

LES CHAINES PRECAMBRIENNES DE L'ANTI-ATLAS

(Pr. Driss FADLI: 2002/2003)

I - GENERALITES

L'Anti-Atlas est une chaîne montagneuse surbaissée, d'orientation SW-NE à WSW-ENE, située au niveau du 3^{ème} cycle parallèle, dans la zone pré-saharienne. Elle est limitée au Nord par le linéament tectonique de l'accident sud-atlasique et au Sud et SSE par les bassins du Paléozoïque inférieur et moyen de Tindouf et de Bechar qu'on appelle plate-forme saharienne (planche I).

L'Anti-Atlas est caractérisé par la présence de massifs précambriens qui sont très érodés et qui ont souvent une altitude plus basse que les terrains du paléozoïque qui les recouvrent ; on parle alors de boutonnières.

Géographiquement on distingue trois ensembles d'affleurement précambriens :

1- L'Anti-Atlas occidental constitué par :

- le massif du Bas Draa (1),
- la boutonnière d'Ifni (2),
- la boutonnière du Kerdous (3),
- la boutonnière de Tagragra d'Akka (4),
- la boutonnière d'Ighrem (5),
- la boutonnière d'Izazen (6),
- la boutonnière d'Iguerda (7),
- le massif d'Ouzellarh (8).

2 - L'Anti-Atlas central est constitué par :

- le massif du Siroua (9),
- la boutonnière de Zenaga (10) et
- la boutonnière d'El Graara Bou Azzer (11).

3 - L'Anti-Atlas oriental est constitué par :

- le massif du Sargho (12),
- le massif de l'Ougnat (13).

L'Anti-Atlas est affecté par un accident majeur WNW-ESE qui passe à travers la boutonnière de Bou Azzer-El Graara (fig.1). Cette zone de fracture sépare :

- un domaine sud occidental dit éburnéen, constitué de terrains précambriens anciens (PI) qui ont été structurés pendant un cycle orogénique surnommé éburnéen (environ 2000 MA). Ce domaine fait partie d'un ensemble de terrains stables qu'on appelle le craton ouest-africain,

- un domaine nord oriental dit panafricain ou domaine mobile, constitué de terrains précambriens plus récents (PII) contenant des ophiolites. L'ensemble a été structuré pendant un autre cycle orogénique à deux phases, surnommé panafricain.

Par rapport à la stratigraphie internationale, le Précambrien est subdivisé, schématiquement, en deux grandes périodes : L'Archéen et le Protérozoïque. Les terrains de l'Archéen n'affleurent pas dans l'Anti-Atlas mais bien caractérisé dans la dorsale des Réguibat, alors que ceux du Protérozoïque affleurent sous forme de boutonnières ou de massifs. Les plus importants en superficie sont ceux cités plus haut.

Plusieurs classifications de l'époque précambrienne de l'Anti-Atlas ont été proposées (pour mémoire cf. tableau I). Pour simplifier la compréhension de l'évolution des chaînes précambriennes de l'Anti-Atlas, on adoptera la classification du tableau II.

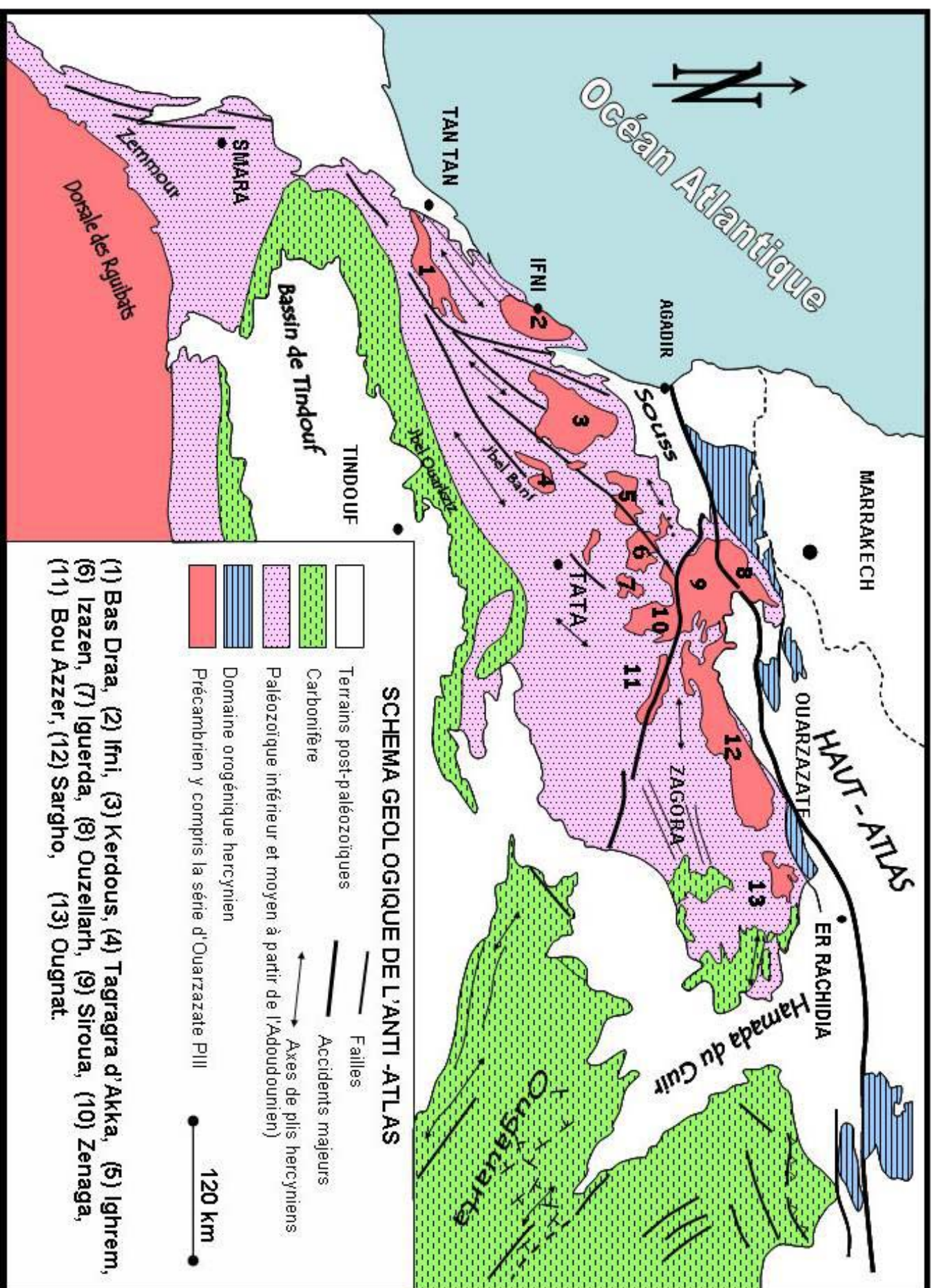


Fig.1. Les domaines structuraux de l'Anti - Atlas

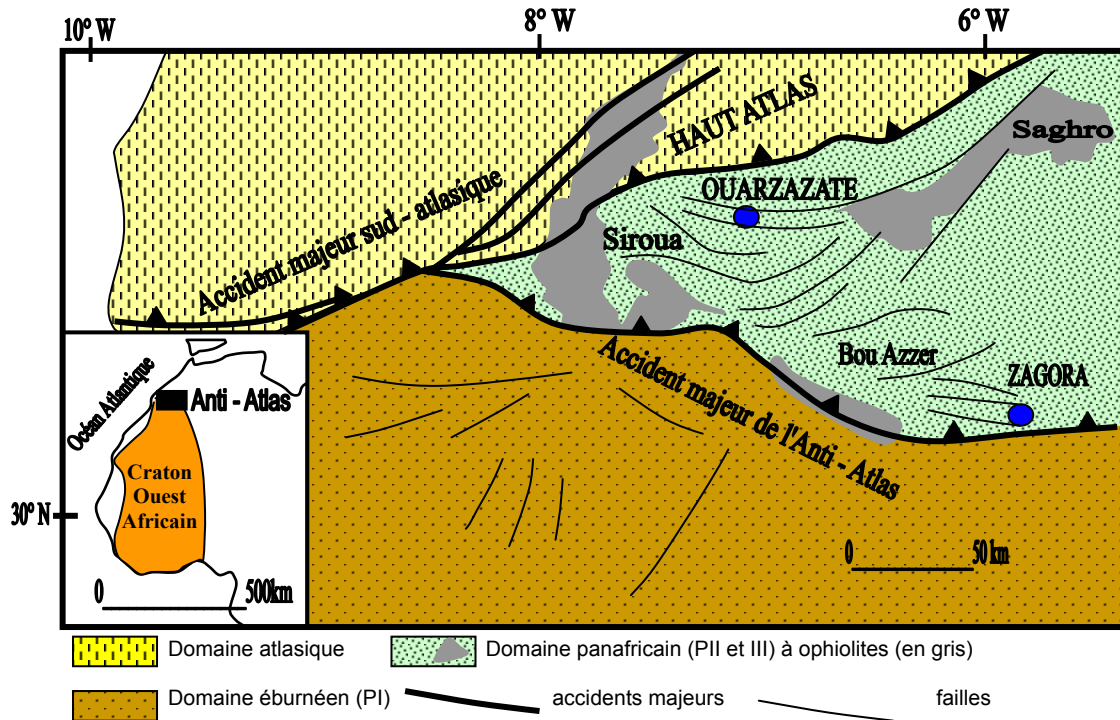


TABLEAU II : CHRONOLOGIE SIMPLIFIEE DU PRECAMBRIEN DE L'ANTI ATLAS

- 540 mA			
PROTEROZOIQUE	- 570 mA	PRECAMBRIEN SUPERIEUR (PII)	Infracambrien
	- 600 mA		orogénèse panafricaine B2
	- 900 mA		PII supérieur
	- 1800 mA	PRECAMBRIEN MEDIAN (PI)	orogénèse panafricaine B1
ARCHEEN	- 2500 mA	PRECAMBRIEN ANCIEN (PI)	PII inférieur
	- 3000 mA	Eon inconnue dans l'Anti-Atlas) mais bien enregistrée dans la dorsale des Réguibat et le reste de l'Ouest de l'Afrique	époque inconnue dans l'Anti-Atlas
	- 3800 mA		orogénèse éburnéenne
HADEEN	- 4500 mA	absence de témoins stratigraphiques	
	- 4500 mA	naissance de la Terre	

[illegible]

II-LE PRECAMBRIEN ANCIEN PI ET L'OROGENESE EBURNEENNE

Le Précambrien ancien affleure surtout au Sud de l'accident majeur de l'Anti-Atlas. Il est mieux représenté dans sa partie SE de la boutonnière du Kerdous à Tasserhit où il montre trois ensembles lithologiques (fig. 3 et 4) :

- un ensemble provenant d'une culmination d'une évolution métamorphique, constitué de faciès de schiste-vert et de migmatites, affectés par une foliation horizontale éburnéenne,
- un ensemble, provenant d'une fusion partielle, constitué de gneiss et de granitoïdes migmatitiques et,
- des granitoïdes anatectiques calco-alcalins, mis en place à la fin de l'orogénèse éburnéenne parmi lesquels on cite celui de Tahala d'âge 1988 ± 41 MA et de Tazeroualt d'âge 1973 ± 31 MA.

Des granitoïdes, indiquant à peu près le même âge, sont connus dans divers endroits du socle précambrien de l'Anti-Atlas :

- le granite Azguemerzi (1850 ± 50 MA) et celui de Taznakht (1744 ± 32 MA) dans la boutonnière et de Zenaga,
- le granite d'Alou zad dans la boutonnière d'Ifni (2210 ± 30 MA),
- les granites filoniens associés à des gneiss, ainsi que les amphibolites et les roches ultrabasiques dans la boutonnière de Bou Azzer.
- Les granites d'Ain Tamoussift (1965 MA) et d'Aouinat Ait Oussa (1960 MA) dans la boutonnière du Bas Draa

Dans la boutonnière d'Ighrem, la série précambrienne est plus complète. Le Précambrien ancien est constitué d'une alternance de métashales et de métagrauwackes qui dérivent d'un sédiment de type turbidite. Cette série enregistre trois phases de déformation principales. La première est attribuée à la phase éburnéenne et elle développe une schistosité S1 de flux soulignée par le quartz et la biotite. Les deux autres phases sont attribuées à l'orogénèse panafricaine.

Dans la boutonnière de Tagragra d'Akka le Précambrien ancien montre à peu près les mêmes faciès que ceux de la boutonnière d'Ighrem qui sont traversés par des leucogranites à deux micas d'âge éburnéen.

La plupart de ces granites sont calco-alcalins ; autrement-dit l'édification de la chaîne éburnéenne résulte de phénomènes de subductions. En plus, les granites de Tagragra d'Akka et du Bas Draa (qui sont contemporains) ont une signature géochimique qui traduit une interaction des magmas d'origine mantélique et une croûte continentale archéenne (probablement celle des Réguibat) dans un contexte d'arrière arc.

Signalons l'existence d'une autre activité magmatique, bien avant cette granitisation tardive (probablement archéenne); elle est matérialisée par la présence d'enclaves de dolérites et de Gabbro qu'on trouve dans les granites.

La cinématique des phases tectoniques éburnéenne est délicate à déceler du fait des reprises des terrains éburnéens par l'orogénèse panafricaine

En conclusion l'époque éburnéenne s'est manifestée par un métamorphisme catazonal suivi d'une granitisation anatectique donnant naissance à des roches métamorphiques et magmatiques. Ces roches forment un bloc rigide qu'on appelle *craton ouest-africain* (fig. 1) et qui constituera le substratum du cycle orogénique panafricain.

Fig.2 : Carte géologique simplifiée du massif du Kerdous
(d'après B. Hassanforder)

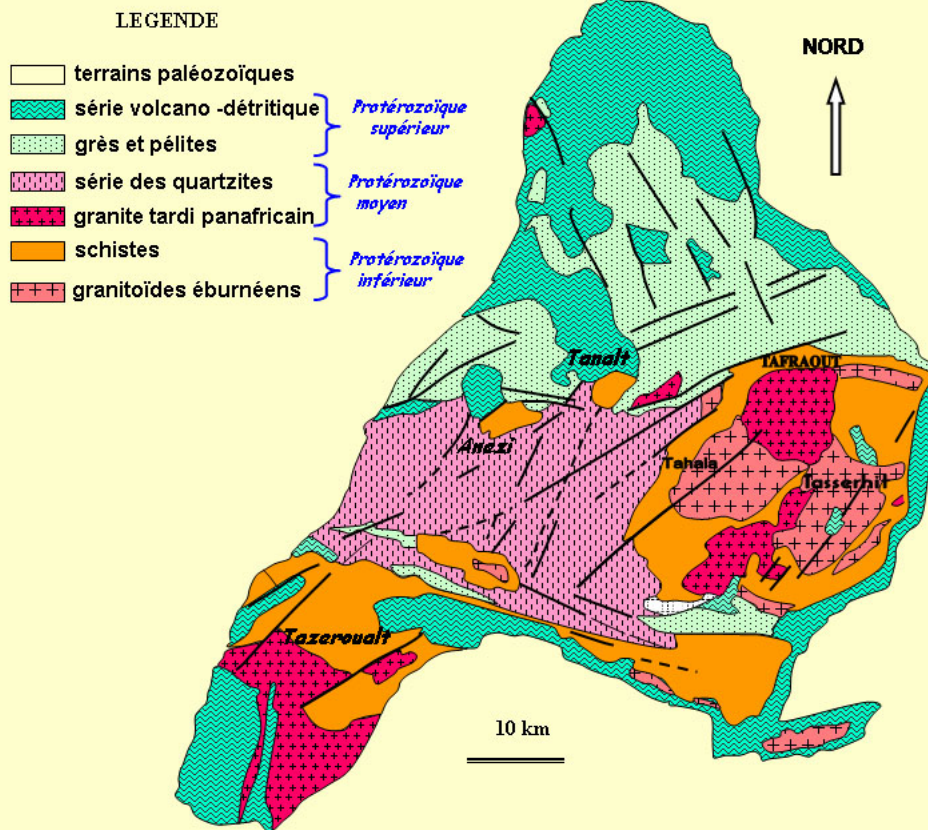
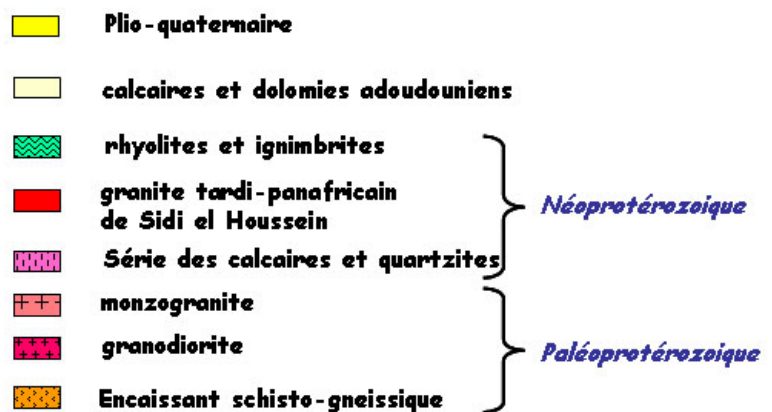
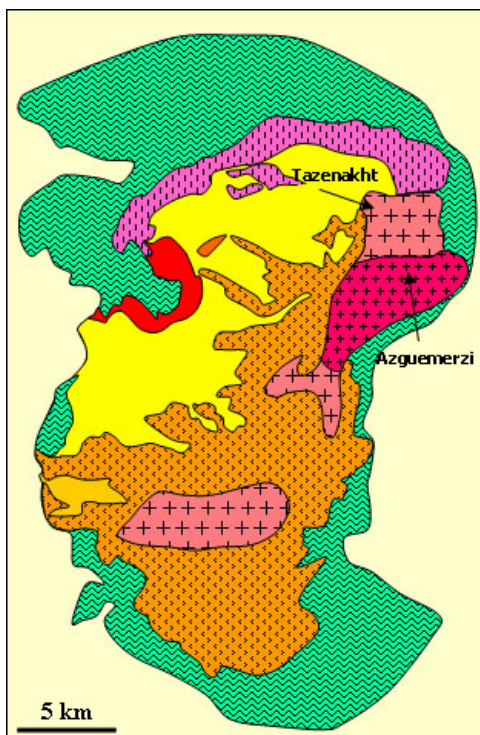


Fig.3 : Schéma cartographique de la boutonnière de Zenaga



II – LE PII INFÉRIEUR ET LA PREMIÈRE PHASE PANAFRICAINNE B1

1 – Lithologie : série des calcaires et des quartzites

La lithologie de l'époque panafricaine B1 est désignée sous le nom de *la série des calcaires et des quartzites*. Elle est constituée de dépôts à caractères périglaciaires et elle est bien développée dans le domaine des cratons. Son équivalent latéral est constitué par un complexe ophiolitique surmonté par une série volcano-détritique dans le domaine mobile.

1.1. – Les roches du domaine des cratons

Dans la partie sud de la boutonnière de Graara (fig.4), la série la plus connue est celle de Tachdamt-Bleida. Cette série est constituée par trois niveaux (fig.5 donnée dans le cours) :

- le niveau de base, de 300m d'épaisseur, constitué d'une alternance de trois types de faciès de plate-forme et qui montrent des indices d'immersions temporaires témoignant de mouvements épirogéniques synsédimentaires :
 - ~ des faciès carbonatés : mudstones, des calcaires algo-laminaires, intraclastiques, stromatolitiques, rarement oolithiques.
 - ~ des faciès gréso-carbonatés : calcaires gréseux et siltites avec des intercalations de calcaires à Stromatolites
 - ~ des faciès silicoclastiques : argiles, siltites, grès en alternance avec des argiles et quartzites à Stromatolites.
- le niveau médian de 400m d'épaisseur, est constitué de roches magmatiques effusives, spilites, microgabbro, diabases et brèches volcaniques (série tholeiitique).
- le niveau sommital, d'une épaisseur de plus 100m, est constitué d'un prisme détritique. Il s'agit d'un faciès d'un milieu marin profond (cône externe de la plaine abyssale), anoxique (sans oxygène).

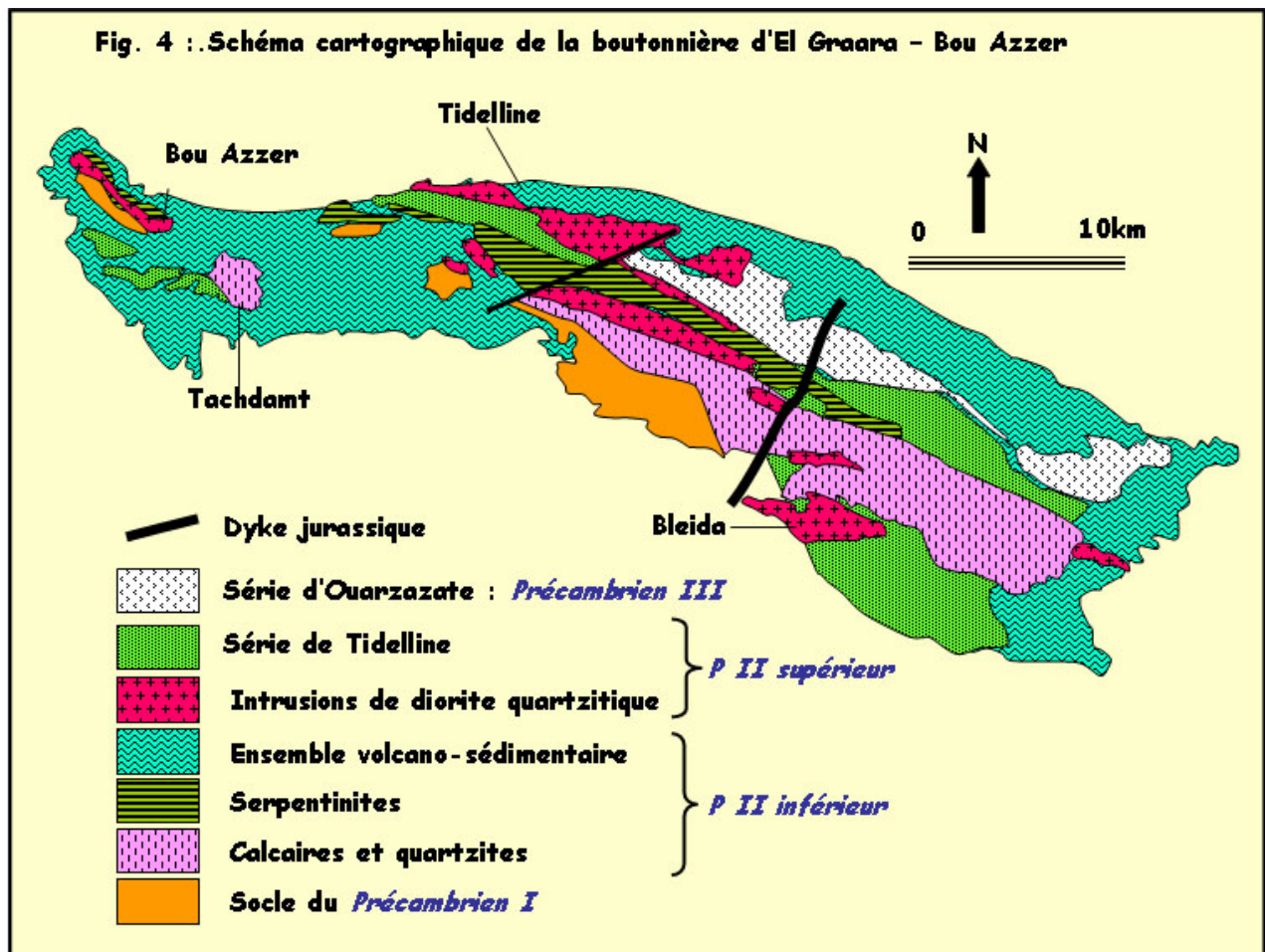
Ces séries sédimentaires sont recoupées par des sills et des dykes de différentes natures. Il s'agit de diabases, de spilites et de kératophyres (transformation respective des basaltes, des andésites et des laves acides par un phénomène métasomatique produit par des circulations hydrothermales).

Dans la boutonnière de Zenaga la série du PII inférieur repose en discordance angulaire sur les migmatites du PI. Elle est similaire à celle de Tachdamt-Bleida. Les faciès carbonatés ont plus de 900m d'épaisseur et ils renferment des stromatolites. Les quartzites, plus épais (1000m), diminuent latéralement. Les intercalations de roches volcaniques basiques sont très fréquentes.

Dans la boutonnière d'Ifni on note l'absence de faciès carbonatés et une nette abondance d'un faciès volcano-sédimentaires. Ces derniers, d'une épaisseur dépassant les 400m, reposent en discordance angulaire sur PI sur la plus grande partie de la boutonnière.

Dans les boutonnières du Kerdous le Précambrien II inférieur (B1) est représenté surtout par une série détritique qui résulte d'une sédimentation d'un milieu épicontinental (systèmes deltaïques) et ils sont associés à des roches magmatiques sous forme de dykes plus ou moins concordants.

La répartition des faciès du Précambrien PII inférieur, montre que le craton ouest africain s'est effondré lors d'une distension en donnant naissance à une plate-forme recevant une sédimentation détritique et carbonatée. A proximité de l'accident majeur, cette plate-forme a évolué dans le temps en un bassin profond.



2.1.– Les roches du domaine mobile

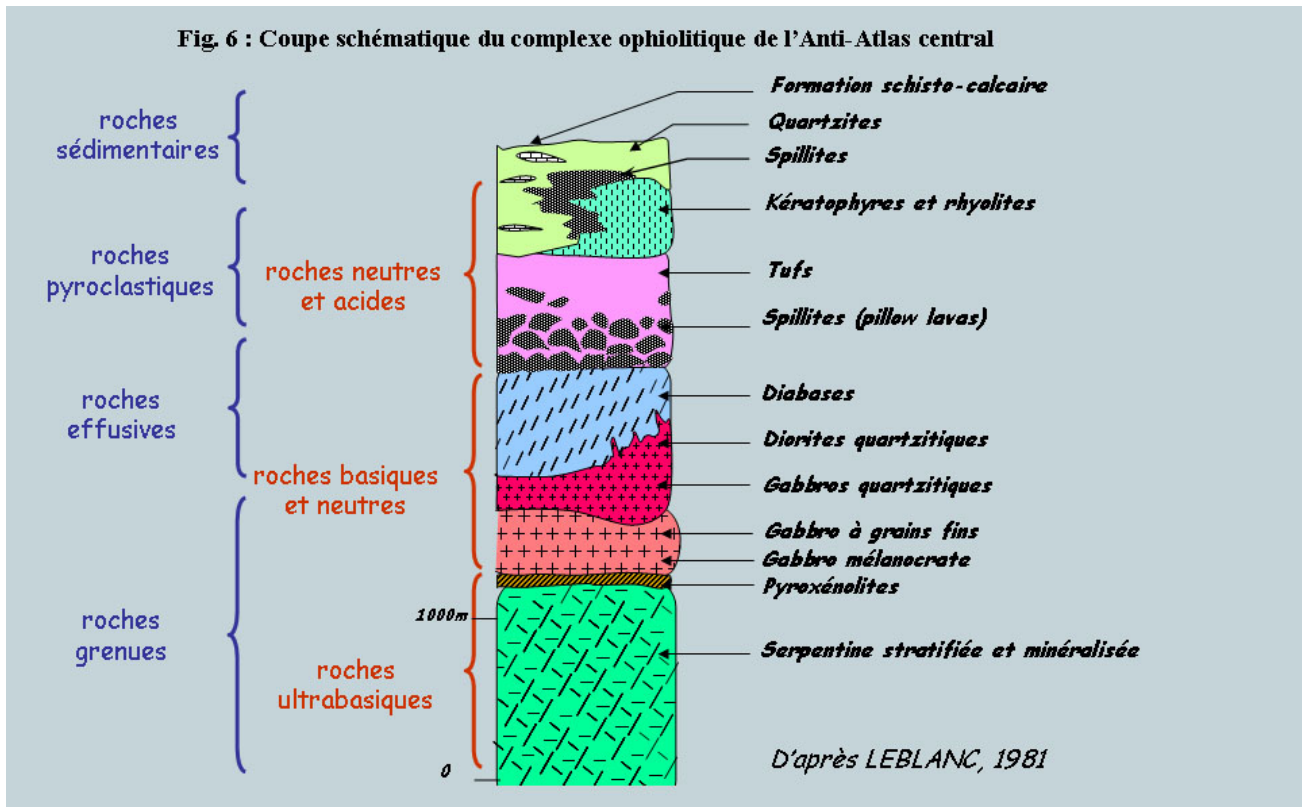
a – Le complexe ophiolitique

Dans la partie centrale de la boutonnière de Graara la série des quartzites est remplacée par un complexe ophiolitique allochtone. Les contacts entre ses différents constituants sont de nature faillée. Ce complexe montre du bas en haut la succession suivante (fig. 6) :

- des serpentinites (ancienne péridotite) parmi lesquelles on distingue les harzburgites (riches en pyroxènes) et les dunites (ophiolites appartenant à la section mantélique).
- des cumulas magmatiques constitués d'alternances rythmiques de wehrlites, de gabbro, des clinopyroxénolites et des dunites (ophiolites appartenant à la section crustale).
- des gabbros massifs.
- des microgabbros et diabases (roche verte éruptive) non filoniens en abondances.

Ces roches sont recoupées par des formations filoniennes (dykes et filons) de différentes natures (dunites, microgabbros, microdiorites, plagiogranites,...) ; et ils sont surmontés par une importante série volcanique et volcano-sédimentaire. Cette dernière occupe une place importante au sein des roches du PII inférieur.

Fig. 6 : Coupe schématique du complexe ophiolitique de l'Anti-Atlas central



b – La série volcano-sédimentaire

Dans les secteurs centraux de la boutonnière de Graara la série volcanique et volcano-sédimentaire présente deux unités :

- une unité basale spilitique formée de coulées soit massives soit présentant des structures de pillows lavas ; elle est en contact faillée soit avec les serpentinites soit avec les cumulus, les gabbros massifs,
- une épaisse série volcano-sédimentaire qui surmonte l'unité basale, constituée de tufs, de grauweekes et de laves kératophyriques. Ces deux unités, affectées par la même déformation synschisteuse, sont intrudées par des plutons dioritiques (gabbro-diorites, granodiorites, diorites quartzitiques) qui les métamorphisent (faciès schistes bleus).

Dans le secteur nord de la même boutonnière la série volcanique-sédimentaire est différente par l'absence de plutonisme, par sa faible déformation et par sa lithologie. Celle-ci est constituée d'une épaisse série de tufs qui passent latéralement à l'Ouest à des tufs grossiers, grauweekes et silts. Ces roches montrent des indices d'une instabilité tectonique synsédimentaire.

Dans les boutonnières du Saghro-Ougnat et du Siroua, on distingue un ensemble de roches qui rappellent ceux de Graara, constituée à la base par des niveaux ultrabasiques (harzburgites et dunites) et des cumulus ultramafiques et de laves en coussins tholéitiques. Ces niveaux, témoignant de l'existence d'une croûte océanique, sont surmontés par une épaisse série détritique à dominance de dépôts de type turbiditique (progradation de chenaux) et volcanique. L'ensemble de ces roches est intrudé de plutons granitoïdes calco-alkalins (gabbro et granites), qui ont livré un âge de 780MA pour le granite d'Imiter (Saghro) et 778MA pour le granite de Bouskour (Siroua). Ces roches plutoniques développent dans leur encaissant un métamorphisme de type « schistes verts ».

Les mesures géophysiques effectuées au SE de Zagora montrent l'existence d'une ceinture de roches basique et ultrabasique qui s'étend depuis cet endroit jusqu'au golfe de Guinée (fig.2). Ces roches s'apparentent avec les ophiolites des boutonnières de Graara, Siroua, Saghro-Ougnat.

En résumé, la répartition des faciès du Précambrien II inférieur montre du SW au NE un passage d'une plate forme (marge passive) dans les régions de Tagragra, Ighrem, Ifni et Kerdous,

vers une zone océanique profonde en s'approchant des boutonnières de Bou Azzer et de Zenaga pour passer une zone à turbidites avec développement d'une croûte océanique dans les régions de Siroua, Saghro et Ougnat. ; il s'agit d'un bassin d'arrière-arc avec un magmatisme calco - alcalin.

2.– Le métamorphisme

Dans la boutonnière de Bou Azzer-El Graara on distingue plusieurs types de métamorphisme :

- un métamorphisme *hydrothermal précoce* de type « schistes verts » dans la partie mantélique et la section crustale de l'ophiolite ainsi que dans l'ensemble sédimentaire se trouvant au sud du complexe ophiolitique.

- Un métamorphisme *régional et péribatholique* caractérisé par des paragenèses HP-BT de type « schistes bleus » localisé au Nord du complexe ophiolitique. Il affecte les roches de nature variées (spilites, kératophyres, roches plutoniques).

- Un métamorphisme de type « *schistes verts* » qui se superpose au précédent, plus ou moins intense qui se localise autour des intrusions plutoniques. A ce niveau le degré de métamorphisme croît depuis les conditions du faciès « schistes verts » loin des intrusions jusqu'aux conditions du faciès 'amphibolite » au contact de celle-ci.

Dans la boutonnière du kerdous on distingue un seul type de métamorphisme de type schistes verts.

Dans la boutonnière du Sargho-Ougnat on a un métamorphisme épizonal qui s'intensifie en s'approchant des intrusions.

3. – Déformation

Dans la boutonnière du kerdous on a une compression N-S associée à un métamorphisme épizonal de type schistes verts entraînant un cisaillement ductile E-W avec écaillage vers le Nord. Dans le reste du craton éburnéen la déformation reste modérée. Ce qui n'est pas le cas lorsqu'on s'approche de l'accident majeur de l'Anti-Atlas.

Dans la boutonnière de Zenaga, la déformation majeure est matérialisée par des cisaillements synschisteux, accompagnés par une foliation.

Dans la boutonnière de Graara on distingue essentiellement deux types de déformations :

- Déformation antéschisteuse de haute température dans la section mantélique et la base de la section crustale accompagné d'une foliation NW-SE.

- Déformation synschisteuse qui correspond à la déformation panafricaine majeure caractérisée par une schistosité d'intensité variable et direction NW-SE accompagné d'un important décrochement senestre chevauchant senestre vers le SW. Dans ce régime décro-chevauchement se sont mis en place des granitoïdes (syn-cinématiques) affectés par une foliation. Parmi ces granitoïdes on cite les granodiorites de Bleida qui s'est mis en place en régime chevauchant senestre vers le SW, et la diorite d'Ousdrat qui s'est mis en place dans un régime chevauchant vers le NE (fig.6).

Dans la boutonnière du Siroua, l'arc magmatique est également charrié, vers le Sud, sur la marge cratonique.

Dans la boutonnière de Saghro-Ougnat, la déformation majeure panafricaine est caractérisée par une géométrie et une cinématique très hétérogène (schistosité de fracture de différentes directions, chevauchement vers le NE ; NW, le SW, cisaillements dextres NW senestres et dextres EW). Ces particularités structurales sont liées aux limites des plaques lithosphériques.

Les contraintes, déduites des structures observées au PII inférieur (fig.7), ont des directions principales ESE-WNW à SSE-NNW dans le Saghro et l'Ougnat et NE-SW au niveau de Bou-Azzer. Ces deux directions de contraintes étant presque orthogonales, Saquaque (1992) propose deux

hypothèses pour expliquer ces directions :

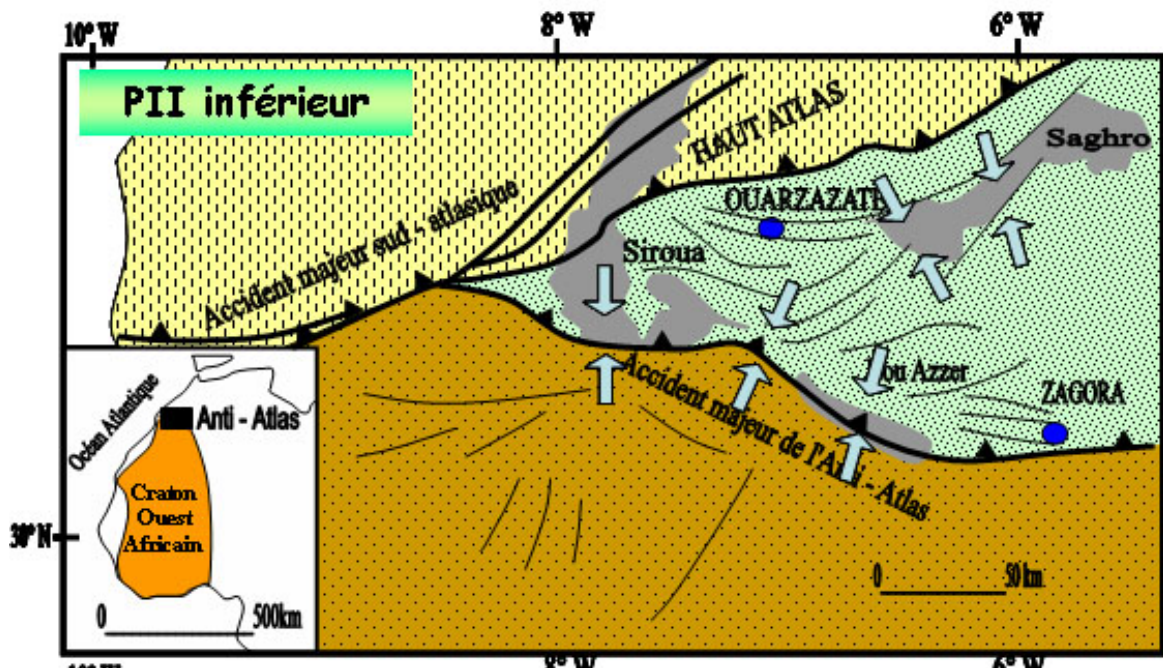
1) Au début de la compression, les structures dans la boutonnière de Bou-Azzer et dans les massifs du Saghro et de l'Ougnat sont parallèles. Au moment de l'ouverture du bassin avant-arc, l'ensemble Saghro-Ougnat subi une rotation de 80-90° dans le sens anti-horaire par rapport à la suture de Bou-Azzer, l'axe de rotation se situant au niveau de Siroua à l'Ouest.

2) La suture que l'on voit actuellement au niveau de la boutonnière de Bou-Azzer se prolongerait vers l'Est avec un changement de direction au Sud du Saghro et de l'Ougnat. Ce changement de direction serait en relation avec des accidents bordiers et/ou avec les limites non rectilignes des plaques.

La plupart des granitoïdes se trouvant au nord de cette suture, se sont mis en place pendant la phase majeure de l'orogénèse panafricaine B1 puisqu'ils sont affectés par une foliation. Cette mise en place s'est effectuée selon deux modes :

- mise en place dans des méga fentes de tension (gabbros de Sidi Flah)
- mise en place par diapirisme (diorites, monzodiorites, granodiorites de Sidi Flah, Bouskour).

Fig.7 : Répartition des contraintes pendant l'Orogénèse panafricaine B1
(Saquaque, 1992)



III - LE PII SUPERIEUR ET LA DEUXIEME PHASE PANAFRICAINE B2

1 – Lithologie

La formation de la chaîne panafricaine B1 est suivie, dans le domaine du craton et de ses bordures, d'une importante fracturation donnant naissance à des grabens (bassins transpressifs) qui seront remplis de sédiments surtout mollassiques à la suite d'une intense érosion. Cette sédimentation sera accompagnée d'une intense activité volcanique.

Dans la boutonnière de Bou Azzer-El Graara, les terrains du PII supérieur sont représentés par la série de Tidilline. Celle-ci montre, du bas en haut, la succession suivante :

- Conglomérat de base varié à galets de toute la série ophiolitique et des séries de B1 (galets plissés, schistosés),
- Grauwackes et une alternance de faciès fins et grossiers,

- Des faciès périglaciaires et glaciaires (conglomérats à galets de granite stries),
- Une molasse très épaisse (conglomérats à divers faciès).

Cette série est associée à des corps volcaniques et hypovolcaniques (spilites, dacites, andésites).

Dans la boutonnière du Kerdous, les terrains du PII supérieur sont représentés par la série d'Anezi. Celle-ci a été déposée dans un environnement sédimentaire deltaïque. Elle est comparable à celle de Tidilline avec quelques différences. Les conglomérats très épais (plus de 1000m), reposent en discordance angulaire sur les quartzites de B1.

Dans la boutonnière d'Ifni les dépôts du Précambrien moyen sont surmontés par série volcano-sédimentaire, d'épaisseur moyenne de 400m, qui présente une très grande extension géographique. Cette série comprend essentiellement 3 niveaux :

- Un niveau de base conglomératique, gréseux et pélitique avec des intercalations de rhyolites qui repose sur le granite d'Alouza (partie SE de la boutonnière),
- Un niveau médian constitué d'ignimbrites inférieures surmontées par des formations volcano-détritiques et par des trachyandésites,
- Un niveau sommital constitué de brèche ignimbritiques qui passe latéralement à des trachytes datées de 597 ± 13 Ma

Dans les secteurs du Siroua, du Sargho et de l'Ougnat le PII supérieur est représenté par plusieurs unités de roches volcaniques (coulées et de retombées pyroclastiques). La série de base est constituée par endroit par un conglomérat. L'ensemble de ces roches reposant en discordance angulaire sur les terrains du PII inférieur, est intrudé de plutons granitiques (mégapluton de Saghro) et par des filons andésitiques, rhyo-dacitiques. A partir d'un réservoir magmatique en profondeur se sont formées les unités de roches volcaniques. La partie plutonique a subi par la suite une montée diapirique lente qui entraîne la formation du granite de Saghro. Les dernières venues magmatiques se sont injectées sous forme de filons dans les ouvertures contrôlées par les failles.

2 – Déformation

La déformation de la phase B2 est moins intense que la phase B1, elle est caractérisée par l'absence de métamorphisme, par une tectonique souple à plis ouverts et par une importance tectonique cassante.

Les contraintes déduites de l'analyse structurale des différentes formations composant le PII supérieur (fig.8) montrent une orientation principale très constante (NE-SW) du Siroua au Saghro en passant par la boutonnière de Bou-Azzer

Les accidents senestres de Saghro (ENE) et de Bleida-Tachdamt sont associés à cette phase. Cette fracturation a contrôlé en grande partie la mise en place des dykes d'andésites et de rhyolites tardi-PII supérieur et anté-PIII. La granitisation associée à cette phase est matérialisée par la mise en place de roches plutoniques parmi lesquelles on cite celles de la boutonnière d'Ifni : les granites et granodiorites (603 ± 34 MA) de Mesti et l'éruption des trachytes (597 ± 21 MA) et des diorites quartzitiques (590 ± 13 MA).

L'intensité de la déformation diminue du NE au SW en s'approchant ouest africain.

III – LE PRECAMBRIEN III = LA SERIE D'OUARZAZATE

Ce système est surtout caractérisé par une sédimentation détritique (conglomérat, grès, siltites, brèches, carbonates, lacustres) et volcano-détritique (tufs) continentale sous une faible tranche d'eau dans des bassins subsidés. Les émissions volcaniques sont essentiellement acides (rhyolite, Ignimbrite).

Ce système nommé « série d'Ouarzazate » recouvre en discordance angulaire mineures tous

les termes du Précambrien sur une épaisseur variable pouvant atteindre 4000m (fig.9). Dans la région d'Ouarzazate on peut distinguer plusieurs types d'Ignimbrites qui peuvent former de grands massifs, intercalés dans les calcaires à Stromatolites, souvent concis à la base de ces roches. Le sommet de la série est marqué par une régression de l'activité volcanique tandis que le processus érosion-sédimentation (glyptogenese) demeure très actif.

Dans les boutonnières El Graara Bou Azzer, Zenaga on y observe de petites discordances internes témoignant d'une instabilité crustale liée à une importante activité volcanique.

Dans le Kerdous, le PIII est représenté par la «Série de Tanalt» constituée par une alternance de dépôts continentaux souvent détritiques, et des laves rhyo-ignimbritiques.

Dans le Saghro, les faciès fluviatiles et lacustres sont recoupés par des laves basiques calco-alcalines, datés 586 ± 20 et de 563 ± 10 MA. Dans le Siroua on a obtenu à peu près le même âge dans des rhyolites

Dans la boutonnière du Siroua et au Nord de la boutonnière de Zenaga, l'activité volcanique débute par des ignimbrites rhyolitique qui renferment parfois la tourmaline et qui sont surmontées par un complexe de roches pyroclastiques à tufs andésitique puis par un ensemble détritique rouge.

Cette époque est également caractérisée la mise en place de roches hypovolcaniques parmi lesquelles on cite le granite de Misleft de la boutonnière d'Ifni qui est intrusif dans les ignimbrites supérieures et les granites aplitiques des massifs du Siroua et du Saghro.

Fig.8 : Fig.7 : Répartition des contraintes pendant l'Orogénèse panafricaine B1

(Saquaque, 1992)

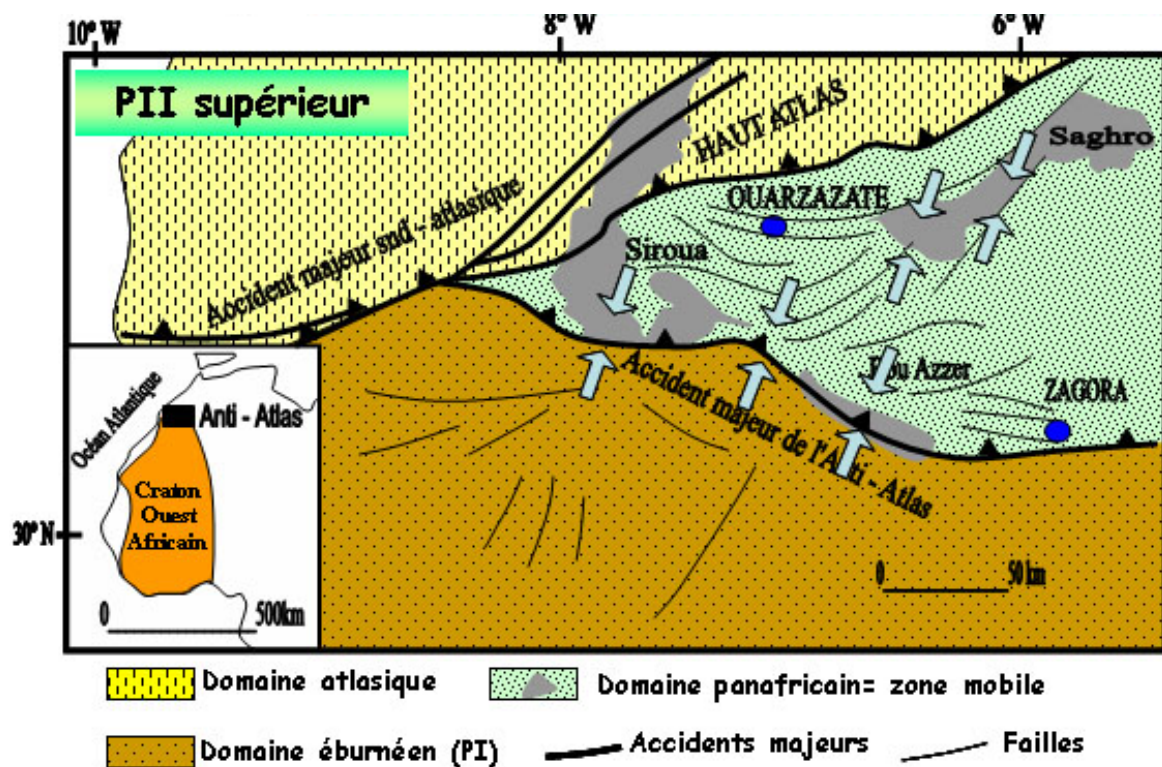
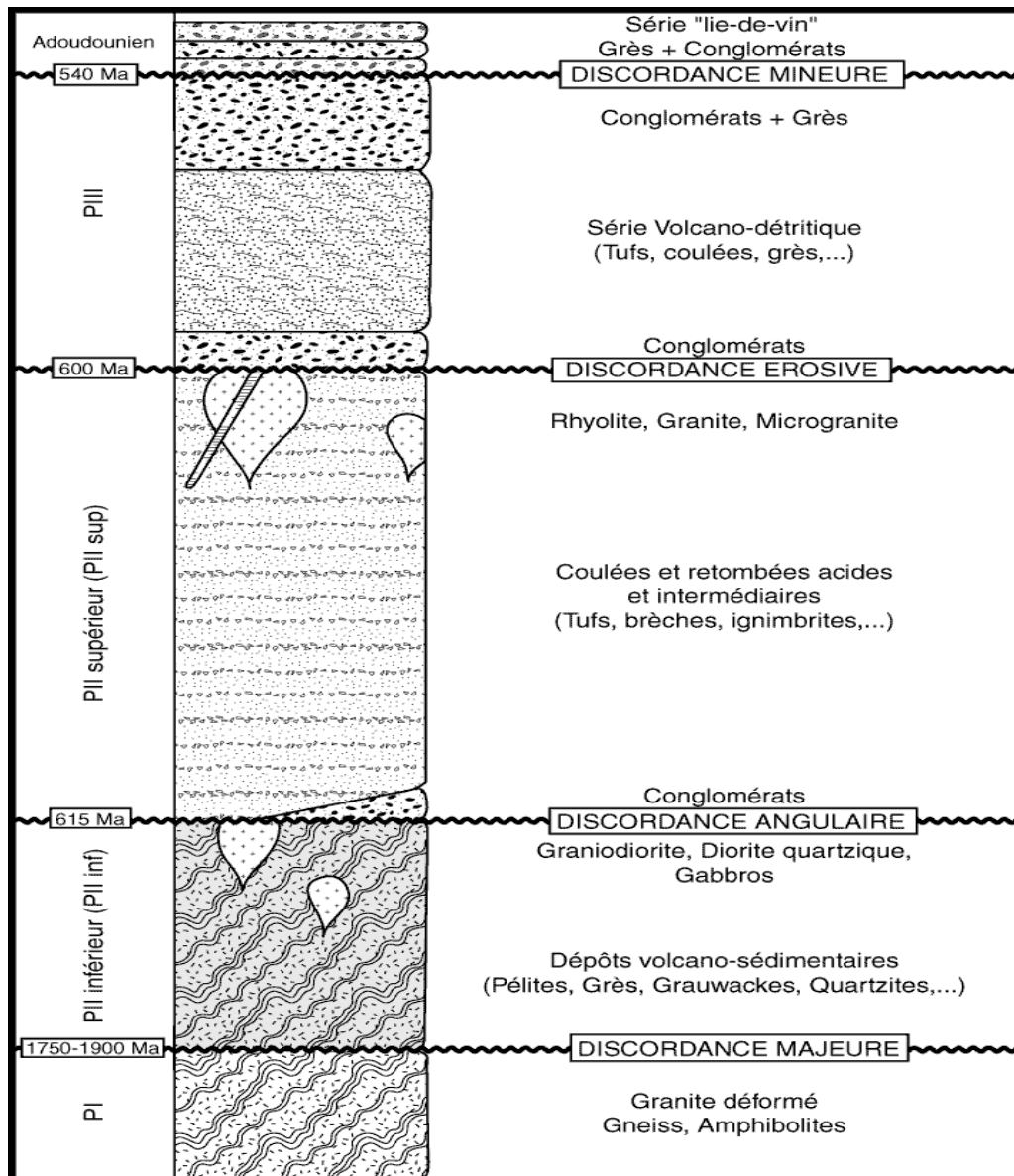


Fig. 9 . Colonne stratigraphique du Saghro (Benharraf, 1997)



IV – RECAPITULATIF

CHRONOLOGIE		ANTIATLAS OCCIDENTAL (BORDURE NORD DU CRATON OUEST AFRICA IN)	ANTIATLAS CENTRAL		ANTIATLAS ORIENTAL
NEOPROTEROZOIQUE	*-540 Ma <i>TERMINAL</i> INFRACAMBRIEN ADOUDOUNIEN	Série lie de vin : pétilles gréseuses et carbonatées calcaires inférieures : calcaires, dolomies massives Série de base : conglomérat calcaire et schistes			
	<i>SUPERIEUR</i> PRECAMBRIEN III (PIII)	Série volcanique et détritique Trachyte (618+/-22 Ma) granites de taouecht (618+/-22 Ma)	Série volcanique et détritique Granites de Zgounder 582 Ma		Série volcanique et détritique recoupée par les monzogranites, à granites à pyroxènes du Saghro
	DEUXIEME PHASE PANAFRICAIN B2 : DEFORMATION CASSANTE (avant *-615 Ma)				
	<i>MOYEN</i> PRECAMBRIEN II SUPERIEUR (PII3)	Fracturation granodiorite de Mesti (688+/- 14 Ma) granodiorite d'Ithi (660+/-22Ma)	granodiorites de Bleida plis droits		granodiorites à amphiboles et granites à biotites fracturation (horst, grabens)
		bassins molassiques Anezi, Ida ou Yagouel	bassins molassiques série de Tidelline		bassins molassiques
	PREMIERE PHASE PANAFRICAIN B1 : DEFORMATION DUCTILE (*-700 à *-650 Ma)				
	<i>INFERIEUR</i> PRECAMBRIEN II INFERIEUR (PII2)	fracturations et plissements modérés	diorites quartzitiques syméctoniques métamorphisme épizonal et plissement isoclinal		gabbros, diorites quartzitiques et monzogranites quartzifères plis déversés vers le Sud
		marge active bassin avant-arc série volcano-clastique de Bleida		bassin arrière-arc Formations volcano-clastiques et volcaniques Sidi Flah-Bouskour, Zgounder, Kalaat Mqouna, Imiter, Boumaïne, et Mellab	
		arc insulaire andésite S.I (Siroua, Saghro, Ougnat)			
*-1000 Ma	marge passive dykes de gabbros calcaires, quartzites et grès	zone océanique série volcanique et détritique Bleida spilites, kératophyres	ophiolites Bou Azzer Khzama 778 Ma	gabbros à olivines (Bouskour et Tagmout)	
MESOPROTEROZOIQUE (LACUNE)					
PALEOPROTEROZOIQUE	*-1600 Ma	OROGENESE EBURNEENNE (1600 - 1000 Ma)			
	PRECAMBRIEN I	schistes et gneiss du Kerdous granite d'Alouza 2245 +/-46Ma granite de Tazeroualt 1973 +/-30Ma granite de Tahala 1988 +/-40Ma granite d'Aouinet n'Ait Oussa 1960 Ma granite de Tamoussit 1965 +/-32Ma	Gneiss de Zenaga Gneiss de l'Oued Asseml granite d'Azguemzi 1931 +/-29Ma granite de Taznakht 1796 +/-11Ma		
*-2500 Ma					

V – INTERPRETATIONS GEODYNAMIQUES

Plusieurs interprétations ont été proposées pour expliquer l'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas pendant l'époque précambrienne. On retiendra celle de Leblanc & Lancelot (1980) et celle de Saquaque (1989)

1)-Première interprétation (Leblanc & Lancelot, 1980)

Si on considère l'Anti-Atlas dans son ensemble, on remarque que l'intensité de la déformation diminue du NE vers le SW ; elle est relativement plus importante dans les boutonnières de Bou Azzer-El Graara et du Kerdous par exemple. En revanche elle est presque nulle dans la boutonnière d'Ifni où les séries du Précambrien B2 ne sont pas déformées. On est ici dans la partie stable du craton (fig.10).

a)-La présence du complexe ophiolitique dans la région de Bou Azzer indique qu'à la fin de l'orogénèse éburnéenne (PI), vers 800 à 850 MA, une ouverture s'est opérée entre le craton ouest africain au Sud et un continent hypothétique situé au Nord. Pendant cette même époque un volcanisme basique s'est manifesté dans le craton ouest africain.

Par la suite on assiste à une succession d'événements géodynamiques entraînant le rapprochement des deux continents qui s'est déroulé en plusieurs stades :

b)-Pendant le PII inférieur, vers 680 Ma, on assiste à deux subductions : la première c'est le plongement de la croûte océanique sous la croûte continentale qui expliquerait la présence du volcanisme acide et basique et de la série volcano-sédimentaire du domaine mobile. La deuxième subduction est le plongement d'une croûte océanique sur une autre croûte océanique dont on ne sait pas le sens. Cette subduction aurait probablement un sens dirigée vers le Nord qui expliquerait la future obduction.

c)-Pendant la phase tectonique majeure B1 du PII (680 MA) on assiste à une obduction qui expliquerait la mise en place du complexe ophiolitique qu'on observe actuellement en donnant naissance de l'accident majeure. Cette phase est responsable du plissement dans le craton ouest africain.

d)-Une nouvelle subduction vers le sud, du reste de la croûte océanique sous la marge déformée, s'est opérée. Cela explique le volcanisme calco-alkalin au début de la phase B2 du PII. Pendant le même moment il y a dépôt des séries volcano-sédimentaires.

e)-La phase tectonique B2 (620 MA) correspond à une collision et à la suture de l'accident majeur

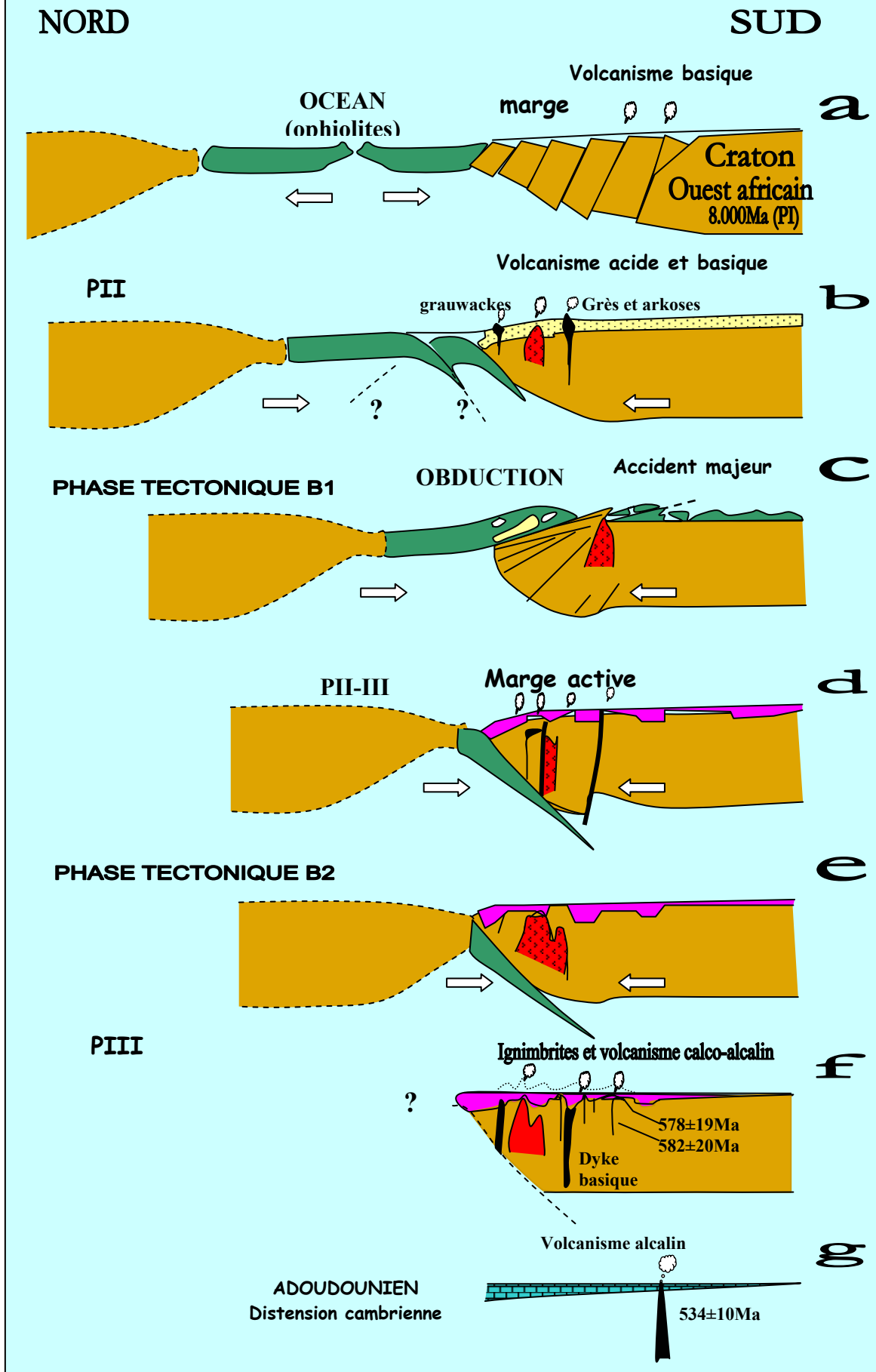
f)-Création de bassin continentaux où se déposent les molasses du PII-PIII .

g)-Une nouvelle transgression pendant l'Adoudounien.

ce modèle géodynamique est remis en cause par Saquaque et al., (1989, 1992), qui proposent une vergence Nord pour la subduction et non Sud. Cette interprétation est basée sur les arguments suivants :

- Une subduction vers de Sud n'explique pas l'existence et le développement de corps plutoniques au NE de la suture géotectonique de Bou-Azzer.
- L'existence de chevauchements vers le Sud n'implique pas forcément une subduction vers le Sud.
- Les roches ophiolitiques de Bou-Azzer ne représentent pas un ensemble cohérent de la lithosphère océanique supposée obductée sur le craton.
- Une subduction sous le domaine cratonisé paraît peu probable

Figure 10 : Modèle de reconstitution géodynamique du domaine panafricain de l'Anti-Atlas d'après LEBLANC & LANCELOT (1980)



2)-Deuxième interprétation (Saquaque, 1989)

A la fin de l'orogénèse éburnéenne (PI), une ouverture s'est opérée entre le craton ouest africain au Sud et un continent hypothétique situé au Nord (fig.11). L'ensemble responsable de l'ouverture du bassin océanique entre le craton ouest-africain et ce continent hypothétique au Nord peut être rapprochée par les séries de plate-forme de Bou Azzer El Graara et les séries sédimentaires au Saghro-Ougnat.

Une partie du craton ouest africain s'est détachée pour former un micro continent (ce qui expliquerait l'existence de faciès de HT : amphibolites et granulites au sein d'une croûte océanique). Au sein de ce microcontinent se sont injectées des laves basiques, d'amphibolites et d'ultrabasites à la faveur d'un amincissement crustal. Ensuite une subduction intra-océanique s'est amorcée à l'arrière de ce microcontinent (au sud de ce dernier) avec un pendage faible à moyen vers le Nord.

La plaque subductée sera déshydratée pour donner des fluides qui vont traverser la partie du manteau située au-dessus de la croûte subductée vont induire la fusion de cette dernière sous le secteur du Saghro où on aura donc les premières manifestations magmatiques (au NE).

Pendant le même moment, au niveau des secteurs de Bou Azzer-El Graara, les fluides émanant de la partie haute de la zone de subduction vont entraîner la fusion adiabatique du manteau situé au-dessus de la croûte océanique subductée. Des diapirs mantéliques vont se former et monter entraînant une ouverture (extension) qui se traduit par la formation de l'ophiolite de Bou Azzer-El Graara. C'est l'angle assez plongeant de la zone de subduction qui détermine cette ouverture.

Après ces manifestations magmatiques, le plan de la zone de subduction devient plus penté. Il en résulte la migration de l'arc magmatique vers le Sud au niveau de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara. Au cours de cette migration l'âge des granitoïdes qui diminue du NE vers le SW (diorites d'Imiter dans le Saghro daté de 754 MA, diorites de Bou Azzer daté de 615 MA).

Le changement d'inclinaison du plan de Benioff, provoquant donc la migration (vers l'Ouest) du front magmatique, explique les variations géochimiques et géochronologiques observées d'Est en Ouest au sein des corps plutoniques.

Pendant la migration de l'arc magmatique vers le Sud, on a déjà l'amorce d'une deuxième subduction entre le secteur méridional et central de Bou Azzer El Graara qui va donner vers le Nord tout le volcanisme et plutonisme du PII supérieur (diorite d'Ousdrat datée de 600 MA). L'emplacement de cette deuxième subduction est argumenté par la présence d'un métamorphisme de haute pression le long du contact entre le domaine et central de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara.

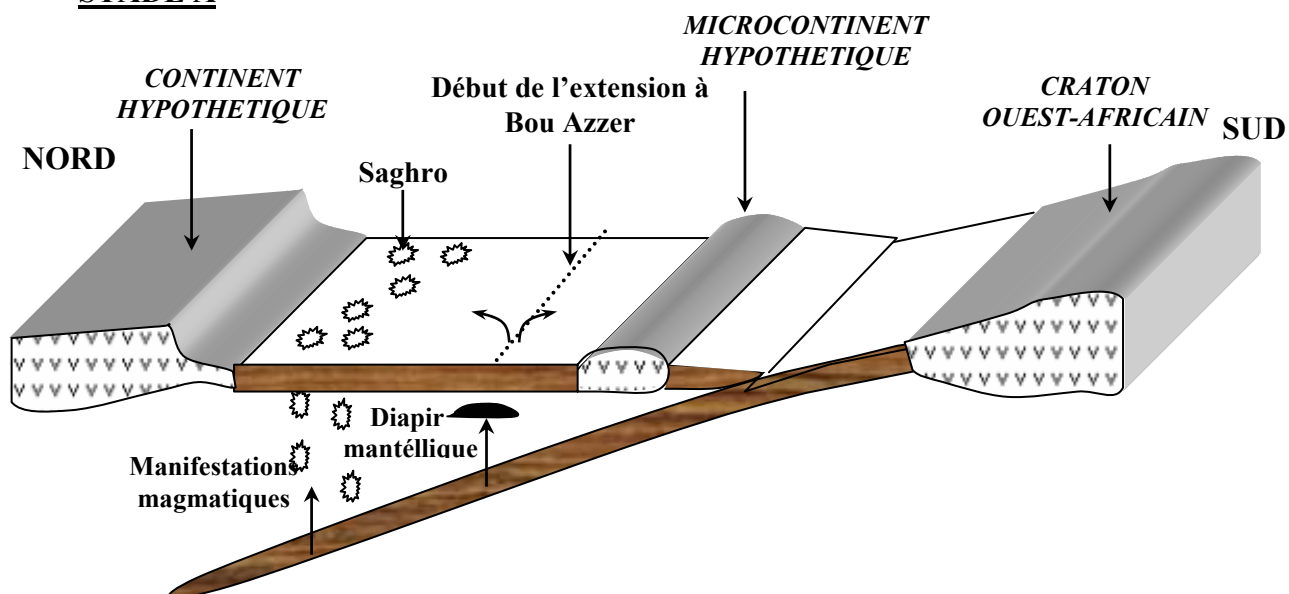
La phase compressive majeure de l'orogénèse panafricaine correspond au rapprochement tectonique des différentes unités lithologiques. Elle est matérialisée par une collision oblique à composante senestre de direction WNW-ESE.

Entre la fin du PII inférieur et le début du PII supérieur dans les massifs de Saghro et de l'Ougnat existait une période d'arrêt plutonique et volcanique. Pendant cet arrêt, on a une surrection et érosion qui ont entraîné la mise à l'affleurement les formations plutoniques et leur érosion, ainsi que le dépôt des conglomérats de base du PII supérieur.

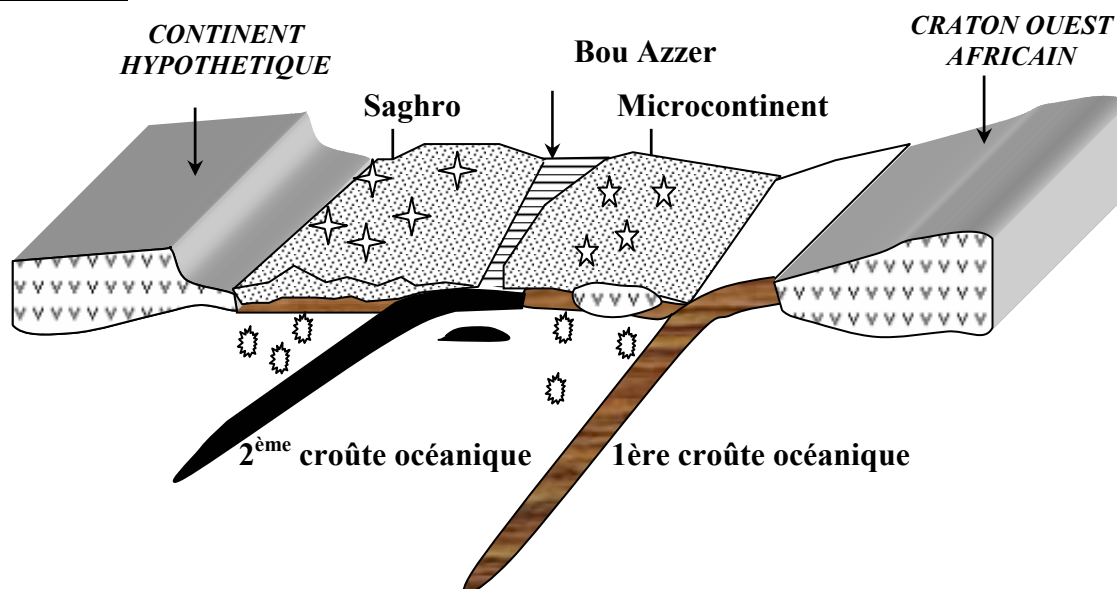
Au PII supérieur on a un remplissage d'un bassin de collision par des débris de l'ancien bassin d'avant arc. Cela veut dire que la sédimentation est syntectonique contrôlée par le même régime transpressif que celui qui a régné pendant la compression panafricaine majeure. Ce mécanisme se poursuit au PIII.

Fig.10 : Evolution géodynamique de l'Anti-Atlas pendant le Précambrien
d'après SAQUAQUE (1989)

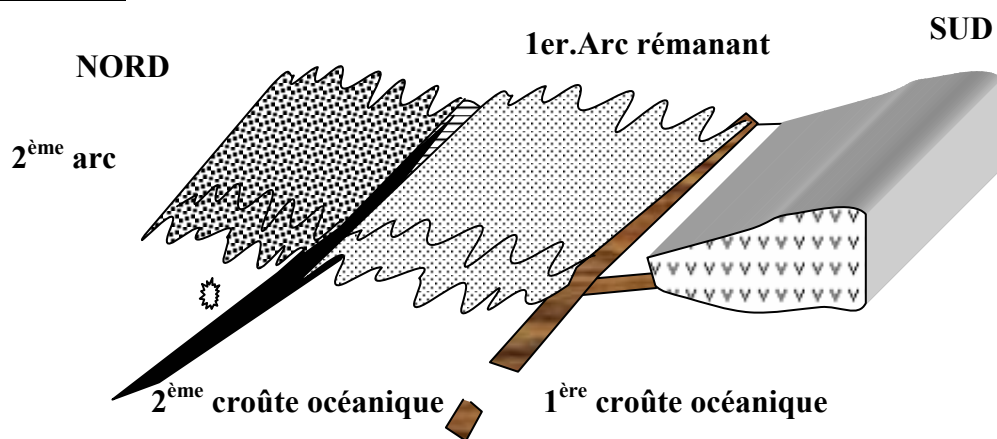
STADE A



STADE B



STADE C



2)-Troisième interprétation (2001)

Le détail sera donné pendant la séance du cours

N. Ennih, J.-P. Liégeois / Precambrian Research 112 (2001) 289–302

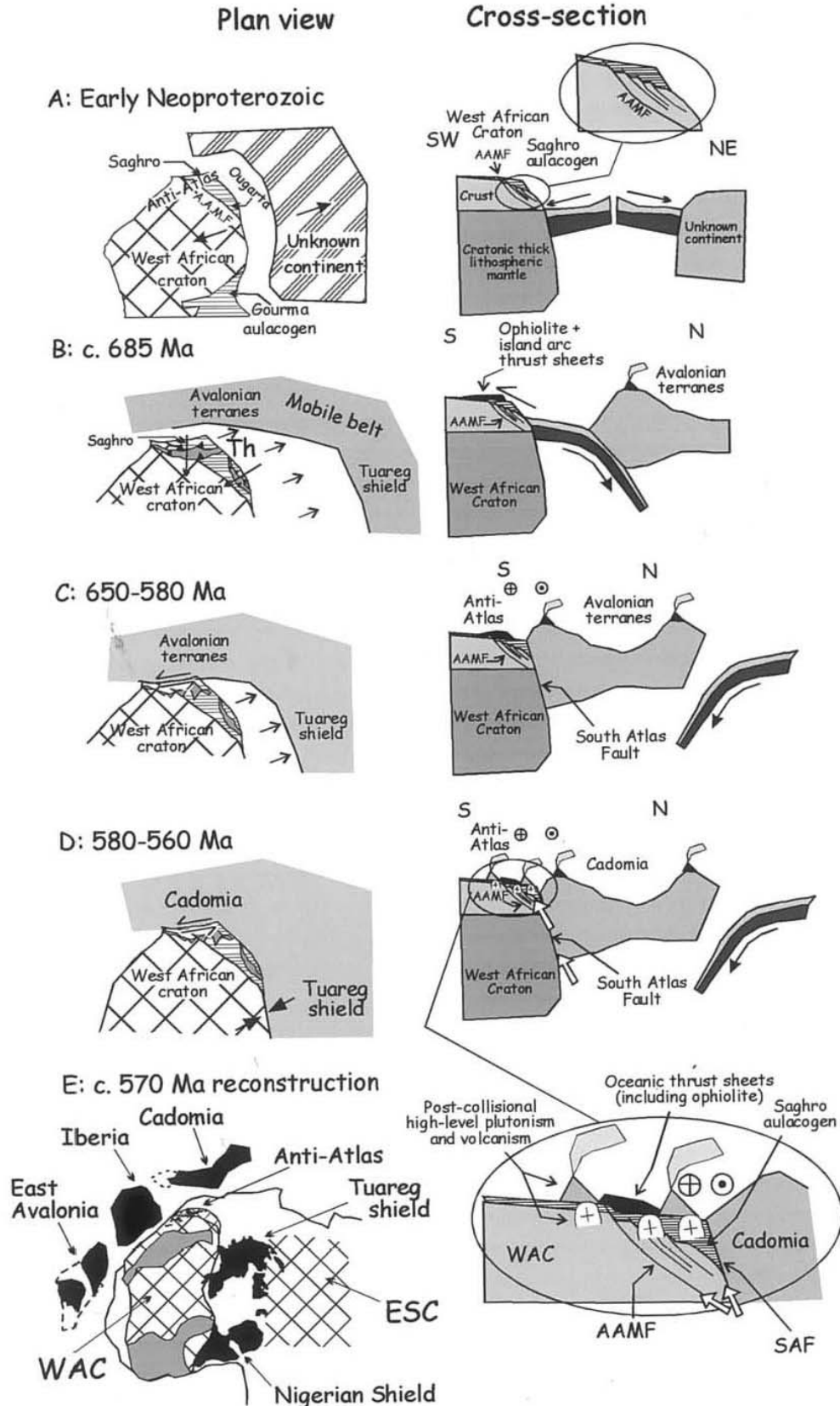


Fig. 4. (Continued)