

L'ACCIDENT TIZAL-AZOURKI HAUT ATLAS CENTRAL DU MAROC: DÉFORMATIONS SYNSEDIMENTAIRES LIASIQUES EN EXTENSION ET CONSÉQUENCES DU SERRAGE ATLASIQUE

H. Ibouh*, F. El Bchari**, M. Bouabdelli***, A. Souhel**, N. Youbi***

RESUME

Dans la région d'Aït Bou Gummez la série sédimentaire se présente à l'affleurement en deux grandes unités lithologiques principales subdivisées en huit formations. La première est d'âge lias inférieur à moyen. Elle est formée par des carbonates massifs ou lités à grands lamellibranches. La deuxième est d'âge Lias supérieur. Cette unité se montre très détritique avec des marnes rouges ou vertes et des grès chenalisés.

Les corrélations transverse et longitudinale montrent que l'accident des Jebels Tizal-Azourki (ATA), de direction N70 à E-W, a joué en extension continu selon un axe N-S depuis le Sinémurien jusqu'au Domérien-Toarcién. Cette extension s'exprime par un ensemble de failles normales de direction N70 à E-W organisées en horst dissymétrique associé à des failles normales transverses de direction N150 à NW-SE. L'axe du horst passe latéralement sur l'actuel emplacement de Tizi n'Tirghist. Le premier mouvement distensif E-W débute à partir du Carixien et continue jusqu'au Domérien-Toarcién. Les indicateurs cinématiques et La chronologie des directions d'extension montrent: 1) une extension simple N-S perpendiculaire à la direction principale (N70) au cours du Sinémurien, contrôlée par une contrainte principale minimale (σ_3) N-S et WSW-ENE; 2) une extension E-W qui débute au Carixien, simultanément à l'extension N-S et parallèlement à la direction principale (N70) annonce le début du régime transtensif contrôlé par une contrainte principale minimale (σ_3) orientée NE-SW à NNE-SSW.

Au cours de la compression atlasique, l'accident ATA est réactivé en faille inverse chevauchante. La vergence tantôt vers le Sud tantôt vers le Nord le long de l'accident ATA s'explique par des décrochements profonds du socle de direction NE-SW et NNW-SSE. Ces décrochements seront aussi responsables des virgations en «Z» ou en «S» observées le long de la plupart des structures E-W dans le Haut Atlas central.

Mots Clés: Accident Tizal-Azourki, Tectonique synsédimentaire, Distension, Transtension, Serrage atlasique, Haut Atlas Central, Maroc.

RESUMEN

En la región de Ait Bou Gummez del Alto Atlas central, la serie sedimentaria está esencialmente constituida por dos grandes unidades compuestas a su vez por ocho formaciones. La primera unidad es de edad Lias Inferior-Medio y está formada por depósitos carbonatados masivos o laminados con lamelibranchios muy grandes. La segunda es de edad Lias Superior y está constituida mayoritariamente por sedimentos detríticos con yesos, arcillas, y carbonatos abigarrados (rojo, verde, ocre).

El análisis tectónico y las correlaciones transversales y longitudinales de las secciones litoestratigráficas en la zona del accidente tectónico de Jebel Tizal-Azourki (ATA) de dirección N70 a E-W, indican un régimen extensional N-S desde el Sinemuriense hasta el Domeriense-Toarciense. Esta extensión generó fallas normales N70 a E-W y fallas transcurrentes N150 a NW-SE, dando lugar a un horst asimétrico. El eje de este horst se desvía lateralmente hasta hacerse paralelo al accidente de Tizi N'Tirghist. El primer movimiento extensional E-W empezó a principios del Carixiense y continuó durante el Domeriense-Toarciense. Los indicadores cinemáticos y la cronología relativa de las

* Département de Géologie, Faculté des Sciences et Techniques, BP 618, Marrakech, Maroc.

** Département de Géologie, Faculté des Sciences d'El Jadida, BP 20, El Jadida, Maroc.

*** Département de Géologie, Faculté des Sciences Semlalia, BP 2390, Marrakech, Maroc.

directiones de extensión permiten reconocer la siguiente secuencia: 1) una extensión simple N-S subperpendicular a la dirección principal N70 del accidente ATA durante al Sinemuriense, controlada por un esfuerzo principal mínimo σ_3 orientado N-S; 2) una extensión E-W que comenzó en el Carixiense, mientras todavía perduraba la extensión NS, paralelamente a la dirección principal N70, que anuncia el comienzo del régimen transtensivo controlado por un esfuerzo principal mínimo (σ_3) de dirección NE-SW a NNE-SSW. Durante la compresión atlásica, el accidente ATA se reactiva como falla inversa cabalgante. La vergencia tanto al sur como al norte a lo largo del accidente ATA se podría explicar por el efecto de fallas transcurrentes de zócalo de dirección NE-SW y NW-SE. Estas fallas podrían haber originado las estructuras en Z y en S que aparecen a lo largo del Alto Atlas central de dirección EW.

Palabras clave: *Accidente de Jebel Tizal-Azourki, tectónica sinsedimentaria, extensión, transtensión, compresión atlásica, Alto Atlas central, Marruecos.*

Introduction

Après le rifting triasique dans le Haut Atlas du Maroc (Piqué et Laville, 1993a), des séries rouges détritiques comblent des bassins NNE-SSW (Salvan, 1984); elles sont associées à une importante série volcanique fini-triasique-infra-liasique, (Bertrand et Prioton, 1975) coiffée par des dépôts de plate forme carbonatée d'âge Lias inférieur et moyen (Du Dresnay, 1979; Souhel, 1996, Elbchari *et al.*, 2000). Cette plate forme a été le siège d'une importante fracturation lors de la distension du lias (Fedan, 1985; Elmi, 1990) où sont réactivées les structures hercyniennes de directions variable, N50, N70 à N90 et N120 (Laville, 1981; Piqué et Laville, 1993a). L'une des structures les plus importantes et qui a joué un rôle majeur dans l'ouverture de la fosse atlasique est celle que Roch (1939) avait baptisé l'Accident Nord Atlasien (ANA) (Fig. 1 A).

L'objectif principal de ce travail est de: i) montrer que l'accident «ANA», de direction N70 à E-W est loin d'être situé sur la limite nord du Haut Atlas central; ii) étudier les principales manifestations extensives synsédimentaires de cet accident enregistrées dans la sédimentation liasique d'Aït Bou Guemmez (secteur d'étude, Fig. 1 A et B), avec une étude comparative des épaisseurs et des faciès de part et d'autre de la faille (corrélation N-S) et le long du compartiment sud de cette faille (corrélation E-W); iii) décrire et traiter les mesures microtectoniques levées sur les structures de déformation synsédimentaire enregistrées dans les séries du Lias inférieur, moyen et supérieur; iv) étudier les conséquences et les effets du serrage atlasique enregistrés par les séries du jurassique inférieur le long de cet accident avec une description cinématique et géométrique.

Le secteur d'étude (région d'Aït Bou Guemmez) se situe dans l'Atlas de Zaouit Ahançal à 70 Km au SSE de la ville d'Azilal (Fig. 1 A, B).

Historique de l'Accident Nord Atlasien

En 1931, Moret, suite à son étude dans le Haut Atlas de Marrakech, avait distingué 3 zones structurales: la zone axiale, allongée selon une direction N70 à E-W formée par les hauts sommets granitiques, de part et d'autre de laquelle s'installent les zones subatlasiques méridionale et septentrionale. Par la suite, Roch (1939), lors de son étude des massifs situés à l'Est de la ville de Marrakech, avait adopté en partie les subdivisions de Moret (1931) mais en y apportant quelques nuances quant aux limites des zones déterminées. Selon Roch, le Haut Atlas se limite à l'anticlinal de la zone axiale (anticlinal de Skoura) limité au Nord par la grande ligne tectonique baptisée Accident Nord Atlasien et limité au Sud par l'Accident Sud Atlasien (Russo, 1934) (Fig. 1 A).

Sur une carte structurale ou géologique récente du Maroc, l'Accident Nord Atlasien de Roch (1939) représente l'une des deux branches de l'accident de Tizi n'Test (Russo, 1934) par lesquelles elle se prolonge dans la partie médiane du Haut Atlas central (Haut Atlas de Zaouit Ahançal). Il s'agit d'une zone faillée complexe, déchirant la partie centrale de la chaîne, et s'étend depuis Agouti à l'Ouest jusqu'au Sud d'Imilchil à l'Est en passant par Zaouit Ahançal. La deuxième branche se situe plus au Sud et forme l'accident de Waougoulzat longeant la structure anticlinale de jebel Waougoulzat (Fig. 1 B). L'Accident Nord Atlasien de Roch (1939) sera baptisé dans ce travail Accident Tizal-Azourki (ATA) (Fig. 1 B) en raison de sa localisation distincte de la bordure nord et de la partie septentrionale du Haut Atlas central.

Lithostratigraphie

Dans la région d'Aït Bou Guemmez (Fig. 1 B), huit formations ont été définies au sein de la série

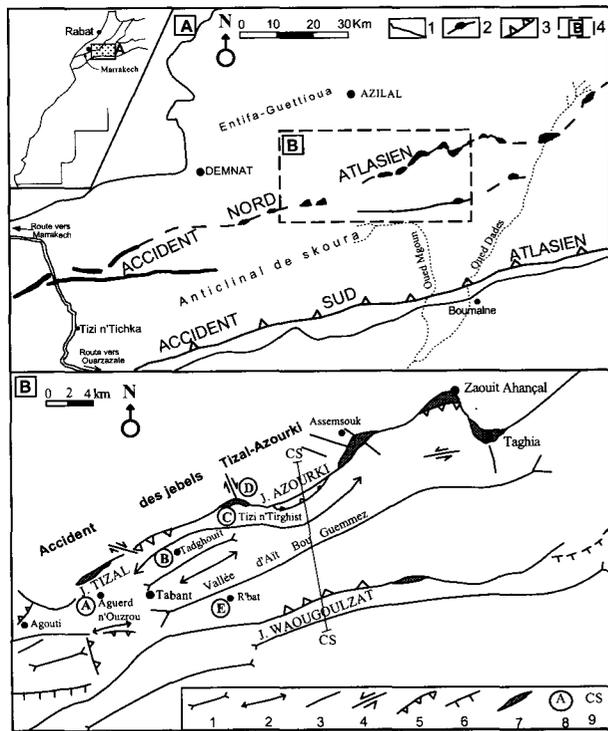


Fig. 1.—(A) Carte de localisation des chaînes de montagne localisées à l'Est de Marrakech, (secteur étudié par Roch en 1939). 1: Limite de reliefs; 2: argile et basalte triasique dans le tracé des failles; 3: accident sud atlasique, 4: secteur étudié dans ce travail. B: Carte structurale du secteur étudié avec la localisation des coupes sédimentologiques levées le long de l'accident Tizal-Azourki (ATA). 1: Pli synclinal; 2: Pli anticlinal; 3: Faille à mouvement non déterminé; 4: faille décrochante; 5: Faille inverse; 6: Faille normale; 7: affleurement des dépôts triasiques dans le tracé de l'accident Tizal-Azourki; 8: localisation des coupes sédimentologiques.: A: coupe d'Agouerd n'Ouzrou; B: coupe de Tadghouit; C: coupe de Tizi n'Tirghist; D: coupe d'Azourki; E: coupe de R'bat; 9: Coupe structurale (voir Fig. 8).

liasique (Jossen, 1988). Cinq coupes y en été levées en détail (Fig. 1 B) et dont les datations des séries ont été récemment réactualisées sur la base de la détermination de foraminifères (El Bchari 2000; El Bchari *et al.*, 2000). Nous présentons ci-dessous une brève description de ces formations (Fig. 2).

a) La formation d'Aït Bou Oulli correspond au terme de la base de la série carbonatée de cette région. Son épaisseur à l'affleurement est très variable (30 à 400 m). Son sommet est marqué par une discontinuité qui témoigne d'un net changement dans les conditions de dépôt sur l'ensemble de ce secteur (Fig. 2). Elle sépare les carbonates massifs du sommet de la formation d'Aït Bou Oulli et les carbonates lités de la formation d'Aganane sus-jacente.

En l'absence de fossiles biostratigraphiques, la partie basale de cette formation est attribuée à l'Héttangien-Sinemurien inférieur en accord avec les travaux antérieurs (Roch, 1939; Jenny, 1988; Septfontaine, 1986 et Jossen, 1988). La partie sommitale, quant à elle, montre dans la localité de R'bat des intercalations de niveaux centimétriques de calcaires mudstones riches en *Lituosepta recoarensis*. Ce foraminifère est un marqueur de la Biozone «B» de Septfontaine (1984) et permet d'attribuer un âge Sinémurien supérieur.

b) La formation d'Aganane montre un maximum de développement dans les secteurs de R'bat et d'Agouti (Fig. 1 B). De la base au sommet, on distingue trois unités successives Ag 1, Ag 2 et Ag 3:

— l'unité Ag 1 montre une succession rythmique de calcaires fins à Foraminifères, de dolomies laminées et de dolomies marneuses. Son âge est Sinémurien terminal-Carixien inférieur (Biozone C1) d'après l'association des foraminifères *Orbitopsella primaeva* et *Pseudopfeinderina butterlini*;

— l'unité Ag 2 correspond à l'ensemble marnodolomitique à caractère azoïque représenté sur la carte géologique au 1/100 000 de Zaouit Ahançal (Jossen, 1988) sous la dénomination de «Formation d'Aït Bazzi». Dans la région de R'bat, elle débute par un terme de marnes rouges à horizons de paléosols épais de 8 à 10 m. L'unité se poursuit par une série de marnes jaunes azoïques intercalées de dolomies le plus souvent bréchifiées. Dans la partie Ouest de notre secteur (région d'Agouti) la base de cette unité comporte un ensemble dolomitique chaotique, épais de 15 à 20 m et formé de mégabèches et de slumps. Cette unité est placée dans l'intervalle Carixien moyen-supérieur en raison des deux unités bien datées qui l'encadrent;

— l'unité Ag 3 montre une succession de faciès similaire et à celle de l'unité Ag 1; avec cependant une prédominance de faciès biodétritiques: calcaires graveleux de teinte sombre, riches en algues *Cayeuxia* et en foraminifères. Le toit de certains niveaux au sommet de cette unité s'avère particulièrement riche en empreintes de pas de Dinosaures. Cette dernière unité est placée dans le Domérien (Biozones D et E) en raison de l'association de Foraminifères benthiques rencontrés: *Lituosepta compressa*, *Pseudocyclammina liasica* et *Haurania* sp..

A Tizi n'Tirghist (Coupe de Tizi n'Tirghist, Fig. 1 B), la formation d'Aganane est très réduite en épaisseur. La partie sommitale de cette unité montre le développement d'un corps conglomératique chenalissant à éléments carbonatés provenant probablement du démantèlement des unités sous-jacentes. Sur la carte géologique au 1/100 000 de Zaouit Ahançal et plus précisément dans cette localité, cette formation couvre tout le Pliensbachien (Jos-

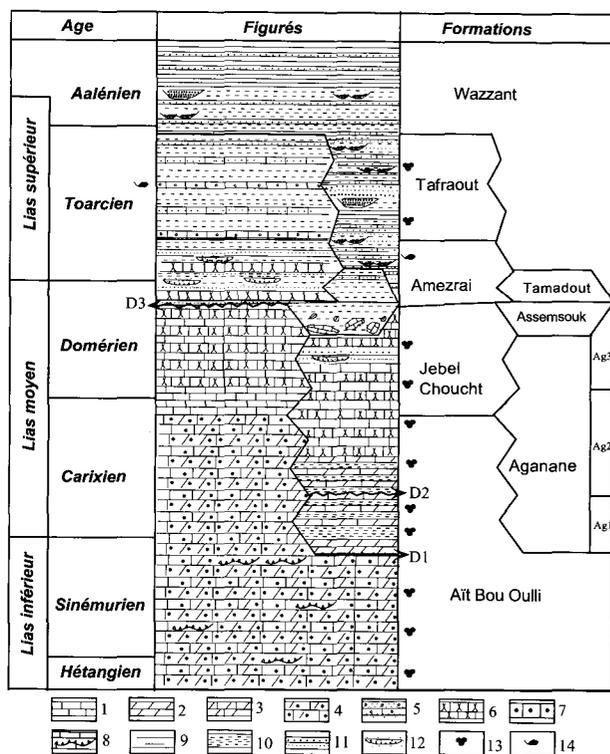


Fig. 2.—Log synthétique de la lithostratigraphie générale de la vallée d'Aït Bou Guemmez. 1: Calcaire, 2: Dolomie, 3: Calcaire dolomitique, 4: Calcaire dolomitique à oncolithe, 5: Calcaire oolithique, 6: Calcaire à grands lamellibranches, 7: Calcaire oncolithique, 8: Calcaire bréchique, 9: Marne, 10: Argile, 11: grès et conglomérat, 12: Chenaux, 13: Formainifère, 14: Brachiopode.

sen, 1988). Nos propres observations montrent que seul le Domérien est représenté au sein de cette formation et repose directement sur le Lias inférieur, avec une lacune de l'unité carixienne.

c) La formation de *Jbel Choucht* correspond à une variation latérale de faciès de la formation d'Aganane. Elle a été définie pour la première fois par Septfontaine (1986) dans sa localité type (Jbel Choucht au NW de Zaouit Ahançal) où elle correspond à un ensemble de calcaires massifs déposés dans un environnement récifal et daté, à leur sommet, de la limite Carixien-Domérien. Cette dénomination fut étendue par la suite (Jossen, 1988) à l'ensemble des carbonates du Lias moyen affleurant en gros bancs aux abords des principaux accidents traversant le centre du Haut-Atlas de Zaouit Ahançal, notamment dans notre secteur d'étude. Nos propres observations ont montré que ces carbonates massifs diffèrent, au niveau de leur âge et de leur milieu de dépôt, par rapport à ceux définis par Septfontaine (1986). Il s'agit plutôt d'une série très épaisse d'âge Domé-

rien (Biozones D et E) à caractère lité et localement riche en Mégalodontes.

Au niveau de *Jebel Azourki* (Coupe de J. Azourki, Fig.1 B), on note à la base de la coupe des calcaires fins à foraminifères benthiques (*Mayncina termieri* et *Lituosepta compressa*). Dans la suite de la série, on observe une succession de calcaires mudstones à wackstones à *Pseudocyclammina liasica* et *Haurania* sp., et de calcaires packstones très riches en coquilles désarticulées de Mégalodontes.

La nature des faciès dominant et la faune associée témoignent d'un dépôt en milieu de plate-forme subtidale peu profonde, à proximité d'un haut fond. Les bancs à grands Lamellibranches en position de vie et les paléokarsts, signalés par Monbaron *et al.* (1984) et Jossen (1987) vers l'Est, au niveau de *Jbel Aroudane* et de *Taghia*, correspondraient aux parties de ce domaine de haut-fond liasique, actuellement observables.

d) La formation d'*Amezrai* est datée par une faune de Brachiopodes du Domérien terminal-Toarcien inférieur (Bouchouata *et al.*, 1995). Dans notre secteur, elle est très bien développée dans le flanc nord de *Jebel Azourki* (Fig.1 B) où elle correspond à des carbonates, des grès et des marnes, auxquels s'associent des faciès conglomératiques à éléments du socle paléozoïque.

e) La formation d'*Assemsouk* d'âge domérien moyen à supérieur (Jossen, 1988) est localisée essentiellement dans la région d'*Assemsouk* et à étendu très faible. Elle est limitée au petit bassin d'*Assemsouk* et formée de marnes à blocs de résédimentation, de taille variable du centimètre au mètre et d'âge domérien, et des slumps.

f) La formation de *Tamadout* d'âge Toarcien inférieur (Jossen, 1988) repose directement sur la formation d'*Assemsouk*. Elle affleure elle aussi dans le bassin d'*Assemsouk* et constituée de marnes feuilletés verdâtres.

Les deux formations *Assemsouk* et *Tamadout* correspondent respectivement au passage latérale de faciès, dans La région d'*Assemsouk*, au sommet de la formation d'*Aganane* et à la base de la formation d'*Amezrai* (Fig. 2).

g) La formation de *Wazzant* correspond à une variation latérale de faciès de la formation d'*Amezrai* vers l'Ouest, formée par un ensemble sédimentaire complexe, à dominance terrigène, attribué à l'intervalle Domérien terminal-Aalénien (Jossen, 1988) en raison de son encadrement stratigraphique. Sa partie inférieure est caractérisée dans notre secteur par une abondance de chenaux conglomératiques à dragées de quartz et à éléments du socle paléozoïque, de grès organisés en barres lenticulaires chenalisantes et d'argiles rouges. Ces divers faciès sont organisés en séquences métriques de comblement et de chenaux alluviaux.

h) La formation de Taфраout d'âge Toarcien moyen (Bouchouata *et al.*, 1995), constitue l'équivalent latéral vers l'Est (région de Zaouit Ahançal) de la partie sommitale de la formation de Wazzant. Elle affleure uniquement dans le flanc Nord de Jbel Azourki (coupe de Jbel Azourki, Fig.1 B). Elle est composée de niveaux décimétriques à métriques de calcaires noduleux oolithiques, à surfaces ferrugénisées et condensées en coquilles brisées de Brachiopodes. Ces calcaires alternent avec des marnes vertes et des calcaires gréseux à débris de bioclastes.

Etude structurale

L'étude structurale a permis de mettre en évidence une tectonique synsédimentaire qui se manifeste d'une part par une différenciation des faciès et des épaisseurs à travers les différentes formations, d'autre part par des structures synsédimentaires fossilisées dans les séries liasiques. La compression atlasique est marquée par des structures multiscalaires observées dans les séries liasiques d'Aït Bou Guemmez.

Analyse des variations latérales d'épaisseur et de faciès des dépôts

L'étude comparative des épaisseurs et des faciès, de part et d'autres de l'accident ATA et latéralement sur son compartiment sud, a permis de déceler une activité synsédimentaire de cette faille dans le secteur d'Aït Bou Guemmez.

Corrélation N-S

Selon un axe NS transverse au tracé de l'accident ATA, il s'agit de comparer la coupe de J. Azourki (D) sur le compartiment nord de l'accident et les coupes de Tizi n'Tirghist (C) et de R'bat (E) (Fig.1 B et Fig. 3) situées respectivement sur les parties nord et sud du compartiment sud de ce même accident.

Une première observation entre les coupes de Tizi n'Tirghist et R'bat (Fig. 3) montre que le Lias inférieur (Sinémurien et Carixien) est plus épais au sud avec une polarité aussi vers le sud de l'unité carixienne (unité C). Ensuite la partie sommitale, de cette même unité, montre non seulement son amincissement mais aussi son absence totale au niveau de la coupe de Tizi n'Tirghist où le Domérien repose directement sur le Lias inférieur. Ces données permettent de supposer au Sinémurien-Carixien un effondrement vers le Sud de la partie sud de la

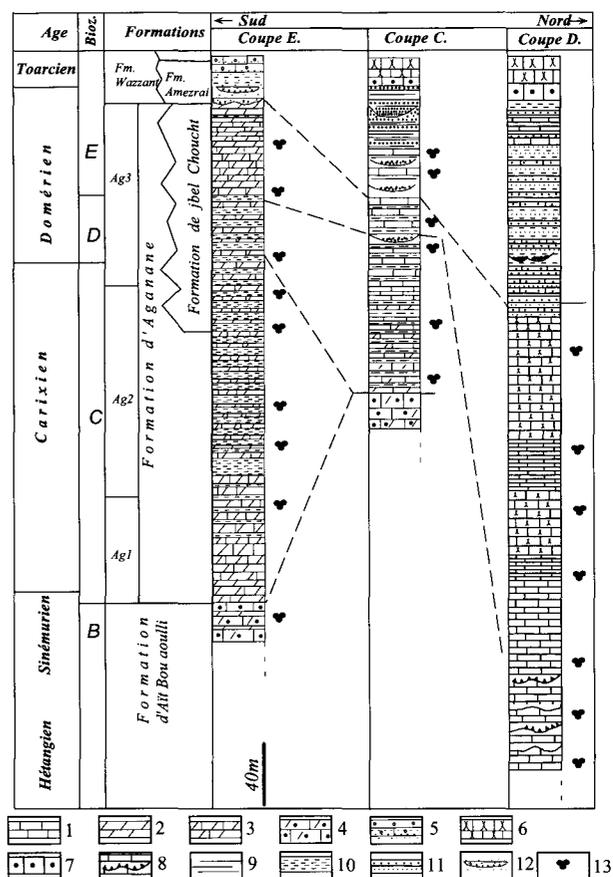


Fig. 3.—Corrélation latérale de trois coupes sédimentologiques (Localisation voir Fig. 1B) selon un axe N-S transversale à l'accident Tizal-Azourki (ATA). (même légende que la figure 2)

vallée de Bou Guemmez (Fig. 4). Cet effondrement serait probablement le résultat d'activités de failles normales de direction N70 à E-W et à pendage vers le Sud (Fig. 4) et qui s'enregistre par des variations de faciès de part et d'autres des failles et par des slumps et des brèches dans les marnocalcaires de la formation d'Aganane. Ce dispositif persistera au Carixien et lui confère une géométrie des dépôts avec un amincissement et même leur absence vers le Nord sur un haut fond qui serait à l'emplacement de la coupe de Tizi n'Tirghist.

Vers le haut de la série, l'unité domérienne montre une inversion de subsidence avec un épaississement cette fois-ci vers le Nord, mais toujours sur le compartiment sud entre la coupe de R'bat et celle de Tizi n'Tirghist (Fig. 3 et 4). Ainsi au Domérien, l'accident ATA se manifeste par un mouvement distensif à effondrement vers le Nord. Cette activité serait probablement induite par deux failles de direction N70 à E-W et à regard vers le Nord, qui se

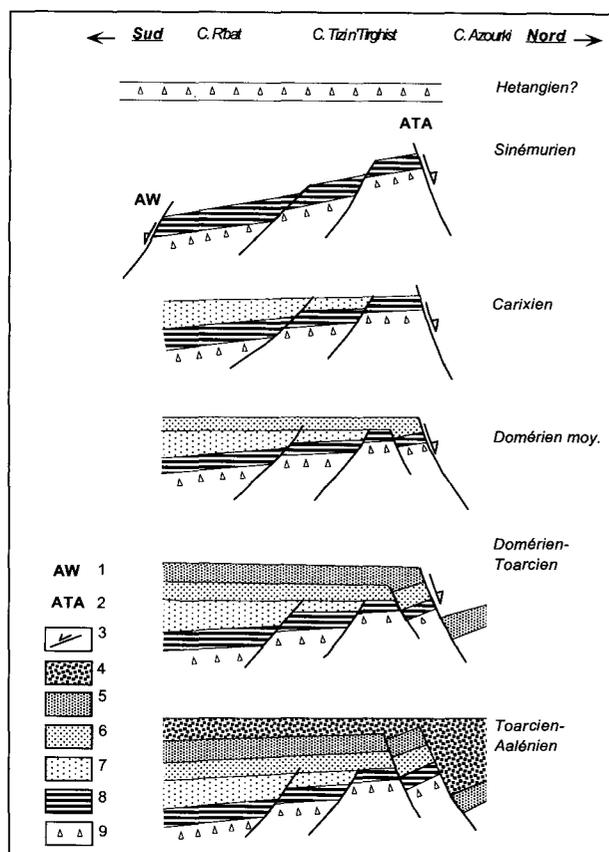


Fig. 4.—Schéma des étapes de la distension sur l'Accident Tizal-Azourki selon une coupe Nord-Sud au cours du Lias, déduite de la corrélation de trois coupes sédimentologiques de: R'bat, Tizi n'Tirghist et Azourki (Localisation voir Fig. 1B). 1: Accident de Waougoulzat; 2: Accident Tizal-Azourki; 3: Faille synsédimentaire; 4: Groupe de Zaouit Ahançal (Formations d'Amezrai, de Tafrout et de Wazzant) (Domérien-Toarcien-Aalénien); 5: Unité «E» de la formation d'Aganane (Ag3: Domérien moy.); 6: Unité «D» de la formation d'Aganane (Ag2: Carixien-Domérien); 7: Unité «C» de la formation d'Aganane (Ag1: Carixien); 8: Formation d'Aït Bou Oulli (Sinémurien); 9: Formation de Tighanimine (Hétangien).

marque dans la sédimentation par les variations notables des faciès et des épaisseurs de la série domérienne en allant du Sud vers le Nord de l'accident ATA.

Enfin le Lias supérieur est très épais au Nord de l'accident ATA, ainsi au Domérien terminal-Toarcien inférieur le jeu distensif s'intensifie en accentuant l'effondrement vers le Nord favorisant ainsi l'individualisation du bassin subsident d'Amezrai, attestée par la puissante série terrigène du Toarcien moyen à Aalénien.

En conclusion, on note que l'accident Tizal-Azourki a joué un rôle très important dans le contrôle de la sédimentation dans la région d'Aït

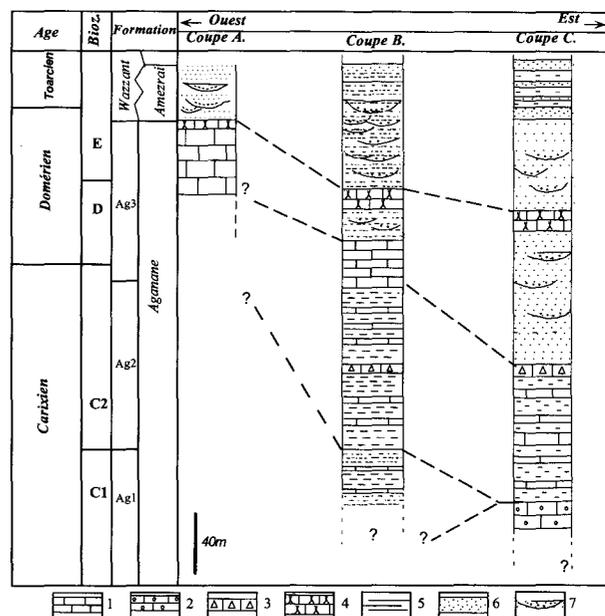


Fig. 5.—Corrélation latérale de trois coupes sédimentologiques selon un axe E-W le long du flanc sud de l'accident Tizal-Azourki. (Localisation voir Fig. 1 B). 1: Calcaire; 2: Calcaire oncolithique; 3: Calcaire bréchiq; 4: Calcaire à grands lamellibranches; 5: Marne; 6: Argile; 7: Chenaux de grès.

Bou Guemmez. Ce contrôle abouti à la fin du Lias à l'individualisation de deux aires de dépôts différents de part et d'autre de l'accident: un domaine profond au Nord et un domaine moins profond au Sud (Fig. 4).

Corrélation E-W

Le long du compartiment sud de l'accident ATA, les coupes étudiées sont de l'Ouest à l'Est: la coupe d'Aguerd n'Ouzrou (A), la coupe de Tadghouite (B) et enfin la coupe de Tizi n'Tirghist (C) (Fig. 1 B; Fig. 5).

En observant la base des trois coupes citées ci-dessus, les dépôts carixiens (unité C1) sont relativement développés dans la région de Tadghouite (coupe B) et lacunaires au niveau de Tizi n'Tirghist (coupe C). Cette absence s'explique très bien en présence d'une faille normale synsédimentaire de direction subméridienne à regard vers l'Ouest située entre la coupe de Tizi n'Tirghist et celle de Tadghouite (Fig. 5 et 6). L'effondrement et la présence d'une pente vers l'Ouest sont marqués par des slumps à glissement vers l'Ouest et des failles centimétriques à pendage vers l'Ouest.

Vers le haut, les dépôts du Domérien, avec des épaisseurs bien développées à l'Est et moins épais à

l'Ouest (Fig. 5 et 6), indiquent une inversion apparente de subsidence par rapport à la période carixienne. L'épaississement du Domérien vers l'Est serait probablement le résultat du jeu d'une faille normale à regard vers l'Est. Cette dernière est indiquée par des microfailles synsédimentaires de direction subméridienne à regard vers l'Est fossilisées dans la série domérienne.

Au passage Domérien-Toarcien, le dispositif mis en place durant le Domérien s'accroît avec une forte subsidence tectonique vers l'Est (Fig. 5 et 6) accompagnée par une polarité sédimentaire et des épaississements des formations vers l'Est. Cette subsidence est contrôlée par des failles normales synsédimentaires fossilisées, de direction N125 à pendage vers l'Est, observées dans la partie orientale du compartiment nord de l'accident ATA et qui délimitent le bassin d'Assemouk (planche-photos).

Au Toarcien-Aalénien, la subsidence continue vers l'Est et se manifeste par le dépôt d'une puissante série terrigène rouge (600 à 1000m d'épaisseur). Cette dernière montre à sa base des failles normales fossilisées de direction N150 à N160 à pendage généralement vers l'Est.

En conclusion, la sédimentation du Lias est contrôlée par des failles synsédimentaires de direction subméridienne avec des pendages opposés limitant des grabens et des hémigrabens. Ces derniers s'organisent en une mégastructure en forme d'hémigraben à effondrement vers l'Est le long de l'accident ATA (Fig. 6).

Discussion

Les corrélations des épaisseurs et des faciès de part et d'autre, et le long de l'accident ATA, montrent que la sédimentation du Jurassique inférieur de la région d'Aït Bou Guemmez a été contrôlée par deux familles principales d'accidents synsédimentaires.

La première famille de direction N70 à E-W est considérée comme étant la direction majeure des structures qui ont contrôlé la formation de la chaîne haut atlasique centrale. Elle est représentée dans notre secteur par l'accident Tizal-Azourki (ATA) dont le jeu a provoqué l'effondrement de son compartiment nord où se dépose une épaisse série sédimentaire d'âge lias inférieur. Le jeu distensif s'exprime par un réseau de failles, de direction N70 à E-W et à sens de pendage opposé, formant une structure en horst dont le centre se situe sur l'actuel emplacement de Tizi n'Tirghist (Fig. 4). Notre interprétation confirme ainsi l'hypothèse de Lee et Burgess (1978) qui ont décrit ce même accident comme étant un grand horst longitudinal

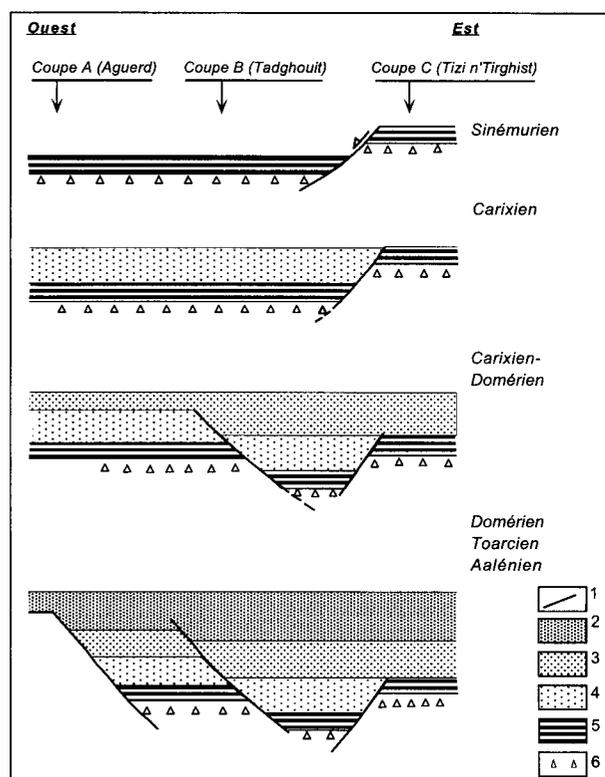


Fig. 6.—Schéma des étapes de distension selon une coupe Est-Ouest parallèlement à l'accident Tizal-Azourki au cours du Lias, déduite de la corrélation des trois coupes : Aguerd n'Ouzrou, Tadghuite et Tizi n'Tirghist (localisation voir Fig. 1 B et Fig. 5). 1: Faille synsédimentaire ; 2: Formation Wazzant (Toarcien-Aalénien); 3: Unité «D» et «E» de la formation d'Aganane (Carixien-Domérien); 4: Unité «C» de la formation d'Aganane (Carixien); 5: Formation d'Aït Bououlli (Sinémurien); 6: Formation de Tighanimine (Hétangien).

allant du massif de Tichka à l'Est du Haut Atlas central jusqu'au Sud d'Imilchil à l'Ouest, avec un affaissement de sa partie nord par rapport à sa partie sud. La structure en horst longitudinal est prouvée aussi par les critères de sédimentation de proximité de haut fond et par des paléo-karsts dans la formation de jebel Choucht (Monbaron *et al.* 1984) au niveau de jebel Aroudane et la région de Taghia (Jossen, 1988).

La deuxième famille est de direction NW-SE à subméridienne localisée de part et d'autre de l'accident ATA, transverse par rapport à la direction majeure des structures (N70 à E-W). Les failles étaient organisées, à l'époque liasique, en un hémigraben à effondrement vers l'Est (Fig. 6). Ce type de structures transverses a été décrit dans d'autres secteurs du Haut Atlas central notamment la région d'Imilchil, et sur la transversale de Rich-Errachidia. (Ibouh 1995, Ibouh *et al.*, 2000)

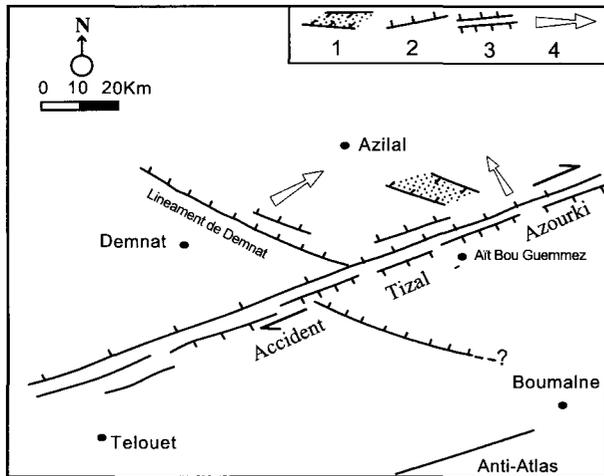


Fig. 7.—Schéma structural montrant l'Accident Tizal-Azourki en mouvements transsensifs dextres avec décalage du linéament de Demnat à effondrement vers l'Est au cours du lias moyen (d'après Lee et Burgess, 1978, modifié). 1: Bassin d'Assemsouk; 2: Faille normale; 3: Horst; 4: Sens d'effondrement global.

D'après les interprétations des corrélations des épaisseurs et des faciès, les deux réseaux de failles ont joué en épisodes successifs, avec un premier mouvement extensif selon une direction N-S au Sinémurien (Fig. 4). Ce mouvement est suivi par trois autres épisodes extensifs selon une direction N-S respectivement au Carixien-Domérien, au Domérien moyen et enfin au passage Domérien-Toarcien. Le premier mouvement distensif selon une direction E-W, quant à lui, ne se manifeste qu'à partir du Carixien (Fig. 6) et continue jusqu'au Domérien-Toarcien voire même l'Aalénien.

L'apparition au Sinémurien de mouvements d'ouverture N-S témoigne d'une distension pure, dans un premier temps, sur les accidents N70 à E-W. Cependant, les mouvements distensifs E-W, latéraux par rapport aux accidents N70, n'apparaissent, en parallèle à la distension N-S, qu'à partir du Carixien pour annoncer le début d'un nouveau régime qui est la transtension sur les accidents N70.

Les deux familles de failles citées ci-dessus seraient à l'origine d'un dispositif à double effondrement: l'un vers le Nord débutant au Sinémurien sur l'ATA et l'autre vers l'Est débutant au Carixien sur les failles NW-SE et parallèlement à l'accident ATA. Cet effondrement bidirectionnel s'intègre bien dans une dynamique d'ouverture transpressive de l'extrémité Sud-Ouest de la fosse haut atlasique centrale, limitée probablement par l'accident de Jebel Tizal-Azourki au Sud et le linéament de Demnat de direction N120 à l'Ouest (Fig. 7). La faille de Demnat, à effondrement vers l'Est pendant le juras-

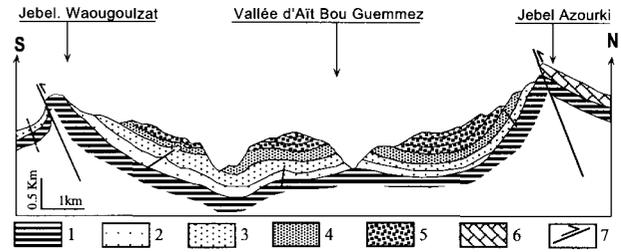


Fig. 8.—Coupe structurale N-S traversant la structure d'Azourki et celle de Waougoulzat. (localisation voir Fig. 1 B). 1: Formation de Tighanimine (Hétangien); 2: Formation d'Ait Bou Oulli (Sinémurien); 3: Unité «C» de la formation d'Aganane (Ag1: Carixien); 4: Unité «D» de la formation d'Aganane (Ag2: Carixien-Domérien); 5: Unité «E» de la formation d'Aganane (Ag3: Domérien moy.); 6: Groupe de Zaout Ahançal (Formations d'Amezrai, de Tafraout et de Wazzant) (Domérien-Toarcien-Aalénien); 7: la formation de Jebel Choucht; 7: Faille inverse

sique inférieur (Le Marrec et Jenny; 1980) (Fig. 7), est recoupée et décalée en dextre par l'accident de Tizal-Azourki, (Accident Nord Atlasien de Roch, 1939) au cours de cette même période (Lee et Burgess, 1978;1980).

Analyse des structures tectoniques et microtectoniques

Si l'étude de la géométrie des corps sédimentaires et la comparaison des épaisseurs et des faciès permettent de détecter une succession d'épisodes distensifs contrôlant la sédimentation carbonatée du Jurassique inférieur dans le secteur d'Ait Bou Guemmez, celle des structures tectoniques et microtectoniques syngénétiques (Planche-photos) permettra de préciser le régime tectonique et la direction des contraintes qui ont contrôlé la cinématique des différents accidents mis en jeu.

Présentation des données

Le secteur d'étude montre deux linéaments majeurs sous forme d'anticlinaux faillés (Fig. 8). Il s'agit de celui des Jebels Tizal-Azourki au Nord et celui de Jebel Waougoulzat au Sud. Entre les deux structures, les séries sédimentaires du Jurassique inférieur sont organisées en une structure synclinale orientée N70-90 (Fig. 8), associée par endroit à des plis et des failles décamétriques de direction axiale tantôt parallèle tantôt transversale à la direction principale N70 à E-W.

Les structures de déformation syngénétique fossilisées dans la série liasique correspondent à des

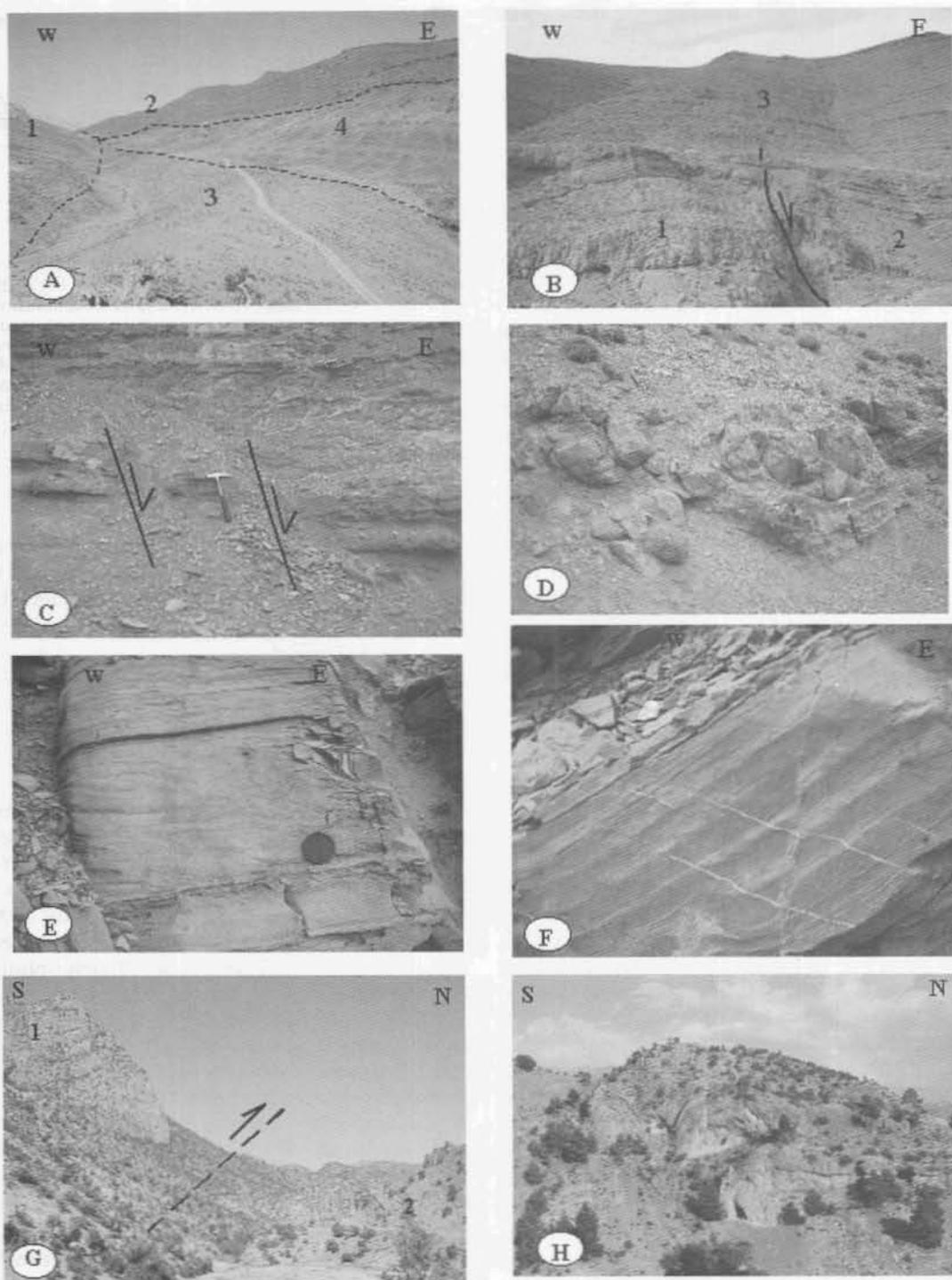


Planche: **A:** Vue vers l'extrémité ouest du bassin d'Assemsouk; à l'Ouest, la formation d'amezrai (2) repose directement sur la formation de jebel choucht (1); vers l'Est la formation d'assemsouk (3) et la formation de tamadout (4) qui remplissent le bassin. **B:** Faille bordière du bassin d'Assemsouk séparant la formation de jebel choucht (1) et la formation de tamadout (2) fossilisée par la formation d'amezrai (3). **C:** Failles normales fossilisées au sein de la formation de tamadout (Domérien-Toarcien). **D:** Bloc de resédimentation dans la formation d'assemsouk. **E:** Microslumps à glissement vers l'Est, dans la formation d'aganane (Carixien) **F:** Microfaille synsédimentaire, à effondrement vers l'Est et de direction submeridienne, dans la formation d'aganane (Carixien) **G:** L'accident Tizal-azourki aux environs de Zaouit Ahançnal, chevauchant vers le Nord, 1: formation de jebel choucht (Lias moyen), 2: formation d'amezrai (Lias supérieur). **H:** Plissement d'axe Atlasique de direction axiale N70 dans le lias inférieur au Nord de jebel Tizal.

failles normales synsédimentaires de directions variables (planche-photos). Elles oscillent dans une fourchette directionnelle allant de N120 et N-S avec des pendages variables entre 45 et 75° tantôt vers l'Est tantôt vers l'Ouest. Les dimensions de ces structures varient du centimètre au kilomètre. Le caractère synsédimentaire est attesté par la fossilisation par les niveaux sus-jacents et par les variations d'épaisseurs et de faciès de part et d'autre des plans des failles. Les miroirs de failles sont ondulés et brillants avec des stries lisses attestant d'une déformation hydroplastique synsédimentaire (Elliot et Williams, 1988; Seuffert, 1988). La détermination du sens du mouvement sur les miroirs est effectué grâce à la présence de niveaux repères déplacés ou par l'utilisation des tectoglyphes relatifs au sens des déplacements des compartiments sur les miroirs de failles (Petit, 1987; Doblas *et al.*, 1997, Doblas, 1998). Par endroit, ces structures sont associées à des dépôts et des structures de pentes telles que les turbidites et les slumps. Les structures synsédimentaires sont étudiées le long de l'accident ATA afin de comprendre, non seulement le rôle joué par ce dernier dans le contrôle de la sédimentation, mais aussi l'évolution cinématique de cette partie du bassin haut-atlasique central au cours du Jurassique inférieur.

Contrairement aux structures synsédimentaires, d'autres structures cassantes et plicatives sont post-sédimentaires (planche-photos), elles affectent toute la série sédimentaire de la base au sommet et elles ne sont pas fossilisées par des niveaux sus-jacents en aucun endroit. Ceci montre que leur âge est postérieur à toute la série sédimentaire jurassique de la région d'Aït Bou Guemmez. Elles ont été mesurées également et traitées par projection stéréographique, il s'agit de failles inverses chevauchantes, de failles décrochantes et de plis synclinaux et anticlinaux.

L'analyse microstructurale détaillée, basée sur les mesures microtectoniques (stries, plans de faille, plans de stratification et sens du mouvement) a été effectuée au niveau de huit sites microtectoniques (Fig. 9). Le traitement informatique des mesures a été fait à l'aide du logiciel «fault kinematic» (Allmendinger, Marrett et Claudouhos, 1989; Angelier et Michler, 1977) (Fig. 9).

Interprétation et discussion des résultats

L'analyse détaillée des différents stéréogrammes (Fig. 9) montre que la sédimentation du Jurassique inférieur dans le secteur d'Aït Bou Guemmez a été contrôlée par un régime distensif qui s'est manifesté en deux étapes successives avec deux directions distinctes de contraintes principales minimales (σ_3):

— la première (Fig. 9, sites 1, 2 et 3) est essentiellement enregistrée au sein du premier ensemble sédimentaire (Lias inférieur à moyen) par une extension principale (σ_3) de direction WSW-ENE sur les failles NW-SE à N-S. Il en résulterait logiquement un mouvement transtensif avec une composante latérale dextre le long de l'accident principal des Jebels Tizal-Azourki (N70) et un jeu distensif sur les accidents transverses de direction NW-SE à N-S.

Cette étape engendre à un premier morcellement en blocs de la plate-forme carbonatée sinémurienne (Ibouh *et al.*, 1997, El Bchari *et al.*, 2000) avec formation de haut fond sur lesquelles la sédimentation ne reprendra qu'à partir du Domérien (Coupe de Tizi n'Tirghist). Dans d'autres secteurs du Haut-Atlas central, cette étape est datée du Sinémurien supérieur dans l'axe de la chaîne (El Hariri, 1998) et du Sinémurien Supérieur - Carixien basal sur ses bordures (Souhel *et al.*, 1998). A l'échelle du domaine atlasique, cette phase représenterait la continuité du même régime extensif qui a régné au cours du Trias supérieur (Laville, 1981; Medina, 1994);

— la seconde étape (Fig. 9, sites 4 et 5) affecte principalement les deux derniers ensembles sédimentaires (Carixien à Toarcien). Elle est caractérisée par une direction moyenne d'extension avec une contrainte principale minimale (σ_3) NE-SW à NNE-SSW induisant un jeu transtensif à composante latérale dextre sur l'accident ATA (N70 à N90). Le jeu en failles normales des accidents secondaires transverses de directions NW-SE à N-S serait responsable de la création de plusieurs structures d'effondrement à l'aplomb même de l'accident des Jebels Tizal-Azourki tel que le bassin d'Assemssouk localisé sur le flanc sud de jebel Azourki (Fig. 7, planche-photos).

Cette étape est marquée par une intensification de la fracturation conduisant elle-même à l'établissement d'une mosaïque d'environnements sédimentaires carbonatés, progressivement ennoyés par des dépôts terrigènes progradants en direction de l'Est. A l'échelle du domaine atlasique, cette étape est surtout bien enregistrée au passage Domérien-Toarcien où elle est qualifiée de paroxysme tectonique régional (Du Dresnay, 1979; Jossen, 1987; Jenny, 1988; Fedan, 1989; Souhel, 1996, Ibouh *et al.*, 2000), responsable de la dislocation définitive de la plate-forme carbonatée liasique. Cette phase est responsable de l'affaissement du compartiment Nord de l'accident ATA avec un mouvement transtensif dextre dont le déplacement du compartiment Nord vers l'Est engendre l'effondrement du compartiment Est de la faille de Demnat (Le Marrec et Jenny, 1980) (Fig. 7).

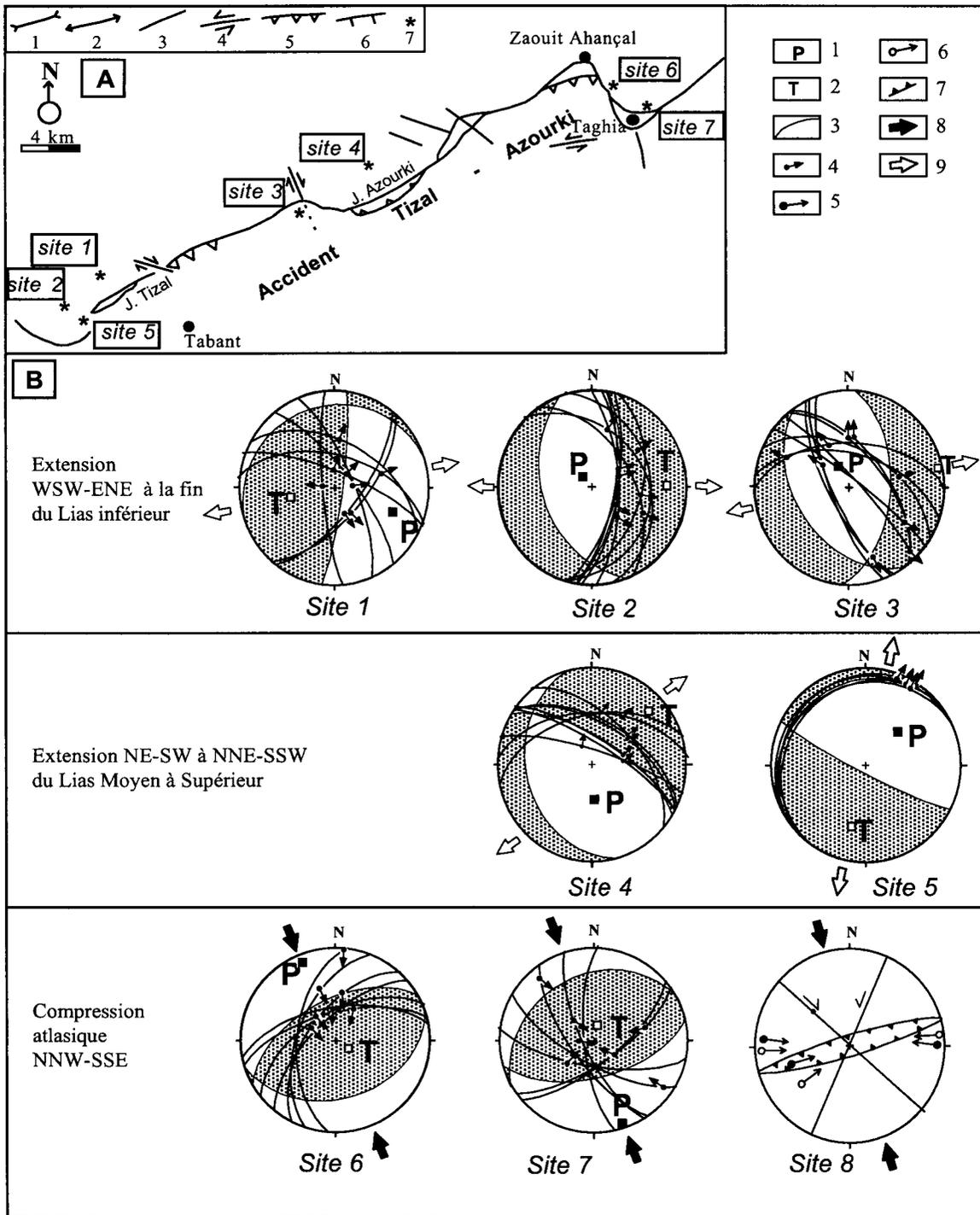


Fig. 9.—A: Carte structurale de l'accident Tizal-Azourki (ATA). 1: Pli synclinal; 2: Pli anticlinal; 3: Faille à mouvement non déterminer; 4: faille décrochante; 5: Faille inverse; 6: Faille normale; 7: Site microtectonique; Site 1: flanc sud de Jebel Tizal (Lias inférieur); Site 2: Flanc sud de Jebel Tizal (Lias inférieur); Site 3: Flanc nord de Tizi n'Tirghist (Lias inférieur); Site 4: Flanc nord de jebel Azourki (Lias moy. à sup.); Site 5: Faille normale de J. Tizal; Site 6: Failles inverses entre Taghia et Z. Ahançal; Site 7: failles inverses de Taghia; Site 8: failles inverses, plis, failles décrochantes le long L'accident ATA; B: Projection stéréographique (Canevas de Wulf, Hémisphère inférieure) des mesures microtectoniques levées au niveau des miroirs striés des faille. 1: P: axe de pression (compression); 2: T: axe de tension (distension); 3: Plan des failles; 4: strie de glissement; 5: Axe du pli anticlinal; 6: Axe du pli synclinal; 7: Faille inverse chevauchante; 8: Contrainte principale maximale (σ_1); 9: Contrainte principale minimale (σ_3).

A l'échelle du Haut-Atlas central les effets de cette phase sont variables on note: i) le soulèvement relatifs des zones bordières et l'accélération de la subsidence dans les zones axiales du bassin (Souhel *et al.*, 1995) avec toutefois apparition de hauts fonds centraux tel que la plate forme centrale de Warme (1989) au niveau de la transversale Midelt-Errachidia; ii) la mise en place des diverses structures de déchirement sur la plate-forme nord haut-atlasique aux environs d'Afourer et de Demnat (Laville, 1978; Jenny, 1988; Le Marrec et Jenny, 1980) et l'effondrement ou le basculement, le long des megastructures N70 à E-W, donnant naissance à de petits bassins transverses le long des compartiments affaissés (Ibouh *et al.*, 2000); iii) le jeu normal à composante latérale dextre des principaux accidents de direction N70 à E-W dans l'axe de la chaîne qui continu jusqu'au Toarcien (Michard, 1975; Studer, 1987; Ibouh, 1995; Ibouh *et al.*, 1999; 2000).

Cette deuxième étape de distension serait aussi responsable du mouvement dextre de l'Accident d'Aghbala-Afourer au cours du Lias moyen à supérieur (Laville, 1978). Cette composante latérale dextre sur les failles majeures N70 s'intègre très bien dans une dynamique d'un grand couloir de décrochement dextre affectant le bassin atlasique (Studer, 1987) suite à la rotation du bloc mésétien de 15 Degré vers l'Est mise en évidence par des études de paléomagnétisme (Michard *et al.*, 1975).

Enfin le canevas structural local mis en évidence témoigne d'un contexte en distension continu au cours du Jurassique inférieur, responsable de la structuration progressive de la plate-forme liasique par l'intermédiaire de deux familles de failles (N70 à 90 et les N-S à NW-SE). Du point de vue cinématique, deux étapes de structuration sont néanmoins distinguées: la première, du Lias inférieur-Carixien basal est marquée par une extension avec une direction de contrainte principale minimale (σ_3) WSW-ENE; la seconde, au cours de l'intervalle Carixien moyen-Toarcien, est caractérisée par une direction d'extension orientée NE-SW à NNE-SSW.

La tectonique post-liasique et le serrage atlasique

A défaut de dépôts des séries sédimentaires du Dogger et par conséquent de structures synsédimentaires fossilisées à l'aplomb de l'accident Tizal-Azourki et principalement dans notre secteur d'étude; nous allons nous contenter pour cette partie d'une synthèse bibliographique basée sur nos travaux dans d'autres secteurs ainsi que ceux d'autres auteurs dans le reste du Haut Atlas central.

Au cours de l'Aaléno-Bajocien, le régime trans-tensif du lias supérieur persiste (Ibouh *et al.*, 1994

et Mougina *et al.*, 2000). Suite à la sédimentation marno-carbonatée, qui comble les fossés d'effondrements mis en place au cours de la phase de distension toarcienne (Ibouh *et al.*, 2000), une tectonique compressive post-bajocienne provoque le blocage du système de faille E-W à N70. Ces mouvements compressifs sont ébauchés depuis le Toarcien supérieur-Aalénien et montre un paroxysme à la fin du Bajocien (Studer et Du Dresnay, 1980), ils correspondent à la pulsation bajoco-bathonienne de Monbaron (1982). Cette pulsation est considéré par Mattauer *et al.* (1977) comme une phase fini-jurassique tout en considérant les terrigènes rouges, postérieurs aux carbonates bajociens, d'âge crétacé. Maintenant que les dits «sédiments détritiques rouges» sont avérés d'âge bathonien (Jenny et Jossen, 1982), cet événement doit être attribué à l'épisode compressif post-bajocien (Ibouh, 1995). Il est attesté dans la région d'Imilchil par une discordance angulaire locale entre les carbonates bajociens et les terrigènes rouges d'âge bathonien.

L'épisode compressif post-bajocien est suivi d'un relâchement général postérieur au Bathonien et Callovien (Ibouh *et al.*, 1999). Il est responsable de failles normales de directions variables fossilisées dans les couches rouges, de la mise en place des filons doléritiques de directions variables (Ibouh, 1995) et de coulées basaltiques interstratifiées dans les sédiments détritiques rouges du Bathonien de la région d'Imilchil.

Dès la fin du Crétacé jusqu'au quaternaire, l'ensemble du domaine atlasique est soumis à un serrage crustal de direction majeur NNW-SSE à N-S avec un paroxysme au Tertiaire. Ce serrage est responsable de la surrection de la chaîne haut atlasique central qui débute à la limite éocène moyen-éocène supérieur (Bred *et al.*, 1992, Boumane, 1995) et devient maximal au cours de l'oligocène (Giese et Jacobshagen, 1992, Laville et Piqué, 1992). La mise en horst du bassin haut atlasique central s'accompagne à cette époque de la mise en place de dépôts détritiques grossiers dans les bassins tertiaires bordiers (Boumane, 1995). Les déformations enregistrées dans les dépôts, surtout jurassiques, au centre de la chaîne, sont très spécifiques et sont probablement liées à une interaction entre le socle et la couverture (Studer, 1987).

Jusqu'à présent, aucune étude détaillée des interactions tectonique socle/couverture n'a été entreprise. Excepté quelques rares endroits où le Trias se comporte comme une zone sous compactée (Brechtbüler, 1984); la position des affleurements du Trias du Haut Atlas central dans la plupart des cas sous les carbonates du Lias d'une part (Heitzman, 1987) et sur le socle paléozoïque d'autre part (boutonnière de Mougner dans le Haut Atlas oriental) (El kochri,

1988) montre que la couverture mésozoïque est restée très solidaire de son substratum paléozoïque. Aucune preuve d'un véritable décollement n'a été avancée jusqu'à aujourd'hui (Bernasconi, 1983; Brechbüler, 1984 et Studer, 1987). Ainsi toutes les structures du socle se retrouvent dans la couverture. Les anciennes failles du socle sont réutilisées lors de l'ouverture du bassin haut atlasique, ensuite elle se sont inversées au cours de sa fermeture et de sa mise en horst.

La phase compressive atlasique de direction globale N-S à NNW-SSE (Fig. 9, sites 6, 7 et 8), marquée dans notre secteur d'étude par des structures de compression, a provoqué dans le Haut Atlas central le rétrécissement du substratum paléozoïque et de sa couverture mésozoïque. Elle provoque un raccourcissement au niveau du socle par la réactivation d'anciennes failles normales E-W à N70 en failles inverses, les failles NE-SW en décrochements senestres et les NW-SE en décrochements dextres (Laville *et al.*, 1977). Au niveau de la couverture, la déformation atlasique s'exprime par un plissement de style jurassien de direction majeure E-W à N70, qui résultent de la réactivation de failles normales en failles inverses ou pli-failles sous forme d'anticlinaux étroits, aigus et parfois sans charnières en forme de plis éjectifs (Chorowicz *et al.*, 1982). Entre ces derniers s'installent des synclinaux larges à fond plat et à grand rayon de courbure (Fig. 8). Les traitements de certaines mesures relevées sur des structures de déformation post-liasique montre une direction de compression (σ_1) NNW-SSE à N-S (Fig. 9, sites 6, 7 et 8).

Synthèse et conclusions générales

Dans la région d'Aït Bou Guemmez la série sédimentaire est constituée de deux grandes unités lithologiques principales subdivisées en huit formations distinctes. La première unité d'âge lias inférieur à moyen est formée par des carbonates à grands lamellibranches. La deuxième unité d'âge Lias supérieur est constituée de roches détritiques en alternance avec des marnes rouges ou vertes associées à des grès chenalisés.

La sédimentation dans la région d'Aït Bou Guemmez est contrôlée au cours du Jurassique inférieur par deux familles d'accidents synsédimentaires: la première famille est principale, de direction N70 à E-W, considérée comme la direction majeure des structures. La deuxième famille est secondaire, elle est de direction N150 à subméridienne (globalement NW-SE), et transverses par rapport aux structures principales du Haut Atlas central (N70 à E-W).

L'analyse des corrélations latérales des faciès et des épaisseurs de part et d'autre de l'accident Tizal-Azourki (ATA) de direction N70, montre une extension continue selon un axe N-S depuis le Sinémurien jusqu'au Domérien-Toarcien. Un premier mouvement extensif selon une direction N-S au Sinémurien (Fig. 10 A), suivi par trois autres épisodes extensifs toujours selon une direction N-S respectivement au Carixien-Domérien, au Domérien moyen et enfin au passage Domérien-Toarcien. Cette extension se manifeste par un ensemble de failles normales de direction N70 à E-W organisées en horst dissymétrique dont l'axe passe latéralement sur l'actuel emplacement de Tizi n'Tirghist (Fig. 10 A).

L'analyse des corrélations latérales des faciès et des épaisseurs, le long du compartiment sud de l'accident ATA, montre une deuxième famille de failles normales de direction N150 à NW-SE. Elle manifeste, en même temps que la première famille, un mouvement distensif E-W à partir du Carixien et continue jusqu'au Domérien-Toarcien.

La combinaison des deux extensions, dans le temps et dans l'espace, montre que la sédimentation liasique dans la région d'Aït Bou Guemmez et contrôlée par une extension N-S pure sur l'accident ATA au cours du Sinémurien (Fig. 10 A), ensuite à partir du carixien, l'association de la deuxième extension de direction E-W avec la première de direction N-S, abouti à une résultante d'extension de direction NE-SW. Cette résultante engendre un mouvement transtensif dextre sur l'accident ATA (Fig. 10 B).

L'analyse des projections stéréographiques des stations microtectoniques et la chronologie des structures confirment les conclusions des analyses des corrélations des faciès et des épaisseurs. Elles montrent une extension simple, perpendiculaire à la direction des failles secondaire NW-SE à la fin du Lias inférieur, contrôlée par une contrainte principale minimale (σ_3) de direction WSW-ENE; ensuite une deuxième extension NE-SW N70, contrôlé par une contrainte principale minimale (σ_3) orientée NE-SW à ENE-WSW, qui débute au Carixien, responsable du régime transtensif sur l'accidents ATA.

Au cours du Tertiaire et durant la phase compressive atlasique, l'accident ATA de direction N70, est réactivé en faille inverse chevauchante, et change latéralement de direction et de sens du chevauchement qui est tantôt vers le Sud tantôt vers le Nord (Fig. 10 C). Le passage d'un segment chevauchant vers le Nord à un segment chevauchant vers le Sud se fait généralement par un segment intermédiaire, dont la direction est NE-SW (virgation en «S» ou NW-SE (virgation en «Z»)) (Fig. 10 C). Ces seg-

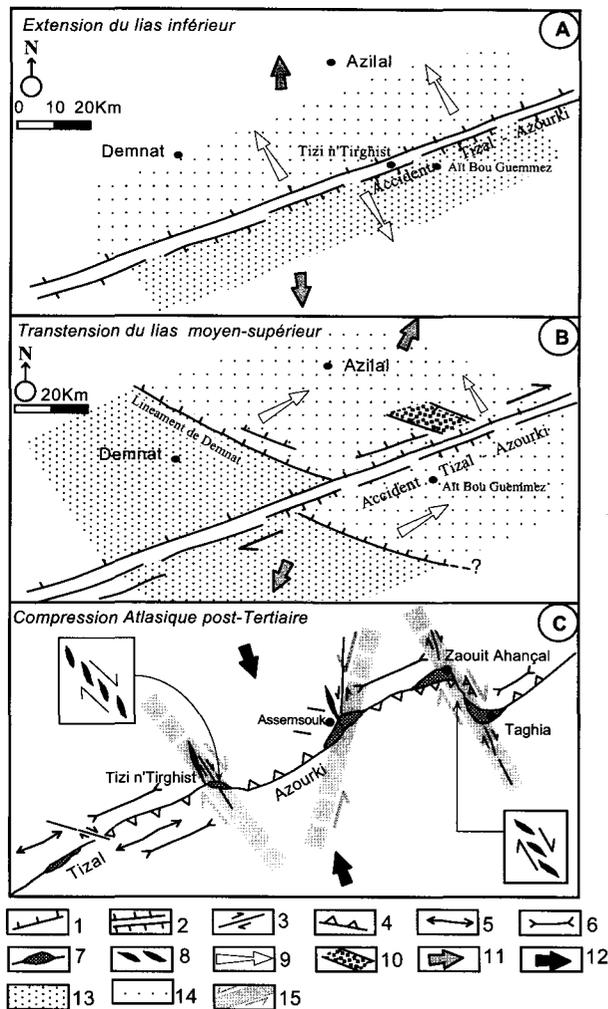


Fig. 10.—Schéma d'évolution géodynamique de l'accident Tizal-Azourki. A: période d'extension N-S au Lias Inférieur; B: Période de transension dextre au Lias moyen et supérieur; C: période de la compression atlasique au cours de la surrection la chaîne atlasique. 1: Faille normale; 2: Horst; 3: faille décrochant; 4: faille chevauchante; 5: Pli anticlinal; 6: Pli synclinal; 7: Argile et basalte du Trias dans le tracé des failles; 8: fente de tension en échelon; 9: Sens d'approfondissement maximal; 10: bassin d'Assemesouk; 11: Contrainte distensive; 12: Contrainte compressive; 13: Zone moins profonde; 14: Zone plus profonde; 15: décrochements au niveau du socle sous la couverture liasique.

ments intermédiaires sont dans la plupart des cas ouverts en fente et à remplissage par des argiles rouges et des basaltes d'âge triasique. Ils sont associés dans la plupart des localités (Tizi n'Tirghist, Assem-souk et Zaouit Ahançal) à des indices de décrochement (fentes en échelon de taille métrique et failles centimétriques à décimétriques décrochantes) respectivement dextres pour les portions NE-SW et senestres pour les portions NW-SE (Fig. 10 B).

A la lumière des différents indices de déformation récoltés sur le terrain et de données bibliographiques, nous proposons une interprétation de cette complexité de la géométrie de déformation le long de l'accident ATA par une interaction entre le socle et la couverture au moment du serrage atlasique. Au cours de la surrection de la chaîne atlasique, la compression de direction majeure N-S a réactivé les accidents du socle de direction N70 à N90 en failles inverses profondes, leur homologue au niveau de la couverture sont aussi réactivées en failles inverses. Les accidents N50 et N120 du socle, quant à eux, rares au niveau de la couverture sont respectivement réactivés en décrochements senestre et dextre mais sans atteindre la couverture. Quand ces derniers se croisent avec des structures N70 à E-W de la couverture, les déplacements latéraux au niveau du socle entraînent des déplacements latéraux, des parties correspondantes au niveau de la couverture, en engendrant des chevauchements à sens opposés le long de l'accident (Fig. 10 C). Les points de croisement de failles inverses de la couverture avec Les décrochements du socle se caractérisent par des changements de direction des structures N70 à E-W qui deviennent NE-SW à l'aplomb des décrochements du socle senestre N50 et NW-SE au droit des décrochements du socle dextres N120 (Fig. 10 C). La géométrie de la structure se complique, en plus de changement de direction et du sens du chevauchement de part et d'autre de l'emplacement des décrochements profonds du socle, par des ouvertures en fentes parallèles aux décrochements du socle et dans lesquelles s'extrudent en surfaces les roches magmatiques jurassiques et triasiques associées aux sédiments détritiques rouges et basaltes du Trias (Ibouh, 1995, Ibouh et al., 1999).

Références

- Allmendinger, R.W., Marrett, R.A. and Claudouhos, T. (1989). Fault Kinematics, version 3.25: a program for analyzing fault slip data (*inédit*).
- Angelier, J. et Michler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits, *Bull. Soc. Géol. France*, 19, 1309-1318.
- Bertrand, H. et Prioton, J. M. (1975). *Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique: étude pétrologique et géochimique*. Thèse de 3ème cycle, Lyon, 321 pages.
- Bernasconi, R. (1983). *Géologie du Haut Atlas de Rich (Maroc)*. Thèse, Es-Sciences, Université de Neuchâtel, 117 pages.
- Bosellini, A. (1972) - Paleocologia dei calcari a «Lithiotis» (Guirassico inferiore, Prealpi Venete). *Riv. Italia, Paleont.*, 78, 441-464.

- Bouchouata, A., Canerot, J., Souhel, A. et Almeras, Y. (1995). Stratigraphie séquentielle et évolution géodynamique du Jurassique dans la région de Talmest-Tazoult (Haut-Atlas central, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, 749-756.
- Bouma, A.H. (1962). *Sédimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam: Elsevier, 168 pp.
- Boummane, Kh. (1995). *Evolution tectonique et sédimentaire du bassin méso-cénozoïque d'Erguila. Bordure sud de la chaîne intracratonique du Haut Atlas (massif ancien de Marrakech, Maroc)*. thèse de 3ème cycle, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 176 pages.
- Brechbühler, Y.A. (1984). *Etude structurale du Haut Atlas calcaire entre Jbel Ayachi et Rich, Maroc*. Thèse Es-Sciences, Université de Neuchâtel, 128 pages.
- Brede, R., Hauptman, M. and Herbig, H. G. (1992). Plate tectonics and intracratonic mountain ranges in Morocco, the Mesozoic-Cenozoic development of the central High Atlas and the Middle Atlas. *Geol. Rundschau*, 81, 127-141.
- Chorowicz, J., Alem, E.M., Bahmad, A., Charial, H., El Kochri, A., Medina, F. et Tamain, G. (1982). Les anticlinaux éjectifs du Haut Atlas: résultat de la tectonique atlasique superposée. *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, 294, 271-274.
- Choubert, G. et Faure-Muret, A. (1960-62). Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. In *Livre à la Mémoire de P. Fallot, Mém. Soc. Géol. France*, I, 447-527.
- Doblas, M., (1998). Slikenide knematic indicators. *Tectonophysics*, 295, 187-197.
- Doblas, M., Mahecha, V., Hoyos, M. et López-Ruiz, J., (1997). Slikenide and fault surface knematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain. *J. Struct. Geol.* 19, 159-170.
- Dresnay, R. du (1979). Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. In *symposium «sédimentation jurassique W. européen», A.S.F. Publ. Spéc.*, 1: 345-365.
- Dubar, G. (1960-62). Note sur la paléogéographie du Lias marocain (domaine atlasique).in: *«Livre à la mémoire de P. Fallot», Mem. Soc. Géol. France*, I: 529-544.
- El Bchari, F. (2000). *Cadre stratigraphique, sédimentologique et paléostratigraphique du lias de la région d'Aït Bou Guemmez (Haut Atlas central, Maroc)*. Thèse de Doctorat National, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 151 pages.
- El Bchari, F., Gharib, A., Souhel, A. et Taj Eddine, K. (1996). Incidences du jeu de l'accident nord-atlasique sur l'évolution de la plate-forme carbonatée liasique d'Aït Bou Guemmez (Haut-Atlas central, Maroc). *13ème Colloque des bassins sédimentaires marocains, Marrakech 19-22 Mars, Livre des Résumés*, 87-88.
- El Bchari, F., Ibouh, H., Souhel, A., Taj Eddine, K., Canerot, J. et Bouabdelli, M. (2000). Cadre stratigraphique et étapes de structuration de la plate forme liasique d'Aït Bou Gummeez (Haut Atlas central, Maroc). *Geosciences J., GAIA*, 16, (sous presse).
- El Hariri, K. (1998). *Le signal morphologique de l'évolution chez les Ammonites du Lias inférieur et moyen dans les contextes stratigraphique, paléobiogéographique et paléocéologique du Haut-Atlas central*. Thèse d'États Es-Sciences, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 211 pages.
- El Kochri, A. and Chorowicz, J. (1996). Oblique extension in the jurassic trough of the central and eastern Hign Atlas (Morocco). *Can. J. Earth Sci.*, 33: 84-92.
- El Kochri, A. et Chorowicz, J. (1988). Tectonique synsédimentaire et style ejectif dans la couverture mésozoïque du Haut Atlas oriental (Maroc): exemple de la boutonnière de Mougueur. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), 4, 541-550.
- Elliot, C.G. and Williams, P.F. (1988). Sediment slump structures: a review of diagnostic criteria and application to an example from New foudland. *J. Struct. Geol.*, 10, 171-182.
- Elmi, S. (1996). Stratigraphic correlations of the main Jurassic events in the Western Mediterranean Tethys (Western Algeria and Eastern Morocco). *Geol. Research Forum, Zürich*, 1, 343-358.
- Fedan, B. (1989). Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochement: le Moyen-Atlas (Maroc) durant le Méso-Cénozoïque. *Trav. Inst. Sci. Rabat, Série Géologie et Géographie physique*, 18, 142 pages.
- Giese, P. and Jacobshagen, V. (1992). Inversion tectonics of intracontinental ranges: High and Middle Atlas, Morocco. *Geol. Rundschau*, 81, 249-259.
- Heitzman, P. (1987). Le Trias dans le Haut Atlas central de Midelt Imilchil (Maroc). Lithostratigraphie et signification tectonique. *Eclogae Geol, Helv.*, 80, 669-684.
- Ibouh H., Chafiki, D., Bouabdelli, M., Souhel A., El Bchari, F., El Hariri, Kh. et Canerot J. (2000). Rôle de la tectonique distensive du Toarcien inférieur dans l'évolution de la chaîne haut-atlasique centrale du Maroc. *Abstract, Réunion spécialisée de la Soc. Géol. France sur «Les événements du Passage Lias-Dogger»*; Toulouse, 20-21 mars 2000, 103-105.
- Ibouh, H., El Bchari, F., Bouabdelli, M., Chafiki, D., Souhel, A., Gharib, A., Taj-Eddine, K. et Canerot, J. (1999). Système transtensif et contrôle synsédimentaire dans le Jurassique inférieur: Exemple de l'Accident jebel Tizal-Azourki (Accident Nord Atlasien de Roch 1939), Haut Atlas central. *15ème CBSM*, 27-29 Avril 1999, Oujda, 141-142.
- Ibouh, H., Bouabdelli, M. et Zargouni, F. (1994). Indices de tectonique synsédimentaire dans les dépôts aaléno-bajocien de la région d'Imilchil (Haut Atlas Central, Maroc). *Miscellanea Serv. Geol. Naz. Roma*, 5, 305-310.
- Ibouh, H., Bouabdelli, M., Zargouni, F. et Boummane, Kh. (1999). Rides anticlinales jurassiques du Haut Atlas central (Maroc): étude structurale et modèle de mise en place, Exemple de la région D'Imilchil. *Résumé, 1ère CNJM, 28-29 septembre 1999, Rabat*, 83-84.
- Ibouh, H. (1995). *Tectonique en décrochement et intrusions magmatiques au Jurassique. Tectogenèse polyphasée des rides Jurassiques d'Imilchil (Haut-Atlas central, Maroc)*; Thèse de 3ème cycle, Univ. Cadi Ayyad. Marrakech. 225pages.
- Jenny, J. (1983). Les décrochements de l'Atlas de Demnat (Haut-Atlas central, Maroc). Prolongation orientale de la zone de décrochements du Tizi n'Test et clef de la compréhension de la tectonique atlasique. *Eclogae Géol. Helv.* 76, 243-251.
- Jenny, J. (1988). *Carte géologique du Maroc au 1/100.000. Feuille d'Azilal (Haut-Atlas central). Mémoire explicatif. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*. 339 (bis), 104 pages.

- Jossen, J.A. (1987). La plate forme carbonatée liasique du fond du golfe haut-atlasique (Maroc). Evolution paléogéographique. In: *112^{ème} Congrès des Soc. Savantes, Lyon, 2^o coll. Géol. Africaine*, 45-55.
- Jossen, J.A. (1988). Carte géologique de Zaouit Ahançal. 1/100.000. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, Rabat, n.° 355.
- Laville, E. et Piqué, A. (1992). Jurassic penetrative deformation and Cenezoic uplift in the central High Atlas (Morocco): a tectonic model. Structural and Orogenic inversions. *Geol. Rundschau*, Stuttgart, 81, 157-170.
- Laville, E. (1977). L'évolution sédimentaire et tectonique de la couverture jurassique de la région d'Immouzer de Marmoucha (Moyen Atlas, Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 19, 1151-1158.
- Laville, E. (1978). Indice des jeux successifs d'un accident synsédimentaire sur les structures plicatives du versant nord du Haut Atlas central, (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 20, 329-337.
- Laville, E. (1981). Rôle des décrochements dans le mécanisme de formation des bassins d'effondrement du Haut Atlas marocain au cours des temps triasiques et liasiques. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 23, 303-312.
- Le Marrec, A. et Jenny, J. (1980). L'accident de Demnat, comportement synsédimentaire et tectonique d'un décrochement transversal du Haut Atlas central (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, 1980, (7), 12, 421-427.
- Lee, C.W. and Burgess, C.J. (1978). Sedimentation and tectonic controls in the early jurassic central High Atlas trough, Morocco. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 89: 1199-1204.
- Lee, C.W. (1983). Bivalve mounds and reefs of the central High Atlas, Morocco. *Paleogeogr., Paleocl., Paleoec.*, 43: 153-168.
- Mattauer, M., Proust, F. and Tapponier, P. (1972). Major strike-slip fault of late hercynian age in Morocco. *Nature*, 23, 160-162.
- Medina, F. (1994). *Evolution structurale du Haut-Atlas occidental et des régions voisines du Trias à l'actuel, dans le cadre de l'ouverture de l'Atlantique central et de la collision Afrique-Europe*. Thèse d'Etat Sciences, Rabat, 272 pages.
- Michard, A., Westphal M., Bossert A. et Hamzeh R. (1975). Tectonique de blocs dans le socle Atlaso-mésésien du Maroc: Une nouvelle interprétation des données géologiques et paléomagnétiques. *Earth. Planet. Sci. Letters*, 24, 363-368.
- Monbaron, M. (1982). Précisions sur la chronologie de la tectonogenèse atlasique: exemple du domaine atlasique mésogéen du Maroc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, Série II, 294, 883-886.
- Monbaron, M., Brechbühler, Y.A., Jossen, J.A., Schaer, J.P. et Septfontaine, M. (1984). Événements récifaux et faciès associés dans le Jurassique du Haut-Atlas marocain. *Géologie et paléoécologie des récifs, 3^o cycle Sciences de la Terre (Gromand)*, Inst. Géol., Univ. de Bernes, 1-22.
- Moret, M. L. (1931). Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech. Maroc. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*; 18, 262 pages.
- Mouguina, M., Iboh, H., Chafiki, D., Bouabdelli, M. et Canerot, J. (2000). Tectonique synsédimentaire au Passage lias-dogger associées au montées précoces des intrusions magmatiques jurassiques dans le Haut Atlas central (Maroc). *Abstract, Réunion spécialisée de la Soc. Géol. France sur «Les événements du passage Lias-Dogger»*; Toulouse, 20-21 mars 2000, 106-107.
- Petit, J.P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol.* 9, 597-608.
- Piqué, A. et Laville, E. (1993a). Les séries triasiques du Maroc, marqueurs du rifting atlantique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, série II, 317, 1215-1220.
- Piqué, A. et Laville, E. (1993b). L'ouverture de l'Atlantique central: un rejeu en extension des structures paléozoïques?. *C. R. Acad. Sci. Paris*, série II, 317, 1325-1332.
- Roch, E., (1939). Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 51: 483 pages.
- Russo, P. et Russo, L. (1934). Le grand accident sud-atlasien. *Bull. Soc. Géol. France*, (V), 4, 375-384.
- Sadki, D. (1992). Les variations de faciès et les discontinuités de sédimentation dans le Lias - Dogger du Haut Atlas central (Maroc): Chronologie, caractérisation, corrélation. *Bull. Soc. Géol. France*, 163, 179-186.
- Salvan, H. M. (1984). Les formations évaporitiques du Trias marocain. Problèmes stratigraphiques, paléogéographiques et paléoclimatiques. Quelques réflexions. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 25, 183-203.
- Septfontaine, M. (1984). Biozonation à l'aide des Foraminifères imperforés de la plate forme interne carbonatée liasique du Haut-Atlas (Maroc). *Rev. Micropal.*, 27, 209-229.
- Septfontaine, M. (1986). Milieux de dépôts et Foraminifères (littolidés) de la plate forme carbonatée du Lias moyen au Maroc. *Rev. Micropal.*, 28, 268-289.
- Seuffert, G. (1988). Jurassic sediments and synsedimentary tectonics in the central High Atlas, Morocco. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), 4, 375-390.
- Souhel, A. (1996). Le Mésozoïque dans le Haut-Atlas de Beni-Mellal (Maroc). Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique. *Strata*, Toulouse, 2, 27: 1-249.
- Souhel, A., Beaudoin, B., Canerot, J. et Pinault, M. (1995). Analyse quantitative de la subsidence durant le Jurassique inférieur dans le Haut-Atlas de Beni-Mellal (Maroc). 16 th. I.A.S. Reg. Meet. Sedimentology, Abstracts, *Publ. Ass. Sedim. français*, 22: 136.
- Souhel, A., Canerot, J., El Bchari, F., Chafiki, D., Gharib, A., El Hariri, K. et Bouchouata, A. (2000). The Liassic carbonate platform on the western part of the central High Atlas (Morocco): Stratigraphic and paleogeographic patterns. In: Peri-Tethys Memoir 5. - *Mem. Mus. Nat. Hist. nat.*, 182: 39-56.
- Souhel, A., El Hariri, K., Chafiki, D. et Canerot, J. (1998). Stratigraphie séquentielle et évolution géodynamique du Lias (Sinémurien terminal - Toarcien moyen) de l'Atlas de Beni-Mellal (Haut-Atlas central, Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, 169, 527-536.
- Studer, M. et Du Dresnay, R. (1980). Déformation synsédimentaire en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger, a Tizi n'Irhil (Haut Atlas central de Midelt, Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 22, 391-397.
- Studer, M.R. (1987). Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite-Tirrhist. (Haut Atlas central, Mésozoïque, Maroc). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 321.