigraphie et paléogéographie de l'Ordovicien de l'Anti Atlas Maroc un essai de synthèse. *Extrait du bulletin de la société géologique de France*, 7e série, I, IV, p.453 à 460.**

DESTOMBES J. (1963) : Le Cambrien et la base de l'Ordovicien dans la partie orientale et méridionale du Tafilelt (Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), n° 5, pp. 938-945.

DESTOMBES J. (1971) : L'ordovicien du Maroc, essai de synthèse stratigraphique. *Mémoire BRGM* V73 pp 237-263.

DESTOMBES J., JENNY J., YAZIDI A. (1983) : L'avant pays présaharien (Anti-Atlas central) et la partie méridionale de la chaîne hercynienne du Maroc (Haut atlas central et Jebilet). Livret Guide B5, PICG 27, pp.22-112.

DESTOMBES J., HOLLARD H. & WILLEFERT S. (1985): Lower Palaeozoic rocks of Morocco. In: C.H. Holland (ed.), Lower Palaeozoic rocks of North-Western and West-Central Africa. John Wiley, Chichester, p.91-336.

DESTOMBES J., HOLLARD H. (1986) : Carte Géologique du Maroc au 1-200 000. Feuille Tafilalt –Taouz. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 244.

DESTOMBES J. & HOLLARD H. DU DRESNAY R., HINDERMEYER J., EMBERGER A., CAIA J., (1988) : Carte Géologique du Maroc au 1-200 000. Feuille Todhra - Maider. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 243.

DESTOMBES J., FEIST R., (1987) : Découverte du Cambrien supérieur en Afrique (Anti-Atlas central, Maroc), C. R. Acad. Sci. Paris 304 719-724.

DESTOMBES J. (2006) : Notice explicative (Cambrien moyen, Ordovicien, base du Silurien) de la Carte géologique du Maroc au 200 000^{e} de l'Anti-Atlas marocain. Chapitre E: Feuilles Tafilalt-Taouz. Notes & Mém. Serv. Carte géol. Maroc, 244 bis.

D'LEMOS R.S., INGLIS J.D. & SAMSON S.D. (2006) : A newly discovered orogenic event in Morocco : Neoproterozoic ages for supposed Eburnean basement of the Bou Azzer inlier, Anti-Atlas Mountains.

Precamb. Res., 147, 1-2, 65-78.

DUCROT J. & LANCELOT J.R. (1977) : Problème de la limite Précambrien-Cambrien : étude radiochronologique par la méthode U/Pb sur zircons du volcan du Jebel Boho (Anti-Atlas marocain). Canad. J. Earth. Sci.,14, 12, 2771-2777.

DONZEAU M. (1971) : Signification tectonique des diaclases du Paléozoïque des Monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien), Bull. Soc. Hist.Nat. Afr. Nord, Alger, 62, 89-106.

ECHARFAOUI H., HAFID M. & AIT SALEM A. (2002) : Structure sismique du socle paléozoïque du bassin des Doukkala, Môle côtier, Maroc occidental. Indication en faveur de l'existence d'une phase éovarisque. *Comptes Rendus Geosciences*, 334, p.13-20.

ELARCHI A., EL HOUICHA M., JOUHARI A. & BOUABDELLI M. (2004) : Is the Cambrian basin of the Western High Atlas (Morocco) related either to a subduction zone or a major shear zone ? J. of Afr. Earth

Sci., 39, 311–318.

EL ATTARI M. (2001): Etude lithostratigraphique et tectonique des terrains paléozoïques du môle côtier (Meseta Occidentale, Maroc). Thèse de doctorat es sciences, Univ. Mohamed V, Agdal, Rabat, 394 p.

EL HADI H., TAHIRI A., SIMANCAS CABRERA F., GONZALEZ LODEIRO F., AZOR PEREZ A., MARTINEZ POYATOS D.J., (2006A) : Un exemple de volcanisme calco-alcalin de type orogénique mis en place en contexte de rifting (Cambrien de l'Oued Rhebar, Meseta occidentale, Maroc). C. R. *Géoscience*s 338, p.229–236.

EL HADI H., SIMANCAS J.F., MARTÍNEZ-POYATOS D., AZOR A., TAHIRI A., MONTERO P., BEA C.M. & GONZÁLEZ-LODEIRO F. (2010) : structural and geochronological constraints on the evolution of the bou azzer neoproterozoic ophiolite (anti-atlas, morocco). precambr. res., doi :10.1016/j. precamres.2010.06.011.

EL HASSANI A., TAHIRI A. & WALLISER O.H. (2003): The Variscan crust between Gondwana and Baltica. Courent Forschung Institut Senckenberg, 242, p.81-87.

EL KAMEL F. & EL HASSANI A. (2006): Étapes de la structuration et de la sédimentation du bassin viséen de Mechra ben Abbou (Meseta occidentale marocaine). Geodiversitas 28 (4) : 529-542.

ENNIH N. & LIÉGEOIS J.P. (2001): The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. Precamb. Res., 112, 291-304.

ERRAMI E., LIÉGEOIS J.P., ENNIH N., (2006): The post-Collisional Pan-African magmatic rocks of the Saghro are, Anti-Atlas, Morocco: Petrology, geochemistry and geodynamic significance. In: Proceedings of the Fourth IGCP 485 Meeting, Alger – Tamanrasset, Algérie, abstract, p. 41.

ERRAMI E., BONIN B., LADURON D. & LASRI L. (2009): Petrology and geodynamic significance of the post-collisional Pan-African magmatism in the Eastern Saghro area (Anti-Atlas, Morocco). J. Afr. Earth Sci., 55 (1-2), 105-124.

ERRAMI E. ENNIH N. & BERGER J. (2011): Le Saghro oriental; Eastern Saghro. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 563, 2011, pp. 105-124, 15 fig.. in nouveaux guides géologiques et miniers du maroc / new geological and mining guidebooks of morocco, michard a., saddiqi o., chalouan a., rjimati e., mouttaqi a. (eds), notes et mémoires du service géologique du maroc, n°s 563.

ESSALHI A. (1993) : Processus hydrothermaux liés à la zone de faille de Tizi-N'Test : genèse des albitites et des concentrations de barytine dans la région de Taghwacht (haut Atlas occidental, Maroc), thèse, université d'Orléans, 202 p.

FABRE J. (1976): Introduction à la géologie du Sahara algérien. Société Nationale d'Edition et de Diffusion, Alger, 422 p.

FABRE J., (2005) : Géologie du Sahara occidental et central. Tervuren Afr. Geosci. Coll. 108 572 pp.

FAIK F., BELFOUL M.A., BOUABDELLI M. & HASSENFORDER B., (2001): Les structures de la couverture Néoprotérozoïque terminal et Paléozoïque de la région de Tata, Anti-Atlas centre-occidental, Maroc: déformation polyphasée, ou interactions socle/couverture pendant l'orogenèse hercynienne. *Journal of African Earth Sciences*., 32, 765-776.

FAIK F. (2005) : Lithostratigraphie et structure de l'Anti-Atlas centre-occidental : du rifting fini-proterozoique a l'orogenese hercynienne. These d'Etat, Univ. Ibn-Zohr, Fac. Sci., Agadir, inedit, 176 p.

FEKKAK A., (1992) : Le PII inférieur de la boutonnière de Sidi Flah (Saghro oriental, Anti-Atlas, Maroc) : relique d'un substratum océanique de l'arc du Saghro. 3èmecycle Thesis, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 184 pp.

FEKKAK A., BOUALOUL M., BADRA L., AMENZOU M., SAQUAQUE A., EL IMRANI I.E., (1999): Origine et contexte géotectonique des depots détritiques du Groupe néoprotérozoîque inférieur de Kelâat Mgouna (Anti-Atlas oriental, Maroc). J. Afr. Earth Sci. 30, 295–311.

FEKKAK A., POUCLET A., OUGUIR H., OUAZZANI H., BADRA L. AND GASQUET, D., (2001) : Géochimie et signification géotectonique des volcanites du Cryogénien inférieur du Saghro (Anti-Atlas oriental, Maroc), Geodin. Acta 13, pp. 1–13.

FEKKAK A., POUCLET A. & BENHARREF M. (2003): The Middle Neoproterozoic Sidi Flah Group (Anti-Atlas, Morocco): synrift deposition in a Pan-African continent/ocean transition zone. *Journal of African. Earth Sciences*, 37, p.73-87.

FRETON R. (1988): Contribution à l'étude métallogénique du district de Bou Madine. Thèse 3eme cycle, 239p. Annexes. Institut National polytechnique de Lorraine.

FRIZON DE LAMOTTE D. & GONOR H. (1980) : Remarques sur les massifs à schistosité de l'Afrique du Nord ; leur place dans l'évolution tectonique du système alpin en Méditerranée occidentale. *Mines Géologie et Energie*, n° 48.

FRIZON DE LAMOTTE D., LETURMY P., MISSENARD Y., KHOMSI S., RUIZ G., SADDIQI O., GUILLOCHEAU F. & MICHARD A. (2009) : Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): An overview. Tectonophysics 475, 9–28.

FRIZON DE LAMOTTE D., (2010) : Quelques pistes de réflexion sur le rôle structurant de l'extension dévonienne le long de la marge sud-Téthys. - DFL, 14/IV/2010, Paris.

FRIZON DE LAMOTTE D., TAVAKOLI-SHIRAZI S., LETURMY P., AVERBUCH O., MOUCHOT N., RAULIN C., LEPARMENTIER F., BLANPIED C., AND RINGENBACH J.-C., (2013): evidence for late devonian vertical movements and extensional deformation in northern africa and arabia: integration in the geodynamics of the devonian world. tectonics, vol. 32, 1-16, doi:10.1002/tect.20007, 2013

FRÖHLICH S. (2003): Facies pattern and genesis of the Jebel Rheris biostromes (Givetian, eastern Anti-Atlas, Morocco). – *Facies*, 49, p.209-220.

FRÖHLICH S. (2004): Phosphatic black pebbles and nodules on a Devonian carbonate shelf (Anti-Atlas, Morocco*), J. Afr. Earth Sci*. 38 (2004) 243-254.

FULLEA J., FERNÀNDEZ M., AFONSO J.C., VERGÉS J., ZEYEN H., (2010): The structure and evolution of the lithosphere–asthenosphere boundary beneath the Atlantic–Mediterranean Transition Region. Lithos (2010), doi:10.1016/j. lithos. 2010. 03. 003.

GASQUET D., LEVRESSE G., CHEILLETZ A., AZIZI-SAMIR M.R. & MOUTAQUI A. (2005): Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times with emphasis on the inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian-Cambrian transition. *Precambrian Research*, 140, p.157-182.

GASQUET D., ENNIH N., LIÉGEOIS J.P., SOULAIMANI A. & MICHARD A. (2008): The Pan-African Belt. In: Michard A., Saddiqi O., Chalouan A., Frizon de Lamotte D. (Eds.). Continental Evolution : The Geology of Morocco, Springer Verl., 33-64.

GENTIL L., (1912) : Le Maroc physique, F. Alcan (Ed.), France, 329 p.

GENTIL, L. (1920) : Carte géologique provisoire du Maroc, échelle 1/500.000, Larouse éd, Paris.

GEYER G. & LANDING E. (2004): A unified Lower-Middle Cambrian chronostratigraphy for Western Gondwana - Acta Geologica Polonica, 54, p.179-218.

GRADSTEIN F.M. & al. (2004): International stratigraphic chart. International Commission on Stratigraphy http://www.stratigraphy.org/chus.pdf.

GUISLAIN S., (2000) : Organisation de la production lithique au Paléolithique inférieur et moyen. Approche et détermination de quelques modes d'acquisition des matières premières du Tafilalt (Sud-Est marocain). Thèse de Doctorat, Université de Provence, France, 376 p.

HADDOUM H., GUIRAUD R. & MOUSSINEPOUCHKINE A. (2001): Hercynian compressional deformations of the Ahnet–Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny. *Terra Nova*, 13, p.220–226.

HAILWOOD E.A. & MITCHELL J.G. (1971): Paléomagnetic and radiometric dating result from Jurassic intrusions in south Morocco. *J. R. Asr. Soc.Geoph*. n°24. p. 351-364.

HELG U., BURKHARD M., CARITG S. & ROBERT-CHARUE CH. (2004): Folding and inversion tectonics in the western Anti atlas of Morocco. Tectonics, 23, TC 4006, p.1-17.

HILALI A., LACHKHEM H. & BOULVAIN F. (1998): Comparaison des Kess-Kess de Hmar Lakhdad (Emsien, Maroc) et des monticules micritiques de l'anticlinorium de Philippevill (Frasnien, Belgique). *Geologica Belgica* 1, p.17-31.

HILALI A., LACHKHEM H. & TOURNEUR F. (2001): Répartition des tabulés dans les Kess-Kess emsiens de Hmar Lakhdad (SE d'Erfoud, Tafilalt, Maroc*).Geologica et Palaeontologica*, 35, 8, p.53-61.

HINDERMEYER J. (1977) : Carte géologique du Jbel Saghro-Dadès au 1/200000. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 161.

HOEPFFNER C. (1987) : La tectonique hercynienne dans l'est du Maroc. Thèse ès-Sciences, Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 276 p.

HOEPFFNER H., SOULAIMANI A. & PIQUE A. (2005): The Moroccan Hercynides. *Journal of African Earth Sciences,* 43, p.144-165.

HOEPFFNER CH., HOUARI M.R. & BOUABDELLI M. (2006): Tectonics of the North African Variscides (Morocco, Western Algeria), an outline, in D. Frizon de Lamotte, O. Saddiqi, A. Michard (Eds.), Recent Developments on the Maghreb Geodynamics.*Comptes Rendus Geosciences*, 338, p.25-40.

HOLLARD H. & JACQUEMONT P. (1956) : Le Gothlandien, le Dévonien et le Carbonifère des régions du Dra et du Zemoul. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, n° 135.

HOLLARD H. (1958): La série primaire du Tafilalt et le problème du pétrole. *Mines Géologie et Energie*, n°4.

HOLLARD H., (1960) : Une phase tectonique intra-famennienne dans le Tafilalet et le Maider (Maroc présaharien). *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 250, p.1303-1305.

HOLLARD H. (1963) : Un tableau stratigraphique du dévonien du Sud de l'Anti Atlas. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, n° 172.

HOLLARD H. (1967) : Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord occidental. Intern. Symposium on the Devonian System. Calgary, I, publication, Alberta. *Société Pétrole Geology*, p. 203-244.

HOLLARD H. (1974) : Recherche sur la stratigraphie des formations du Dévonien moyen, de l'Emsien superieur au Frasnien, dans le Sud du Tafilalt et dans le Maider (Anti Atlas oriental, Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 264, 7-68.

HOLLARD H. (1981) : Principaux caractères des formations Dévoniennes de l'Anti Atlas. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 308, p.15-21.

HOUARI M.R. & HOEPFFNER CH. (2000) : Structures des terrains paléozoïques à la limite sud de la chaîne hercynienne du Maroc (Haut Atlas oriental). *African Geosciences Revue*, 7 (1), p.39-53.

HOUARI M.R. & HOEPFFNER CH. (2003): Late Carboniferous dextral wrench-dominated transpression along the North africain craton margin (Eastern High-Atlas, Morocco*). Journal of African Earth Sciences*. 37, p.11-24.

HUPE P. (1952) : Contribution à l'étude du Cambrien inférieur et du précambrien III de l'Anti Atlas marocain. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, n° 103.

INGLIS J.D., MACLEAN J.S., SAMSON S.D., D'LEMOS R.S., ADMOU H. & HEFFERAN K. (2004): A precise U-Pb zircon age for the Bleïda granodiorite, Anti-Atlas, Morocco: implications for the timing of deformation and terrane assembly in the eastern Anti-Atlas. J. Afr. Earth Sci., 39, 277-283.

INGLIS J.D., D'LEMOS R.S., SAMSON S.D. & ADMOU H. (2005): Geochronological constraints on Late Precambrian intrusion, metamorphism, and tectonism in the Anti-Atlas Mountains. J. Geol., 113, 439-450.

JEANNETTE D. & PIQUE A. (1981) : Le Maroc hercynien: plate forme disloquée du craton Ouest-Africain. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* de Paris, 293, p.79-82.

JEANNY J. (1983) : L'avant pays présaharien et la partie méridionale de la chaîne hercynienne du Maroc *I.G.C.P.* n° 27 Rabat B5.

KAUFMANN B. (1998a): Middle Devonian reef and mudmounds on a carbonate ramp: Ma'der Basin (Eastern Anti-Atlas, Morocco). In: WRIGHT, V. P. & BURCHETT, T. P. (eds) Carbonate Ramps. Geological Society, London, Special Publications, 149, p.417–435.

KAUFMANN B. (1998b): Facies, stratigraphy and diagenesis of Middle Devonian reef and mud-mounds in the Ma'der (Eastern Anti-Atlas, Morocco*). Acta Geologica Polonica*, 48, p.43–106.

KNIGHT K.B., NOMADE S., RENNE P.R., MARZOLLI A., BERTRAND H. & YOUBI N. (2004): The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic-Jurassic boundary: paleomagnetic and 40Ar/39Ar evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. *Earth Planet Sciences Letters*, 228, p.143-160.

LANDING E., GEYER G., HELDMAIER W. (2006): Distinguishing eustatic and epeirogenic controls on Lower-Middle Cambrian boundary successions in West Gondwana (Morocco and Iberia). *Sedimentology* 53 899-918.

LAVILLE E., (1985) : Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas: modèle en relais multiples de décrochements. Thèse de doctorat es sciences, USTL Montpellier: 1 –168.

LAVILLE E. ET PIQUE A. (1991) : La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque ; le rejeu des structures hercyniennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 162, p.1161-1171.

LEBLANC M. ET LANCELOT J. R. (1980) : interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc), à partir des données géologiques et géochronologiques. *Can J. Earth Sci*., 17 pp 142-155.

LÉCOLLE M. & DERRÉ C. (1998) : Une occurrence inhabituelle de gahnite, la métasomatose alumineuse précédant les remplissages filoniens à sulfures et électrum de Tiouit (Protéorozoïque supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc). Révision de la succession minérale et conséquences. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 327, pp. 653-660.

LÉCOLLE M. & DERRÉ C. (2004): Discussion of « The pollymetallic Au-Ag bearing veins of Bou Madine (Jbel Ougnat Anti-Atlas, Morocco): tectonic control and evolution of a Neoproterozoïc epithermal deposit" [Abia, Nachit, Marignac, Ibhi and Aït Saadi (2003). Journal of African Earth Sciences 36, p.251-271]. *Journal of African Earth Sciences*, vol.4, p.151-154.

LÉCOLLE M., DERRÉ C. & HADRI M. (2003a) : Les roches-mères des altérites hydrothermales à pyrophyllite de l'Ougnat et leur position dans l'histoire du Protérozoïque : la mise à jour des connaissances géologiques sur l'Anti-Atlas oriental. *Mines, Géologie et Énergie*, Rabat n° 59, p. 45-68, 4 fig., 1 pl. photo., 5 cartes.

LÉCOLLE M., DERRÉ C. & HADRI M. (2003 b) : Les protolites des altérites à pyrophyllite de l'Ougnat et leurs positions dans l'histoire du Protérozoïque : mise à jour des connaissances géologiques sur l'Anti-Atlas oriental (Maroc). *Africa Geoscience Review*, vol. 10, n° 3, p. 227-244.

LÉCOLLE M., DERRÉ C. et NERCI K. (1991a) : The Proterozoic alteration pipe of Sidi Flah and its host series. New data for the geotectonic evolution of the panafrican blet in the eastern Anti-Atlas (Morocco). Ore Geol. Rev., 6, p.501-536.

LÉCOLLE M., DERRÉ C., NERCI K. et BENKIRANE Y. (1989) : Lithostratigraphie, tectonique et magmatisme des boutonnières de Sidi Flah-Bou Skour et de Boumalne Dadès (Saghro, Anti-Atlas, Maroc). Conséquences sur l'âge des séries constitutives. In : « Actes du Colloque géol. franco-marocain, Strasbourg 1989 », Sci. Géol., 83, 1, p.27-46.

LÉCOLLE M., DERRÉ C., RJIMATI E.C., NERCI K., AZZA A. et BENANNI A. (1991b) : Les distensions de la tectonique biphasée du panafricain de l'Anti-Atlas : dynamique de dépôt et de structuration des Précambriens II2 et II3 (Saghro, Maroc). C. R. Acad. Sci. Fr. t.313, (2), p.1563-1568.

LÉCOLLE M., DERRÉ C., RJIMATI E.C., FONTEILLES M., AZZA A. et BENANNI A. (1993) : Une altération hydrothermale peralumineuse à silicates, phosphates et rutile dans le Protérozoïque supérieur du Saghro (Anti-Atlas, Maroc). Genèse et implications métallogéniques. C. R. Acad. Sci.Fr, t. 316, (2), p.123-130.

LECOLLE M., DERRE C., TAHIRI M., & RADDI Y. (2005) : Le Protérozoïque de l'Ougnat oriental et son histoire géologique (Feuille à 1/50 000 d'Oukhit). Colloque Faure-Muret Rabat. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 514, p. 153-166, 2 fig.

LEFORT J., (1990) : Cinématique de la collision Gondwana-Laurentia entre la Bretagne et la Floride d'après les données du socle submergé. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 70, 3-16.

LE HERON D.P., GHIENNE J.F., ELHOUICHAM., KHOUKHI Y. & RUBINO J.L. (2007) : Maximum extent of ice sheets in Morocco during the Late Ordovician glaciation. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 245, 200-226.

LE HERON D.P. (2007): Late ordovician glacial record of the anti-atlas, morocco. sedim. geol. 201, 93-110.

LEVRESSE G. (2001): Contribution à l'établissement d'un modèle génétique des gisements d'Imiter (Ag-Hg) BouMaadine (Pb-Zn-Cu-Au) et BouAzzer (Co-Ni-As-Au-Ag) dans l'Anti-Atlasmarocain. Thèse Univ. Nancy, France, 191p.

LIEGEOIS J.P., FEKKAK A., BRUGUIER O., ERRAMI E., ENNIH N. (2006): The Lower Ediacaran (630–610 Ma) Saghro group: an orogenic transpressive basin development during the early metacratonic evolution of the Anti-Atlas (Morocco). IGCP 485 4th meeting, Algiers, Abstr. Vol. 57.

LOTTMANN J (1990): Die pumilio-Events (Mittel-Devon). Göttinger Arb. Geol. Paläont. 44:1–98.

LUBESEDER S., REDFERN J., BOUTIB L. (2009) : Mixed siliciclastic-carbonate shelf sedimentation – Lower Devonian sequences of the SW Anti-Atlas, Morocco. Sedim. Geol., 215, 13-22.

LUBESEDER S., (2008): Palaeozoic low-oxygen, high-latitude carbonates: Silurian and Lower Devonian nautiloid and scyphocrinoid limestones of the Anti-Atlas (Morocco). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 264, 195–209.

LUBESEDER S., RATH J., RÜCKLIN M., MESSBACHER R. (2010): Controls on Devonian hemi-pelagic limestone deposition analyzed on cephalopod ridge to slope sections, Eastern Anti-Atlas, Morocco. *Facies* , 56, p.295–315.

LÜNING S., CRAIG J., LOYDELL D.K., ŠTORCH P., FITCHES B., (2000): Lower Silurian "hot shales" in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model, *Earth-Sci Rev.* 49 121-200.

MALUSAM G., POLINO R., FERONIA C., ELLERO A., OTTRIA G., BAIDDER L. & MUSUMECI G. (2007): Post-variscan tectonics in eastern Anti-Atlas (Morocco). Terra Nova, 19, 481-489.

MALUSA M.G. & SCHIAVO A. (eds.), (2007a): Carte Géologique du Maroc au 1/50.000, feuille Taghazout. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 519.

MALUSA M.G. & SCHIAVO A. (eds.). (2007b) : Carte Géologique du Maroc au 1/50.000, feuille Taghazout – Notice explicative. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 519bis.

MARGAT J. (1953) : L'évolution morphologique récente des plaines du bassin quaternaire du Tafilalt et l'âge des limons des palmerais. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, n° 117.

MARZOLI A., RENNE P.R., PICCIRILLO E.M., ERNESTO M., BELIENI G., De MIN A., (1999): Extensive 200 million-year-old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284, p.616-618.

MASSA D. COMBAZ A. & MANDERSCHID G. (1965) : Observations sur les series siluro-dévoniennes des confins Algero-Marocains du Sud. *Notes et Mémoires Compagnie Française de Pétrole*, 8, p.1-188.

MICHARD A. (1976) : Elément de géologie marocaine. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 252, 408p.*

MICHARD A., YAZIDI A., BENZIANE F., HOLLARD H. & WILLEFERT S. (1982): Foreland thrust and olistostromes on the pre-saharien margin of the variscan orogen. Morocco. *Geology*, 10, p. 253-256.

MICHARD A. G., (1989) : sédiments témoins de la transgression mésozoïque dans le tafilalet et le maider ; conséquences sur la métallogénie des gisements filoniens à pb-zn (cu) de l'anti atlas marocain. chr. rech. mini. n°495, pp. 51-60, 11fig.

MICHARD A., HOEPFFNER C., SOULAIMANI A., BAIDDER L., (2008B): The Variscan Belt. In Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D. (Eds.), Continental Evolution: The Geology of Morocco, Springer Verl., p. 65-131.

MICHARD A., OUANAIMI H., HOEPFFNER C., SOULAIMANI A., BAIDDER L., (2010a): Comment on Tectonic relationships of Southwest Iberia with the allochthons of Northwest Iberia and the Moroccan Variscides by J.F. Simancas et al. [C. R. Geoscience 341 (2009) 103–113]. *C. R. Geosci*. p.170-174.

MICHARD A., SOULAIMANI A., HOEPFFNER C., OUANAIMI H., BAIDDER L., RJIMATI E.C, SADDIQI O., (2010b): The South-Western Branch of the Variscan Belt: Evidence from Morocco. *Tectonophysics* 492, p.1–24.

MIFDAL A. & PEUCAT J.J. (1985): Datations U-Pb et Rb-Sr du volcanisme acide de l'Anti-Atlas marocain et du socle sous-jacent dans la région de Ouarzazate; apport au problème de la limite Précambrien-Cambrien. Sci. Géol. Bull., 38, 185-200.

MISSENARD Y., FRIZON DE LAMOTTE D., ZEYEN H., LETOURMY P., PETIT C. & SEBRIER M. (2006): Crustal versus asthenospheric origin of the relief of the Atlas Mountains of Morocco. *Journal of Geophysical Research*, 111, paper number B03401.

MONTENAT & AL, (2007): Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology* 196, p.5–30.

MONTENAT C., BAIDDER L., BARRIAR P., HILALI A., LACHKHEM H. & MENNIG J. (1996): Contrôle tectonique de l'édification des monticules biosédimentaires dévoniens du hmar Lakhdad d'Erfoud (Anti-Atlas oriental, Maroc, *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 323, p.297-304.

MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU P. & PATUREL D. (1995) : Typologie génétique des séismites d'après l'exemple des bassins néogènes bétiques (SE de l'Espagne). In : Paléoséismicité et séismites, *Société Géologique de France*.

MONTENAT C., OTT d'ESTEVOU P. & PATUREL D. (1995) : Typologie génétique des séismites d'après l'exemple des bassins néogènes bétiques (SE de l'Espagne). S.G.F. Paléoséismicité & séismites.

MOREL J-L.; ZOUINE E-M.; ANDRIEUX J. & FAURE-MURET A. (2000) : Déformations néogènes et quaternaires de la bordure nord haut atlasique (Maroc): Rôle du socle et conséquences structurales. *Journal of African Earth Sciences*, 30: p.119-131. doi:10.1016/S0899-5362(00)00011-7

MOUNJI D. BOURQUE P.A. & SAVARD, M. M. (1998): Hydrothermal origin of Devonian mud-mouds of Hmar-Lakhdad. Evidence from architectural and geochemical constraints. *Geology*, volume 26, n°:12, p.1123-1126.

MRINI Z. (1993): Chronologie (Rb-Sr, U-Pb), traçage isotopique (Sr-Nd-Pb) des sources des roches magmatiques éburnéennes, panafricaines et hercyniennes du Maroc. Thèse Doct. ès-Sci., Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 227 p.

NERCI K., (**1988)** : la boutonnière Protérozoïque de Sidi Flah (Saghro, Anti Atlas, Maroc), contribution a l'étude de ses minéralisations à Pb, Zn, Cu, Ag et de leur cadre géologique. Thèse de 3eme cycle, Ecole Nationale supérieure, Rabat, Maroc. 222p.

NELTNER L., (1929) : Sur l'extension du Cambrien dans le Sud marocain et la pr´esence dans cette r´egion de plissements pr´ecambriens, C. R. Acad. Sci. Paris 188, 871–873.

NELTNER L. (1938) : Etudes géologiques dans le Sud marocain (Haut Atlas et Anti-Atlas). Notes Mém. Serv. Min. Cart. Géol. Maroc, 42, 298 p.

ODIN G-S. & ODIN C. (1990): Échelle numérique des temps géologiques. Mise à jour. Géochronique. pp. 1-4. of continental faulting". Nature, 348, p. 56-58

OTMANE K., ERRAMI E., CHAKIRA., OLIVIER PH. & ENNIH N. (2007) : Direction d'écoulement magmatique dans deux filons basiques néoprotérozoïques de Taouaïa (Saghro,Anti-Atlas, Maroc), déterminée par l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 516, 89-100.

OUALI H., BRIAND B., BOUCHARDON J.L. & EL MAATAOUI M. (2000) : Mise en évidence d'un volcanisme alcalin intraplaque d'âge Acadien dans la Meseta nord-occidentale (Maroc*). Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 330, 611-616.

OUALI H., BRIAND B., EL MAATAOUI M., BOUCHARDON J.-L., (2001) : Les amphibolites de la boutonnière paléozoïque de Midelt (Haute–Moulouya, Maroc) : témoins d'une extension intraplaque au Cambro-ordovicien, Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc 408, 177–181.

OUALI H., BRIAND B., BOUCHARDON J-L & CAPIEZ P. (2003) : Le volcanisme cambrien du Maroc central : implications géodynamiques. Géomatériaux / Pétrologie, C. R. Geoscience 335 425–433.

OUANAIMI H. & PETIT J.P. (1992) : La limite sud de la chaîne hercynienne dans le Haut-Atlas marocain : reconstitution d'un saillant non déformé. Bulletin de la Société Géologique de France, 163, 63-72.

OUANAIMI H. & SOULAIMANI A. (2011) : Anti-Atlas central / Central Anti-Atlas. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 558, 2011, pp. 73-122, 67 fig. in nouveaux guides géologiques et miniers du maroc / new geological and mining guide books of morocco, michard a., saddiqi o., chalouan a., rjimati e., mouttaqi a. (eds), notes et mémoires du service géologique du maroc, n°s 556-564.

OUAZZANI H. (2001) : Le paléovolcanisme des secteurs de Guedmioua et du Haut-Seksaoua (Massif ancien du Haut-Atlas occidental, Maroc) : témoins d'un contexte convergent, thèse d'État, université de Meknès.

OUGUIR H., MACAUDIÈRE J., DAGALLIER G., QADROUCIA. & LEISTEL J.M. (1994) : Cadre structural du gîte Ag-Hg d'Imiter (Anti-Atlas, Maroc) : implications métallogéniques. Bull. Soc. Géol. Fr., 165, 233-248.

OUGUIR H. MACAUDIERE J. AND DAGALLIER G. (1996) : Le Protérozoïque supérieur d'Imiter, Saghro oriental, Maroc : un contexte géodynamique d'arrière-arc, J. Afr. Earth Sci. 22 (2), pp. 173–189.

PAILE Y. (1983) : Etude des séries volcaniques du Précambrien III de l'Ougnat (Anti Atlas oriental , Maroc) et des minéralisations plombo -zincifères complexes associés (gîte de Bou Madine) Thèse de 3ème cycle Paris XI , Orsay. France, 290 p., 1 carte géologique à 1/25 000.

PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69, 33-47.

PELLETER E., CHEILLETZ A., GASQUET D., MOUTTAQI A., ANNICH M., EL HAKOUR A., DELOULE E. & FÉRAUD G. (2007) : Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U–Pb dating of gold mineralization (Tamlalt–Menhouhou gold deposit — Morocco), *Chemical Geology* 245 (2007) 135–161

PIQUE A., JEANNETTE D., & MICHARD A. (1980): The Western Meseta Shear Zone, a major and permanent feature of the Hercynian belt of Morocco, *Journal of Structual Geology*, 2, 55-61.

PIQUE A. & MICHARD A. (1989) : Moroccan hercynides : a synopsis. the paleozoic and tectonic evolution at the northern margin of west africa. am. j. sc., v. 289, p.286-330.

PIQUE, A. (1987) : Un élément majeur de la Meseta marocaine nord occidentale : le bassin dévono-dinantien de Sidi Bettache. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 43, 323, 41-64.

PIQUE A., O'BRIEN S., KING A.F., SCHENK P.E. SKEHAN J.W., HORN R., (1990) : La marge nord-occidentale du Paléo- Gondwana (Maroc occidental et zones orientales d.es Appalaches); Rifting au Précambrien terminal et au Paléozoïque supérieur. Comptes Rendus Academic Sciences Paris, Series II 310, 41 1-416.

PIQUE A. et LAVILLE E. (1995) : L'ouverture initiale de l'atlantique central. *Bulletin de la société géologique de France*. 166, 725-738.

PIQUE A., BOUABDELLI M., SOULAÏMANI A., YOUBI N., ILIANI M., (1999) : Les conglomérats du P III (Néo protérozoïque supérieur) de l'Anti-Atlas (Sud du Maroc): molasses panafricaines, ou marqueurs d'un rifting fini-protérozoïque ?. C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes 328, 409-414

PIQUE A. (2001) : Geology of northwest Africa. Borntraeger, Berlin. 310p.

PIQUÉ A. (2003): Evidence for an important extensional event during the Latest Proterozoic and Earliest Paleozoic in Morocco. C.R.Geoscience, 335, 865–868.

PLAZIAT J.C., ABERKAN M., AHMAMOU M. & CHOUKRI A. (2008): the quaternary deposits of morocco. in: michard a., saddiqi o., chalouan a. &frizon de lamotte d. (eds.), continental evolution : the geology of morocco. lect. notes earth sci. 116, 359-376.

PONS J., BARBEY P., NACHIT H. & BURG J. P. (2006): development of igneous layering during growth of pluton: the tarçouate laccolith (morocco). tectonophysics, 413, 3-4, 271-286.

RADDI Y. (1999) : Apport de l'imagerie Spot XS à la cartographie géologique et à l'analyse de la fracturation secteur de Bou Adil Oukhit, massif de l'Ougnat. Impact sur la circulation des eaux souterraines. Mémoire de DESA, Faculté des sciences Rabat.

RADDI Y., TAHIRI M., DERRE C., LECOLLE M. & BAIDDER L. (2006a) : Carte géologique du Maroc au 1: 50,000, Feuille Oukhit. – *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*,n° 475.

RADDI Y., TAHIRI M., DERRE C., LECOLLE M. (2006b) : Notice explicative de la carte géologique du Maroc au 1: 50,000, feuille Oukhit. – Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 475 bis, 121pages.

RADDI Y., BAIDDER L., TAHIRI M. & MICHARD A. (2007): Variscan deformation at the northern border of the West African Craton, eastern Anti-Atlas, Morocco: Compression of a mosaic of tilted blocks. *Bulletin Société Géologique de France*, t. 178, no 5, pp. 15-24.

RADDI Y., DERRÉ C., LÉCOLLE M., MICHARD A., BAIDDER L. et TAHIRI M. (2012a) : Carte géologique du Maroc à 1/50 000, feuille Bou Adil. *Notes et Mémoires, Service géologique du Maroc*, n°577.

RADDI Y., DERRÉ C., LÉCOLLE M., MICHARD A., BAIDDER L. et TAHIRI M. (2012b) : Notice explicative de la carte géologique du Maroc à 1/50 000, feuille Bou Adil. *Notes et Mémoires, Service géologique du Maroc*, n°577bis.

RADDI Y., BAIDDER L., RJIMATI E. C. & AIT BRAHIM L., (2011) : le fer oolithique d'imi n tourza au sud du jbel saghro, *Notes et Mémoires, Service géologique du Maroc*, n°564 4p, 41-44.

RADDI Y., BAIDDER L., AIT BRAHIM L., & MICHARD A. (2011) : la mine de fluorine de Touroug-El Hamda (Ougnat septentrional), *Notes et Mémoires, Service géologique du Maroc*, n°564 5p, 29-33.

RADDI Y., AIT BRAHIM L., & MICHARD A. (2014): La tectonique tardi-panafricaine a la marge du craton Ouest Africain, Massif de l'Ougnat Anti Atlas Oriental Maroc (Article à soumettre)

RADDI Y., AIT BRAHIM L., & MICHARD A. (2014): Mise en evidence du magmatisme guidé par l'extension crustale du Cambrien moyen autour du massif de l'0ugnat (Anti –Atlas oriental) . (Article à soumettre)

RADDI Y., AIT BRAHIM L., & MICHARD A. (2014) : Nouvelles subdivisions stratigraphiques dans le groupe volcanosédimentaire de Ouarzazate Massif de l'Ougnat, (Anti-Atlas oriental, Maroc) (Article à soumettre)

RADDI Y., AIT BRAHIM L., MICHARD A., BAIDDER L (2014): Mise en évidence du caractère instable de la sédimentation paléozoïque guidée par la tectonique distensive au sud du massif de l'Ougnat (anti-oriental) (Article à soumettre)

RADDI Y., AITBRAHIM L. BAIDDIR L., TABYAOUI H., SAHBI H. ET BOUALOUL (2012)- Utilisation des images spot XS Pour l'analyse de la fracturation de la boutouniere précambrienne de l'Ougnat (Anti Atlas), relation avec la circulation des eaux. Colloque international des utilisateurs du SIG, Fès , Maroc, 23-24 Mai 2012.

RADDI Y. ET AITBRAHIM L. (2013)-Apport de la géomatique (SIG, télédétection spatial, modélisation numérique) à l'analyse de la circulation des eaux dans la région de Bouadil (Anti-Atlas) .Congrès International de la rencontre des sciences géomatiques. 8 et 9 avril 2013 à l'Université Mohammed V- Agdal, Faculté des Sciences de Rabat.

RADDI Y., AITBRAHIM L (2014)-Essai d'élaboration d'un modèle tectonique de circulation d'eau dans les formations fracturées de la boutonnière précambrienne de la région d'Oukhit (Anti –Atlas). Journées Mediterranneennes des systèmes d'information de l'eau (WiS MEDAY , Rabat). Université Mohammed V rabat, le 20 et 21 Mars 2014

RADDI Y., AARAR M. et MICHARD A., (2012a) : Carte géologique du Maroc à 1/50 000, feuille Mibladene. *Notes et Mémoires, Service géologique du Maroc*, n°576.

RADDI Y., AARAR M., et MICHARD A. (2012b) : Notice explicative de la carte géologique du Maroc à 1/50 000, feuille Mibladene. *Notes et Mémoires, Service géologique du Maroc*, n°576bis.

RISER J. (1988) : Le Jbel Saghro et sa retombé saharienne (Sud Est marocain), étude géomorphologique. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, n° 317.

RJIMATI E.C., DERRÉ C., LÉCOLLE M., LILLIE F., NERCI K., AZZA A., BENNANI A. (1992a) : Caractéristiques de la tectonique panafricaine dans le jbel Saghro (Anti-Atlas). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 366, p.395-399.

RJIMATI E.C., DERRÉ C., LÉCOLLE M., AZZA A., BENNANI A. (1992b) : Données nouvelles sur la lithostratigraphie du Protérozoïque supérieur et terminal du jbel Saghro (Anti-Atlas oriental, Maroc). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 366,

ROBERT-CHARRUE C. (2006) : Géologie structurale de l'Anti-Atlas oriental, Maroc. Thèse de doctorat, Institut de Géologie et d'Hydrogéologie Université de Neuchâtel, Suisse, 223p

ROBERT-CHARRUE C., M. BURKHARD M., (2008): Variscan inversion tectonics and interference pattern in the Tafilalt, Anti-Atlas, Morocco, Journal of African Earth Sciences.

RUIZ G.M.H., HELG U., NEGRO F., ADATTE T., BURKHARD M., (2008): Illite crystallinity pattern in the Anti-Atlas of Morocco. Swiss J. Geosc., 101, 381-395.

SAADI M. (1988) : Les grandes fractures du Maroc et leurs relations avec la structure géologique, la sismicité,le volcanisme et les gîtes minéraux. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc. n°349.

SABER H. (1994): Sédimentologie et évidence d'une tectonique tardi-hercynienne d'âge Permien inférieur dans le bassin des Ida Ou Ziki, sud-ouest du massif ancien du Haut Atlas (région d'Argana, Maroc). Journal of African Earth Sciences, 19, 99-108.

SADDIQI O., BAIDDER L. & MICHARD A. (2011) : Circuit 1, Haut Atlas et Anti-Atlas, circuit oriental. In Michard et al. (Eds.), Nouveaux guides geologiques et miniers du Maroc, vol. 2, Notes Mem. Serv. Geol. Maroc, 557, 1-76.

SAIDI A., TAHIRI A., AIT BRAHIM L. & SAIDI M. (2002) : Etats de contraintes et mécanismes d'ouverture et de fermeture des bassins permiens du Maroc hercynien. L'exemple des bassins des Jebilet et des Rehamna. Comptes Rendus Geosciences, 334, 221-226.

SALMON ET AL., (1987): A 140 Ma K,/Ar age for the Msissi norite (Morocco):new geochemical and paleomagnetic data:Earth and Planeta O' Science Letters, 81 (1986/87) 265-272.

SAMSON S.D., INGLIS J.D., D'LEMOS R.S., ADMOU H., BLICHERT-TOFT J. & HEFFERAN K. (2004): Geochronological, geochemical, and Nd-Hf isotopic constraints on the origin of Neoproterozoic plagiogranites in the Tasriwine ophiolite, Anti-Atlas orogen, Morocco. Precambr. Res., 135, 133-147.

SAQUAQUE A., ADMOU H., KARSON J., HEFFERAN K. & REUBER I. (1989) : Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer-El Graara region, Anti-Atlas, Morocco. Geology, 17, 1107-1110.

SAQUAQUE A., BENHARREF M., ABIA H., MRINI Z., REUBER I. ET KARSON J. A., (1992): Evidence for a Panafrican volcanic arc and wrench fault tectonics in the Jbel Saghro, Anti Atlas, Moroccco. Geologische Rundchau 81/1 p 1-13.

SEBAI A., FERAUD G., BERTRAND H. & HANES J. (1991): 40Ar/39Ar dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. Earth. Planet. Sci. Lett., 104, 455-472.

SEBAI, A., FÉRAUD, G., BERTRAND, H., HANES, J. (1992) –40ar/39ar dating and geochemistry of tholeiitic magmatisme related to the early opening of the central atlantic rift. earth an planetary science letters, 104, 455-472.

SEBRIER M., SIAME L., ZOUINE E.M., WINTER T., MISSENARD Y. & LETURMY P. (2006): Active tectonics in the Moroccan High Atlas. Comptes Rendus Geoscience, 338, 65-79.

SEBTI S., SADDIQI O., EL HAIMER F.Z., MICHARD A., RUIZ G., BOUSQUET R., BAIDDER L., FRIZON DE LAMOTTE D., (2009): Vertical movements at the fring of the West African Craton: first zircon fission track datings from the Anti-Atlas Precambrian basement, Morocco. C. R. Geosci. 341, 71–77.

SIMANCAS J.F., TAHIRI A., AZOR A., LODEIRO F.G., MARTINEZ POYATOS D.J. & EL HADI H. (2005): The tectonic frame of the Variscan-Alleghanian orogen in Southern Europe and Northern Africa. Tectonophysics, 398, 181-198.

SIMANCAS J.F., A. AZOR D.J. MARTINEZ POYATOS A. TAHIRI El HADI H., F. GONZALEZ -LODEIRO A. PEREZ-ESTAUN R. CARBONELI (2009) : Tectonic relationships of Southwest Iberia with the allochthons of Northwest Iberia and the Moroccan Variscides, C. R. Geoscience 341, 103-113.

SIMONEAU A. (1995) : Chasseurs au sud du Sarho. Préhistoire Anthropologie Méditerranéennes., T 4, pp. 143-158**.**

SOUALHINE S., TEJERA DE LEON J. & HOEPFFNER CH. (2003) : Les faciès sédimentaires Carbonifères de Tisdafine (Anti Atlas Oriental) : remplissage deltaïque d'un bassin en 'pull-apart' sur la bordure méridionale de l'accident sud Atlasique. Bulletin Institut Scientifique Rabat, 25, 31-41.

SOULAIMANI A., LE CORRE C. & FARAZDAQ R. (1997) : Déformation hercynienne et relation socle/couverture dans le domaine du Bas Braa (Anti Atlas occidental, Maroc). Journal of African Earth Sciences, 24 (3), 271-284.

SOULAIMANI A. (1998) : Interactions socle/couverture dans l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : rifting fini-Protérozoïque et orogenèse hercynienne. Thèse d'Etat, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 210 p.

SOULAÏMANI A., PIQUE A., BOUABDELLI M., (2001): La série du PII-III de l'Anti-Atlas occidental (Sud marocain) : un olistostrome à la base de la couverture post panafricaine (PIII) du Protérozoïque supérieur. C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planets 332, 121-127.

SOULAIMANI A., PIQUE A. & BOUABDELLI M. (2003): L'extension continentale au Protérozoïque terminal - Cambrien basal dans l'Anti-Atlas (Maroc). Bulletin de la Société Géologique de France, 174, 83-92.

SOULAIMANI A. & PIQUÉ A. (2004) : The Tasrirt structure (Kerdous inlier, Western Anti-Atlas, Morocco) : a late Pan-African transtensive dome. J. of Afr. Earth Sci., 39, 247-255.

SOULAIMANI A. ESSAIFI A., YOUBI N. & HAFID A. (2004) : Les marqueurs structuraux et magmatiques de l'extension crustale au Protérozoïque terminal-Cambrien basal autour du Massif de Kerdous (Anti-Atlas occidental, Maroc). C. R. Geosciences, 336, 1433-1441.

SOULAIMANI A. & BURKHARD M. (2008) : The Anti-Atlas chain (Morocco): the southern margin of the Variscan belt along the edge of the West African Craton. From: Ennih, N. & Liégeois, J.-P. (eds) The

Boundaries of the West African Croton. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 297, 433-452.

SOULAIMANI A. & OUANAIMI H. (2011): Circuit C3 : Anti-Atlas et Haut Atlas, circuit occidental. In Michard A., Saddiqi O., Chalouan A. & Mouttaqi A. (Eds.), Nouveaux guides geologiques et miniers du Maroc, vol. 3. Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc, 558, 9-72.

SOULAIMANIA; A. MICHARDB, H. OUANAIMIC; L. BAIDDERD; Y. RADDI. (2014)- Late Ediacaran-Cambrian structures and their reactivation during the Variscan and Alpine cycles in the Anti-Atlas (Morocco). Article Soumis et accepté au Journal of African Earth sciences (cf attestation de l'editeur ci-jointe).

STAMPFLI G.M. & BOREL G.D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 196, 17-33.

THOMAS R.J., FEKKAK A., ERRAMI E., LOUGHLIN S.C., GRESSE P.G., CHEVALLIER L.P. & LIEGEOIS J.-P. (2004): A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. J. Afr. Earth Sci., 39, 217-226.

TUDURI J., CHAUVET A., ENNACIRI A. & BRABANSON L. (2006): Model of formation of the Imiter silver deposit (eastern Anti-Atlas, Morocco). New structural and mineralogical constraints. C. R. Acad. Sci., 338, 253-261.

Tuduri J. (2005): Processus de formation et relations spatio-temporelles des minéralisations à or et argent en contexte volcanique Précambrien (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc), in : Implications sur les relations déformation-magmatisme-volcanisme-hydrothermalisme, Thèse, université d'Orléans, France, p. 428.

VILLAS E., VIZCAÏNO D., ÁLVARO J.J., DESTOMBES J. & VENNIN E. (2006) : Biostratigraphic control based on brachiopods of the latest Ordovician glaciogenic unconformity in Alnif, eastern Anti-Atlas, Morocco. Geobios 39, 727-737.

VILLENEUVE M., BELLON H., EL ARCHI A., SAHABI M., REHAULT J.-P., OLIVET J.-L. & AGHZER A.M. (2006) : Evénements panafricains dans l'Adrar Souttouf (Sahara marocain). - *Comptes Rendus Géosciences*, 338, 359-367.

VILLENEUVE M., EL ARCHI A., NZAMBA J. (2010): Les chaînes de la marge occidentale du Craton Ouest-Africain, modèles géodynamiques. *Comptes Rendus Géosciences*, 342, 1–10.

WALLISER O.H., (1990): Marble Quarry at Pic de Bissous. Remarks on the stratigraphy: Document submitted to the Subcommission on Devonian Stratigraphy, Frankfurt/Main, September 1990, 79 p.

WALLISER, O.H., (1991): Morocco Field Meeting of the Subcommission on Devonian Stratigraphy, International Union of Geological Sciences, November 28—December 5, 1991: Guide Book, Göttingen.

WALLISER O.H., (1995): Global events in the Devonian and Carboniferous, in Walliser, O.H., ed., Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic: Berlin, Springer-Verlag, p. 225-250.

WALLISER O.H., BULTYNCK P., WEDDIGE K., BECKER R.T., AND HOUSE M.R., (1995): Definition of the Eifelian-Givetian Stage boundary: Episodes, v.18, p. 107-115.

WALSH G.J., BENZIANE O.F., BURTONW. C., YAZIDI A., EL FAHSSI A., YAZIDI M., SAADANE A., ALEINIKOFF J.N., EJJAOUANI H., HARRISON R.W. & STONE B.D. (2008) : Memoire explicatif de la carte geologique du Maroc au 1/50 000, feuille Bouskour. Notes et Mem., Serv. geol. Maroc, n° 469 bis, 132 p.

WENDT J. & AIGNER T. (1985): Facies pattern and depositional environments of Paleozoic cephalopod limestones. *Sedimentary Geology*, 44, 263-300.

WENDT J. & BELKA Z. (1991): Age and depositional environment of Upper Devonian (Early Frasnian to Early Famennian) black shales and limestones (Kellwasser facies) in the Eastern Anti-Atlas, Morocco. Facies, Erlangen, 25, 51-90.

WENDT J. (1985): Disintegration of the continental margin of north western Gondwana: Late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco). Geology, 13, 815-818.

WENDT J. (1988 b): Facies pattern and paleogeography of the Middle and late Devonian in the eastern Anti-Atlas Morocco). In: N.J. MC MILLAN, A.F. EMBRY & D.G. GLASS (eds). Devonian of the world. Canadian Society of Petroleum Geology, Memories 14, 467-480.

WENDT J. AIGNER T. & NEUGEBAUER J. (1984): Cephalopod limestone deposition on a shallow pelagic ridge : the Tafilalt Platform (upper Devonian, eastern Anti Atlas, Morocco). Sedimentology, 31, 601-625.

WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z. (2001): An exhumed Palaeozoic underwater scenery: the Visean mud mounds of the eastern Anti-Atlas (Morocco). Sedimentary Geology 145 215– 233.

YOUBI N. (1998) : Le volcanisme «post-collisionnel », un magmatisme intraplaque relié à des panaches mantelliques. Etude volcanologique et géochimique, exemples d'application dans le Néoprotérozoïque terminal (PIII) de l'Anti-Atlas et le Permien du Maroc. Thèse Doct. ès-Sciences, Marrakech, 520 p.

ZOUHRI S., KCHIKACH A., SADDIQI O., EL HAIMER F.Z., BAIDDER L. AND RICHARD A. (2008): The Cretaceous-Tertiary Plateaus. A. Michard et al., Continental Evolution: The Geology of Morocco. Lecture Notes in Earth Sciences 116, c_ Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

LISTES DES FIGURES

LISTES DES FIGURES

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION

Fig. 1.1: Localisation du secteur d'étude dans le cadre géologique du Maroc (d'après Michard et al., 2008). Encadré: Fig. 1.2.

Fig. 1.2: Situation du secteur d'étude sur une image satellite Landsat (d'après Baidder, 2007).

Fig. 1.3: Les deux types de reliefs rencontrés dans le secteur étudié. *A gauche*, falaises rhyolitiques prismées à jbel Iferda (feuille d'Oukhit). *A droite*, le sommet arrondi du pli du J. Angal (feuille de Bou Adil).

Fig. 1.4: Le cadre géologique du secteur d'étude, encadré en jaune (feuilles au 1/50.000 de Bou Adil et d'Oukhit, respectivement à gauche et à droite). Fond de carte : schéma structural au 1/500.000 accompagnant la feuille au 1/200.000ème Tafilalt-Taouz (Destombes et Hollard, 1986).

Fig. 1.5: Schéma structural de la région d'étude sur image Landsat (d'après Baidder, 2007, modifié). Limite du massif précambrien en rouge. Failles en noir.

Fig. 1.6: A gauche, terrasse amirienne (q3) en amont d'Ighiz n'Ahadjmi. A droite, calcaires lacustres (q cl)

Fig. 1.7 : Terrasses soltanienne (q1) à l'Est de Taoudoudout montrant des stratifications entrecroisées dont les lentilles forment le terrassement dans les méandres de l'Assif N'Ou krouz.

Fig. 1.8: Gravure rupestre à l'Est d'Oukhit.

CHAPITRE 2 : LES FORMATIONS DU PRECAMBRIEN

Fig. 2.1: Carte structurale du massif précambrien de l'Ougnat

Fig. 2.2: Les schistes du groupe de Saghro de l'Ougnat, à gauche de la piste vers Ikachrane, S0 : stratification ; S1 : Schistosité.

Fig. 2.3: Turbidites du Groupe du Saghro en série verticale à Mellab (massif de l'Ougnat). S_0 : stratification; S_1 : clivage tectonique. Le haut des couches est au Nord d'après le granoclassement. Cliché A. Michard, in Saddiqi et al., 2011.

Fig. 2.4: Brèches subaériennes à Aït Oulhou, constituées d'éléments variés du substratum du Groupe de Saghro (métapélites et métagrauwackes).

Fig. 2.5: Colonne stratigraphique de l'Ougnat central (Paile 1983).

Fig. 2. 6: La succession des formations du Groupe de Saghro, brèches inférieures et le groupe d'Ouarzazate (« P III ») de l'Ougnat.

Fig. 2. 7: Formations de Tamerzaga et de Bou Naga et intrusion de la dacite à Jbel Bou Naga (Bou Adil 1/50 000).

Fig. 2.8 : Lithophyses dans une rhyo-ignimbrite de la formation de Tamerzaga

Fig. 2.9 : La formation volcano-sédimentaire vs1 du Jbel Bou Imraden (feuille d'Oukhit).

Fig. 2.10 : La formation volcano-sédimentaire vs1 et les marbres à wollastonite- vésuvianite du Tizi n'Tfza au sud du Jbel Taghouilast (feuille d'Oukhit). Les structures stromatolitiques sont préservées.

Fig. 2.11.: Volcano-sédimentaire 1 (Vs1) jbel Bou Imraden.

Fig. 2.12 : Volcano-sédimentaire 1 (Vs1) jbel Tagouilast.

Fig. 2.13: Schéma interprétatif de la répartition des faciès de base de la formation de Bou Naga.

Fig. 2.14 : Lithophyses dans l'ignimbrite de la formation de Bou Naga, jbel Bou Naga Carte Bou Adil 1/50000.

Fig. 2.15 : Vue vers le nord depuis l'est-sud-est d'Ighrane. Les métasédimentaire **(sg)** et les brèches de

colluvions **(br)** du substratum, ainsi que les rhyo-ignimbrites claires de la « Formation Tamerzaga »(**Ta)** affleurent dans la vallée de l'assif n'Aït Oulhou jusqu'à mi-pente vers l'est, où ils sont intrudés par la granodiorite **(**) puis par les dacites-andésites().

Fig. 2.16: Contact intrusif de la granodiorite **(** dans les brèches pédogénétiques et colluviales du substratum **(br)** à la base de la lame-corniche Vers le milieu de la photo, la lame massive, sombre, est un sill dacitique **(**recoupant la granodiorite ; dans le sill, les plages claires sont de petites enclaves de granodiorite. En haut de la photo, les blocs éboulés sont des dacites-andésites provenant de la puissante intrusion surincombante.

Fig. 2.17 : La Dacite à enclaves de granodiorites

Fig. 2.18: Dacite (Lame mince LPNA) très riche en phénocristaux de plagioclases, d'amphiboles chloritisées (sections losangique et longitudinale à droite de la photo), dont les bordures sont localement arrondies et à golfes. En noir, lamelles de biotites hématitisées. Ighrane Sud-Est.

Fig. 2.19 : Dacite à inclusions lenticulaires sombres, andésitiques, soulignant un flux peu penté. Piste au Nord d'Aït Oulhou.

Fig. 2.20 : Dacites litées : le litage correspond à des ségrégations de ferromagnésiens et à des inclusions lenticulaires d'andésites porphyriques (au-dessus du marteau, inclusion peu allongée cerclée en noir) Est de l'Amalou n'Tamenirt, au sud d'Isk n'Oudadène.

Fig. 2.21: Les formations « Bou Naga » et « Aoujane Aîssa » séparées par la formation volcano-sédimentaire 2 (vs2) à Jbel Iferda.

Fig. 2.22 : La formation volcano-sédimentaire vs2, du Jbel Iferda.

Fig. 2.23 : Volcano sédimentaire intercalaire N°2 (Vs2) Jbel Iferda.

Fig. 2.24 : Cinérites du volcano sédimentaire intercalaire n°2 jbel Iferda.

Fig. 2.25: Nappes superposées de la formation d'Aouja n'Aissa au niveau du douar Bou Ougdoud à l'Est de la mine de BouMadine.

Fig. 2.26: Est du Tizi n'Tazougart. Empilement de coulées doléritiques, pentées vers le sud ; l'épaisseur visible sur la photo dépasse 250 mètres.

Fig. 2.27: Le corps composite stratoïde de dolérites à grain fin sud de Tizi n'Tzougart.

Fig. 2.28 Coulée de dolérite vacuolaire.

Fig. 2.29 : Brèche magmatique doléritique à éléments plus ou moins porphyriques à ciment oligo-porphyrique voir aphyrique à Izougaghen n'Tamda Bou Ouzou carte Bou Adil 1/50 000.

Fig. 2.30 : Chonolites porphyriques du Sud-Ouest du Bou Imraden.

Fig. 2.31: Monzodiorite « litée ». Des veines irrégulières subhorizontales (très rarement verticales) soulignent le débit local en pelure d'oignon des monzodiorites.

Fig. 2.32: Coupe géologique Bou Dals Bou Malou feuille Bou Adil 1/50000 (Raddi et al. 2012b) Modifiée.

Fig. 2.33: Colonne lithostratigraphique généralisée de l'orogène panafricain dans l'Anti-Atlas. "PI" = "XI", etc : symboles utilisés sur les cartes géologiques de l'Anti-Atlas. HKCA: (granitoïdes calco-alcalins). D'après Thomas et al. (2004), Gasquet et al. (2005), Liégeois et al. (2006), Gasquet et al. (2008).

CHAPITRE 3 : LES FORMATIONS PALEOZOÏQUES

Fig. 3.1 : Localisation des lieux de colonnes stratigraphiques du Précambrien et du Paléozoïque.

Fig. 3.2: Vue vers le Sud Est des formations du Cambrien au Nord du village Assemame (fig. 3.1), Carte Bou Adil.

Fig. 3.3 : Discordance entre les dolérites du groupe d'Ouarzazate et la brèche de base du Cambrien à Assemame.

Fig. 3.4 : Alternance des grés et de pelites violettes équivalent des grés de Tikirt « Taliwinien » au nord d'Assemame.

Fig. 3.5: Colonne stratigraphique du Cambrien au nord d'Assemame localisation sur (Fig. 3.1).

Fig. 3.6: Colonne stratigraphique du Cambrien à Tizi n'Tazzougart, Localisation (Fig. 3.1).

Fig. 3.7 : Le poudingue des grès terminaux à Tizi n'Tazzougart.

Fig. 3.8: colonne stratigraphique du Cambrien inf et moyen à l'Est de Tmenkal. (Fig. 3.1).

Fig. 3.9 : Coupe du Cambrien inférieur au Nord d'Itrhi Aouragh, (Fig. 3.1).

Fig. 3.10: Variations latérales lithostratigraphique des formations du Cambrien. A : Assemame ; B : Tizi n'Tzougart ; C : Est de Tmenkal ; D : Itrhi Aouragh (NOF : faille nord Oukhit, SOF : Faille sud Oukhit, OSF : faille de oued smile et ANF : Faille d'Alnif).

Fig. 3.11: Les différentes formations du Cambrien moyen au nord de Jbel Aberchane.

Fig. 3.12 : stratification entrecroisées en arrêtes de poissons dans les grés terminaux à l'Est de Tmenkal.

Fig. 3.13 : Formation des schistes a *Paradoxidès* surmontant les grés terminaux au niveau d'Assemame

Fig. 3.14 : Niveau de brèche a Micmaca au nord d'Aberchane (Est de Tmekal).

Fig. 3.15 : Niveaux carbonaté lumachellique a l'Est de Tmenkal.

Fig. 3.16 : Niveau d'instabilité à la limite schistes à *Paradoxidès* Grés de Tabanite au col d'Ouinguigui.

Fig. 3.17 : Structure d'échappement d'eau dans les grés de Tabanite a l'Est d'Ouinguigui.

Fig. 3.18 : Log stratigraphique de la formation du Grès de Tabanit à l'Est de Ouinguigui, (Fig. 3.1).

Fig. 3.19 : La limite Cambrien-Ordovicien à Tikent n'Tfersikt.

Fig. 3.20: Coupe de la limite Cambrien-Ordovicien à Tikent n'Tfersikt.

Fig. 3.21: Log stratigraphique de l'Ordovicien inférieur à Iouraghene au SE de Bou Adil. (Fig.3.1).

Fig. 3.22: Colonne stratigraphique de l'Ordovicien à Tichout n'Tferskit, (Fig.3.1).

Fig. 3.23: Les formations de l'Ordovicien inférieur au sud-ouest d'Ouinguigui.

Fig. 3.24: Colonne stratigraphique du sommet de Tabanit de Fazouata et de Tachila à Tamajoute Al qadi (Fig.3.1).

Fig. 3.25: Colonne stratigraphique de l'Ordovicien inférieur au niveau de Tafraout n'Tmitar (point 1151 m), (Fig.3.1).

Fig. 3.26: Discordance de ravinement dans les formations gréseuses du groupe 1er Bani (or4) au Sud de Ouinguigui. Le ravinement des pélites de la formation de Tachilla (or3) par le groupe du Bani (in Michard et al., 2008).

Fig. 3.27: Log stratigraphique de l'Or4 au NW de Tamjount n'Tamarna (Fig.3.1).

Fig. 3.28: variation latérale d'épaisseur et de faciès des différentes formations de l'Ordovicien inf du secteur. A : Iouraghene ; B : Tichout n'Tfersikt ; C : Tafraout n'Tmitar (NOF : faille nord Oukhit, SOF : Faille sud Oukhit, OSF : faille de oued smile et ANF : Faille d'Alnif).

Fig. 3.29 : Formations de l'ordovicien supérieur à Jbel Lalla Mimouna Carte Bou Adil.

Fig. 3.30: Log stratigraphique de l'Ordovicien supérieur à Iouraghen. (Fig.3.1).

Fig. 3.31: Log de Ktaoua dans le synclinal d'Aghri n'Ighis (Fig.3.1).

Fig. 3. 32: Log stratigraphique de l'Or5a au SE de Tamjout n Tmarna (Fig.3.1).

Fig. 3.33: Grés Or5a et Or5b surmontés par le conglomérat d'Alnif à Tamejout n Tamerna.

Fig. 3.34: Grés Or5a à rides de courant et grés à bioturbations de Tamjout n Tamerna.

Fig. 3.35: Colonne stratigraphique de l'Ordovicien au niveau de Tagat Toungalt, (Fig.3.1) feuille Oukhit au 1/50 000.

Fig. 3.36 : Trace de Trilobites dans les grés de la formation Or5a a Taqate Toungalt (Fig.3.1), SE de la carte Oukhit.

Fig. 3.37:Trace d'Echinoderme dans les grés de la formation (Or5a) à Taqate Toungalt (Fig.3.1).SE de la carte Oukhit

Fig. 3. 38: Nodules carbonaté fossilifère dans les grés de Tiourirines au Nord Est d'Ighir n'Irhis.

Fig. 3. 39: Conglomérat d'Alnif à Tamejout n Tamerna.

Fig. 3.40 : Deux différents faciès de grés a Ighir n(Irhiss: Formations gréseuses (Or5c) grise et friable et Formation (Or6b) noire et quartzitique.

Fig. 3.41: Ordovicien supérieur d'Aghri n'Ighis, avec les formations Or5b, Or5c et Or6b.

Fig. 3.42 : Conglomérat de base (Conglomérat d'Alnif) de la formation du 2eme Bani d'Aghri n'Irhis.

Fig. 3.43 : Conglomérat d'Alnif, A Tinjarfaouine: A : bloc chaotique des grés du 1er bani, B : niveaux conglomératiques à blocs de grés.

Fig. 3.44: Colonne stratigraphique du conglomérat d'Alnif à Chahboun (Fig.3.1).

Fig. 3.45: Colonne stratigraphique de la formation du 2eme Bani, montrant le conglomérat d'Alnif à Tinjrfaouine.

Fig. 3.46: Variation latérale d'épaisseur et de faciès des différentes formations de l'Ordovicien supérieur. A :Iouraghene ; B :Aghri n'Irhis ; C :Taqate Toungalte (NOF : faille nord Oukhit, SOF : Faille sud Oukhit, OSF : faille de oued smile et ANF : Faille d'Alnif).

Fig. 3.47: Colonne stratigraphique du Silurien du synclinale d'Assif n Tferskit (carte Oukhit au 1/50 000), (Fig.3.1).

Fig. 3.48: Le synclinal Dévonien de Jbel Gherghiz ; Cb : Basalte cambrien, di : dévonien inférieur, dm : dévonien moyen , ds : dévonien supérieur.

Fig. 3.49: Colonne stratigraphique du Dévonien au SE de Gherghiz (Fig.3.1).

Fig. 3.50 : Calcaires noires Eifelien à coraux silicifiés.

Fig. 3.51 : Discordance des calcaires et pelites du Fammenien sue les calcaires du Praguien dans la plaine de l'oued Smile. Plaine entre Gherghiz et Lalla Mimouna Carte Bou Adil 1/50000.

Fig. 3.52 : Discordance des calcaires Fammeniens sur les marnes vertes de l'Emsien au sud de Lalla Mimouna .

Fig. 3.53 : Deux affleurements du Fammenien, A : Poudingue ferrugineux jbel Gherghiz ; B : Calcaires boudinés au sud de Lalla Mimouna.

Fig. 3.54: Pélites avec intercalation de niveau de grès dans le Carbonifère oued smile au NW du J. Gherghiz.

Fig. 3.55 : Discordance du Tournaisien sur le Famenien au NW de jbel Gherghiz.

Fig. 3.56 : Discordance du Tournaisien sur le Lochkovien a l'oued Smile NW de jbel Gherghiz.

Chapitre 4: LA TECTONIQUE TARDI-PANAFRICAINE

Fig. 4.1: Les métasédiments du groupe du Saghro (PII-III) sous la double discordance du groupe de Ouarzazate (PIII) et du Cambrien inférieur (Ki) et moyen (Km1, Schistes à Paradoxides; Km2: Grès de Tabanit). Image Google earth basculée, au nord du douar Ouin Oufroukh.

Fig. 4.2 : Plis droits dans les flyschs du groupe du Saghro à plan axial de direction N20 à N40 au NE d'Ayt Oulhou.

Fig. 4.3: Schistes et métagreywackes du groupe du Saghro près du douar Ighrane. Noter la réfraction de la schistosité.

Fig. 4.4: Les schistes et grès du groupe de Saghro ; A : Charnière d'un pli dans avec le pendage de So et la direction de la schistosité S1 ; B: Pli métrique montré par un niveau de grès et pelites avec So et S1à droite de la piste d'Ighrane ; C : Schistosité de flux (S 1) subverticale au nord de la piste vers Ighrane ; D : La schistosité S1 près de l'oued Chari piste vers ait Oulhou.

Fig. 4.5: La trajectoire de la schistosité dans le groupe de Saghro (PII-III) de l'Ougnat. GS : groupe de Saghro, GO : groupe de Ouarzazate, c : Cambrien, Q : Quaternaire. Extrait de la carte structurale du massif précambrien de l'Ougnat (Fig. 2.1).

Fig. 4.6: Micrographies d'un échantillon de métapélites du groupe du Saghro, en lumière polarisée. A gauche, faible grandissement. A droite, fort grandissement. La schistosité de flux est clairement visible par l'orientation des micas blancs et l'aplatissement des grains de quartz et de plagioclase (au centre, cliché de droite). Coordonnées X: 4°29'34.6" Y: 31°29'54.0" Carte Bou Adil 1/50 000.

Fig. 4.7: Les stéréogrammes des structures et indicateurs cinématiques dans les failles du groupe de Saghro au village Mellab, GS : Groupe de Saghro, GO : Groupe de Ouarzazate, C : Cambrien, Q : Quaternaire. Légende des stéréogrammes : 1 : canevas de schmitt hémisphère inférieur ; 2 : Plan de faille a stries a jeu décrochant, 3 : jeu inverse, 4 : jeu normal, 5,6 et 7 : axes principaux des tenseurs des contraintes (e1, e2 et e3), 8 : plan de faille 9 : direction de compression 10 : direction d'extension, 11 : plan de fracture sans stries, 12 :N : nord géographique M : nord magnetique13 :faille normale 14 : faille inverse15 :décrochement dextre, 16 : décrochement senestre ; 17 : axes de plis, 18 : fentes de tension.

Fig. 4.8: injection de dykes andésitique dans le substratum du groupe de Saghro à l'Ouest d'Ighrane.

Fig. 4.9: Etats des contraintes dans le groupe de Saghro de l'Ougnat.

Fig. 4.10: Evolution de la direction de schistosité et de la contrainte dans les schistes et grauwackes du groupe de Saghro dans les boutonnières de Saghro et l'Ougnat. Projection stéréographique des structures de la déformation panafricaine tardive et contrainte $\sigma 1$ correspondante dans les groupes de Sidi Flah, Kelaat Mgouna et Boumalne (hémisphère inférieur) (Fekkak et al. 2001).

Fig. 4.11: La trajectoire de la schistosité dans la boutonnière d'Imiter, selon Ouguir et al., (1994).

Fig. 4.12: Coupe NW-SE des formations grauwackeuse du «PII» dans la boutonnière d'Imiter, avec indication de rapport stratification-schistosité (Ouguir et al., 1994).

Fig. 4.13: Schéma géologique de la boutonnière de Boumalne avec la direction de la schistosité dans le groupe de Saghro, d'après Benkirane (1987). 1 2 et 3: granites et faciès indifférencié PIII, 4: couverture volcano sédimentaire PIII, 5: adamellite greisenisée de Taourirt Tamellalt, 6: granodiorite Tabous'aid et Iknioun), 7 : Diorite quartzitique, 8,9, 11 et 12:schistes et grauwackes du PII 3, 10: coulée basiques PII3, 13: Post PIII et 14: direction et pendage de la schistosité de flux S1.

Fig. 4.14:.Schéma géologique d'une partie de la boutonnière de Sidi Flah avec la direction de la schistosité dans le groupe de Saghro, d'après Nerci (1988); 1: alluvions, 2: dykes basiques, 3:dykes d'andésite porphyrique, 4: Aplites et rhyolites, 5: granodiorites et apophyses N30, 6: diorites N130, 7: Shales et grauwackes PII2 (dans l'auréole de contact), 8: Shales et grauwackes PII2, 9: Jaspes , 10: cinérites acides, 11: amphibolites litées a la base, 12: S1 Schistosité de flux, 13: So Stratification.

Fig. 4.15: Schéma structural de la boutonnière d'Imiter (Tuduri, 2005).

Fig. 4.16: Schéma structural de la boutonnière de Boumalne (Tuduri, 2005).

Fig. 4.17: Structures N160 et N30 dans le secteur ouest de l'Ougnat, représentées par les bassins de dépôt des formations de Tamerzaga et Bou Naga et l'intrusion dacitique et rhyo-dacitique avec injection de dykes N-S.

Fig. 4.18: Coupe géologique du secteur d'Ouin Oufroukh affecté par des failles N140 ; la faille N140 de Boumalou a joué un rôle dans la formation des bassins de dépôt des formations de Tamerzaga, de Bou Naga et l'intrusion de dacites.

Fig. 4.19.: La faille N140 de Boumalou limitant la formations d'Awja n'Aissa avec la formation de Tamerzaga et l'intrusion de dacite.

Fig. 4. 20 : Dykes de rhyodacites N160 dans la formation de Tamerzaga au nord d'Amgane.

Fig. 4.21: Dykes d'andésites de direction N160 dans la dacite et la rhyodacite altérées au nord de la mine Bou Madine.

Fig. 4.22: Coupe géologique du cirque de Bou Issghi montrant les dandes de schistosités N 140 à Pyrophyllite.

Fig. 4.23: Structures N40 dans les formations du groupe de Ouarzazate dans le secteur d'Oukhit; Ta:Tamerzaga, BN:BouNaga, D:Dacites, AI: Awja n'Aissa, DL:Dolerites, G:Gabbro.

Fig. 4.24: Coupe géologique du Jbel Tamerzaga montrant les intrusions de dykes et chonolite doléritique de direction N40 et qui matérialise l'ouverture de direction NW-SE.

Fig. 4.25: Faille N30 d'Akerouz limitant les dacites vers le NW et la formation d'Awja n'Aissa vers le SE au niveau du douar Bou Ougdoud. Carte Bou Adil 1/50000.

Fig. 4.26: Faille normale N40 affectant la formation rhyolitique de Tamerzaga.

Fig. 4.27: Stéréogrammes des structures et indicateurs cinématiques dans le groupe de Ouarzazate: A: Schéma de localisation des lieux de mesures GS: Groupe de Saghro, GO: Groupe de Ouarzazate, C: Cambrien, Q: Quaternaire. B: stéréogramme à Bou Ougdoud, à l'Est de la mine Boumadine, C: stéréogramme au contact groupe de Saghro-Groupe de Ouarzazate sur la piste vers Ait Oulhou. C: légende des stéréogrammes, 1: canevas de schmitt, hémisphère inférieur; 2: Plan de faille à stries à jeu décrochant, 3: jeu inverse, 4: jeu normal; 5,6 et 7: axes principaux des tenseurs des contraintes (e1, e2 et e3), 8: plan de faille 9: direction de compression 10: direction d'extension, 11: plan de fracture sans stries, 12:N: nord géographique M: nord magnetique,13:faille normale, 14: faille inverse,15:décrochement dextre, 16: décrochement senestre; 17: axes de plis, 18: fentes de tension.

Fig. 4.28: Etats des contraintes dans le groupe de Ouarzazate de l'Ougnat.

Fig. 4.29: Evolution de la direction des contraintes dans les formations magmatiques du groupe de Ourzazate dans les boutonnières de Saghro et l'Ougnat.

Fig. 4.30 : Les paléo contraintes (R1, R2, R3) ont été estimés en utilisant la méthode Angelier et Mechler (1977). Notez qu'un régime semble prédominante et que le régime de contrainte changeant de A à B n'est pas couplé avec un changement majeur dans la succession para génétique, sauf pour un changement dans la gangue de quartz et de dolomite. Cheilletz et al., (2002).

Fig. 4.31: Tableau de comparaison des états de contraintes fini-protérozoïques reconnues dans le groupe de Ouarzazate dans les boutonnières de l'Ougnat et d'Imiter.

CHAPITRE 5 : LA TECTONIQUE EXTENSIONNELLE PALÉOZOÏQUE

Fig. 5.1: Coupes lithostratigraphiques montrant les variations d'épaisseurs du Cambrien du NE vers le SW, en relation avec les failles (Baidder, 2007) modifié.

Fig. 5.2: Les coupes stratigraphiques des séries Cambro-Ordoviciennes (Malusà et al.., 2007, in Baidder, 2007, modifié).

Fig. 5.3: Contact entre le Précambrien et le Cambrien inférieur au Sud de l'Ougnat.

Fig. 5.4: Localisation du volcanisme (V) du Cambrien moyen (€) dans le Sud de l'Ougnat

Fig. 5.5: Dyke volcanique du Cambrien moyen traversant les Schistes à Paradoxides parallèlement à la faille de Tmenkel (Aberchane, au Sud de l'Ougnat).

Fig. 5.6: Les basaltes du Cambrien moyen, (a) forme d'orgue ; (b) forme de neck ; B : basaltes.

Fig. 5.7: Discordance angulaire entre le Précambrien et le Cambrien inférieur et variations des épaisseurs des formations cambriennes au Sud de l'Ougnat.

Fig. 5.8: Représentation schématique des étapes de la déformation d'une séismite. A : Sédimentation: alternances de calcaires silteuxou sableux et lits plus argileux (prodelta) ; B : Choc séismique: mobilisation et mise sous pression de l'eau contenue dans les sédiments (niveaux thixotropiques); formation d'une intumescence, éclatement et fissuration en surface ; C : Expulsion d'eau et de sédiment fluide; mise en place de " volcans de sable" à l'aplomb d'évents. Dans la plupart des cas, les cônes sont érodés ; D : Fossilisation de la déformation par un nouvel épandage normal sédimentaire (d'après Montenat et al., 2007, in Baidder 2007).

Fig. 5.9a: Esquisse de la carte du Tafilalet nord oriental et l'Ougnat (A ; B ; C et D : emplacements des photos de la Fig. V. 9b & Fig. V.9c). AKF : Faille d'Akerouz ; SOF : Faille Sud d'Oukhit ; NOF : Faille Nord d'Oukhit ; EF : Faille d'Erfoud.

Fig. 5.9b: Seismites dans la formation des Grès de Tabanit (Cambrien moyen) A: des structures montrant des rebroussements suite à l'échappement de fluides contenu dans les sédiments sous-jacents après une secousse sismique (HassiNjar Al Foukani, photo Baidder 2007), B:slumpsballsà Tizi n'Izem(Nord de l'Ougnat).

Fig. 5.9c: Seismites dans la formation des Grès de Tabanit du flanc SE de L'Ougnat, C : séismites induites suite un collapse dans JbelAberchane D : « pillar » dans des grès de Tabanit (Nord d'Oukhit).

Fig. 5.10: Pli syn-sédimentaire, enregistreur d'un mouvement de faille au Cambrien, à Tmenkel à l'ouest de Ouinguigui.

Fig. 5.11: Enregistrement des écoulements en masse dans la formation des Grés de Tabanit. La flèche indique le sens de déplacement du Collapse, à l'W de Ouinguigui, le long de la faille de Tmenkel d'orientation NW-SE montrant un glissement vers l'ouest.

Fig. 5.12 : Schéma illustrant les jeux de failles et la direction de l'extension NW-SE au cours du Cambrien dans l'Anti-Atlas oriental (Baidder, 2007). (SMFZ : ″South Meseta Fault Zone ″ ; AMA : Accident majeur de l'Anti Atlas).

Fig. 5.13: L'Ordovicien de l'Anti-Atlas : les variations ENE-WSW des formations géologiques (Destombes & al. 1985) avec localisation du secteur de l'Ougnat (encadré).

Fig. 5.14: A : Log stratigraphique simplifié de l'Ordovicien supérieur de la région d'Alnif, avec localisation des niveaux sédimentaires étudiés par Villas et al. (2006). a : membre d'Alnif, b : membre Tamektart, c : membre d'Amouktir. B : Actualisation de la corrélation de l'Ordovicien supérieur des régions de Zagora (Jbel Bani et coude du Draa), et d'Alnif (Jbel Gaiz et Tiskaouine) ; subdivision des membres dans la formation supérieure d'après Villas et al. (2006).

Fig. 5.15: Conglomérat d'Alnif au NE de Caid Rami; Carte Oukhit 1/50000. Ca: Calcaires du Caradoc; Or: Grès 1erBani.

Fig. 5.16: Conglomérats chaotiques d'Alnif à Tamjout N'Temerna (Raddi et al. 2006).

Fig. 5.17 : Répartition des faciès dans l'Anti Atlas oriental pendant le Dévonien moyen et supérieur d'après Hollard (1974), Wendt (1985), complété par Baidder et al. 2008.

Fig. 5.18: Les colonnes stratigraphiques illustrant les variations des épaisseurs et de faciès des formations du Dévonien supérieur de la plate-forme du Jbel Gherghiz. (Fröhlich, 2004).

Fig. 5.19: Variations N-S des épaisseurs et de faciès durant le Dévonien supérieur dans la plate-forme de Tafilalet, d'après Wendt (1988), modifié. Mêmes variations lithologiques que dans la figure 5.21. Les changements lithologiques brusques sont reliés aux failles à direction E-W montrées sur les Figures 5.24. A: J. Amelane; IF :BouIfarou; AT : J. Atrous; JD : Jdaid.(Baidder et al., 2008, modifié)

Fig. 5.20 : Relation entre le bloc de Taghouilast et le bloc de Gherghiz-Angal. a : Discordance du Famenien sur le Praguien au Nord de Jbel Gherghiz.b : Discordance du Famenien sur l'Emsien au Sud de Lalla Mimouna Feuille Bou Adil au 1/50 000.

Fig. 5.21: Schéma montrant le jeu des failles dévoniennes. Lignes épaisses dentelées : paléofailles normales avec cinématique dévonienne. Lignes épaisses simples : failles non différenciées. Tirettés : axe de pli majeur dans le secteur du Maider-Tafilalt. Stéréogrammes : hémisphère inférieur; flèches : directions de stries. ABF : faille de Aberchane; AF : synclinal de Aguelmous n'Fezzou; AKF : faille de Akerouz; AMA : Accident Majeur de L'Anti-Atlas; EF : faille de Erfoud; ESF : faille Est Signit; FF : faille de Fezzou; JA : synclinal de Jebel Atrous; JT : anticlinal de Jebel Tijekht; NMF : faille de N-Mecissi; OJTF : faille de Oum Jerane-Taouz; SF : faille de WadiSmile; TF : faille de Tisserdmine. (Baidder & al 2008).

Fig. 5.22 : Exemple de faille à pendage NNW de premier ordre d'âge Dévonien supérieur : la faille N-Mecissi (voir Fig. 5.24). (a) Représentation schématique. (b) Colonne stratigraphique du J. Gherghis, directement au Nord de la faille. (c) Idem, à environ trois kilomètres vers le Nord dans le bloc basculé de WadiSmile. Voir la Fig.. 5.23a et b.

Fig. 5.23: Mécanisme de formation des bassins carbonifères de l'Anti-Atlas oriental.

Fig. 5.24: Slump dans le Viséen au NW du Jbel Gherghiz indiquant une paléo-pente vers le SE.

Fig. 5.25 : Olistostromes à blocs de quartzites ordoviciens dans une matrice argilo-pélitique au sud de Tineghir. Cliché A. Michard in Saddiqi et al., 2011.

Chapitre 6: LA TECTONIQUE VARISQUE

Fig. 6.1: Localisation des chaînes de l'Anti-Atlas et de l'Ougarta à l'échelle du Maroc (d'après Michard et al., 2008). Cartouche : Tracé (en vert) de la chaîne panafricaine autour du WAC (Craton Ouest-Africain) ; en tirets, limite de la zone métacratonique.

Fig. 6.2: Carte structurale de l'Anti-Atlas, d'après Soulaimani, in Michard et al., 2008. Encadré: secteur étudié.

Fig. 6.3 : Carte schématique de l'Anti Atlas oriental, d'après les cartes géologiques du Maroc, échelle 1/200000, feuille Todgha-Maidder (Du Dresnay et al., 1988) et Tafilalt-Taouz (Destombes et Hollard, 1986). Encadré : localisation du secteur cartographié au 1/50000 (Fig. 6.10).

Fig. 6.4: Colonne stratigraphique synthétique des formations paléozoïques de l'Anti-Atlas oriental. L'âge et les noms traditionnels des formations sont donnés d'après Destombes et al. (1985), Destombes et Hollard (1986), et Du Dresnay et al. (1988). Les niveaux de décollement potentiels sont en noir. Age des « Grès terminaux » d'après Geyer et Landing (2004).

Fig. 6.5: Les formations de l'Ordovicien basculées vers le sud-est dans le secteur de Tamsermasse, au sud de Bou Adil.

Fig. 6.6: Décollement et plissement des grès du 1er Bani sur les pélites Fezouta et Tachilla au Nord-Ouest de Tawjimt Nitbirène.

Fig. 6.7 : Le bloc basculé du J. Bou Saboun. Image Google Earth basculée vers le SSE.

Fig. 6.8 : Panneaux basculés de Ouinguigui, Aghil n'Ighiz et Tawjit n'Tibiren, massif plissé du J. Gherghiz et faille Nord-Mecissi. Image Google Earth basculée vers le SE.

Fig. 6.9: Plis du massif dévonien du J. Gherghiz, vus du nord. 1: anticlinal N120, 2: anticlinal N30, 3: synclinal N30. Localisation : voir fig. précédente.

Fig. 6.10 : Carte structurale du Paléozoïque du secteur Sud Ougnat (feuilles Oukhit et Bouadil de la carte géologique du Maroc, échelle 1:50000). Pc : Précambrien ; C : Cambrien ; Or : Ordovicien ; S : Silurien ; D : Dévonien. J. BI.: Jebel Bou Iblane; JG: Jebel Gherghiz; LM: Lalla Mimouna; NIIF: Faille Nord-Ighil n'Ighiz; NMF: Faille Nord-Mecissi; NTF: Faille Nord-Taghwilest; OSF: Faille Oued Smile; NTTF : Faille Nord Tawjimt n'Itbirene.; STF : Faille sud Tinchraramine ; NOF : faille nord Oukhit ; SOF : Faille Sud Oukhit ; FEAT : Faille Est Amalou n'Tamnirt ; BTF : faille brytine de Tinchraramine; TTF : Faille Tizi n'Taghatine. 1-6 : Trace des coupes (voir figs. 6.17, 6.21, 6.24 et 6.26).

Fig. 6.11 : La faille d'Akerouz délimitant les formations des différents âges dans l'ouest du massif de l'Ougnat.

Fig. 6.12 : Failles de direction NE-SW (« queue de cheval ») de la continuité SW de la faille d'Akerouz qui délimitent des blocs basculés vers le SSE à Izougaghen n'Tamda.

Fig. 6.13 : Basculement vers le sud de la série du Cambrien près du douar Taghia, au sud de Tinjdad.

Fig. 6.14 : Bloc lenticulaire du Cambrien inférieur isolé et basculé vers le SE dans le bloc de Tinchraramine.

Fig. 6.15 : Faille à barytine qui a basculé une lentille des terrains cambriens dans le bloc de Tinchraramine.

Fig. 6.16. Faille à barytine de Tinchraramine (BTF), coordonnées N 31°20'12'', W 4°55'45''.

Fig. 6.17 : Coupe NW-SE passant par les secteurs Miferguioune et Tinchraramine affectés par les failles Akerouz (AF), faille Nord Bou Saboun-Tinchraramine (NBTF) et la faille Barytine-Tinchraramine (BTF) montrant le basculement des blocs vers le SE (localisation : Fig. 6.10, coupe n°1).

Fig. 6.18a : Stéréogrammes (canevas de Wulf, hémisphère inférieur). a : jeu décrochant dextre sur les deux failles SBTF et NTF ; b : La direction dominante des axes de plis à la fois majeurs et mineurs WNW-ESE à NW-SE dans les failles nord Lalla Mimouna et la faille nord de Tawjimt n'Itbirene (NTTF). c : Les plis de longueur d'onde plus courtes au niveau des dépôts de Dévonien en relation avec la faille nord Msissi (NMF); d : les failles nord Ighil n'Ighis (NAIF) dans le SW du bloc Ighil n'Ighis et vers l'Est dans le synclinal de Tizi n'Taghatine.

Fig. 6.18b : Schéma de la cinématique des failles dans une compression NE-SW. FEAT : failles Est Amalou nTamnirt, AF : Faille Akerouz, NBTF : Faille Nord Bou Saboun-Tinchraramine (Fig. 6.18c), BTF faille Barytine-Tinchraramine.

Fig. 6.18c : Faille nord Bou Saboun Tinchraramine (NBTF), vue vers l'Est depuis la piste de Tinjdad à Msissi.

Fig. 6.19 : Secteur faillé de Bou Adil ; A : vers l'ouest, le bloc Bou Saboun Tinchraramine (BST) basculé de 30° au SSE ; B : vers l'Est un des petits blocs est basculé à 45° sur sa bordure nord-ouest.

Fig. 6.20 : Faille à pendage NW, séparant deux petits blocs basculés au SE de 30 à 40°, 3 km au NW de Bou Adil.

Fig. 6.21 : Coupe passant par les secteurs d'Aberchane-Tawjimt n'Itbirene affectés par les failles Nord Ighil n'Irhiss (NAIF), Nord Tawjimt n'itbirene (NTTF) et Nord Msissi (NMF) et montrant le basculement des blocs vers le SSE (localisation Fig. 6.10, coupe n°2).

Fig. 6. 22-1 : Faille Nord Tawjimt n'Itbirene (NTTF) ; A : Aspect du couloir de faille à l'est de Tawjimt n'Itbirene, montrant un jeu normal important suivi d'un jeu inverse senestre. B : plis en echellon en relation avec le jeu décrochant de la faille ; C : détail de la faille nord Tawjimt n'itbirene (NTTF) montrant un jeu senestre.

Fig. 6.22-2: failles nord Ighil n'Ighis (NAIF), A : Jeu normal avec basculement vers le sud du bloc Ighil n'Ighis ; B : Plis N30 au sud de Tourtite Ouinguigui sur le prolongement de la même faille ; C : Continuité vers l'Est de la même faille avec basculement du bloc de Tinjarfaouine vers le S.

Fig. 6.23 : Anticlinal du J. Angal ; A : Grès de Tabanit redressés du flanc ouest ; B : Charnière anticlinale plus au NE dans les Grès terminaux et le Cambrien inférieur ; C : Terminaison périanticlinale vers le SE dessinée par les formations du Cambrien inférieur et moyen, sur le flanc NE du pli.

Fig. 6.24 : Coupes 3 et 4 dans les plis du losange Angal-Gherghiz (LAG). Localisation : Fig. 6.10. kmb: Cambrien moyen basal (Grès terminaux) ; km1 schistes à Paradoxides ; km2 : grès du Tabanit ; or2/or3 : schistes

Tachilla/Fezouata ; or4 : grès du premier Bani ; or5 : grès du Ktaoua ; or6b : Ashgill ; si : Silurien ; D : Dévonien ; hv : Carbonifère inférieur.

Fig. 6.25 : A: Décollement des « Grès Terminaux » (base du Cambrien moyen) au dessus du socle néoprotérozoïque terminal (« P III ») à la crête anticlinale du J. Angal; le niveau cataclastique dérive de la mince formation Lie-de-vin argilo-conglomératique.- B: terminaison périanticlinale du pli du jbel Angal formé dans le Cambrien moyen (localisation : voir Fig. 6.10).

Fig. 6.26 : Coupes 5 et 6 dans la zone plissée centrale Lalla Mimouna-J. Gherghiz. Localisation : Fig. 6.10. coupe5 : dôme de Lalla Mimouna et synclinal de Tamsermas, coupe6 : synclinal de Gherghiz. kmb: Cambrien moyen basal (Grès terminaux) ; km1 schistes à Paradoxides ; km2 : grès du Tabanit ; or2/or3 : schistes Tachilla/Fezouata ; or4 : grès du premier Bani ; or5 : grès du Ktaoua ; or6b : Ashgill ; si : Silurien ; D : Dévonien ; hv : Carbonifère inférieur.

Fig. 6.27 : Plis de directions N30 et N120 dans les formations du dévonien du nord de Jbel Gherghiz.

Fig. 6.28 : Synclinal N120 formé par les formations du Dévonien Supérieur au Jbel Gherghiz.

Fig. 6.29 : Plis en échelons de direction N120 dans les calcaires de l'Eifelien et du Givétien à l'est du Jbel Gherghiz.

Fig. 6.30 : Carte schématique du toit du socle précambrien dans le secteur de l'Ougnat, montrant lesépaisseurs de la série paléozoïque préservée, autrement dit les isobathes du toit du socle (nombres entre parenthèses). La carte est dressée d'après la mesure des pendages et des épaisseurs des strates paléozoïques dans chaque bloc, en supposant que les failles dans le socle ont à peu près la même position que les failles majeures de la couverture.

Fig. 6.31 : Chronologie des événements tectoniques au cours du Paléozoïque autour de la boutonnière de l'Ougnat.

Fig. 6.32 : Schéma structural de la zone entre Saghro et Ougnat, montrant les principales failles dans le secteur, d'après Malusa et al, 2007. PC : Précambrien ; C : Cambrien ; Or : Ordovicien ; SD : Silurien Dévonien ; V : Viséen ; MCZ, couverture Méso-Cénozoïque. (Localisation des coupes stratigraphiques A, B et C de la Fig. 6. 33)

Fig. 6.33 : Coupe transversales à travers les principales failles de la zone entre Ougnat et Saghro (emplacement dans la Fig. 6.32), Malusa et al., 2007.

Fig. 6.34: Schéma structural du bloc Taghouilest Tamjout illustrant le jeu senestre le long des failles E-W. (A et B: emplacement des Figs. 6. 35 et 6.36, respectivement)

Fig. 6.35: Plis en échelon dans les calcaires givétiens de Tamjout n'Ouihlane montrant un jeu senestre (A : localisation: Fig. 6.34) Baidder 2007.

Fig. 6.36: Pli dans les grès du Deuxième Bani illustrant le jeu senestre de la faille au sud du bloc de Taghouilest (B : localisation: Fig. 6.34).

Fig. 6.37: Carte montrant l'influence du poinçonnement du Craton Ouest Africain contre l'Eurasia durant le Carbonifère inférieur (Lefort, 1990) .1 : zone axiale des chaîne de montagne ; 2 : Cisaillements ; 3 : chevauchements ; 4 : suture acado-alléghanienne ; 5 : Craton Ouest Africain ; 6 : sens de la vergence vers le Nord du Craton Ouest Africain.

Fig. 6.38: La chaîne varisque d'Afrique du Nord dans le cadre des chaînes paléozoïques péri-atlantiques, à la fin du Permien. A: Carte structurale, B: coupe schématique montrant une situation possible du domaine mésétien entre les deux cratons, nord américain et ouest africain (Hoepffner & al., 2006).

Fig. 6.39: Carte géologique de la zone d'étude (Anti-Atlas oriental), report des failles majeures observées sur le terrain, les roches magmatiques post-hercyniennes (en noir), données de traces de fission, les axes du front de la ceinture varisque sont empruntés de Michard et al. (1982). MZ-CZ, méso - cénozoïque couverture; O, Ordovicien couverture; P, Mio - Pliocène coulées néphélinite; PR, socle précambrien ; SD, Silurien - Dévonien couverture. (Malusa et al. 2008)

Fig. 6.40: **a**: Carte structural du Maroc, le système des états de contraintes (extension Trias supérieur-Lias inférieur, Ait Brahim et al. 2002). **b** : état de contrainte de la même époque dans l'Anti Atlas oriental (Malussa et al. 2006 modifié).

Fig. 6.41 **:** a: Carte structural du Maroc, le système des états de contraintes (Compression Eocène, Ait Brahim et al. 2002). b : état de contrainte de la même époque dans l'Anti Atlas oriental. (Légende voir la figure 6.40).

Fig. 6.42 **: A**: Carte structural du Maroc, le système des états de contraintes (Compression Tortonien moyen et sup, Ait Brahim et al. 2002)**.B** : (Compression Plio quaternaire, Ait Brahim et al. 2002). **C** : état de contrainte du Tortonien sup à l'actuel dans l'Anti Atlas oriental (Malussa et al. 2007). (Légende voir la figure 6.40).

CHAPITRE 7 : LE MAGMATISME PHANEROZOÏQUE

Fig. 7.1**:** Localisation du volcanisme du Cambrien moyen dans le Sud de l'Ougnat (PC : Précambrien ; Ca : Cambrien ; Post Ca : Post-Cambrien, β:Volcanisme cambrien.

Fig. 7.2 : Cartographie de Jbel Aberchane avec les volcanites du Cambrien ; PC : Précambrien, C : Cambrien, B : Volcanites du cambrien, Or : Ordovicien.

Fig. 7.3 : Vue vers l'Est de Ouinguigui ; magmatisme cambrien entre les grès de Tabanit et les formations de l'Ordovicien inférieur.

Fig. 7.4 : Cartographie des volcanites cambriennes à Tawjimt n'Itbirene avec un sill dans les pélites de l'ordovicien inférieur.

Fig. 7.5 : Vue panoramique du secteur NW de Tawjimt n'Itbirene.

Fig. 7.6 : Intrusions magmatiques sur le flanc nord du Jbel Aberchane

Fig. 7.7 : Intrusion basique allongée selon une direction N120 dans les pélites à Paradoxides au SE d'Itri Aouragh, au nord de la piste vers Ouinguigui.

Fig. 7.8: Intrusion magmatique basique dans le Cambrien moyen à l'Est de Tawjimt n'Itbirène

Fig. 7.9 : Prismes dans l'intrusion magmatique du Jbel Aberchane.

Fig. 7.10: Auto brèche dans l'intrusion basique à Itri Aouragh.

Fig. 7.11 : Brèches et cinérites en niveaux intercalés dans les grès de Tabanit, à l'Est de Ouinguigui

Fig. 7.12: Coulée et dépôts volcano-sédimentaires observés vers le sommet des 'grès de Tabanit' à 3 km au SW d'Ouinguigui. Coulée basique de couleur verte à la base, puis dépôts volcano-sédimentaires violets lités, au milieu, et grés de Tabanit au sommet.

Fig. 7.13: a : Contact intrusif, au nord-est de Ouinguigui ; b : Blocs de grès dans les brèches de l'intrusion magmatiques du Cambrien àItriAouraghau sud de la piste vers Ouinguigui

Fig. 7.14: Niveau de grès de la formation de Tabanit dans les brèches de roches magmatiques du Cambrien à ItriAouragh

Fig. 7.15: Sill basique au passage grès terminaux-pélites à Paradoxides au SE de Tmenkal.

Fig. 7.16 : sill basique dans les grès de Tabanit au nord de Bou Adil.

Fig. 7.17: dykes de roches magmatiques dans les pélites à Paradoxides à ItriAouraghe.

Fig. 7.18: Stocks de volcanites dans les grès de Tabanit nord de JbelAbrchane

Fig. 7.19 : Intrusion de roches basiques en Chou-fleur dans les pélites à Paradoxidès au sud de la piste Tmankel-Ouinguigui

Fig. 7.20 : Stocks de roches basiques dans les grès de Tabanit à Tawjimt n'Itbirene.

Fig. 7.21: Microphotographie de roche basique du Cambrien montrant du pyroxène et des microlites de plagioclase en LN (100x).

Fig. 7.22: Diagramme Nb/Y mettant en évidence deux groupes de roches magmatiques. Protérozoïque : 1-Microdolérites oligo-porphyriques du corps stratoïde du toit du gabbro; 2-Dykes du couloir N40 de dolérites gloméro-porphyriques; 3-Gabbro, faciès à grain moyen, et faciès sombre à grain fin à moyen (2mm) à deux pyroxènes. Cambrien : 4-Microdolérite en neck dans les rhyolites du Protérozoïque, Sill de microdolérite dans la base du Cambrien transgressif sur le Protérozoïque (700m à l'Est du neck) ; 5-Intrusions dans le Cambrien.

Fig. 7.23: Roches magmatiques encaissées dans le Cambrien et l'Ordovicien, diagramme $Na_2O + K_2O/SiO2$

Fig. 7.24: Différents diagramme d'analyses chimiques des roches volcaniques du versant sud de l'Ougnat, 1. Diagramme de Cox et al., (1979). 2. Projection des alcalins (Na_2O+K_2O) en fonction de SiO_2. 3.Diagramme Zr=Y versus Zr. (IAB): basaltes des arcs insulaires, (MORB): basaltes des rides médio-océaniques, (WPB): basaltes intra-plaques (d'après Pearce & Norry,1979).

Fig. 7.25 : Carte géologique du volcan du Jbel Boho, à l'ouest de la boutonnière de Bou Azzer (in Alvaro et al.,2006).

Fig. 7.26: a- Croquis de situation ; b- carte géologique simplifiée de la boutonnière de Kerdous ; c- coupe géologique Jbel Karkar; d- coupe géologique d'Ida Ougnidif (Soulaimani et al. 2004).

Fig. 7.27 : Secteur de Bou Acila au SE du Maroc central, (a) ; carte géologique simplifiée du secteur de Bou-Acila ; (b) coupe schématique de la région de Bou-Acila.

Fig. 7.28 : Diagramme (Tb/Ta)mp–(Th/Ta)mp [21] pour les méta-volcanites étudiées. Bou-Acila (carré), Oued-Aougla (triangle), Bou-Ibenrhar(cercle). OIB : Basaltes des îles océaniques ; CWPAB : basaltes alcalins intracontinentaux ; CFB : tholéiites continentales ; BAB : basaltes d'arrière-arc ; IAB : basaltes d'arc insulaire ; OIAB : basaltes d'arc intra-océanique ; CAMB : basaltes d'arc de marges de type Chili ; IAB : basaltes d'arc intermédiaire (Ouali et al. 2003).

Fig. 7.29 : Diagramme Th/Yb–Ta/Yb des roches étudiées [17]. Bou-Acila (carré), Oued-Aougla (triangle), Bou-Ibenrhar (cercle). CA : Calcoalcaline; Th : tholéiitique ; S : enrichissement lié à la zone de subduction ; C : contamination crustale ;W: enrichissement intraplaque ; f : cristallisation fractionnée (f = 0,5) (Ouali et al. 2003).

Fig. 7.30 : Position des méta-volcanites de la région Sud-Est du Maroc central dans le diagramme Zr/TiO2–Nb/Y Bou-Acila (carré),Oued-Aougla (triangle), Bou-Ibenrhar (cercle) (Ouali et al. 2003).

Fig. 7.31: Le volcanisme de l'Oued Rhebar, carte de situation d'après El Hadi et al. (2005).

Fig. 7.32: Sill d'amphibolites ; a : Adrar Akorar, et b : Jbel Bou Adil.

Fig. 7.33 : Intrusions magmatiques dans les pélites de Fezouata au SW de Tawjimt n'Itbirene.

Fig. 7.34 : Sill basique dans les pélites de Fezouata au SW de Tawjimt n'Itbirene.

Fig. 7.35: Sill de lamprophyre dans la formation des pélites de Fezouata au SE de Tawjimt n'Itbirene.

Fig. 7.36 : Dyke de lamprophyre dans les schistes à Paradoxides au S de Tizi n'Tazougart.