

## La signification des plis d'orientation méridienne dans l'Atlas tunisien centro-septentrional

par CLAUDE MARTINEZ\*, MOHAMED MONCEF TURKI\*\* et RENÉ TRUILLET\*\*\*

*Mots clés.* – Style de déformation, Souple, Cassant, Tectonique miocène, Atlas tunisien.

*Résumé.* – Dans l'Atlas tunisien centro-septentrional, les plis d'orientation méridienne sont plus développés que ne l'indiquent la plupart des documents synthétiques où sont figurés essentiellement les plis de direction atlasique (NE-SW). Pendant le serrage miocène, la déformation, souple dans un premier temps, s'exerce sur un bâti affecté de fractures profondes, créant simultanément des plis de direction méridienne et atlasique. Elle évolue ensuite vers des cisaillements et des déplacements tangentiels vers le sud-est; ces déplacements sont guidés par les accidents NW-SE à E-W qui induisent dans la couverture mésozoïque des mouvements de translation avec transformation.

### The signification of the meridian folds in the north-central Tunisian Atlas

*Key words.* – Deformation style, Ductile, Brittle, Miocene tectonics, Tunisian Atlas.

*Abstract.* – In the north-central Tunisian Atlas, the meridian folds are more developed than indicated by the majority of synthetic documents in which figure essentially the Atlasic folds (NE-SW). During the Miocene compression, the ductile deformation is in the first instance, exerted on a structure affected by deep-seated faults, creating simultaneously folds along Meridian and Atlasic axes. This deformation later developed into shearing and tangential displacements towards the southeast. These displacements were guided by NW-SE to E-W faults, resulting in some translation with transform movements in the Mesozoic cover.

#### I. – INTRODUCTION

Au front des nappes de gravité (fig. 1), la chaîne atlasique de Tunisie et de l'Est algérien est caractérisée, sur la plus grande partie de son extension, par l'orientation NE-SW des plis et des chevauchements qui les accompagnent. Cette orientation, dite «atlasique», fait place, aux approches de la plate-forme saharienne, à une direction dominante proche de E-W.

En Tunisie centrale, un alignement méridien désigné depuis longtemps sous le terme d'Axe nord-sud [Buroillet, 1956], est expliqué par les auteurs [Castany, 1951; Buroillet, 1956 et 1981; Richert, 1971; Jauzein et Perthuisot, 1981; Ouali, 1985; Gourmelen, 1984; Gourmelen *et al.*, 1989] comme le témoignage d'une hétérogénéité importante du substratum : une fracturation, dont le rôle est majeur lors de la sédimentation méso-cénozoïque puis lors des serrages miocènes et plio-quatérnaires, impose l'orientation N-S que perturbe, localement, les déformations de direction atlasique NE-SW.

Des études portant sur l'Axe nord-sud ont envisagé la place d'un plissement de direction subméridienne dans une chronologie des phases alpines de serrage. La diversité des

interprétations proposées est révélatrice d'une complexité structurale due à la variété des déformations qui se sont succédées dans ce secteur. Pour Richert [1971], si les plis méridiens sont antérieurs aux plis de direction atlasique, leur âge est difficile à préciser; il s'étendrait jusqu'au Mio-Pliocène mais une structuration N-S aurait débuté dès le Crétacé.

Truillet *et al.* [1981], Delteil [1981] et Haller [1983] suggèrent un âge étalé du Miocène supérieur au Villafranchien pour les plissements N-S et N 040°.

Ouali [1985] évoque la succession de deux étapes de déformation avec «réorientation locale des contraintes régionales au niveau d'un accident de socle subméridien...» dans un continuum de compression, initié à l'Eocène terminal, avec une direction E-W à NW-SE, devenant N-S tardivement.

Des structures plissées méridiennes, autres que celles de l'Axe nord-sud, ont été repérées. Des exemples sont mentionnés en Tunisie septentrionale dans la région du Sers [Perthuisot, 1978] (fig. 1), de Mellègue et de Nebeur, au nord du Kef [Sainfeld, 1951; Chikhaoui, 1988] et près de Jedeïda [Delvolvé, 1981]. Plus récemment, l'analyse de profils sismiques [Haller, 1983; Buroillet et Ellouz, 1986] a ré-

\* ORSTOM, Lab. de Géologie des Bassins, USTL, place E. Bataillon, 34095, Montpellier cedex 2, France.

\*\* Lab. de Géologie, Faculté des Sciences, Campus universitaire, 1060, Tunis, Tunisie.

\*\*\* Lab. de Géologie structurale et appliquée, Faculté des Sciences, Pl. Leclerc, 25030, Besançon, France.

Note déposée le 30 octobre 1989, présentée à la séance du 1<sup>er</sup> février 1990; manuscrit définitif accepté le 30 avril 1990.

14 MAI 1991

ORSTOM. Fonds Documentaire

N° : 31-912 ex 1

Cote : B

M

P28

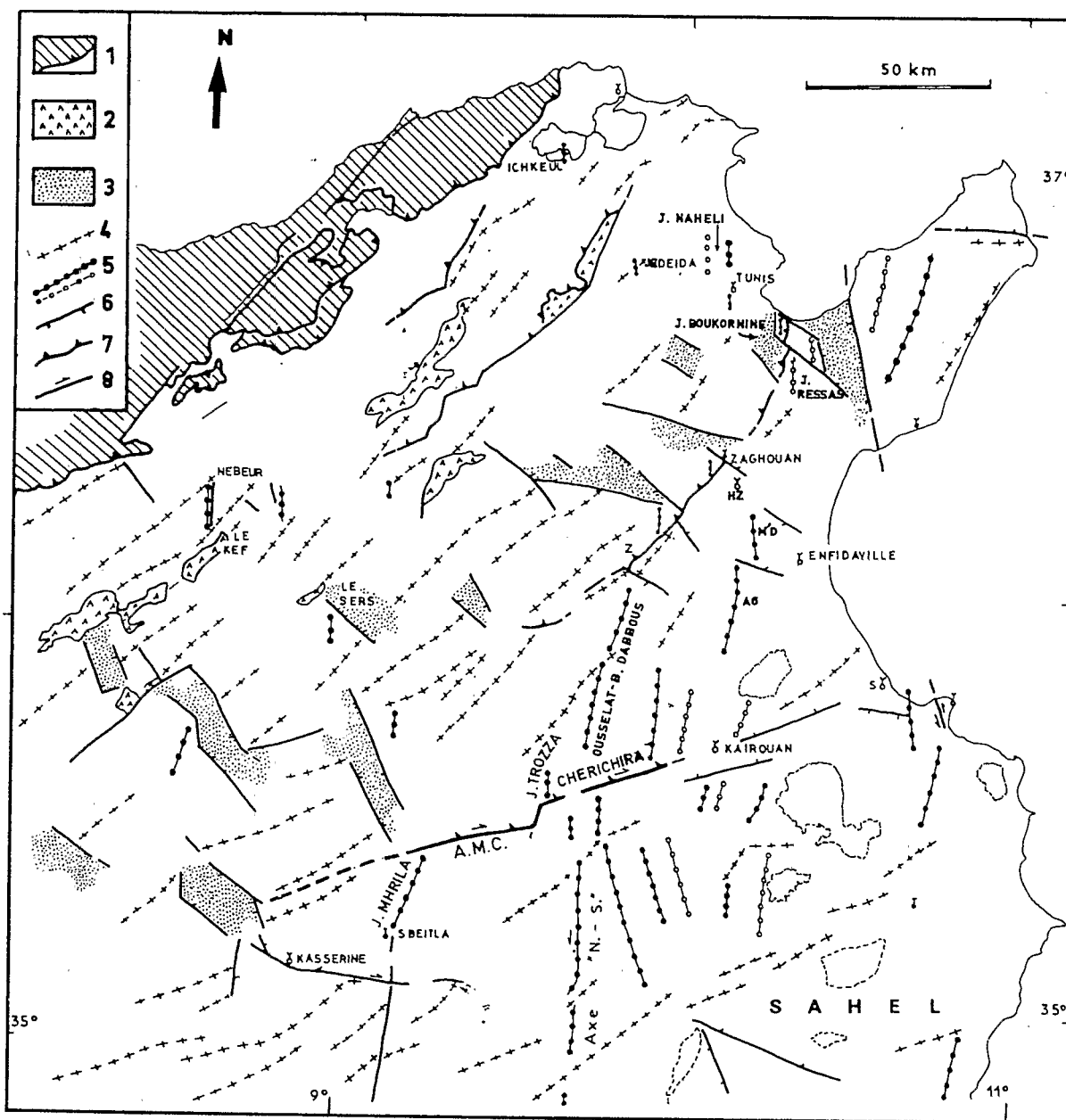


FIG. 1. — Schéma structural de l'Atlas tunisien centro-septentrional.

1 : nappes maghrébines du Nord tunisien; 2 : principaux affleurements de Trias; 3 : fossés à remplissage mio-plio-quaternaire; 4 : axe anticlinal de direction atlasique (NE-SW); 5 : axe de pli méridien : anticlinal (points) ou synclinal (cercles); 6 : faille normale; 7 : chevauchement majeur; 8 : décrochement.

Z : Zaress; M'D : Dekker; AG : Aïn Garci; HZ : Hammam Zriba; S : Sousse; A.M.C. : accident Mhrila-Cherichira.

FIG. 1. — Structural map of the north-central Tunisian Atlas.

1 : Maghrebian nappes in north Tunisia; 2 : main Triassic outcrops; 3 : grabens filled with Mio-Plio-Quaternary sediments; 4 : Atlasic anticline axis (NE-SW); 5 : Meridian fold axis : anticline (point), syncline (circle); 6 : normal fault; 7 : major thrusts; 8 : transverse fault.

Z : Zaress; M'D : M'Dekker; AG : Aïn Garci; HZ : Hammam Zriba; S : Sousse; AMC : Mhrila-Cherichira fault-zone.

véélé l'existence, dans le Sahel, de fréquents plis N-S masqués par la couverture plio-quaternaire (fig. 1). Ce plissement subméridien du Sahel est d'ailleurs discrètement exprimé à l'affleurement, plus au nord, dans les massifs de la région d'Enfidaville [Delvolvé, 1974; Meddeb, 1986].

Cependant les documents synthétiques (cartes géologiques au 1/500 000, 1951, 1985), ne retenant que les structures les mieux exprimées (plis atlasiques NE-SW), négligent les plis méridiens. Ils ne sont pas pris en considération non plus dans la plupart des synthèses. Nous nous

proposons de rechercher la signification et la place de ce plissement subméridien dans l'évolution géodynamique de la Tunisie centro-septentrionale.

## II. — ANALYSE STRUCTURALE

Les exemples de plis méridiens, connus depuis le front des nappes jusqu'à la dorsale tunisienne, constituent autant de jalons d'une structuration dans laquelle l'intensité de la déformation évolue, du nord-ouest vers le sud-est, depuis un domaine avec une légère schistosité et un épimétamorphisme, jusqu'à un domaine de plissements isopaques.

### a) Le domaine avec schistosité N-S

Il correspond à quelques affleurements situés en Tunisie septentrionale dans lesquels apparaissent des terrains parmi les plus anciens connus dans cette région :

1) *Le massif de l'Ichkeul* est, à proximité du front des nappes, un horst totalement isolé dans la plaine de Mateur (fig. 1). A son extrémité nord-orientale, un affleurement réduit de calcaires argileux et d'argiles riches en aptychus, correspond à un Jurassique terminal-Crétacé inférieur de faciès pélagique. La schistosité qui les affecte, espacée et de direction méridienne, permet de déduire que ces terrains font partie du flanc inverse d'un pli hectométrique (ou kilométrique) orienté N-S et déversé vers l'est.

Avant les événements plus récents et mal élucidés, qui ont créé le horst de l'Ichkeul, une faille inverse vers le nord-est entraîne le chevauchement de cette série renversée par des calcaires et des dolomies attribués au Trias.

2) *Dans la région de Jedeida* (fig. 19), Delvolvé [1981] mentionne, dans un ensemble de petits massifs disjoints, des plis subméridiens accompagnés de schistosité et d'épimétamorphisme, qui affectent une série d'âge jurassique supérieur-crétacé inférieur similaire à celle du jebel Ichkeul. Ces terrains sont repris par un serrage NW-SE qui les bascule vers le nord-ouest et crée des plans de cisaillement subhorizontaux, striés et de faible rejet vers le sud-est ou le nord-ouest.

3) *Près de Nebeur* (fig. 1), Chikhaoui [1988] a pu observer, dans le Jurassique terminal-Crétacé inférieur du jebel Touila, une structure synclinale kilométrique, de direction N 020°, déversée vers l'est. Il décrit d'autres replis de direction méridienne aux abords des grandes fractures de même direction qui affectent la série mésozoïque.

L'ensemble est ensuite affecté de plis de direction atlasique et de chevauchements vers le sud-est.

### b) Le domaine du plissement isopaque aux environs de Tunis

Des plis subméridiens sont observés à diverses échelles dans des affleurements discontinus (fig. 1). Ils sont mentionnés dans le jebel Naheli, au nord de Tunis [Sfar Felfoul, 1985; Ben Ayed, 1986], dans la banlieue sud de Tunis [Ben Ayed *et al.*, 1983] et dans le massif du Bou Kornine [Turki, 1985].

1) *Le jebel Naheli* correspond à un affleurement de Crétacé supérieur qui constitue le flanc oriental d'un synclinal kilométrique à cœur de Paléocène et orienté N 015°. Le Campano-Maastrichtien (formation Abiod), exploité en carrière, offre à l'observation un ensemble de replis parallèles, métriques à décamétriques, en genou, déversés vers l'est, ce qui permet de supposer que les grandes structures méridiennes, plurikilométriques, correspondaient à des plis isopaques simples, à vergence E, avant d'être disloqués au cours d'événements plus récents.

Le serrage E-W, responsable de cette structuration, est confirmé par la fréquence de stylolithes à pics orientés entre N 090° et N 110°.

L'existence d'une fracturation importante, antérieure au plissement N-S, est attestée par l'absence de continuité des axes de plis majeurs de part et d'autre de grands accidents orientés N 110°-120° et E-W (fig. 1) lesquels, après avoir guidé le plissement, jouent en failles normales tardives, post-mio-pliocènes.

2) *Dans la banlieue sud de Tunis*, les plis de direction méridienne sont nombreux dans les calcaires à globigérines de l'Yprésé-Lutétien inférieur (formation Metlaoui). Ils sont également isopaques.

### c) Les plis isopaques subméridiens aux abords du chevauchement du Zaghouan

Au sud-est de Tunis, du jebel Bou Kornine au jebel Zarress (fig. 1), des massifs jurassiques jalonnent, sur près de 80 km, une importante zone d'accidents de direction NE-SW «la faille de Zaghouan» [Rolland [1885] cité par Castany, 1951] qui prend la Tunisie en écharpe et dont le rôle et l'importance ont longuement été discutés depuis les études de Solignac [1927] et de Castany [1951].

Castany proposait un mouvement vertical avec 4 000 m de rejet. Selon Turki [1980 et 1985], il s'agit d'un chevauchement alpin, jalonné de Trias, dont la flèche de recouvrement est au minimum de 1 000 m, et qui serait issu du rejeu en compression d'une faille normale orientée NE-SW et à regard NW.

Initié sur une fracture profonde du substratum, ce chevauchement permet la superposition, vers le sud-est de terrains du Jurassique et du Crétacé inférieur à des terrains atteignant l'Oligocène, voire le Miocène.

En réalité, l'ampleur du déplacement ne peut être évaluée avec précision car, au décollement de la couverture méso-cénozoïque sur le Trias, s'ajoute la présence de plis méridiens immédiatement antérieurs au déplacement tangentiel; ces événements se superposent à des structures distensives souvent accompagnées de montées extrusives de Trias (suggérées sur la figure 3) pendant le Mésozoïque.

### 1) *Le massif du Bou Kornine* (fig. 2)

#### a) *Allure géométrique*

Turki a montré [1981, 1985] que le jebel Bou Kornine s.s. est caractérisé par un empilement d'unités dans lequel se superposent des terrains de plus en plus anciens depuis la base jusqu'au sommet. C'est ainsi que le faite du massif, culminant à 576 m, est constitué par un affleurement de Lias carbonaté en série normale qui repose, grâce à un

contact tectonique proche de l'horizontale, sur des terrains du Jurassique moyen. Ce Jurassique moyen et le Crétacé inférieur dessinent une structure déversée vers l'est (fig. 3) qui se superpose tectoniquement aux grès et pélites néocomiens. Des complications de détail sont dues à la présence de lames de terrains albo-cénomaniens, redressés et tronqués, qui reposent sur l'unité jurassico-crétacée ou sur le Néocomien.

Par l'intermédiaire d'un contact tangentiel important, souligné par des affleurements de Trias et trace probable du chevauchement du Zaghouan, ces terrains chevauchent, vers le sud-est, un deuxième ensemble constitué essentiellement de Crétacé supérieur. Celui-ci repose, à son tour, sur le flanc occidental renversé et, localement, écaillé d'un

vaste synclinal, d'orientation méridienne, à déversement vers l'est, caractérisé par un cœur d'Eocène et qui apparaît au sud de Borj Cedria (fig. 2). Des écaillures d'Aptien et d'Albo-Cénomaniens sont intercalées entre ces deux derniers ensembles.

Le massif du Bou Kornine est actuellement délimité par un réseau de failles tardives (fig. 2) qui lui donnent une allure rhomboédrique : vers l'ouest, il est séparé de la plaine quaternaire par des accidents N-S qui isolent les contacts anormaux plats de leurs racines. Au sud et au nord, ce sont des accidents orientés N 140°, d'origine profonde et ancienne, qui bordent ce massif; ces accidents ont précédemment guidé la sédimentation mésozoïque puis la déformation et le mouvement vers le sud-est [Turki, 1985].

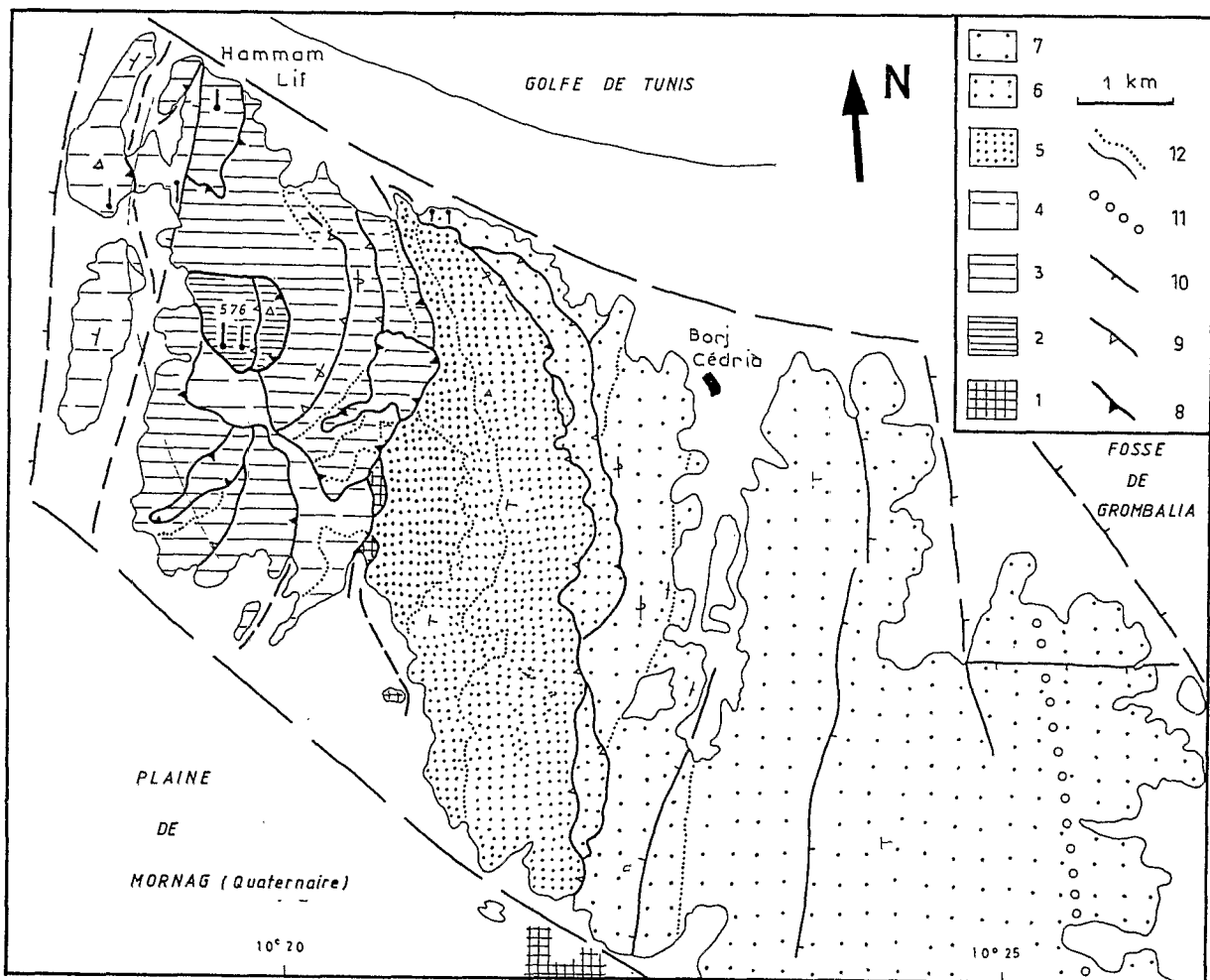


FIG. 2. — Schéma du massif du Bou Kornine.

*Terrains allochtones* : 1 : Trias; 2 : Lias; 3 : Jurassique moyen-supérieur et Crétacé inférieur; 4 : Crétacé supérieur-Eocène, correspondant à des unités à déplacements de plus en plus limités vers le sud-est.

*Terrains de l'autochtone relatif* : 5 : Crétacé-Eocène écaillé; 6 : moins déplacé et 7 : peu ou pas déplacé; 8 : contact basal des principales unités; 9 : écaillage; 10 : faille normale à rejeux récents; 11 : axe du pli synclinal de Borj Cedria; 12 : bancs repères.

FIG. 2. — Geological sketch map of the Bou Kornine massif.

*Allochthonous units* : 1 : Triassic; 2 : Liassic; 3 : Middle to Upper Jurassic and Lower Cretaceous; 4 : Upper Cretaceous to Eocene, corresponding to units with increasingly limited motion towards the SE.

*Parautochthonous units* : 5 : thrust Cretaceous-Eocene; 6 : less displaced; 7 : poorly or not displaced Cretaceous-Eocene; 8 : basal contact of the main units; 9 : thrust slices; 10 : normal fault recently rejuvenated; 11 : axis of the Borj Cedria syncline; 12 : key layers.

Vers l'est, la grande fracture de Grombalia tronque le synclinal de Bordj Cedria lequel, plus à l'est, est probablement enfoui sous les terrains plio-quadernaires du fossé du Grombalia.

### b) Les structures méridiennes

L'observation détaillée des calcaires liasiques allochtones du sommet du jebel Bou Kornine montre qu'ils sont affectés de plis décimétriques, isopaques par flexion avec déformation de charnières. Ces plis sont orientés N-S, déversés vers l'est et les stries des plans de cisaillement et des ripages banc sur banc, ainsi que les pics des stylolithes qui accompagnent le plissement, indiquent également un serrage E-W.

Des plis méridiens, d'échelle mineure, se rencontrent, fréquemment aussi, dans le Jurassique et le Crétacé autochtone sous-jacent. Par ailleurs, dans les calcaires à globigérines éocènes (formation Metlaoui) du synclinal N-S, autochtone, de Borj Cedria, des stylolithes à pics orientés

E-W ( $N 100^\circ \pm 10$ ) sont observables, en particulier dans les secteurs restés subhorizontaux.

En conclusion, une direction de serrage E-W est donc imprimée dans tout le massif, que ce soit dans les terrains allochtones occidentaux ou dans l'autochtone relatif, à l'est. Cette direction diffère nettement de celle postérieure, à vergence SE, révélée par les nombreux cisaillements plats, d'échelle décimétrique à décamétrique, observés également dans les divers terrains où ils sont accompagnés de stries NW-SE et de plis d'entraînement orientés NE-SW ( $N 030^\circ$  à  $N 050^\circ$ ).

### 2) Le massif du Ressay (fig. 4 et 5)

#### a) Géométrie actuelle

Au sud du jebel Bou Kornine et au-delà de l'accident transverse  $N 140^\circ$  qui sépare les deux jebels, le massif du Ressay présente une structure rappelant celle du Bou Kornine. En opposition aux interprétations antérieures [*in* Turki, 1985], qui faisaient intervenir essentiellement des

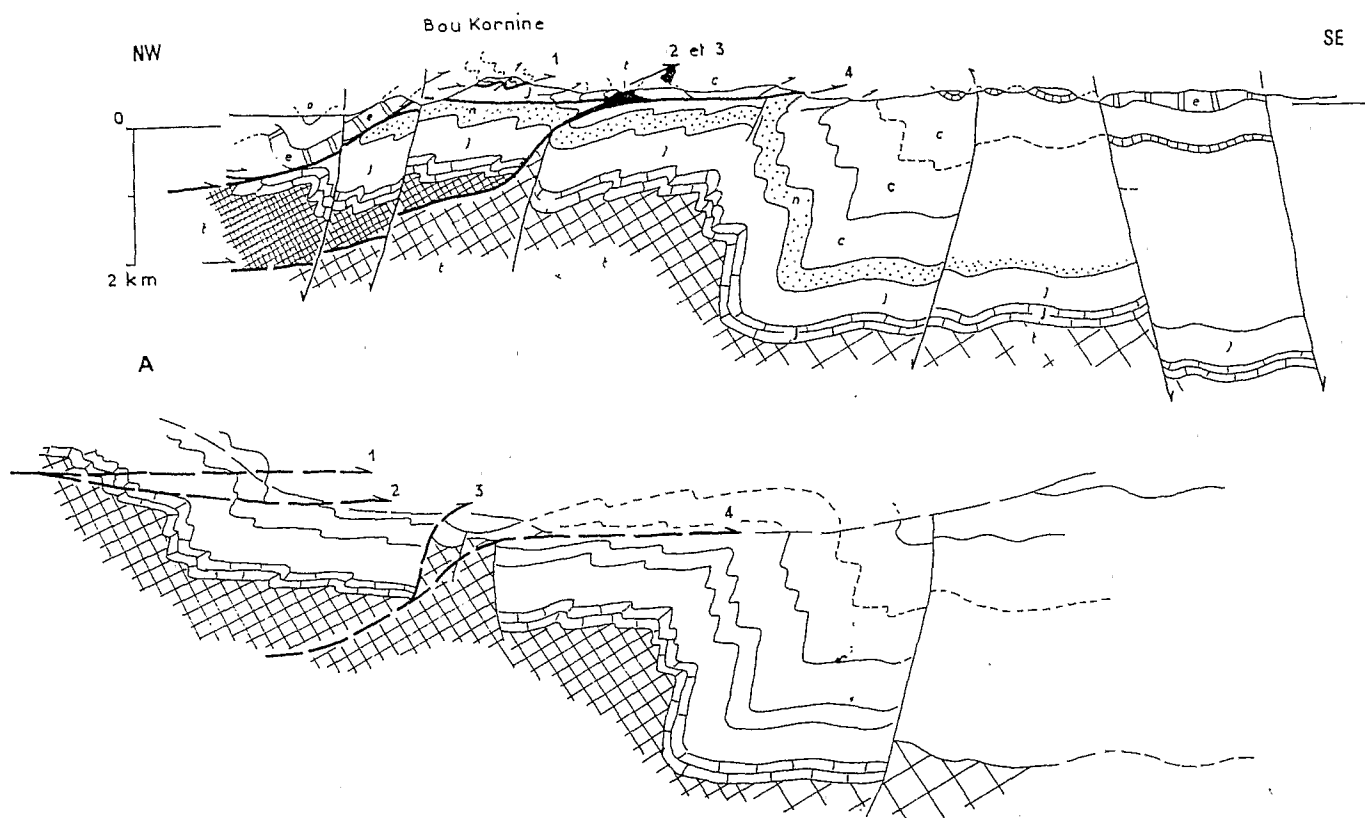


FIG. 3. — Coupe du massif du Bou Kornine.

A : interprétation proposée; t : Trias; j : Jurassique; n : Néocomien; c : Crétacé post-néocomien; e : Eocène; o : Oligocène. 1, 2, 3, et 4 sont les contacts anormaux majeurs.

B : restitution avant les déplacements tangentiels.

FIG. 3. — Structural cross-section through Bou Kornine massif.

A : proposed interpretation; t : Triassic; j : Jurassic; n : Neocomian; C : post-Neocomian Cretaceous; e : Eocene; o : Oligocene. 1, 2, 3, 4 are the main tectonic contacts.

B : restitution before the tangential displacements.

mouvements verticaux, l'un de nous [Turki, 1985] a démontré que les calcaires jurassiques du massif, verticalisés et tronqués, reposent par un contact tectonique subhorizontal sur une série barrémo-aptienne renversée (fig. 4).

Le contact anormal principal est souligné, au nord et au nord-ouest du jebel, par du Trias salifère qui vient recouvrir le substratum crétacé déversé vers l'est. Le matériel chevauchant vient, ainsi, se superposer aux séries d'âge crétacé, renversées et écaillées, qui occupent le flanc occidental du vaste synclinal, d'orientation méridienne et à cœur d'Eocène, d'El Rhorfa (fig. 4). La charnière très aigüe de ce synclinal est faillée; son flanc occidental est cisailé et chevauche le flanc oriental.

#### b) Les structures méridiennes

Du fait de l'important accident transverse N 140°, qui le sépare du massif du Bou Kornine (fig. 1), le secteur du jebel Ressoras a évolué, depuis le Jurassique, dans un compartiment distinct et sa géométrie diffère sensiblement de celle du Bou Kornine. Néanmoins, sa déformation est d'un style comparable et nous y avons également observé la coexistence de cisaillements et de chevauchements vers le sud-est avec des plis méridiens. Ceux-ci sont visibles à petite et à grande échelle : synclinal d'El Rhorfa et plis N-S dans les terrains campano-maastrichtiens du jebel El Gouad (fig. 4).

#### Interprétation

Les exemples du Bou Kornine et du Ressoras attestent de la superposition d'une tectonique tangentielle, avec cisaillements à vergence SE, à un plissement isopaque de direction N-S avec déversement vers l'est.

La géométrie complexe du massif du Bou Kornine comme celle, plus simple, du jebel Ressoras s'expliquent par un même processus de déformation. Nous attribuons à un morcellement préalable de la couverture mésozoïque par des accidents N 140° et N-S, le fait que les structures n'apparaissent pas en continuité d'un massif à l'autre et qu'elles présentent des différences dans le détail. Du fait de cette structuration précoce, des compartiments distincts sont déformés indépendamment avec, toutefois, un style et une intensité similaires.

Les chevauchements, dus à la tectonique tangentielle vers le sud-est, ont imprimé leurs effets sur un matériel déjà plissé et partiellement, érodé; ils ont provoqué le déplacement et la superposition anormale d'éléments divers des édifices antérieurement tronçonnés : c'est ainsi qu'au Bou Kornine, le secteur occidental d'un anticlinal plurikilométrique, de direction N-S a pu être déplacé, sous forme de panneaux restés en position normale, jusque sur le flanc inverse oriental. De la même façon, dans le cas du jebel Ressoras, le matériel jurassique du cœur anticlinal vient se

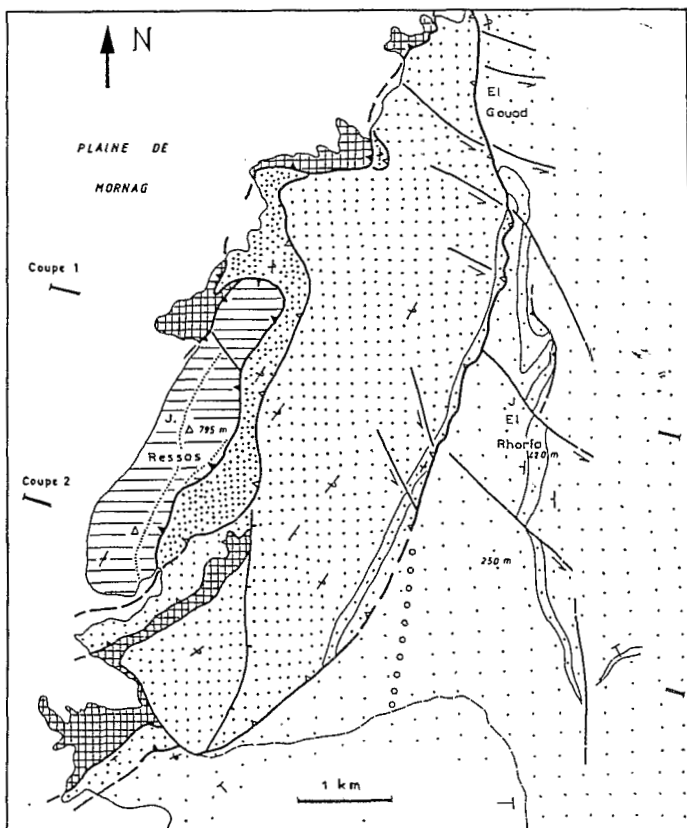


FIG. 4. - Schéma structural du jebel Ressoras (même légende que fig. 2).  
FIG. 4. - Structural sketch of jebel Ressoras (Legend as in fig. 2).

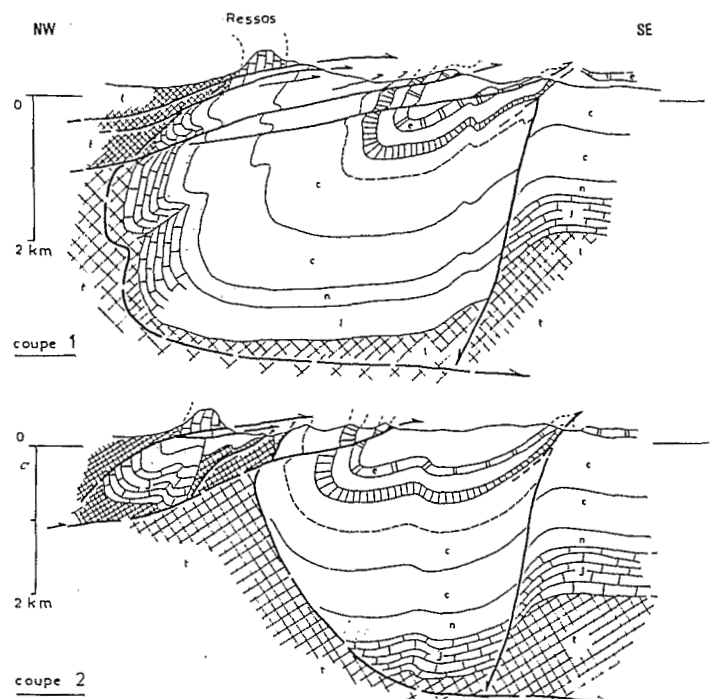


FIG. 5. - Coupes interprétatives du jebel Ressoras (même légende que fig. 3). La trace des coupes 1 et 2 est portée sur la figure 4.  
FIG. 5. - Interpretative cross-sections through jebel Ressoras (legend as in fig. 3). Location of sections 1 and 2 is indicated on figure 4.

superposer au flanc inverse oriental. Le découpage de la structure et son déplacement sur le Trias ont été facilités par l'existence de failles synsédimentaires méso-cénozoïques [Turki, 1985] qui, avant le plissement, ont morcelé la série jurassico-crétacée, créant une mosaïque de horsts et de grabens et facilitant la montée extrusive du Trias dans des fentes de la couverture (fig. 3).

Dans cette hypothèse, le déplacement horizontal maximum reste limité à quelques kilomètres, dans la mesure où il n'intéresse que la couverture mésozoïque décollée au-dessus du Trias et déjà raccourcie par la phase de serrage E-W, ce qui diminue considérablement la quantité de déplacement liée à la seule tectonique tangentielle vers le sud-est.

### 3) Le massif du Zaghouan

#### a) Géométrie actuelle

Depuis Castany [1951], la complexité du massif jurassique du Zaghouan est admise par tous. Un ensemble de panneaux limités par des failles et des flexures longitudinales vient chevaucher, vers le sud-est, le Lutétien supérieur et l'Oligocène renversés.

Ces panneaux longitudinaux sont fragmentés par des accidents transverses qui les découpent en blocs rhomboédriques. Ces accidents sont synsédimentaires et, déjà, Castany remarquait leur rôle dans la répartition des faciès du Jurassique et dans la présence de lacunes localisées [Castany, 1951, p. 63, p. 79, p. 97].

Le plissement, puis le déplacement vers le sud-est de la série jurassique morcelée et de sa couverture crétacée se sont donc exercés sur un matériel très hétérogène dans lequel il n'est guère possible d'observer des structures continues sur plusieurs kilomètres. L'allure d'ensemble reste, cependant, celle d'un vaste pli-coffré (fig. 6), tronqué au sud-est par le chevauchement du Zaghouan (« faille principale » des auteurs).

b) Des observations de détail ont révélé des plis d'échelle métrique à hectométrique, d'orientation N-S. Ces plis sont bien visibles dans les strates litées du Lias supérieur et du Néocomien (sud du Poste Optique, ouest de Kef El Orma) et ils sont représentés aussi par le synclinal hectométrique de Bou Gobrîne, déversé vers l'ouest et chevauché par le Jurassique supérieur du Kel El Orma (fig. 6). Nous les interprétons comme des replis secondaires de la structure majeure initiale; celle-ci, avec un style coffré et un déversement généralisé vers l'est, avait une direction proche de nord-sud.

Les mouvements tangentiels s'exercent, ici aussi, sur un matériel déjà plissé et ils se superposent aux déformations antérieures: les chevauchements superficiels sont dirigés vers le sud-est ou le nord-ouest, donc obliquement à l'axe des plis méridiens. De ce fait, ceux-ci sont tronqués ou cisailés jusqu'à disparition complète de leurs charnières (fig. 6).

Le Trias, cœur caché de la structure anticlinale majeure de direction méridienne, sert de niveau de décollement et de glissement vers le sud-est. Il est ainsi amené à jalonner le chevauchement, ceci d'autant plus facilement qu'étant impliqué dans la structuration synsédimentaire jurassique, puis crétacée, il avait déjà acquis une position haute dans la série.

Dans cette région de l'Atlas tunisien, l'existence de blocs basculés d'âge crétacé est, en effet, argumentée par l'observation du secteur voisin de Hammam Zriba où le Campanien est directement discordant sur le Jurassique [Bouhleb *et al.*, 1984], et par celle des massifs du M'Dekker et d'Aïn Garcî, à l'ouest d'Enfidaville, où des basculements avec biseautages et réductions de série se manifestent à l'Aptien et à l'Albien [Saadi, 1987].

#### d) Le plissement N-S en avant du chevauchement du Zaghouan: l'anticlinorium de l'Ousselat-Bou Dabbous (fig. 7 et 8)

Une structuration méridienne s'observe également dans les massifs du M'Dekker et d'Aïn Garcî (fig. 1), mais c'est à l'extrémité méridionale du chevauchement du Zaghouan que le vaste pli anticlinal de l'Ousselat-Bou Dabbous est le meilleur exemple de la superposition d'une tectonique tangentielle vers le sud-est à une phase de serrage proche de E-W.

Au sud-est du chevauchement du Zaghouan, la terminaison périclinale septentrionale de cet anticlinal permet d'observer une complexité structurale dont l'origine est liée à des failles synsédimentaires, de direction NW-SE, E-W et NE-SW, d'âge crétacé supérieur-paléocène, qui provoquent

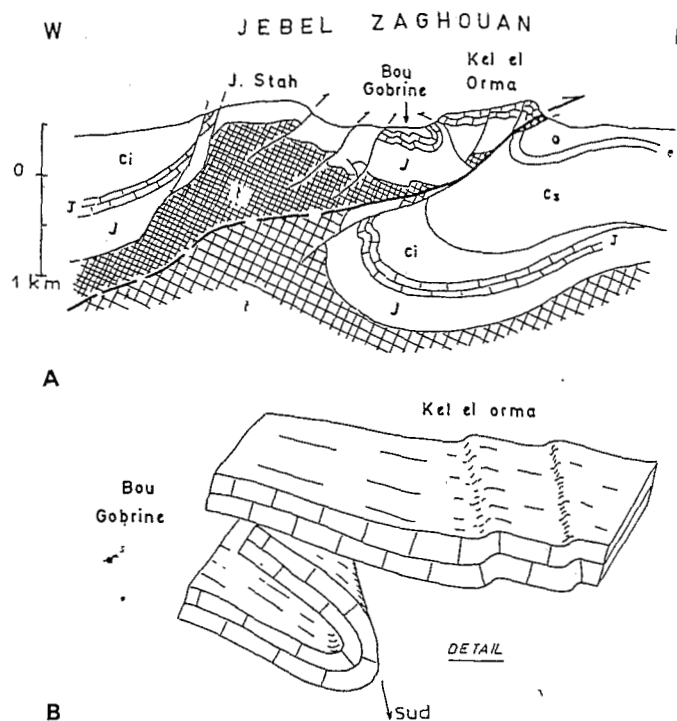
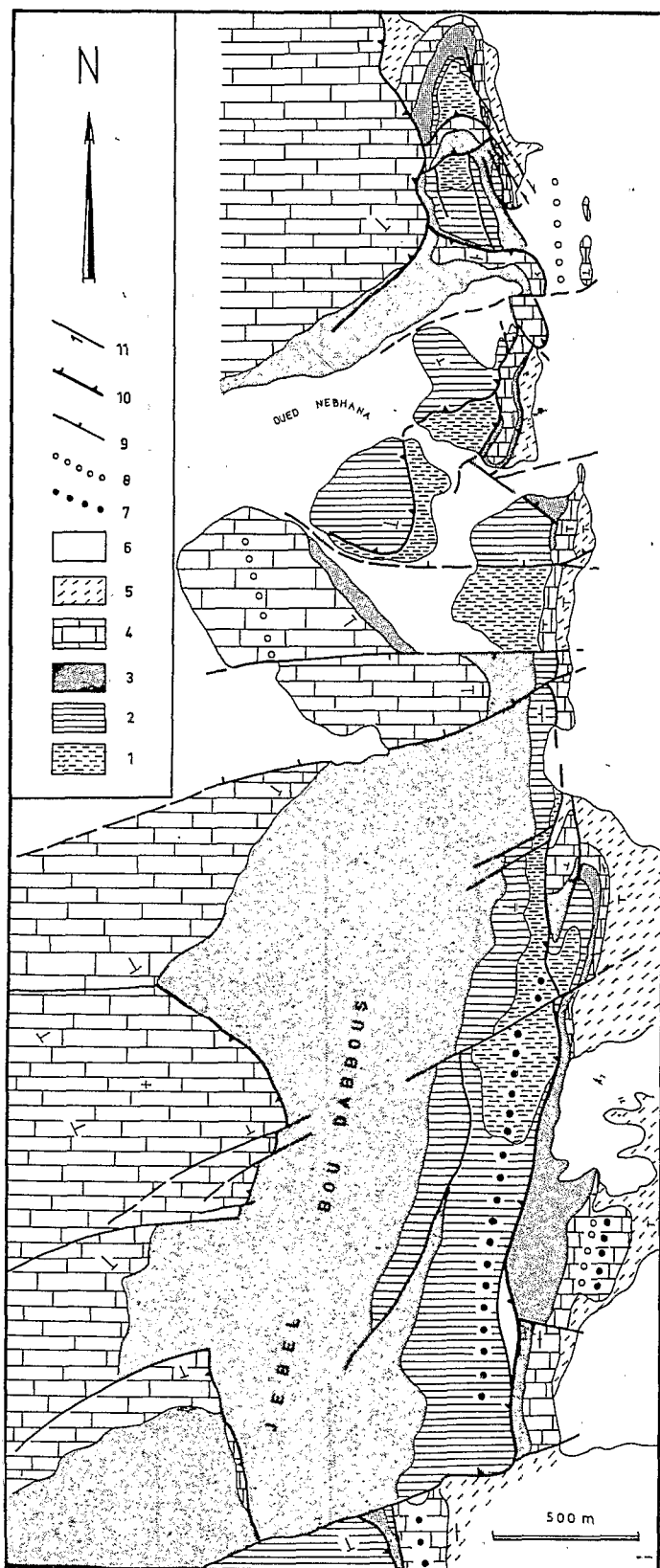


FIG. 6. — Coupe interprétative du jebel Zaghouan (A). Représentation du chevauchement vers le nord-ouest du Jurassique de Kef el Orma sur la structure synclinale nord-sud de Bou Gobrîne (B). t: Trias; j: Jurassique; ci: Crétacé inférieur; cs: Crétacé supérieur; e: Eocène; o: Oligocène.

FIG. 6. — Interpretative cross-section through jebel Zaghouan (A). Representation of the thrust towards the NW of the Kef el Orma Jurassic over the North-South trending Bou Gobrîne syncline (B). t: Triassic; j: Jurassic; ci: Lower Cretaceous; cs: Upper Cretaceous; e: Eocene; o: Oligocene.



des réductions d'épaisseur des marnes de cet âge (formation El Haria) et, parfois, leur disparition. Le dépôt des marnes paléocènes et la transgression des calcaires éocènes (formation Metlaoui) s'effectue alors sur des termes divers du Crétacé supérieur (fig. 7) [Turki, 1984].

Au nord de l'oued Nebhana, les calcaires éocènes, les marnes paléocènes et les calcaires campano-maastrichtiens de la terminaison périclinale septentrionale ont des relations encore plus complexes, ce secteur étant divisé en compartiments qui se chevauchent successivement (fig. 7).

Plutôt que de voir sur le flanc oriental de l'Ousselat-Bou Dabbous un unique «coulissement majeur subméridien senestre, accompagné dans le compartiment occidental par un écrasement» [Delteil et Turki, 1986], il nous apparaît que les chevauchements sont des événements tardifs affectant des couches déjà plissées dans la direction N-S. Les failles synsédimentaires existantes et les barres de calcaires crétacés et éocènes, plissées en anticlinal coffré, ont induit des contacts anormaux courbes tels qu'ils présentent un aspect de faille inverse vers le sud ou le nord, au niveau de la voûte anticlinale, et qu'ils se prolongent dans des accidents verticaux coulissants, dextres ou senestres, qui débitent le flanc oriental de la structure majeure, redressé à la verticale. Celui-ci se trouve ainsi laminé et tronçonné en blocs de formes sigmoïdes qui se succèdent le long de cette bordure de direction subméridienne (fig. 7 et 8).

La tectonique tangentielle, tardive, provoque également le ripage des masses calcaires crétacées et éocènes subtabulaires, de la voûte de l'anticlinal, sur les niveaux marneux sous-jacents : successivement sénoniens et maastrichtiens-paléocènes. Le déplacement s'effectue vers le sud-est, obliquement à la direction générale de l'anticlinal Ousselat-Bou Dabbous.

Ces ripages et ces failles inverses vers le sud-est sont des effets, dans l'avant-pays autochtone, des mouvements tangentiels qui ont engendré le chevauchement du Zaghouan; celui-ci venant ainsi télescoper les plis N-S situés à son front.

Au sud de l'oued Nebhana (fig. 7), des paléofailles synsédimentaires, de direction proche de N-S, NW-SE, E-W et NE-SW, ont guidé le dépôt du Paléocène et de l'Éocène inférieur. L'anticlinorium de l'Ousselat-Bou Dabbous s'est développé aux dépens d'un paléofossé, d'âge crétacé supérieur-éocène, hâché de failles proches de N-S [Turki, 1985, p. 111; Delteil et Turki, 1986; Turki *et al.*, 1988], qui seront réactivées lors des phases de serrage et, surtout, lors des déplacements tangentiels. Elles contrôleront les plis méridiens avant de jouer en failles inverses ou décrochantes-inverses.

FIG. 7. - Carte géologique du secteur septentrional de l'anticlinorium subméridien Ousselat-Bou Dabbous. 1 : Santonien; 2 : Campano-Maastrichtien; 3 : Paléocène; 4 : Yprésien-Lutétien inférieur; 5 : Lutétien supérieur; 6 : terrains récents; 7 : axe de pli anticlinal; 8 : axe de pli synclinal; 9 : faille normale; 10 : faille inverse et chevauchement; 11 : décrochement.

FIG. 7. - Geological map of the northern part of the Ousselat-Bou Dabbous submeridian anticlinorium. 1 : Santonian; 2 : Campano-Maastrichtian; 3 : Paleocene; 4 : Ypresian-Lutetian inferior; 5 : Upper Lutetian; 6 : Recent; 7 : anticline axis; 8 : syncline axis; 9 : normal fault; 10 : inverse fault and thrust; 11 : transcurrent fault.



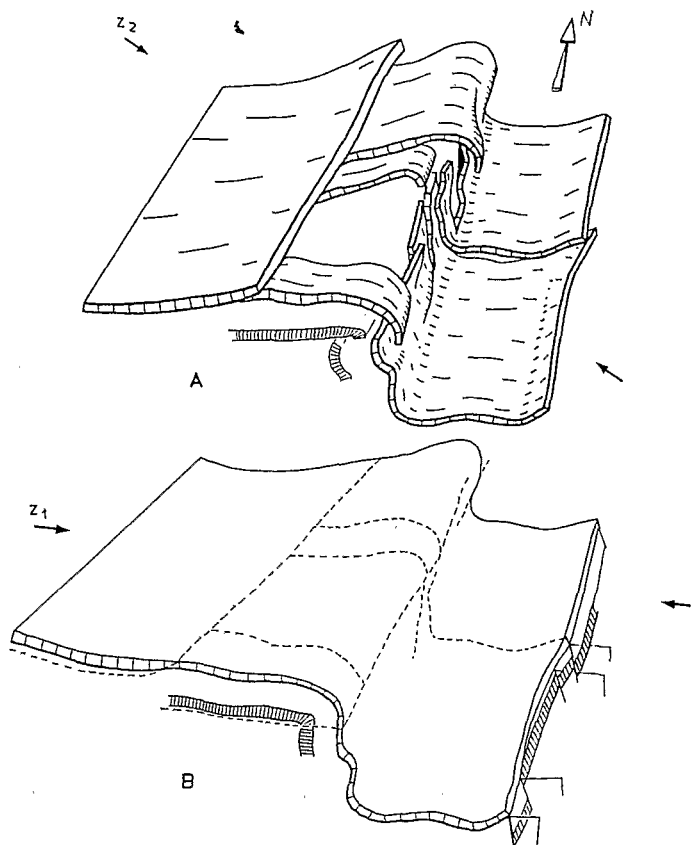


FIG. 8. — Bloc-diagramme de la structure du jebel Bou Dabbous dans sa terminaison septentrionale. Les déplacements vers le sud-est par failles inverses, coulissements et glissements bancs sur bancs (A) se sont exercés sur des terrains méso-cénozoïques déjà plissés en pli-coffré nord-sud à flanc oriental verticalisé (B).

FIG. 8. — Block-diagram of the northern end of jebel Bou Dabbous. Displacements towards the south-east, by reverse faulting shearing and sliding along bedding planes (A), on previously folded Meso-Cenozoic layers. These folds are North-South trending box-folds, with a vertical eastern limb.

### III. — CONCLUSIONS

L'analyse de divers secteurs de l'Atlas tunisien montre que les plis de direction N-S sont fréquents et qu'ils précèdent le plus souvent les cisaillements et les chevauche-

ments vers le sud-est. Deux hypothèses peuvent être envisagées.

La première fait intervenir deux phases distinctes de serrage alpin, comme cela a été précédemment évoqué avec, successivement :

1) un serrage E-W dont on n'est pas en mesure de préciser l'âge;

2) un serrage NW-SE par lequel sont créées les structures de direction atlasique.

Nous retiendrons plutôt la deuxième hypothèse : dans un processus de serrage NW-SE, généralisé à l'Atlas tunisien, un plissement a été initié au droit d'accidents profonds pré-existants. S'il est le plus souvent NE-SW (direction atlasique), à l'aplomb d'accidents N-S il devient méridien sous l'effet d'une réorientation des contraintes. A cette première étape, pourrait correspondre le serrage que Letouzey et Trémolières [1980] ont distingué comme une phase oligo-miocène inférieur, de direction N 070-N 080 dont l'observation semble toutefois localisée.

La contrainte générale NW-SE se maintenant, la déformation va progressivement échapper au contrôle des fractures profondes, d'autant plus facilement que la présence de Trias salifère facilite la désolidarisation de la couverture sur son substratum. Les plis N-S, pris désormais dans une déformation devenue plus superficielle, sont affectés de cisaillements et de chevauchements vers le sud-est, plus rarement vers le nord-ouest (fig. 6).

Ainsi dans cette interprétation, la tectonique compressive est un phénomène continu durant lequel les variations de la déformation (direction, intensité et style) sont d'abord la conséquence d'une paléostructuration du substratum par des accidents anciens. Les directions de plissements, méridienne et atlasique, sont ébauchées simultanément, dans un processus similaire à celui qu'envisageait Burolet [1981] pour l'axe nord-sud, dans une hypothétique phase éocène.

Par la suite, la direction atlasique devient prépondérante dans un contexte de déformation superficielle. Des plissements N-S tardifs sont alors, dans l'axe nord-sud [Ouali, 1985; Soyer et Tricart, 1989], l'indice d'une remobilisation des fractures méridiennes profondes.

*Remerciements.* — Le présent travail a bénéficié de l'appui de l'Office National des Mines de Tunisie, de l'ORSTOM (Paris) et de la Faculté des Sciences de Tunis que nous remercions ici. Nos remerciements vont également vers MM. Burolet, Masclé et Tricart pour leurs critiques et suggestions.

## Références

- ANONYME (1951 et 1985). – Carte géologique de la Tunisie à 1/500 000. Service géologique national, Tunis.
- BEN AYED N. (1986). – Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie, du début du Mésozoïque à l'Actuel. – Thèse Sciences, Univ. de Paris, 326 p.
- BEN AYED N., VIGUIER C. & BOBIER C. (1983). – Les éléments structuraux récents essentiels de la Tunisie nord-orientale. – *Not. Serv. Géol. de Tunisie*, 47, Tunis.
- BOUHLEL S., TRUILLET R. & TURKI M.M. (1984). – A propos de la transgression campanienne sur le Jurassique supérieur dans le secteur de Hammam Zriba-Jebel Guebli. – *Soc. Sc. de la Terre*, janv. 1984, Tunis.
- BUROLLET P.F. (1956). – Contribution à l'étude de la Tunisie centrale. – *Ann. Min. Géol.*, Tunis, 18, 352 p.
- BUROLLET P.F. (1981). – Signification géologique de l'Axe nord-sud. – Résumés du 1<sup>er</sup> Cong. Nat. Sc. Terre, Tunis, p. 31.
- BUROLLET P.F. & ELLOUZ N. (1986). – L'évolution des bassins sédimentaires de la Tunisie centrale et orientale. – *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 10, 2, pp. 49-68.
- CASTANY G. (1951). – Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. – *Ann. Min. Géol.*, Tunis, 8, 632 p.
- CHIKHAOUI M. (1988). – Succession distension-compression dans le sillon tunisien. Secteur de Nebeur, El Kef (Tunisie centre-nord). Rôle des extrusions triasiques précoces lors des serrages alpins. – Thèse Sciences, Univ. de Nice, 143 p.
- DELTEIL J. (1981). – Le massif du jebel Sidi Khalif : un exemple d'évolution structurale complexe en Tunisie centrale. – *Not. Serv. Géol. de Tunisie*, Tunis, 46, pp. 11-25.
- DELTEIL J. & TURKI M.M. (1986). – Les structures méridionales des chaînes alpines de l'Atlas oriental. Déformation transformante en compression (Tunisie et Algérie orientale). – *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 10, 2, pp. 249-258.
- DELVOLVÉ J.J. (1974). – Etude structurale de la région d'Enfidaville (Tunisie orientale). – Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 154 p.
- DELVOLVÉ J.J. (1981). – Plis et schistosité E-W à NW-SE, antérieurs aux plis N-S dans la plaine de Jedeida. – 1<sup>er</sup> Cong. Nat. Sc. Terre, Tunis, pp. 371-378.
- GOURMELEN C. (1984). – Serrage polyphasé de paléostructures distensives dans l'Axe nord-sud tunisien : le segment Bouzer-Rhéquis. – Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Grenoble, 216 p.
- GOURMELEN C., OUALI J. & TRICART P. (1989). – Les blocs basculés mésozoïques dans l'Axe nord-sud de Tunisie centrale : importance et signification. – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (8), V, 1, pp. 117-122, 6 fig.
- HALLER P. (1983). – Structure profonde du Sahel tunisien. Interprétation géodynamique. – Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Fac. Sciences et Techniques de Franche-Comté, Besançon, 163 p.
- JAUZEIN A. & PERTHUISOT V. (1981). – Accidents de socle et plissements de couverture. – 1<sup>er</sup> Cong. Nat. Sc. Terre, Tunis, p. 39.
- LETOUZEY J. & TREMOLIÈRES P. (1980). – Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics : comparisons with plate tectonics data. – 26th Congr. Géol. int., Coll. C5, Paris, 1980, pp. 261-273.
- MEDDEB S. (1986). – Sédimentation et tectonique polyphasée dans les dômes d'Enfida (Sahel tunisien). – Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paris Sud, 160 p.
- OUALI J. (1985). – Structure et évolution géodynamique du chaînon de Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale). – *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 9, 1, pp. 155-182.
- PERTHUISOT V. (1978). – Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. – Thèse, Ecole Normale Supérieure, Paris, 312 p.
- RICHERT J.P. (1971). – Mise en évidence de quatre phases tectoniques successives en Tunisie. – *Not. Serv. Géol. de Tunisie*, 34, Tunis, pp. 115-125.
- SAADI J. (1987). – Analyse séquentielle des séries du Crétacé inférieur de la région d'Enfidaville. Conséquences paléogéographiques. – IAS, 8th regional meeting of sediment, Tunis.
- SAINFELD P. (1951). – Notice explicative de la carte géologique de la Tunisie au 1/50 000 (feuille Ouargha). – *Ann. Min. Géol.*, Tunis, 31 p.
- SFAR FELFOUL M. (1985). – Analyse structurale du pourtour du golfe de Tunis. – Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Franche-Comté, Besançon, 108 p.
- SOLIGNAC M. (1927). – Etude géologique de la Tunisie septentrionale. – Dir. gén. Trav. publ. (Serv. Min.). – Thèse, Fac. Sciences de Lyon.
- SOYER C. & TRICART P. (1989). – Tectonique d'inversion en Tunisie centrale : le chaînon atlasique Segdal-Boudimar. – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (8), V, 4, pp. 829-836.
- TRUILLET R., ZARGOUNI F. & DELTEIL J. (1981). – La tectonique tangentielle dans l'Axe nord-sud (Tunisie centrale). – *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, Paris, 2, pp. 50-54.
- TURKI M.M. (1980). – La « faille du Zaghuan » est la résultante de structures superposées (Atlas tunisien central). – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (7), XXII, 3, pp. 321-325.
- TURKI M.M. (1981). – Importance de la tectonique tangentielle dans la structure du jebel Bou Kornine (dorsale tunisienne). – 1<sup>er</sup> Cong. Nat. Sc. Terre, Tunis, p. 55.
- TURKI M.M. (1984). – L'Ousselat-Bou Dabbous : un exemple de bassin subsident sénonien supérieur-éocène inférieur. – Implications sur la notion d'Axe nord-sud (Atlas tunisien). – 10<sup>e</sup> RAST, Bordeaux, p. 529.
- TURKI M.M. (1985). – Polycinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghuan-Nebhana. – Thèse Sciences, Univ. Tunis, 262 p.
- TURKI M.M., DELTEIL J., TRUILLET R. et YAICH C. (1988). – Les inversions tectoniques de la Tunisie centro-septentrionale. – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (8), IV, 3, pp. 399-406.