



HAL
open science

L'évolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel

Noureddine Ben Ayed

► **To cite this version:**

Noureddine Ben Ayed. L'évolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel. Tectonique. Université Paris Sud - Paris XI, 1986. Français. NNT : . tel-01009784

HAL Id: tel-01009784

<https://theses.hal.science/tel-01009784>

Submitted on 18 Jun 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

REPUBLIQUE TUNISIENNE

MINISTERE DE L'ECONOMIE NATIONALE

Office National des Mines

ANNALES DES MINES ET DE LA GEOLOGIE

N° 32

**Evolution tectonique de l'avant-pays
de la chaîne alpine de Tunisie
du début du Mésozoïque à l'Actuel**

par

Noureddine BEN AYED

Professeur à l'Université de Tunis II

EDITIONS DU SERVICE GEOLOGIQUE DE TUNISIE

— 95, Avenue Mohamed V —

TUNIS

1993

ISSN 0330 - 0013

REPUBLIQUE TUNISIENNE

MINISTERE DE L'ECONOMIE NATIONALE

Office National des Mines

ANNALES DES MINES ET DE LA GEOLOGIE

N° 32

**Evolution tectonique de l'avant-pays
de la chaîne alpine de Tunisie
du début du Mésozoïque à l'Actuel**

par

Noureddine BEN AYED

Professeur à l'Université de Tunis II

EDITIONS DU SERVICE GEOLOGIQUE DE TUNISIE

— 95, Avenue Mohamed V —

TUNIS

1993

AVANT PROPOS

Le présent mémoire est la version révisée d'une thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles soutenue le 5 juin 1986 à l'université de Paris Sud-Orsay (Laboratoire du Professeur J.L. Mercier).

En exergue à ce travail, je voudrais rappeler avec beaucoup d'émotion, la mémoire de mon regretté Maître, le Professeur André Caire. C'est lui en effet qui en 1974, alors qu'il dirigeait l'équipe de recherche « Reghmatisme eurafricain », m'a conseillé de m'engager dans l'étude de la genèse des bassins d'effondrement de la Tunisie centrale.

J'exprime également ma profonde gratitude à Monsieur Le Professeur J.L. Mercier qui a dirigé mes travaux de recherches ; il m'a permis de m'intégrer à son équipe et m'a témoigné sa confiance dans les moments difficiles que j'ai rencontrés.

C'est par l'analyse de la structuration du couple de fossés Siliana-Sers que j'ai démarré ce travail. Il s'agissait alors de pallier l'absence d'informations sur ce secteur, due au manque de carte au 1/50.000. Au terme de cette phase initiale, marquée en 1975 par la soutenance de ma thèse de 3^e cycle de Géologie structurale, le Professeur Caire m'a suggéré d'entreprendre l'étude de l'ensemble des fossés de la Tunisie.

L'examen de la carte géologie au 1/500.000 monte l'extension de l'aire affectée par les bassins d'effondrement (Tunisie centrale et orientale). Très vite mes premières explorations sur le terrain m'ont montré que des parentés existaient entre ces différents bassins. Une étude exhaustive risquait donc de s'éterniser au delà du raisonnable, pour n'apporter au plan de la recherche fondamentale qu'un ensemble d'informations assez uniformes. C'est pourquoi je me suis d'abord orienté avec C. Viguiet et C. Bobier vers la recherche d'un modèle cinématique pour l'évolution récente de la Tunisie et du Déroit siculo-tunisien, avant de rechercher le rôle joué par les héritages. Ce choix imposait de ne pas localiser mes explorations à une zone géographiquement limitée mais de faire l'analyse d'un certain nombre de cas types répartis sur l'ensemble de la Tunisie. La plupart des exemples retenus ont néanmoins été choisis en Tunisie centrale et nord-orientale. Les études complémentaires réalisées dans les autres régions, l'ont été dans des secteurs où aucun travail de recherche en géologie structurale n'était en cours de réalisation.

Un travail géologique effectué pour le compte de la Société Union Texas Kasserine Oil corporation, a orienté mes travaux vers les déformations synsédimentaires mésozoïques et cénozoïques qui intéressaient cette compagnie. C'est ainsi que j'ai pu accéder aux données géophysiques se rapportant à la région de Kasserine et à une partie de la plateforme saharienne. Cela m'a permis de comparer mes résultats de terrain avec les données géophysiques et de rechercher des déformations anciennes révélées par la sismique et jusque là inconnues à l'affleurement.

La réalisation de l'étude du plateau continental à laquelle j'ai participé avec plusieurs géologues pétroliers de l'E.T.A.P. m'a permis de découvrir les structures de la plateforme pélagienne et de comparer ces structures avec celle de l'Atlas tunisien. Mes nombreuses discussions avec C. Bobier m'ont amené à me préoccuper des mégaséquences et de la place des pulsations eustatiques dans la genèse des séquences sédimentaires et leur signification géodynamique.

Enfin, mes nombreuses discussions avec J.C. Bousquet, aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire m'ont incité à établir des corrélations avec les régions voisines et à replacer mes résultats dans le contexte géodynamique de la Méditerranée occidentale.

Au terme de ce travail, je tiens à remercier C. Viguiet et C. Bobier qui ont été les plus fidèles témoins de mon travail en Tunisie. Je remercie J.C. Bousquet de m'avoir fait profiter de ses connaissances aussi bien sur le terrain que lors de la rédaction de ce mémoire. Je remercie également M. Feki qui m'a toujours aidé et soutenu.

Ce travail à d'autre part bénéficié du concours et de la participation d'un certain nombre d'organismes, (l'Ecole Normale Supérieure, le Service Géologique National, l'Union Texas et la SEREPT-Elf Aquitaine) et de certains géologues pétroliers : Bramaud, Richert, Jarrige, Bodou, Sylvette... qu'ils trouvent ici l'expression de ma gratitude pour leur aide et leur collaboration efficace.

Je remercie également tous ceux qui de près ou de loin, en Tunisie ou ailleurs, ont par les discussions, contribué à clarifier les idées qui s'expriment dans cette thèse.

Enfin, je dédie ce travail à ma femme Thouraya, à mes fils Ziad et Sami et à mon pays, la Tunisie que j'aime tant.

SOMMAIRE

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

Chapitre I : Les séries sédimentaires du Mésozoïque et du Cénozoïque : les séquences sédimentaires majeures.....	33
Chapitre II : Evolution tectono-sédimentaire antérieure aux plissements atlasiques.....	47
Chapitre III : La tectonique atlasique.....	115
Chapitre IV : La néotectonique.....	179
Chapitre V : Les déformations actuelles et historiques.....	203
Chapitre VI : Evolution tectonique de l'avant-pays. Comparaison avec le domaine voisin.....	223

DEUXIEME PARTIE

Chapitre I : Utilisation de l'évolution tectonique pour la compréhension de la métallogénie...	239
Chapitre II : Utilisation de l'évolution tectonique pour la zonation sismotectonique	257
CONCLUSIONS GENERALES.....	263



PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION GENERALE

AVANT-PROPOS

INTRODUCTION

1. — PRESENTATION GENERALE DE L'ETUDE	9
1.1 — Objectifs	9
1.2. — Méthodes utilisés	11
2. — LE CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	17
2.1. — Le cadre géographique	17
2.2. — Le cadre géologique	17
3. — DONNEES SUR LE SOCLE ANTE-TRIASIQUE	27
3.2. — Les données gravimétriques	27
3.2. — Les modèles proposés ..	31

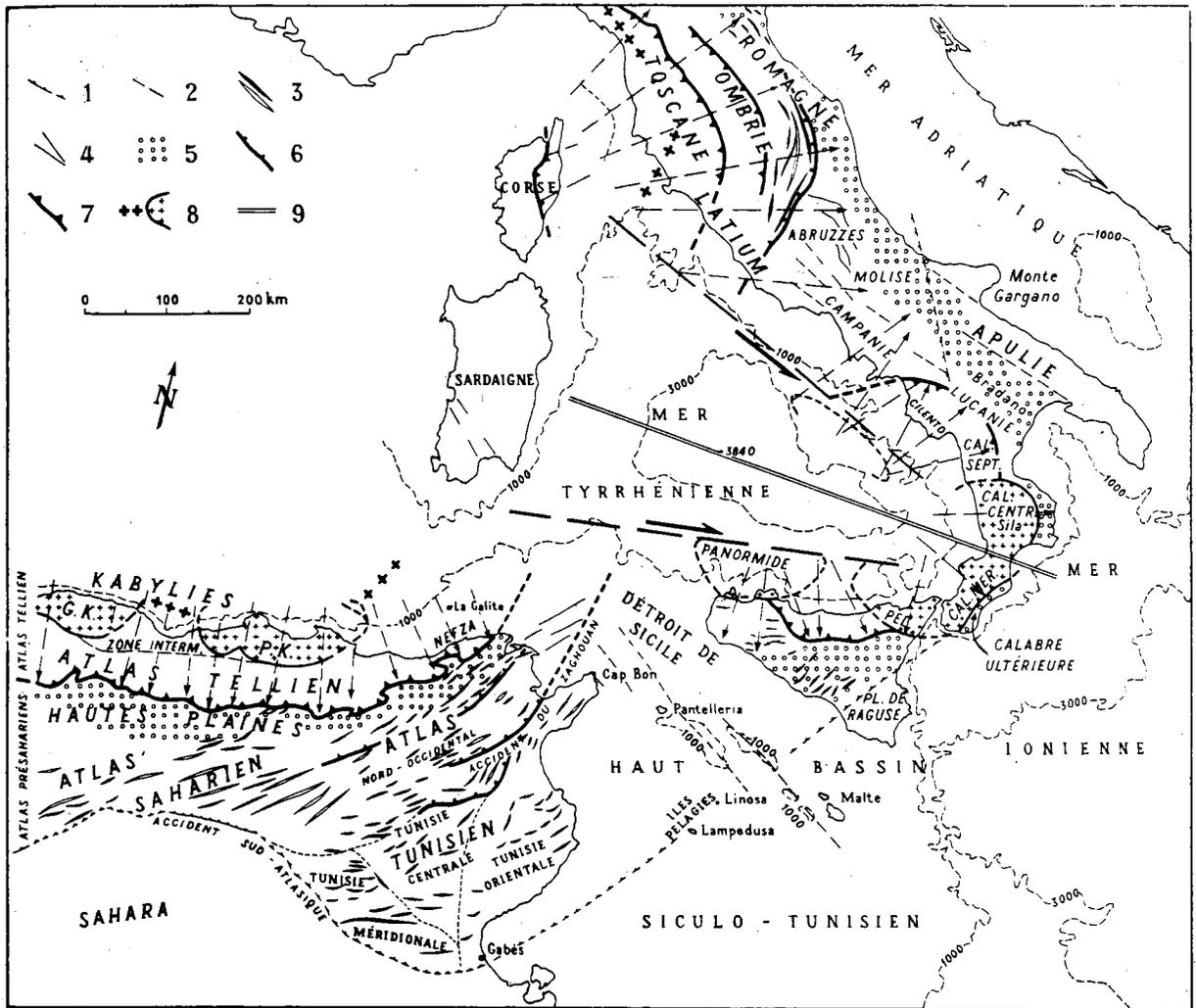


Fig. 1 — Carte tectonique de la Méditerranée centrale (d'après A. Caire, 1971)

- 1 : Limite interne du Sahara, du plateau de Raguse et du domaine apulo-garganique;
- 2 : Directions structurales;
- 3 : Anticlinaux et synclinaux principaux;
- 4 : Déplacement des nappes plastiques;
- 5 : Avant-fosse néogène;
- 6 : Dorsale du Zaghouan et limite Ombrie-Abruzzes;
- 7 : Front d'érosion des nappes;
- 8 : Noyaux kabyles et ride toscane;
- 9 : Axe de la fosse tyrrhénienne.

INTRODUCTION

1. — PRESENTATION GENERALE DE L'ETUDE :

La Tunisie atlasique qui se situe loin des «zones internes» de la chaîne nord-maghrébine (fig. 1) constitue la marge de la chaîne alpine à déformations intraplaques, sans implication de croûte océanique (Proust et al, 1977) et sans schistosité (Mattauer et al, 1977). Par sa position d'avant-pays des nappes telliennes et surtout sa situation au voisinage de la plateforme saharienne peu déformée, l'Atlas tunisien constitue un domaine de plis et de failles ; mais ces structures simples qui sont de nature et de répartition variées, ne s'intègrent pas dans les modèles proposés par les auteurs. Ainsi, on est amené à rechercher un modèle unitaire qui assure la cohabitation de structures atlasiques compressives et distensives variées et synchrones, sans épaissement de croûte.

1.1. — Objectifs :

L'objectif fixé est l'étude tectonique d'une partie de la marge nord-africaine et de la bordure septentrionale de la plateforme saharienne. Les déformations précoces susceptibles d'être enregistrées par les séries sédimentaires, déposées le long de la marge, sont difficiles à mettre en évidence dans la chaîne alpine où elles sont généralement reprises et/ou masquées par les déformations ultérieures.

a) *La tectonique (du début du Mésozoïque au Néogène) :*

L'étude de la tectonique synsédimentaire tardi-hercynienne, mésozoïque et néogène, révélée par les données de terrain et celles de la géophysique aide à connaître les déformations anciennes intraplaques. Celles-ci permettent de reconstituer les processus d'ouverture de la Téthys dans la Pangée et le développement de la Mésogée (fig. 2).

On sait que la structure de la marge nord-africaine fait l'objet de nombreuses discussions :

Pour certains auteurs, il s'agit d'une marge passive qui représente une zone voisine de l'ou-

verture océanique, caractérisée par une forte subsidence, en relation avec des accumulations de dépôts progradants (Decourt, 1970; Rehault et al., 1974 ; Buju Duval et al., 1974...).

Pour d'autres auteurs, il s'agit plutôt d'une marge «transformante» liée aux déplacements de l'Afrique par rapport à l'Europe. Ces déplacements ont entraîné l'ouverture de la Paléo-Téthys (Arthaud et Matte, 1977) (fig. 2). Les mouvements relatifs Afrique-Europe seraient également à l'origine de l'océanisation récente de la Méditerranée (Alvarez et al., 1974; Reading, 1974; Taponnier, 1977; Olivet et al., 1982).

b) *La tectonique atlasique (Début du Miocène au Quaternaire ancien) :*

Lors de l'orogénèse alpine, la «marge» nord-africaine se déforme. Sa bordure septentrionale fait partie des Maghrébides alors que pour le reste elle devient l'avant-pays de cette chaîne. Les déformations majeures de cet avant-pays ont eu lieu au début du Miocène supérieur et se poursuivent au Quaternaire ancien. La tectonique précoce, en particulier notre étude de la tectonique synsédimentaire, permet de comprendre le rôle joué par les héritages dans l'agencement des structures atlasiques de l'avant-pays.

c) *La tectonique récente et actuelle :*

La néotectonique et la tectonique actuelle sont en grande partie contrôlées par la position des structures héritées. Notre étude permet de comprendre les rapports de la sismicité avec l'évolution générale de la chaîne et de son avant-pays.

d) *Les applications dans les domaines métallogénique et sismotectonique :*

Les données de la tectonique précoce et la tectonique atlasique combinées à celles tirées de l'analyse des fluctuations eustatiques, peut permettre de définir les périodes métallogéniques et aider à comprendre la distribution dans l'espace et dans le temps des gisements métallifères. Par contre, les données de la tectonique récente, et

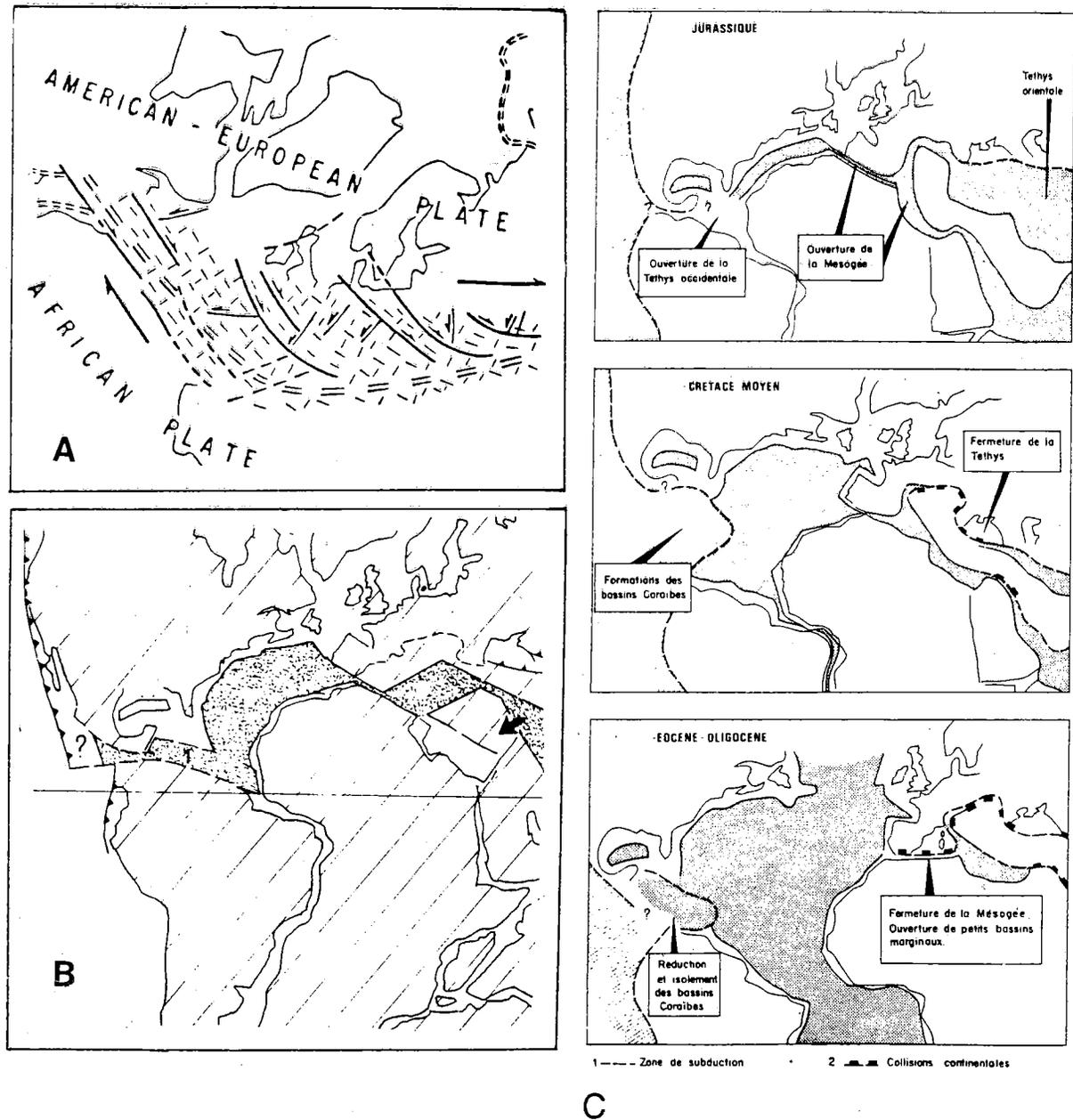


Fig. 2. — Enchaînement des déformations tectoniques précoces en Méditerranée

A : Au Paléozoïque inférieure (Arthaud et Matte, 1977)

B : Au Jurassique inférieur (Bernoulli et Lemoine, 1980)

C : Pendant le Jurassique, le Crétacé moyen, l'Éocène et l'Oligocène (Biju Duval, 1980).

actuelle sont utilisées pour définir les zonations sismotectoniques et évaluer l'aléa sismique.

1.2. — Méthodes utilisées :

Pour atteindre ces objectifs, dans notre étude de l'avant-pays de la chaîne alpine, nous avons adopté des méthodes différentes de celles qui sont utilisées par nos prédécesseurs (Burolet, 1951-1956; Castany, 1951; Jauzein, 1962-1967...).

a) L'étude séquentielle :

L'étude des séries sédimentaires a été abordée, non pas en tenant compte des critères lithostratigraphiques et/ou chronostratigraphiques, mais en considérant les subdivisions en mégaséquences. Les discontinuités majeures qui séparent ces mégaséquences sont les échos des événements eustatiques et/ou tectoniques qui ont affecté la marge nord-africaine.

b) Les déformations synsédimentaires :

Les tectoniques successives contemporaines de la sédimentation permettent d'établir les rapports tectono-sédimentaires capables d'expliquer l'évolution des bassins sédimentaires.

c) La tectonique à toutes les échelles :

La structuration des Atlas de l'avant-pays de la chaîne alpine est relativement simple et caractérisée par des plis, des failles et des décrochements. L'analyse structurale de l'avant-pays a permis d'établir une nouvelle chronologie des déformations. Elle a révélé en particulier que les fossés considérés jusqu'ici comme postérieurs aux plissements miocènes et quaternaires sont en fait antérieurs à ces phases de raccourcissement des Atlas de l'avant-pays.

Dans notre démarche, nous avons tenu compte des relations cohérentes qui existent entre les microstructures cassantes et les mégastructures (Mattauer et Mercier, 1980) et nous avons également considéré l'échelle des différents objets analysés et la position des microstructures étudiées par rapport aux grandes structures. En ce qui concerne plus particulièrement la néotectonique, nous avons étendu notre étude aux déformations actuelles reliées à des séismes historiques.

Dans notre étude structurale, nous avons recherché les mécanismes dominants des niveaux structuraux supérieur et moyen (Mattauer, 1973) et les associations possibles des différentes structures compressives et distensives (Bousquet et Philip, 1981). A ce niveau, il y a parfois controverses sur les termes et les conceptions (par exemple décrochement distensif et transtension). C'est pourquoi avant de présenter les techniques d'étude, il me paraît nécessaire de préciser les termes que je serai amené à utiliser.

On sait que les failles s'associent pour former des systèmes conjugués en extension ou en raccourcissement (Anderson, 1951; Arthaud, 1969; Mercier, 1972; etc...). L'étude des failles se limitait à rechercher les orientations des plans et des stries de glissement pour déterminer le mouvement relatif des compartiments. Ce mouvement n'a été longtemps conçu que comme l'expression d'un régime tectonique qui n'était considéré que comme compressif, distensif ou de coulissement.

A trop simplifier les schémas de base, on aboutit à la multiplication arbitraire des phases tectoniques, puisque pour chaque type de failles observées correspondait nécessairement un régime tectonique donné.

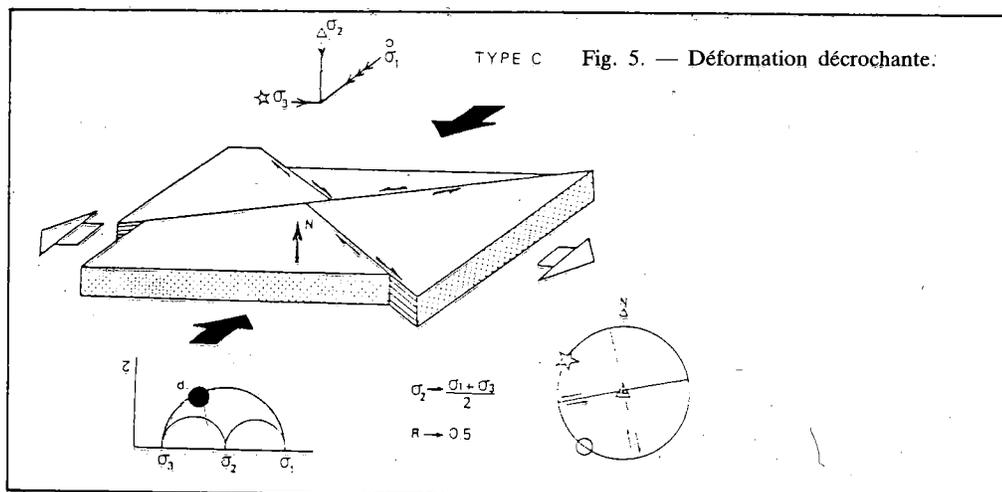
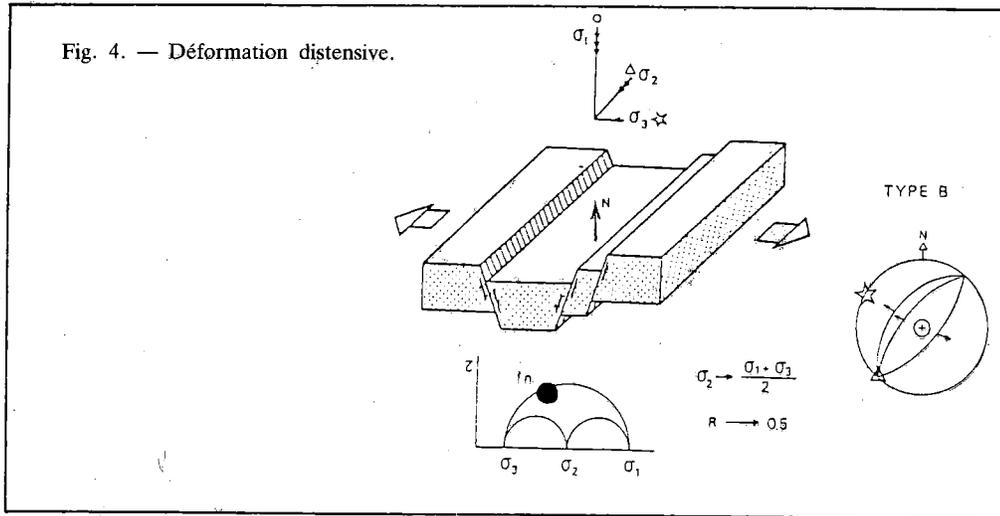
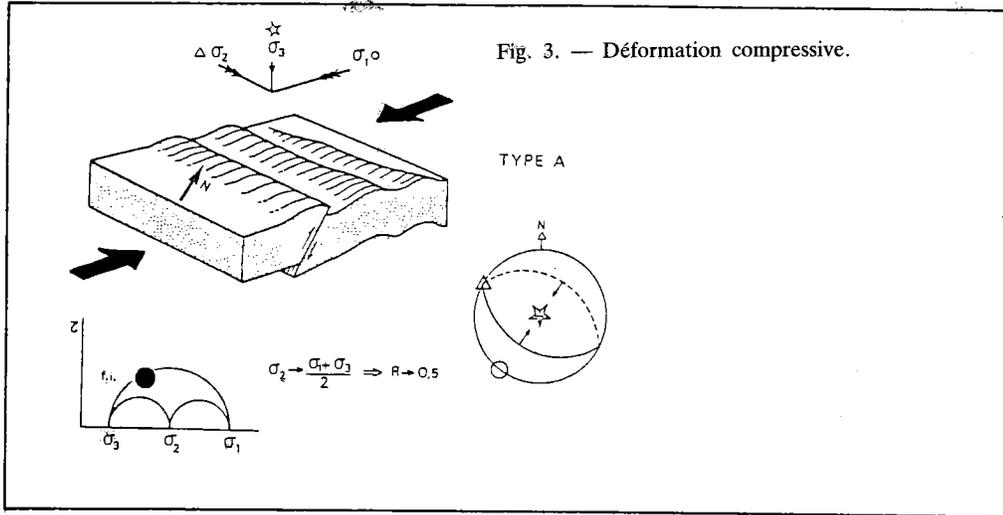
Des progrès majeurs viennent d'être réalisés dans la compréhension des mouvements complexes des failles en comparant les données de la tectonique actuelle avec celles de la sismicité. Les mécanismes au foyer des séismes qui se manifestent dans les zones des plaques continentales (Inde-Asie, par exemple) comme dans les zones de subduction (zones péripacifiques) montrent que dans une portion de lithosphère en compression peuvent apparaître aussi bien des failles inverses et décrochantes que des failles normales (Olivier et Sykes, 1968; Molnar et Taponnier, 1975).

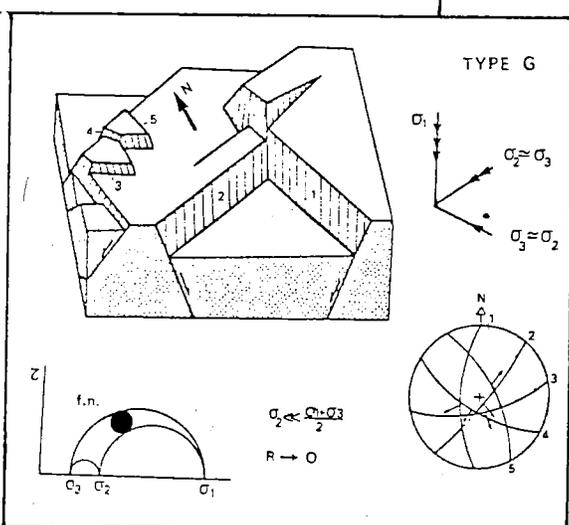
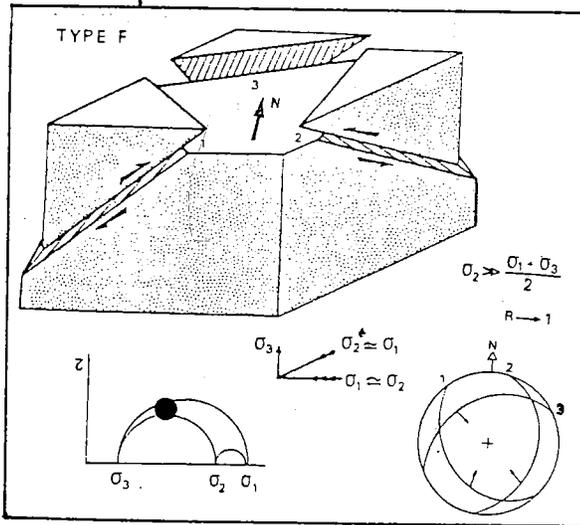
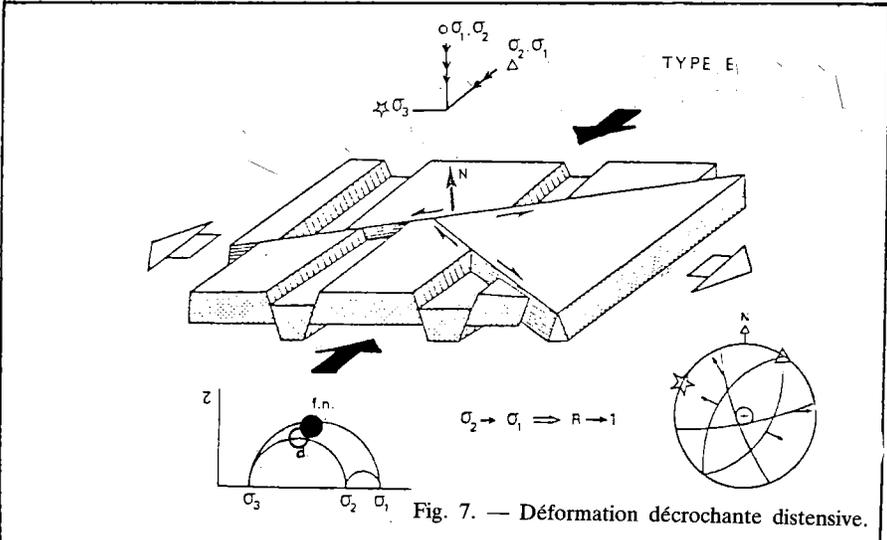
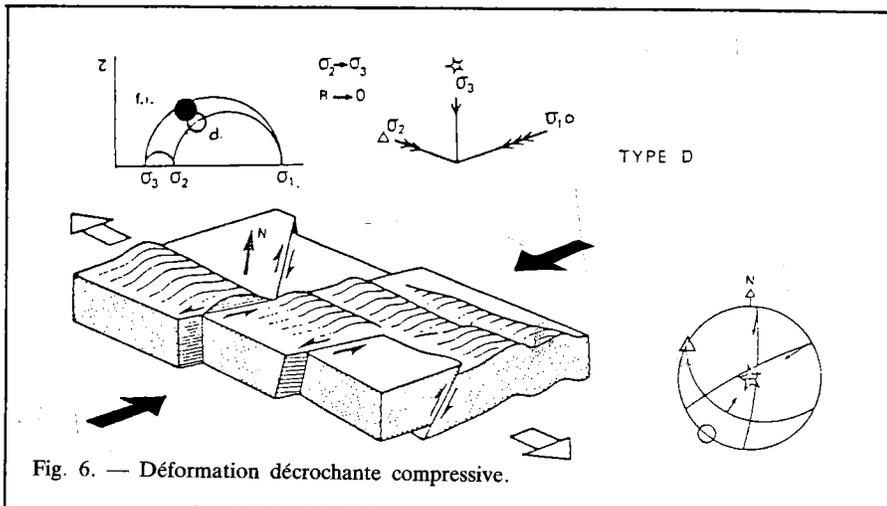
L'analyse tectonique des ruptures de surface par le séisme d'El Asnam a permis à Bousquet et Philip, (1981) de montrer que les déformations compressives et distensives peuvent apparaître simultanément ou successivement. Il y a donc possibilité de coexistence de structures compressives et distensives qui sont l'expression d'un phénomène général.

c1) Déformation des roches dépourvues de discontinuités :

Pour établir un lien entre les structures et les microstructures variées qui peuvent se développer au cours d'un même épisode tectonique, on est amené à raisonner en terme de contraintes. L'utilisation de la microtectonique permet alors de préciser la géométrie des macrostructures et d'avoir de bonnes informations sur l'orientation des contraintes (Mattauer et Mercier, 1980). Les figures 3 à 9, dues à Philip (1983) résument les différents types de déformations initiales que l'on peut définir à partir de l'orientation des axes de contraintes et les valeurs relatives de ces contraintes tectoniques. La relation entre les contraintes s'exprime par le rapport R;

$R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$ où σ_1 , σ_2 et σ_3 représentent respectivement les contraintes majeure, intermédiaire et mineure.





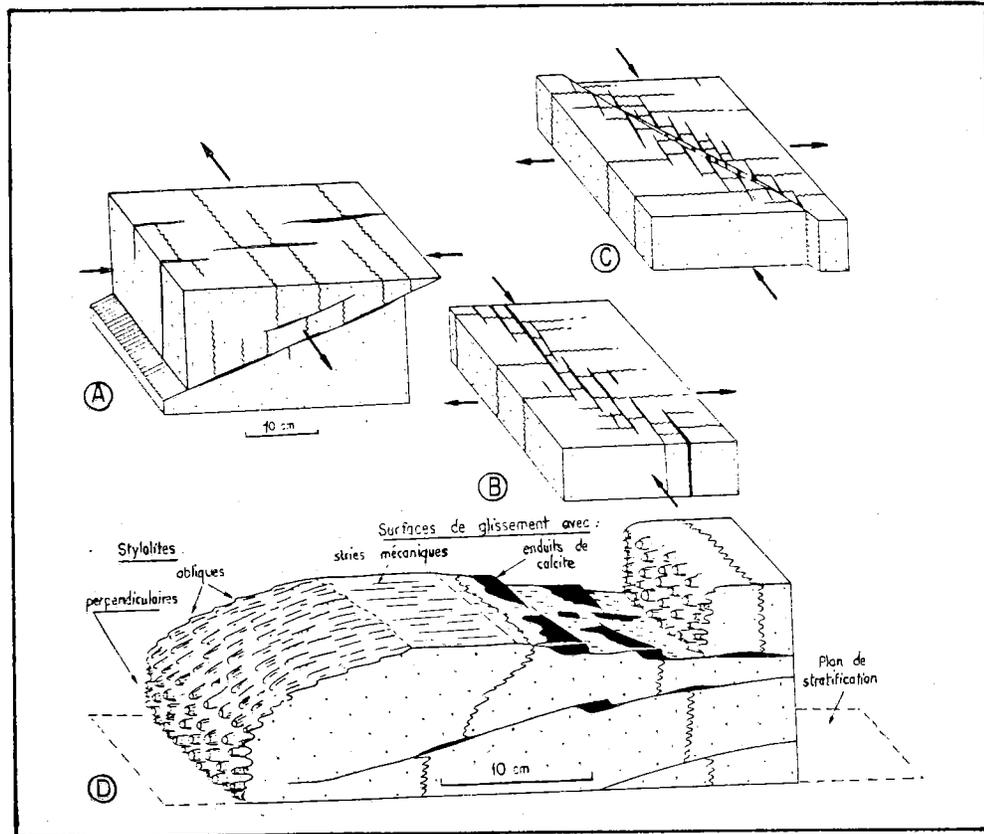
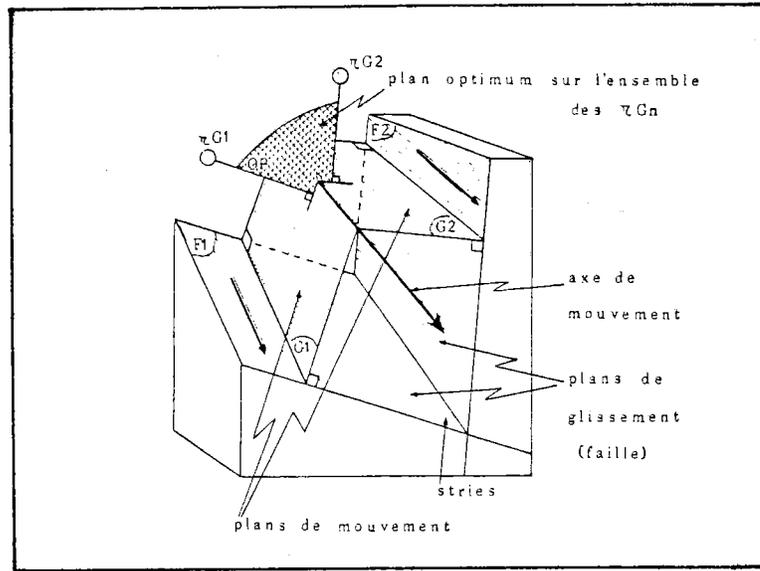


Fig. 10. — Le plan de mouvement (G) est orthogonal au plan de faille (F) et contient la direction de la strie. L'intersection des plans de mouvement correspond à un axe de mouvement (direction principale de déformation). Les pôles des plans de mouvement (MG) sont contenus dans un plan (OP) dont le pôle est l'axe de mouvement (D'après Mercier, 1972).

Fig. 11. — Schémas de stylolithes. A, B, C : Schémas montrant les relations des stylolithes avec les failles et les fentes de traction. A) Stylolithes liés à une faille inverse. B) Stylolithes contemporains de fentes de traction en échelon. C) Relations fentes de traction-stylolithes le long d'un décrochement. D) Schéma montrant l'allure des différents types de stylolithes et leurs relations avec les microcassures. (D'après Mattauer, 1973).

Ces déformations que nous résumons très brièvement peuvent être regroupées de la manière suivante :

- Déformation compressive : Type A (fig. 3)
- Déformation distensive : Type B (fig. 4)
- Déformation décrochante : Type C (fig. 5)

Les déformations citées peuvent s'associer de plusieurs manières différentes et dans des proportions diverses. Les plus importantes sont les suivantes (fig. 6 et 7) :

- Déformation décrochante compressive : Type D
- Déformation décrochante distensive : Type E.

Deux cas particuliers de déformations tectoniques sont également à signaler (fig. 8 et 9) :

- Déformation constrictive : Type F
- Déformation à extension radiale : Type G.

c2) Déformation des roches pourvues de discontinuités préexistantes :

On sait également qu'une portion de l'écorce préfacturée se comporte d'une manière complexe (Arthaud et Mattauer, 1969 a et b; Arthaud et Choukroune, 1980; et Nicolas, 1984). Rappelons brièvement que selon le régime tectonique appliqué à ces failles préexistantes, seuls certains réseaux préférentiels sont réactivés (in Philip, 1983). C'est en particulier le cas en Tunisie où les axes des contraintes maximale et minimale oscillent dans le même quadrant. Les accidents préexistants sont de ce fait, constamment réactivés et, selon le régime tectonique, ils jouent en failles normales, inverses ou décrochantes.

c3) Etude des objets structuraux :

Pour avoir des informations plus ou moins précises sur les contraintes mises en jeu, au cours des époques anciennes et récentes, nous avons analysé plusieurs microstructures. Parmi celles-ci on peut citer :

1) Les stries des plans de failles (fig. 10).

La recherche du sens du mouvement des failles est indispensable pour la détermination des directions principales de contraintes. Les critères morphologiques utilisables ont été établis par plusieurs auteurs Vialon et al., 1976 1976; Petit et al., 1983...). Les stries, que nous avons souvent rencontrées, se rangent dans trois grandes catégories : les stries de recristallisation, les stries mécaniques et les stries stylolithiques :

- les stries de recristallisation sont de très bons indices des mouvements de faille. Elles se forment par cristallisation de gradins de calcite

qui donnent la direction et le sens du jeu de la faille.

- les stries mécaniques, de longueur millimétrique à métrique, sont dues au glissement d'un élément strieur pris entre deux compartiments de faille.
- les stries stylolithiques sont bien représentées dans les roches carbonatées. Elles se forment lors d'une interpénétration limitée des lèvres de la faille. Elles sont souvent associées à des stylolithes.

2) Les stylolithes (fig. 11(D)) :

Ce sont des figures de dissolution d'allure irrégulière qui se manifestent en coupe par des lignes sinueuses ou joints stylolithiques. La plupart de ces stylolithes sont nés par rapprochement de deux compartiments. On y distingue deux types principaux :

- les stylolithes d'origine sédimentaire, parallèles à la stratification.
- les stylolithes d'origine tectonique dont les joints stylolithiques peuvent être perpendiculaires ou obliques à la stratification.

3) Les diaclases : ce sont des plans de fracture souvent perpendiculaires à la stratification mais sans mouvement visible. La signification de ces structures n'est pas encore bien connue.

4) Les fentes de tension (fig. 11; A, B et C) : ce sont des fissures d'abord ouvertes mais dès qu'il y a une charge ou une circulation d'eau, elles se remplissent de calcite, de quartz ou de gypse.

Pour chacune des fissures affectant les terrains sédimentaires, on peut distinguer géométriquement deux domaines :

- le domaine, localité dans le dièdre contenant les fentes, est en raccourcissement.
- l'autre, qui est perpendiculaire au premier, est en allongement.

Les fentes de tension se trouvent associées aux stylolithes tectoniques. Elles peuvent se regrouper et se disposer en échelon pour déterminer des joints potentiels de cisaillement (fig. 11; B et C).

Connaissant les directions des joints conjugués et leur déplacement relatif, on peut déterminer le dièdre aigu qui contient la compression maximum 1.

c4) Etude des populations d'objets structuraux :

1) Les populations de plis :

En Tunisie atlasique, les plis rencontrés sont généralement isopaques mais on y rencontre des plis coniques de dimensions variables. Certains de ces plis sont associés aux grandes failles.

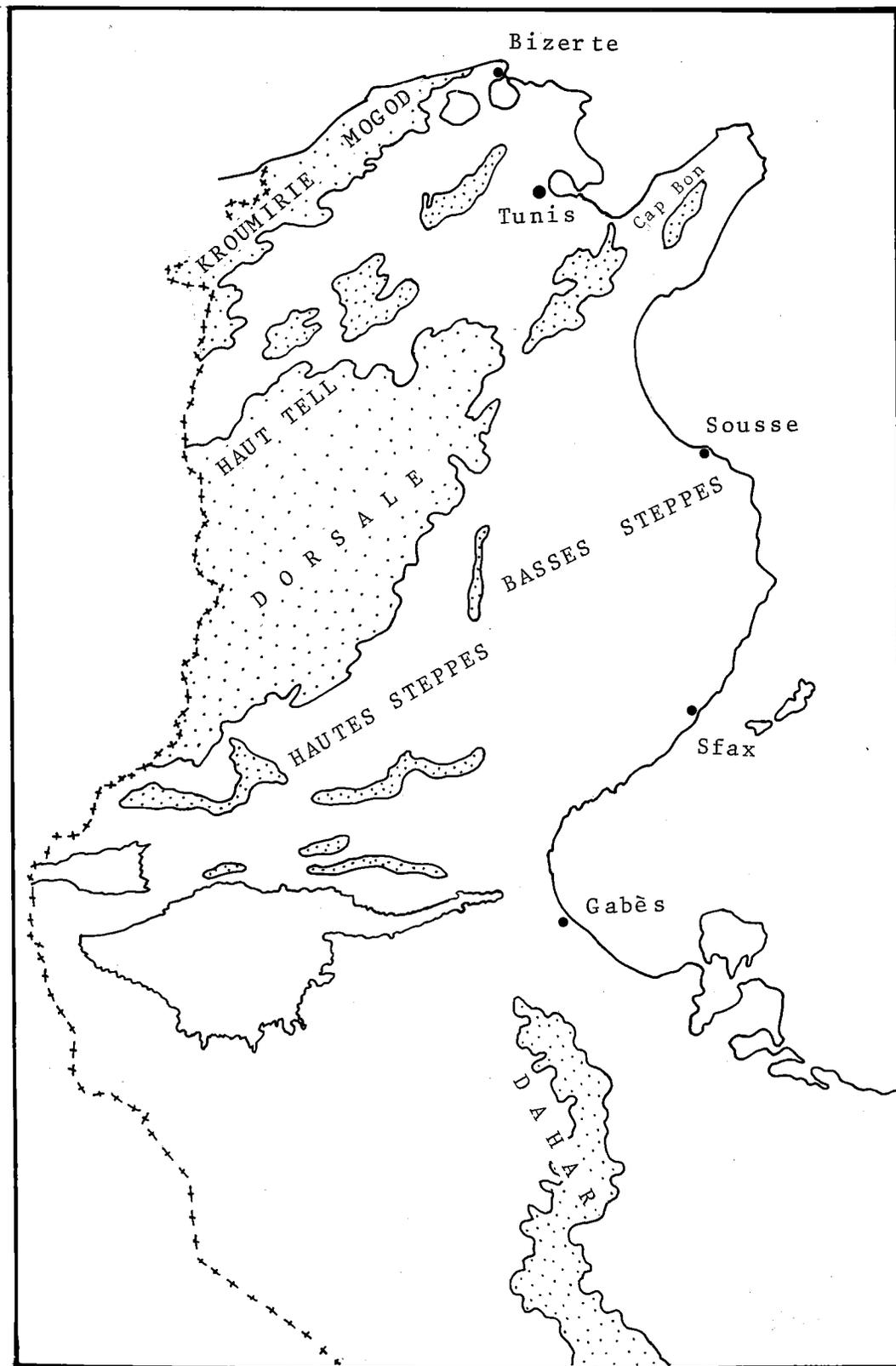


Fig. 12. — Carte géographique schématique de la Tunisie.

2) Les populations de failles :

L'étude statistique des failles se fait actuellement par des méthodes manuelles ou automatiques, parmi lesquelles on peut rappeler très brièvement :

— *Les méthodes graphiques* :

- la méthode d'Arthaud (1969).
- la méthode des dièdes droits (Pégoraro, 1972; Angelier et Mechler, 1977).

— *Les méthodes numériques* :

- la méthode de Carey (Carey et Brunier, 1974; Carey, 1976 et 1979).
- la méthode «cinématique» (Angelier, 1975).
- les méthodes automatiques (Armijo et Cisteras, 1978; Etchécopar et al., 1981...).

Ces différentes méthodes sont critiquées dans l'ouvrage de Blès et Feuga, (1981). elles sont très valables lorsqu'elles sont appliquées à une population de failles faisant partie d'un seul et même événement tectonique. Leur application aux failles polyphasées pose le problème du tri des failles appartenant à chacun des événements tectoniques concernés (Carey, 1976; Etchécopar, 1984).

Dans notre analyse des populations de failles polyphasées, par la méthode numérique de Carey, nous n'avons effectué aucune discrimination subjective dans les plans de failles. En effet, les tectoniques superposées connues en Tunisie montrent clairement que les directions des contraintes tectoniques varient très peu en restant dans les mêmes quadrants. Dans ces conditions particulières, aucun tri objectif des failles polyphasées ne nous a paru nécessaire. Cependant, le caractère polyphasé de certains plans de failles est représenté par des chiffres arabes indiquant la chronologie relative des mouvements observés.

3) Interprétation des résultats :

Au niveau de l'interprétation des résultats des calculs numériques, on doit tenir compte de plusieurs paramètres et plus particulièrement des divers types de rotation tels que :

- la rotation du champ de contraintes au cours du temps.
- la déviation du champ de contraintes tectoniques au voisinage des grandes failles.
- la rotation syn-et post-tectonique des couches considérées.

2. — LE CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE :

2.1. — *Le cadre géographique (fig. 12) :*

La Tunisie se situe en Méditerranée centrale, à la jonction de deux bassins : au NW, le bassin

algéro-provençal et à l'Est; la mer pélagienne, bordure occidentale du bassin ionien (fig. 1). Elle est classiquement subdivisée en plusieurs grands ensembles orographiques. On distingue du Nord au Sud (fig. 12) :

a) *Le Tell (au sens strict)* : c'est l'ensemble des reliefs reboisés de la Tunisie septentrionale. Dans cette vaste région, la partie nord de Kroumirie et des Mogods, d'altitude relativement modeste (400 à 800 m), constitue le Tell (ou la Tunisie nord-occidentale). Au Sud de la Medjerda (principal cours d'eau) surgit le haut-Tell.

b) *La Dorsale* constitue une chaîne de hautes crêtes qui prend en écharpe la Tunisie et qui culmine au J. Chambi (1544 m). Large de 40 km à l'Ouest dans la région de Kasserine, elle se retrécit à l'Est au niveau de la péninsule du Cap Bon.

c) *Les Steppes* sont de vastes plaines et de petites montagnes qui s'étendent depuis le Nord de Gafsa jusqu'au Sud de la Dorsale. On y distingue :

c1) *Les Hautes Steppes*. Situées à l'Ouest, ce sont de vastes et hautes plaines séparées par des chaînons montagneux. Les Hautes Steppes et la Dorsale constituent la Tunisie centrale.

c2) *Les Basses Steppes (ou Sahel)*. Situées à l'Est, ce sont les grandes plaines côtières où se déversent des oueds dont l'écoulement endoreïque jusqu'à ces dernières années, semble évoluer vers l'exoreïsme (Amari, 1984) sous l'effet de remontée eustatique et/ou un changement climatique, pour se transformer en lagunes côtières.

d) *Le Sud tunisien* couvre à l'Ouest le domaine des Grands Chotts et les dunes du Grand Erg Oriental et à l'Est le plateau du Dahar (400 à 600 m) et les plaines de la Jeffara, parsemées par des sebkhas.

2.2. — *Le cadre géologique :*

Dans l'étude tectonique et microtectonique des divers secteurs de l'avant-pays de la Tunisie, nous avons effectué le levé géologique de la carte de Siliana (1/50.000) et les levés partiels des cartes au 1/50.000 des Salines, Bargou, Serj et Maktar en Tunisie centrale (Ben Ayed, 1975) ainsi que les levés partiels des feuilles de Tazoghane et Metline en Tunisie nord-orientale. Dans le reste des domaines étudiés, nous avons utilisé les cartes géologiques au 1/50.000 du Service Géologique et celles au 1/200.000 de la SEREPT. Dans certaines régions non encore cartées de la Tunisie centrale et du Sud tunisien, nous avons disposé des levés inédits de la SEREPT. Notons que dans le Sud tunisien, le domaine de la Jeffara a été déjà levé au 1/100.000 et que la nouvelle carte géographique au 1/500.000 de la Tunisie est en cours d'impression.

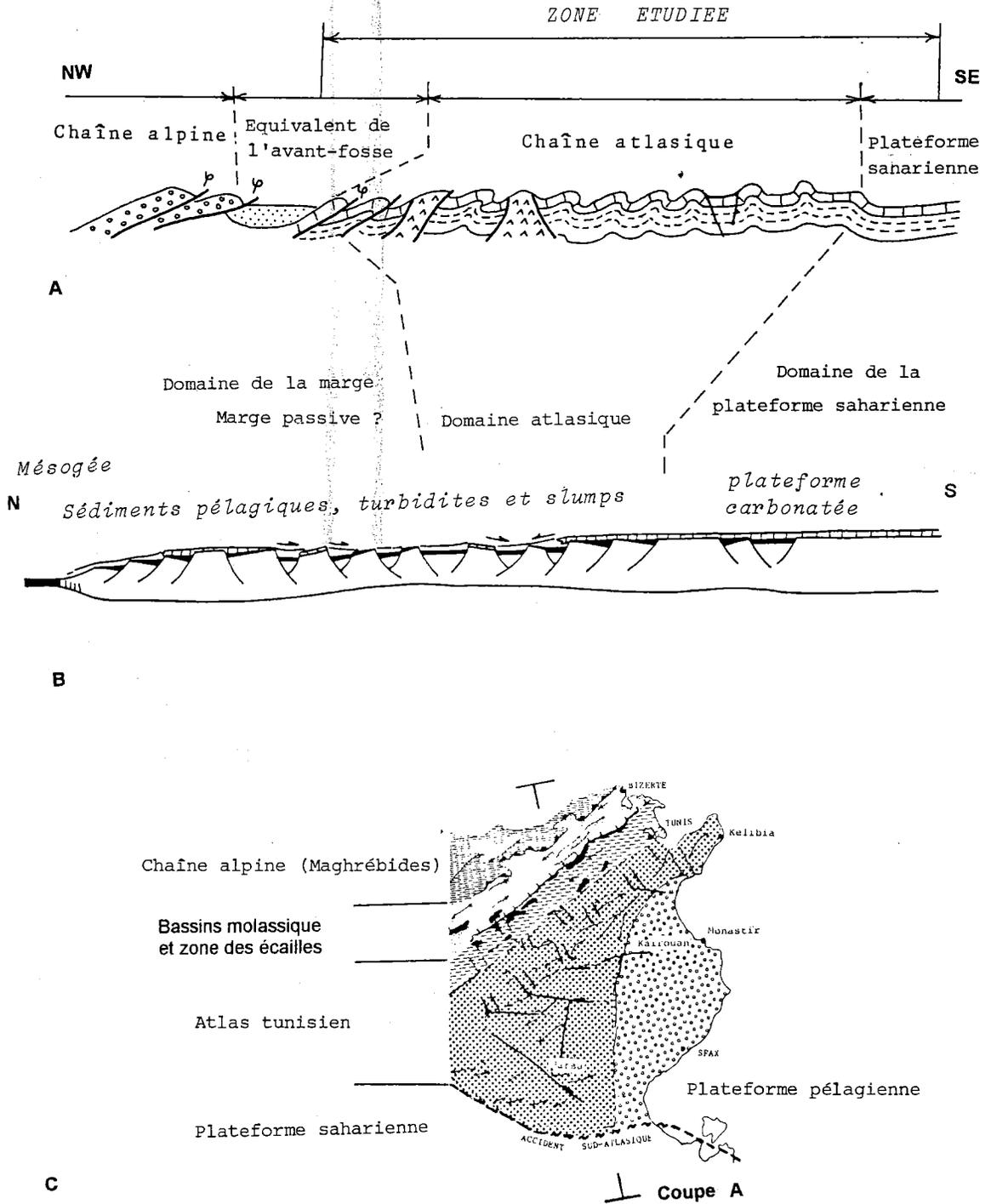


Fig. 13. — Situation thématique du travail
 A) Coupe à travers la chaîne alpine et les Atlas tunisiens.
 B) Modèle de développement de l'Atlas tunisien au cours du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur (d'après Schamel et al., 1982).
 C) Carte représentant les traits structuraux de la Tunisie (Localisation de la coupe A).

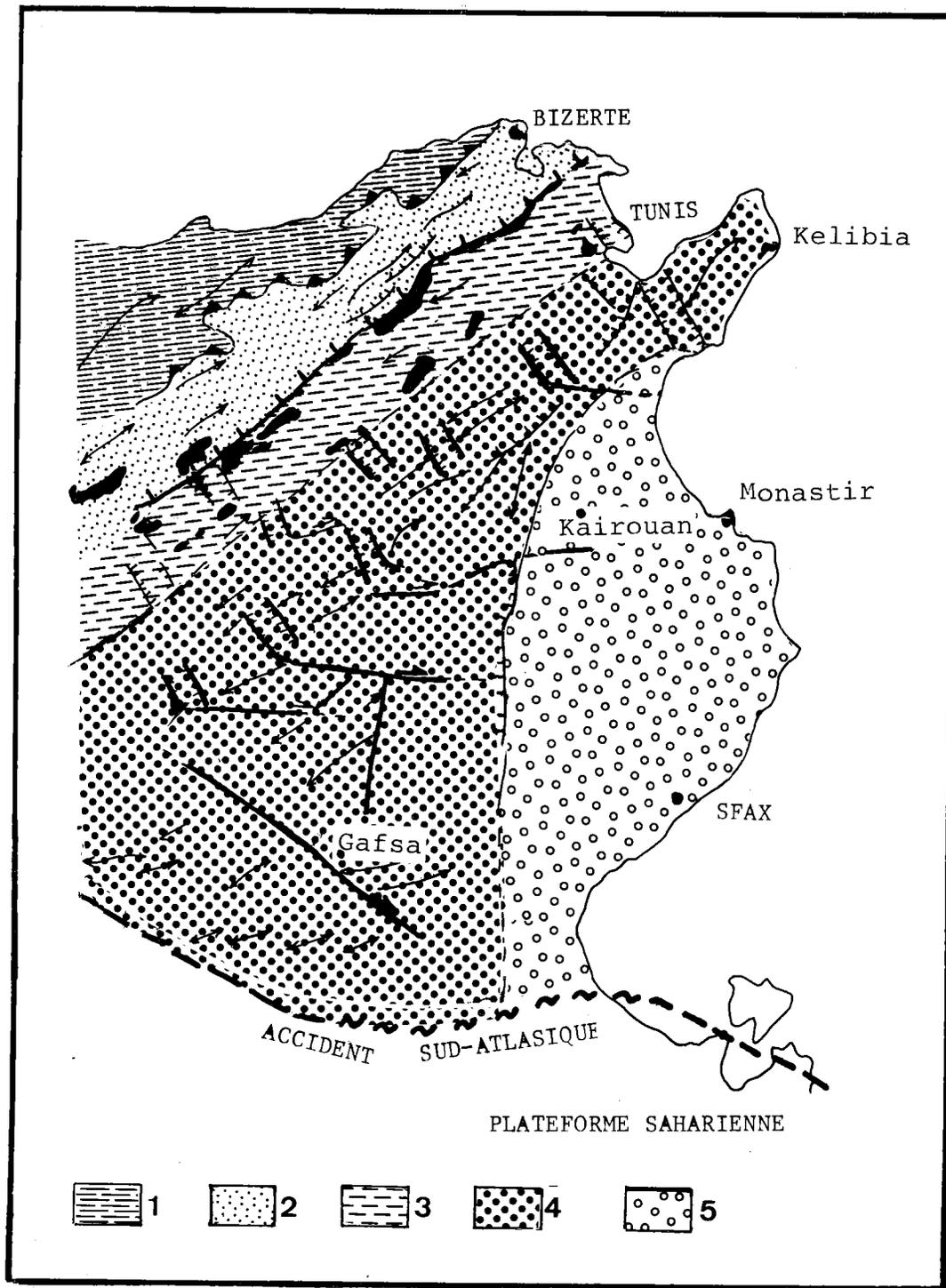


Fig. 15. — Carte des différents domaines tectoniques de la Tunisie

- 1) Zone des nappes de charriage;
- 2) Zone des écaïlles, des chevauchements et des bassins molassiques;
- 3) Zone des diapirs;
- 4) Atlas tunisiens central et méridional;
- 5) Plateforme du Sahel;
- 6) Plateforme saharienne.

a) *Les subdivisions tectoniques de la Tunisie :*

La Tunisie se situe en Méditerranée centrale, à l'extrémité orientale du Maghreb. Elle est séparée de la Sicile par le Déroit siculo-tunisien dont la partie orientale constitue la plateforme pélagienne ou « bloc pélagien » (fig. 13). La Tunisie est classiquement subdivisée en deux grands domaines structuraux ayant chacun ses caractéristiques tectoniques spécifiques (Castany, 1951; Jauzein, 1962-1967; Burollet et Byramjée, 1972; Biely, 1974...). On distingue du Nord au Sud :

- le domaine des nappes de charriage qui constitue un segment des Maghrébides : chaînes alpines d'Afrique du Nord qui couvrent une surface de plus en plus réduite vers l'Est (fig. 14).
- l'avant-pays de la zone alpine.

b) *Histoire des recherches :*

En Tunisie, la chaîne alpine et son avant-pays ont fait l'objet de nombreux travaux parmi lesquels on peut citer :

- Solignac (1927) et Crampon (1971) ont étudié les Atlas septentrionaux mais c'est Rouvier (1977) qui a mis en évidence l'existence des nappes de charriage dans cette partie de la chaîne alpine.
- Burollet (1951), Dubourdiou (1956) Jauzein (1962-1967) et Perthuisot (1978) ont étudié la zone des diapirs et les bassins molassiques.
- les Atlas autochtones constituent le domaine d'étude de Pervinrière (1903), Castany (1951 a et b), Burollet (1956), Jauzein (1962-1967).
- la Tunisie méridionale et la plateforme saharienne sont les domaines des thèses de Coque (1962) et Busson (1967).

Ces nombreux travaux ont permis de dégager les grands traits de la géologie tunisienne et de mettre en évidence plusieurs époques de déformations anciennes et récentes.

b1) *Les déformations anciennes :*

Les anomalies sédimentaires observées dans les séries secondaires et tertiaires ont été souvent attribuées aux mouvements tectoniques (Castany, 1951; Burollet, 1956; Jauzein 1962-1967). Cependant, Castany (1951) fut le premier auteur à citer des arguments directs en faveur des déformations précoces en décrivant des failles contemporaines de la sédimentation dans les séries crétacées de l'Axe Nord-Sud (exemple de K. Attaris de J. Bou Douaou).

b2) *Les déformations récentes :*

Mises à part, les « pulsations tectoniques » décrites à partir des études sédimentaires et/ou paléogéographiques (Castany, 1951; Burollet,

1956; Jauzein, 1962-1967); pour la plupart des auteurs, il existe en Tunisie atlantique deux événements tectoniques majeurs.

— La phase de plissement du Miocène supérieur :

Elle a été signalée pour la première fois par Pervinrière (1903). Plus tard certains auteurs ont attribué cette phase au Vindobonien (Castany, 1951; Burollet, 1951; Jauzein, 1962-1967). Récemment Colleuil (1976) travaillant au Cap Bon a pu dater ce plissement du Tortonien inférieur.

— Le plissement du Quaternaire ancien :

Il a été mis en évidence pour la première fois en Tunisie par Castany (1948). Dans ces nombreux travaux ultérieurs, cet auteur a mis l'accent sur l'importance de ce plissement qu'il considère comme le mouvement orogénique majeur de l'Atlas tunisien.

c) *Les grands traits structuraux de la chaîne alpine de Tunisie (fig. 14 et 15) :*

En Tunisie, la chaîne alpine occupe l'Extrême-Nord du pays où elle est représentée par la Kroumirie et les Mogods. Elle est caractérisée par un empilement de nappes de charriage (Adissa, Ed-diss, Kasseb, Numidien...). L'évolution structurale de la chaîne alpine de Tunisie peut être résumée ainsi (Rouvier, 1973-1977, Schamel, (1982).

- Au Langhien-Serravallien (voir Tortonin basal), les nappes de charriage ont connu leur dernière immobilisation après leur avancée en oblique sur les grandes directions paléogéographiques de l'autochtone. D'après Schamel (1982) la mise en place des nappes intervient au Langhien, en liaison avec la rotation de la Sardaigne.
- Au Tortonien inférieur, le plissement a donné des plis orientés NE-SW, accompagnés de décrochements dextres orientés E-W. Au cours de cette époque, les produits de démantèlement des reliefs de la chaîne se sont accumulés dans les bassins molassiques de Kechabta et de la Moyenne Medjerda.
- A la fin du Miocène et/ou au début du Pliocène une nouvelle phase de compression a donné à nouveau des plis orientés NE-SW et elle a fait rejouer les structures antérieures provoquant des déversements et des chevauchements. Des bassins secondaires dirigés NW-SE ont pris naissance à cette époque.
- Au Quaternaire ancien, une nouvelle phase compressive succède à l'épisode de détente du Pliocène. La phase de raccourcissement du Quaternaire ancien a donné des plis de direction proche de E-W et des chevauchements à vergence nord. Ce plissement est suivi par un

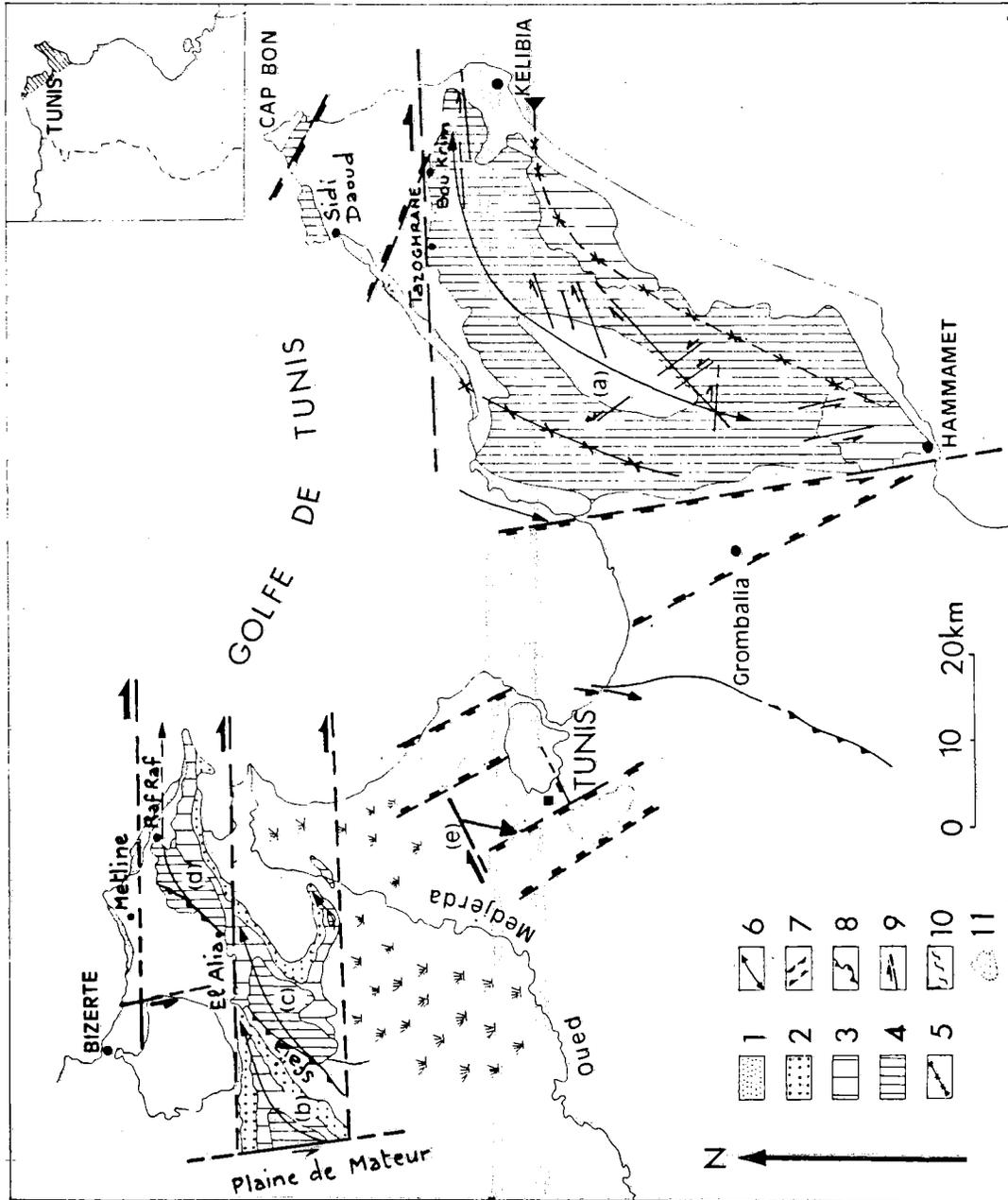


Fig. 16. — Esquisse des accidents structuraux récents de la Tunisie nord-orientale (d'après Viguière, Ben Ayed et Bobier, 1980)
 1) Tyrhénien; 2) Villafranchien; 3) Pliocène; 4) Miocène; 5) Axe anticlinal; 6) Axe synclinal; 7) Fossé; 8) Chevauchement; 9) Décrochement et sens du mouvement; 10) Flexure; 11) Sebkhia; a) Anticlinal du Dj. Abderrahman; b) Anticlinal de Messéfine; c) Anticlinal de Kechabta; d) Anticlinal de Raf-Raf; e) Dj. Ammar.

épisode de détente qui est à l'origine de l'effondrement de compartiments à contours polygonaux comme par exemple, la plaine quaternaire de la Moyenne Medjerda.

d) *Les grands traits de la géologie de l'avant-pays (fig. 15) :*

L'avant-pays de la chaîne alpine est formée par :

— la «zone des écaïlles» et les bassins molassiques,

— la «zone des diapirs» et des chevauchements,

— l'Atlas tunisien.

d1) *Les grands structures de l'avant-pays :*

Notre secteur d'étude comprend plusieurs portions de ces domaines structuraux à l'exception de la zone des nappes de charriage et de la zone des écaïlles. Nous présentons ici ces diverses parties en insistant sur les grandes structures des régions étudiées :

1) *Structure de la Tunisie nord-orientale (bassin molassique de Kechabta et péninsule du Cap Bon) :*

Le bassin molassique de Kechabta et la péninsule du Cap Bon (fig. 16) représentent la Tunisie nord-orientale. Le bassin de Kechabta qui prolonge, vers le Nord-Est, la zone des diapirs (Perthuisot et Jauzein, 1974) correspond aux formations autochtones ou parautochtones sur lesquelles se sont mises en place les nappes de charriage (Rouvier, 1977). Par contre, la péninsule du Cap Bon constitue la terminaison orientale de l'Atlas tunisien. La structuration de ces domaines est complexe, on peut distinguer (Ben Ayed et al., 1983).

— *Le bassin de Kechabta :* il comprend plusieurs bandes de plis de direction NE-SW à WSW-ENE. Tous ces plis s'infléchissent rapidement vers l'Est dans leur terminaison nord pour prendre une direction voisine de E-W. Ils sont découpés par des accidents cassants d'importance et de direction variées. Ces accidents majeurs s'orientent suivant deux grandes directions. La première correspond à des décrochements E-W dextres, la seconde à des cisaillements NS sénestres.

La péninsule du Cap Bon : Elle est classiquement formée par une succession d'anticlinaux et de synclinaux relativement simples. L'anticlinal de Sidi Abderrahman est limité à ses deux terminaisons périclinales par deux importantes zones de décrochement. Deux fossés d'effondrement tronquent les structures plicatives de la péninsule. En effet, la partie sud-ouest du Cap Bon correspond au fossé de Grombalia de direction N140-160, tandis qu'au Nord, le petit fossé de Sidi Daoud de

direction N110 à N120 tronque les structures de Tazoghane (fig. 16).

2) *L'Atlas tunisien central (fig. 17) :*

L'Atlas tunisien central se situe au Sud de la zone des diapirs. Les structures plicatives formant les reliefs qui jalonnent cet Atlas correspondent à des anticlinaux dissymétriques dont les flancs sud-est sont souvent redressés, séparés par des synclinaux allongés, quelquefois perchés.

Dans le Sud de l'Atlas tunisien central, les anticlinaux étroits sont séparés par des synclinaux très larges qui forment souvent les vastes plaines de la Tunisie centrale (Bled Zelfane, Bled Garet El Atech, Gamouda...).

Ce style de plissement dit éjectif (Aubouin et al., 1975) devient déjectif dans la partie septentrionale de cet Atlas, à l'approche de la zone des diapirs (J. Bargou, J. Serj, J. Bellouta...) à l'exception de certains brachyanticlinaux qui se développent à la limite de la zone des diapirs (J. Jérissa, J. Slaïa par exemple).

Les structures plissées, qui jalonnent l'Atlas tunisien, ne présentent pas la direction classique (NE-SW) de plissement atlasique. En effet, alors que cette direction est définie par un azimuth précis (Richert, 1971), la direction des structures observées variant au moins de 30° (Caire, 1977). De direction N60 dans la région du Kef, les plis prennent des directions comprises entre N45 à N90 aux confins algéro-tunisiens (Régions de Kasserine et de Telepte). A l'approche de l'axe Nord-Sud (J. Selloum, J. Mrhila, J. El Abeidh...) les plis s'orientent N30 à E-W.

Les structures distensives (cuvettes et fossés) semblent couper à l'emporte pièce les «plis atlasiques». Elles sont connues sous le nom de fossés, mais en réalité elles présentent tous les intermédiaires entre les petits grabens et les simples cuvettes d'effondrement (Ben Ayed, 1975-1977; Caire, 1977).

b — Le problème de la genèse et du décalage des fossés (Atlas tunisien central) :

Les grabens qui caractérisent l'Atlas tunisien central sont d'une importance inégale. Pour certains auteurs, ces bassins d'effondrement se sont individualisés au cours de la phase de détente quaternaire et ils seraient postérieurs au plissement majeur (Castany, 1951; Richert, 1971). Pour d'autres auteurs, ces grabens se sont ébauchés durant le Crétacé (Jauzein, 1962-1967; Burollet et Rouvier, 1971; Ben Ayed, 1975) et se sont développés durant le Quaternaire (Burollet, 1956; Jauzein, 1962-1967; Richert, 1971). Le décalage apparent des fossés d'effondrement a donné lieu à plusieurs hypothèses :

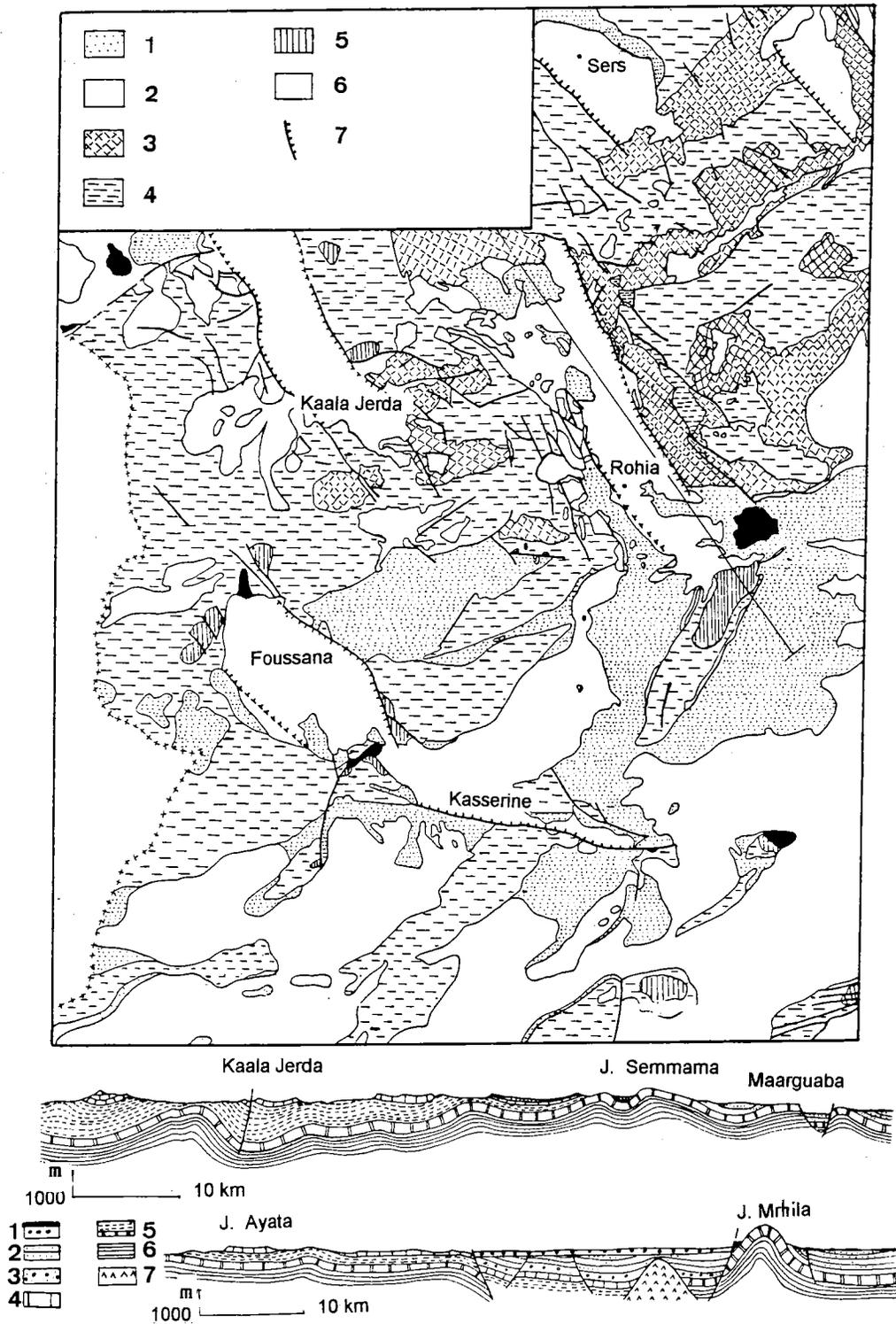


Fig. 17. — Carte géologique simplifiée de la Tunisie centrale (d'après les données de la nouvelle carte géologique de la Tunisie au 1/500.000 1) Néogène; 2) Oligocène; 3) Eocène; 4) Crétacé supérieur; 5) Crétacé inférieur; 6) Trias; 7) Graben. Coupes à travers les structures et localisation (Légende des coupes : 1) Quaternaire; 2) Néogène; 3) Oligocène; 4) Eocène inférieur; 5) Crétacé supérieur-Paléocène; 6) Crétacé inférieur; 7) Trias .

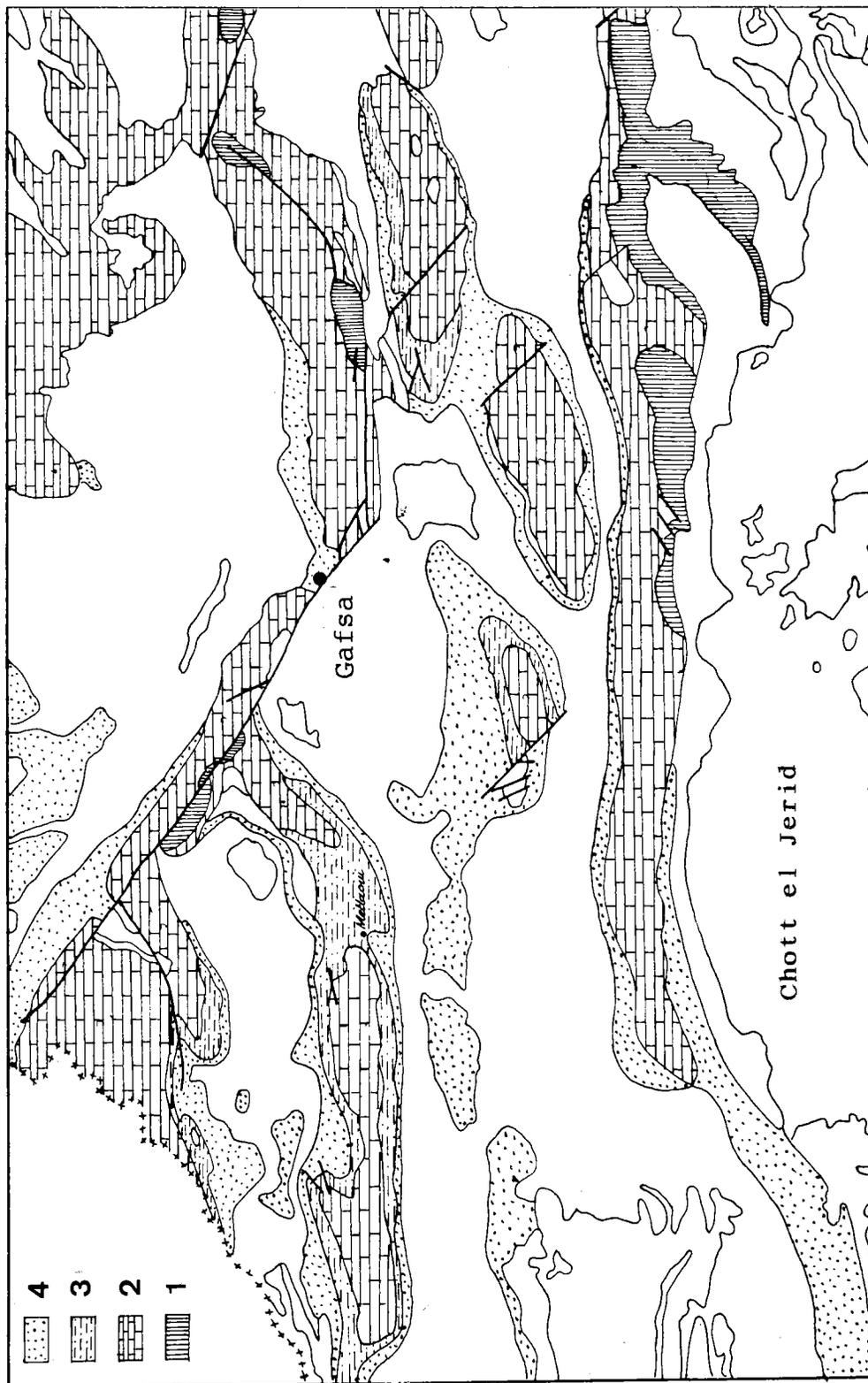


Fig. 18. — Carte géologique simplifiée de l'Atlas tunisien méridional (d'après les données de la nouvelle carte géologique au 1/500.000)
 1) Crétacé inférieur; 2) Crétacé supérieur; 3) Paléogène; 4) Néogène et Quaternaire.

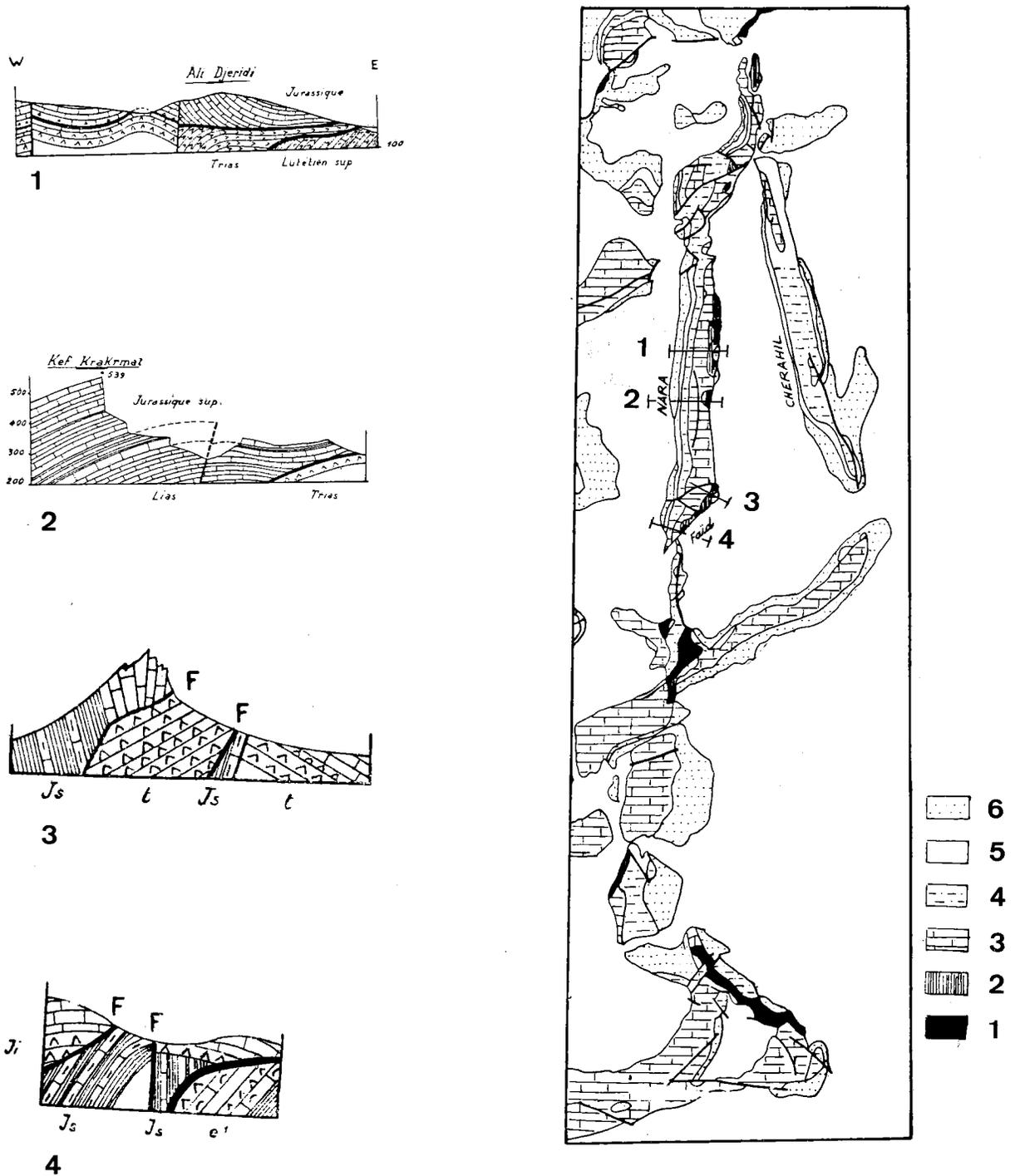


Fig. 19. — Carte géologique simplifiée de l'Axe Nord-Sud (d'après les données de la nouvelle carte géologique de la Tunisie au 1/500.000). Coupes à travers les structures des Jebels Nara et Faïd (d'après Castany, 1951). Localisation des coupes (en chiffres arabes). Légende : 1) Trias; 2) Jurassique; 3) Crétacé; 4) Eocène; 5) Oligocène; 6) Néogène.

— G. Doubourdieu (1956), dans son étude de l'Ouena met en évidence plusieurs traversales parmi lesquelles celles qui décaleraient les fossés tunisiens le long d'un décrochement sénestre. Le décalage qui serait de l'ordre de 25km est postérieur à la formation des grabens et serait d'âge pliocène.

— Pour P. Richert (1969), les manifestations observées sur la famille des fossés orientés NNW-SSE seraient en faille normale, alors que les branches E-W jouent en décrochements dextres. La combinaison de ces deux mouvements permet d'associer les fossés à des fentes ouvertes qui apparaissent lors de la phase de plissement mais se développent au cours du Quaternaire.

— A. Caire (1977) adopte en grande partie l'hypothèse de Richert. Pour lui, l'ouverture des grabens résulterait de déchirures dues aux jeux de failles distensives de la couverture sédimentaire lors des cisaillements profonds du socle. Ces coulissements s'intégreraient dans un mouvement «tourbillonnaire» péri-méditerranéen (Caire, 1975).

— Pour Jauzein et Perthuisot (1974), la couverture post-triasique aurait glissé vers le Nord au cours du Crétacé. Ce mouvement donnerait des grabens au milieu desquels se développeraient des dépocentres favorisant les mouvements halocinétiques.

3) Structure de l'Atlas tunisien méridional (fig. 18) :

L'Atlas tunisien méridional constitue le prolongement naturel de l'Atlas tunisien central vers le Sud, en assurant la jonction du domaine atlasique avec des dépressions endoreïques qui bordent la plateforme saharienne (Chott Jerid, Chott El Rharsa). Les structures plicatives de ce domaine des Chotts sont comparables à celles de l'Atlas tunisien central (Ben Ayed, 1980; Zargouni 1985). Elles constituent un ensemble de plis de direction moyenne WSW-ENE, sauf au voisinage de la grande faille de Gafsa où ils prennent une direction WNW-ESE parallèle à l'accident de Gafsa.

Sur la bordure septentrionale de la plateforme saharienne, la chaîne du Cherb prend une direction dominante et inhabituelle voisine de E-W. Elle est constituée par une suite de plis en échelon de direction WSW-ENE (Ben Ayed, 1980; Ben Ayed et Viguié, 1981).

4) L'Axe Nord-sud (fig. 19) :

A l'Est de l'Atlas tunisien central et méridional, se développe un trait orographique de direction subméridienne appelé Atlas tunisien central (Castany, 1956; Burollet, 1981). Il s'agit d'une ligne de

limite paléogéographique grossièrement Nord-Sud, séparant deux domaines de plateforme différents. Cet Atlas oriental est caractérisé par une juxtaposition de direction de plis NS et NE-SW avec des chevauchements vers l'Est et le Sud-Est relativement importants (Castany, 1951; Burollet, 1956; Abbès, 1983). Localement les plis interfèrent pour former des nœuds tectoniques complexes (Richert, 1971; Ben Ayed et Viguié, 1981; Gourmelen, 1984...). Cet alignement Nord-Sud a joué le rôle de «charnière de sédimentation entre deux domaines paléogéographiques différents pendant le Secondaire (Burollet, 1981).

A l'Est de l'Axe Nord-Sud, s'étend la vaste plaine du Sahel formée par de larges plis quaternaires et mio-pliocènes. Elle constitue le prolongement naturel de la plateforme pélagienne. L'évolution de ce domaine au Mésozoïque présente beaucoup de parenté avec l'Atlas tunisien central et c'est surtout à partir du Cénozoïque que la différenciation intervient.

5) La structure de la plateforme saharienne :

La structure de la plateforme saharienne (fig. 20) a fait l'objet d'une étude tectonique et microtectonique que nous avons entreprise grâce à l'aide de la S.E.R.E.P.T. (Ben Ayed et Kessibi, 1981-1983). Il s'agit d'un domaine où les séries mésozoïques sont subhorizontales (Mathieu, 1940-1949; Busson, 1967; Ben Ismail, 1983...).

Ce domaine de plateforme constitue l'avant-pays stable des chaînes atlasiques. Il est parcouru par deux grands accidents cartographiques de direction voisine de E-W (N-80 - N100) qui sont les décrochements de Tebaga et du Rehach. Dans la zone de décrochement limitée par ces deux cisaillements majeurs se manifestent des failles N140 associées parfois à d'importantes flexures.

3. — DONNEES SUR LE SOCLE ANTE-TRIASIQUE :

En Tunisie, les terrains anté-triasiques sont rares; les seuls connus à l'affleurement sont d'âge permien supérieur. Le socle est donc connu par les méthodes géophysiques et par les sondages.

3.1. — Les données gravimétriques (fig. 21 et 22) :

La maille des levés gravimétriques permet de reconnaître les éléments structuraux du socle dont les dimensions et la profondeur se situent à l'échelle de la dizaine de kilomètres (Midassi, 1982). Cette carte révèle que le substratum anté-triasique est découpé par plusieurs séries d'accidents séparant des zones d'anomalies de Bouguer positives et négatives. Les accidents présentent quatre orientations principales. On trouve ainsi :

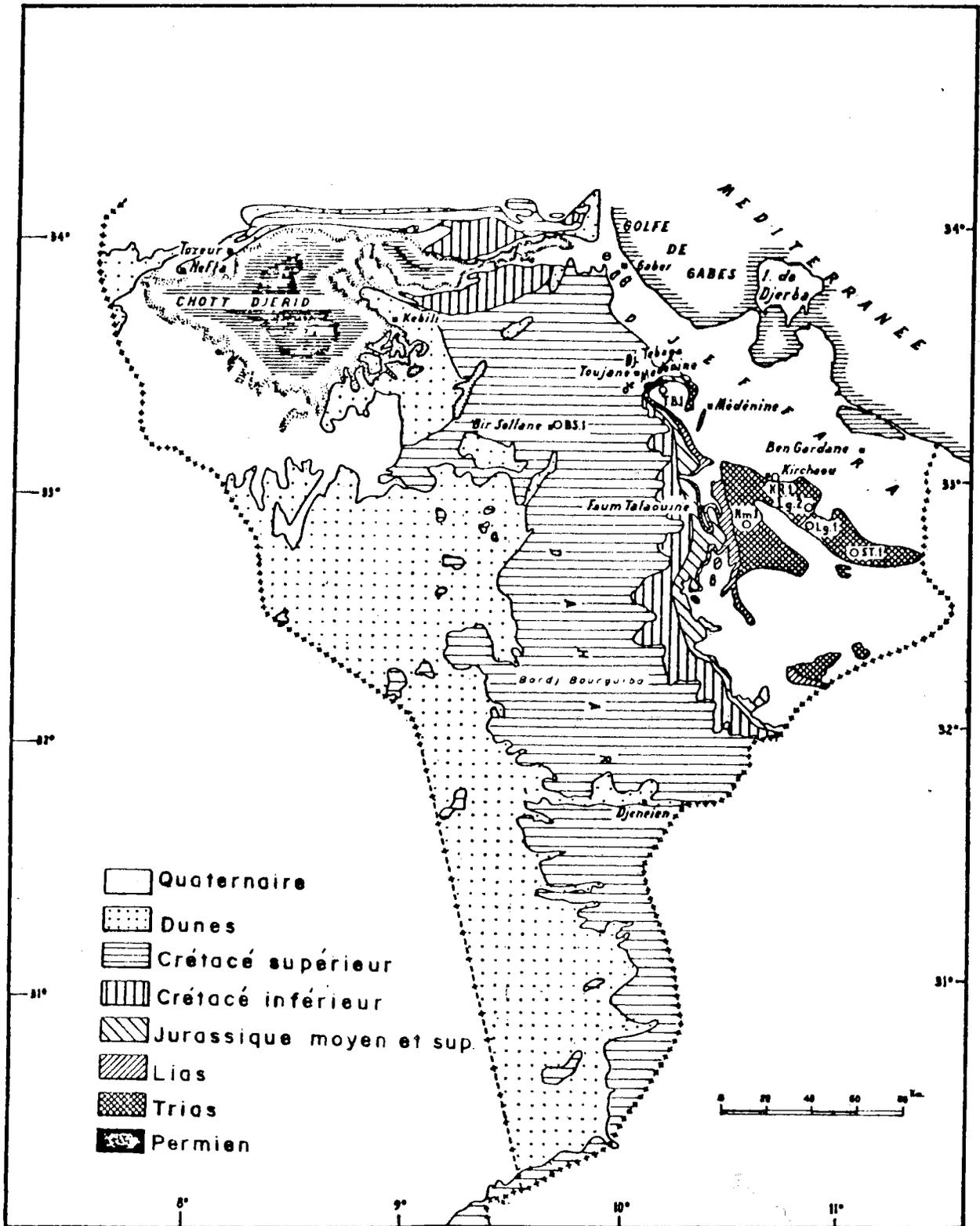


Fig. 20. — Carte géologique du Sud tunisien (d'après Glintzboeckel et Rabate, 1964).

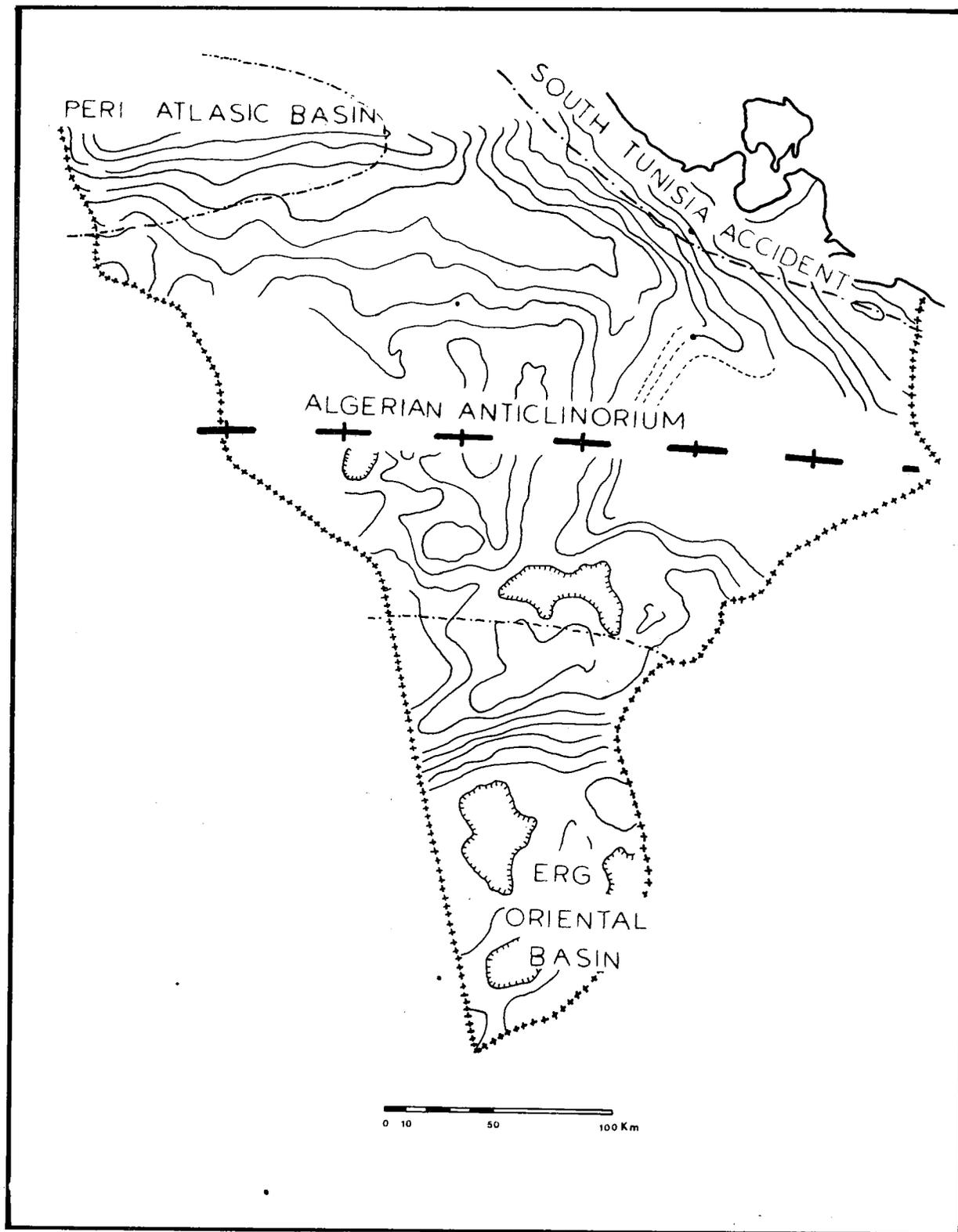


Fig. 21. — Carte gravimétrique du Sud tunisien (d'après Midassi et al., 1981).

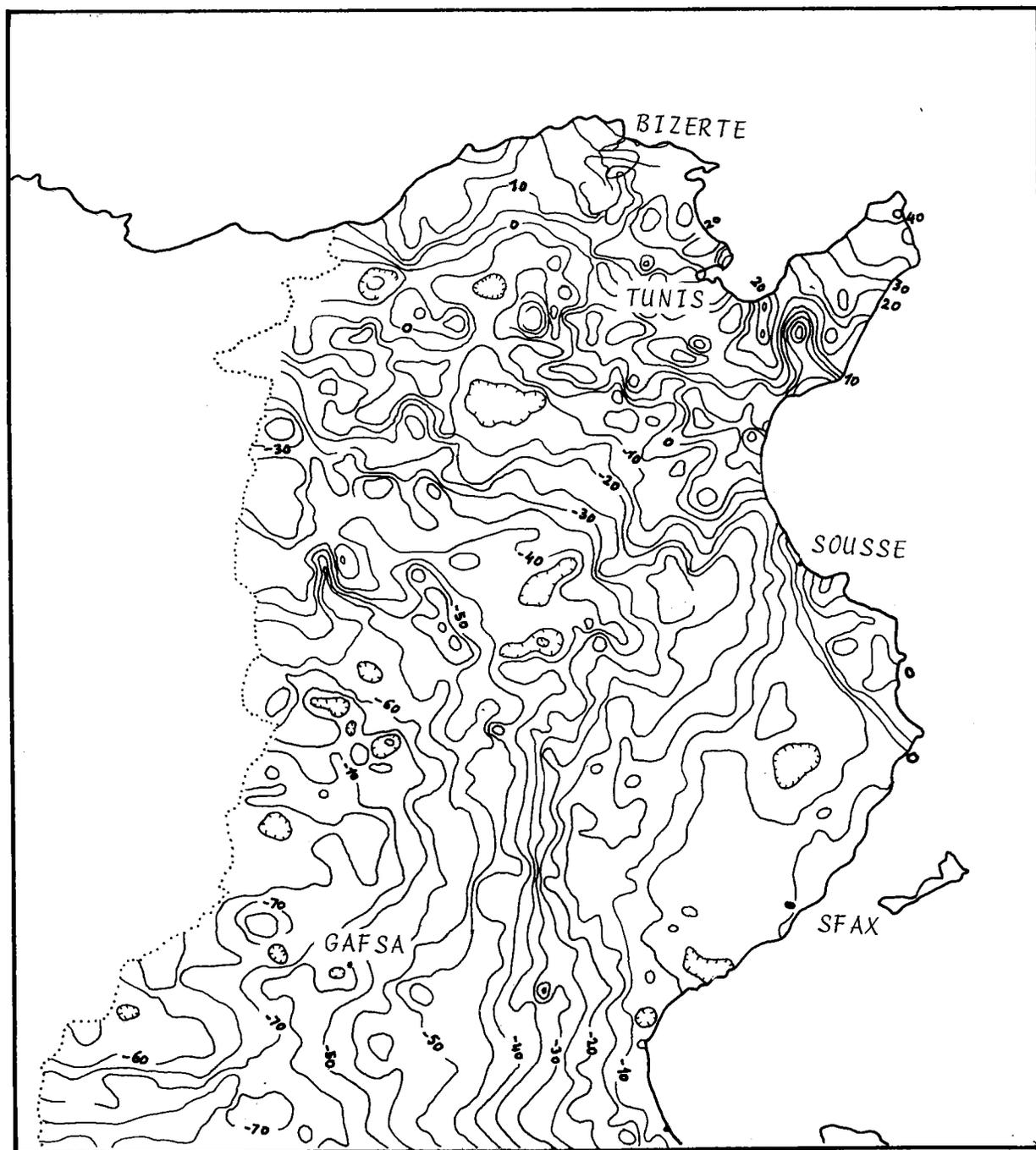


Fig. 22. — Carte gravimétrique de la Tunisie atlasique d'après Midassi et al., 1981.

a) *Des accidents E-W* (en fait N80 à N100) dont deux séries sont particulièrement nettes car elles délimitent une zone de remontée du substratum correspondant à l'anticlinorium algérien (fig. 21). Certains accidents semblables, mais moins nets, semblent, cependant, exister au Nord (fig. 22).

b) *Des accidents Nord-Sud* (en fait N170 à N180), dont l'un est parallèle à l'Axe Nord-Sud mais il n'est pas superposé à cet Axe défini par les géologues (Burollet, 1956), puisqu'il est situé à une vingtaine de kilomètres à l'Ouest de celui-ci (fig. 22). L'accident Nord-Sud affecte le socle et constitue la limite orientale, d'une zone d'épaississement de couches légères de sédiments, couvrant la zone des Chotts au Sud et une partie de la plateforme de Kasserine.

Grâce aux données de sondage qui permettent de situer avec précision au Sud, la position du toit du substratum anté-triasique, on connaît la géométrie exacte de la partie sud de cette cuvette qui prolonge au Nord et à l'Est le bassin pré-riatlasique. Le fond de la cuvette se situerait vers 5000m. Ainsi, on peut logiquement considérer que cette dépression de Gafsa-Kasserine est un bassin comblé par des dépôts triasiques et que, de ce fait, la plateforme de Kasserine ne correspond pas à une remontée du substratum mais à une couverture flottante. On verra plus loin que cette couverture a été animée au Paléocène, avant l'émersion totale de l'île de Kasserine, par des mouvements verticaux, induits par des épisodes tectoniques compressifs et distensifs, accompagnés par une mobilité en masse des évaporites triasiques.

c) *Des accidents N110 à N120* dont l'un jalonne la flexure de la Jeffara et se prolonge dans la cuvette de Gafsa-Kasserine. Un second accident limite peut être au NE cette cuvette. Il s'agit d'après Midassi (1982) de failles ayant une composante normale.

d) A ces trois familles d'accidents, définies par Midassi (1982), nous en ajoutons une quatrième correspondant à des accidents N30 à N40. Deux sont particulièrement nets; l'un découpe l'anticlinorium algérien au SW de Jerba, on peut le considérer comme un conjugué de l'accident de la Jeffara. L'autre accident se manifeste à partir de la terminaison nord-orientale de «l'Axe Nord-Sud gravimétrique» et se termine dans la Mer tyrrhénienne, en longeant la côte sud-orientale du Cap Bon.

3.2. — *Les modèles proposés :*

Deux modèles sont envisagés pour expliquer la structure de substratum.

1) En Tunisie septentrionale, Shamel (1982) suppose l'existence d'un épaissement associé à la collision Tunisie-Sardaigne et à la mise en place des nappes de charriage. Le substratum remonterait ici près de la surface.

2) Dans le second modèle, la profondeur du substratum ne change pas mais le sillon tunisien serait dû à un amincissement crustal qui implique une remontée du Moho vers le Nord comparable à celle que l'on connaît à l'Est au niveau du Sahel et de la Mer pélagienne (Morelli, Gantar et Pisani, 1975; Hfaïedh, 1983). Cette remontée serait due à un étirement plastique de la croûte.



CHAPITRE I

LES SERIES SEDIMENTAIRES DU MESOZOIQUE ET DU CENOZOIQUE : Les séquences sédimentaires majeures

1. — INTRODUCTION	35
2. — LA SIGNIFICATION DES COUPURES SEQUENTIELLES	35
3. — LES SEQUENCES SEDIMENTAIRES MAJEURES	39
3.1. — Les mégaséquences du Mésozoïque	39
3.2. — Les mégaséquences du Cénozoïque	43
3.3. — Les mégaséquences plio-quaternaires	43
4. — LA STRATIGRAPHIE SISMIQUE	45
5. — DISCUSSION	45
6. — CONCLUSION	46

KIMMÉRIDGIEN	du STAA	Seccocons	?	<i>Pseudocyclonema jaccardi</i>		
"CORALLIEN"	Couches rouges du ZARESS	Protoglobigérines	Dolomies (supérieures)		Calcaires de MERBAH EL ASFER Calcaires de RHOU MRASSENE Stenotella stenoteli	
OXFORDIEN			du NARA	Kurnubia	Marnes et Calcaires de KRECHEM-EL-MIT Kurnubia palastiniensis	Dolomies et Gres de SCECSCIUK
CALLOVIEN	Marnes et Calcaires du BOU KORNINE (Hammam-Lif)	Filements	Membre carbonaté		Calcaires de BENI-OUSSID Kurnubia	Gres et Argiles de GIOSEC
BATHONIEN			(série très condensée)		Argiles et Gres de TECHTOUT	Calcaire de TOEBAL
BAJOCIEN			DJEBEL HAOUAREB		Calcaires de KRACHOUA	
TOARCIEN		Lingulines Spirillines	?			
PLIENSBACHIEN		Palaecodactyloides	Dolomies (inférieures)			Dolomies et Gypses des ABBREGHS
SINÉMURIEN	Calcaires de RESSAS	Thaumatoporella	du NARA ?	niveau B	Gypses de la MESTAOUA	Calcaires de BU-EN-NIRAN Gypses de BIR-EL-GHNEM
HETTANGIEN		Austrocolomia			?	
KEUPER						

Fig. 23. — Les formations du Jurassique (extrait de Bonnefous, 1972).

CHAPITRE I

LES SERIES SEDIMENTAIRES DU MESOZOIQUE ET DU CENOZOIQUE : LES SEQUENCES SEDIMENTAIRES MAJEURES

1. — INTRODUCTION :

La stratigraphie des séries mésozoïques et cénozoïques de la Tunisie atlasique et de la plateforme saharienne a été établie par Pervinquier (1903), Burollet (1956) ; Busson (1967) ; Biely *et al.*, (1972) ; Bismuth *et al.*, (1982) ; Ben Ismail, (1983) ; Gargouri-Razgallah (1983) etc... Les études détaillées, présentées par Castany (1951), Burollet (1956), Busson (1967) et Bonnefous (1972), ont permis de définir une succession d'unités lithostratigraphiques qui reflètent des milieux de dépôts d'extension régionale. Les tableaux de synthèse, donnés par ces auteurs (fig.23, 24, 25), ont été récemment mis à jour par Fournié (1978) ; M'Rabet (1981) ; Bismuth (1984)...

Les études stratigraphiques ont permis à Castany (1951) ; Burollet (1956) et Marie *et al.* (1984)... La mise en évidence des principaux domaines paléogéographiques qui se répartissent du Nord au Sud de la manière suivante (fig.23 à 26) :

- le domaine marin profond de la Tunisie septentrionale : « sillons tunisien et tellien ».
- la plateforme complexe de la Tunisie centrale. Dans ce vaste domaine, l'Axe Nord-Sud sépare deux aires de sédimentation :
 - à l'Ouest, la plateforme de Kasserine à haut fonds et à sédimentation relativement réduite et lacuneuse,
 - à l'Est, la plateforme plus subsidente du Sahel et de la Mer pélagienne.

— la plateforme saharienne, domaine stable et à caractère « intermédiaire » (Busson, 1972).

Dans le présent ouvrage, la stratigraphie sera abordée sous un jour un peu différent. Les séries stratigraphiques seront subdivisées en mégaséquences traduisant les grandes phases de sédimentation (fig. 27 et 28). Le choix des coupures séquentielles est motivé par la signification accordée aux discontinuités qui affectent les séries sédimentaires. Elles sont l'expression d'événements importants d'origine tectonique, eustatique ou climatique (Vail *et al.*, 1977 ; Kenett et Loutit, 1980). L'analyse séquentielle, étayée par les données chronostratigraphiques permet ainsi d'obtenir une première approche des époques où des déformations tectoniques ont pu affecter la région étudiée. L'organisation géométrique des séquences permet de comprendre les mécanismes de la sédimentation et aide à reconstituer l'évolution dans l'espace et dans le temps des paléstructures des bassins sédimentaires.

2. — LA SIGNIFICATION DES COUPURES SEQUENTIELLES

On sait que depuis le Trias jusqu'au Néogène, le sillon tuniso-libyen qui s'étend depuis le Sahel jusqu'à Tripolitaine était en communication avec l'Océan pacifique via la Téthys centrale (Aubouin *et al.*, 1980 ; Bernouilli et Lemoine, 1980...). Pour cela, on peut considérer que les variations eustatiques au niveau du sillon tuniso-libyen sont comparables aux oscillations du paléogéocène, mises en évidence sur les marges continentales de l'Australie et de la Nouvelle Zélande (Vail *et al.*, 1977 ; Kenett et Loutit, 1981...).

La comparaison des périodes de variations eustatiques majeures avec celles qui correspondent aux grandes coupures séquentielles permet de constater que certaines limites de mégaséquences coïncident avec de grands changements eustatiques. Par contre, d'autres coupures majeures interviennent pendant des périodes de

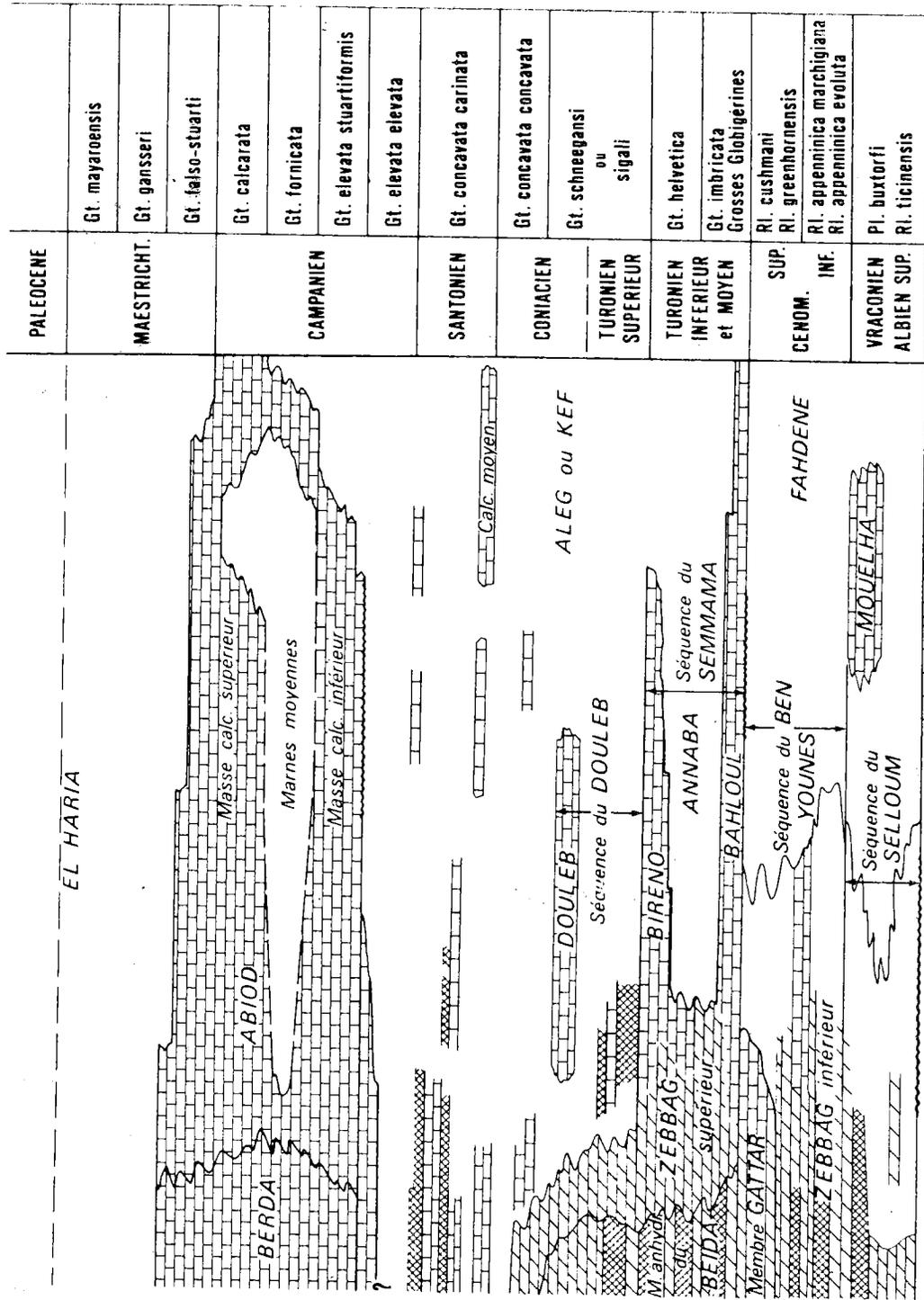


Fig. 24. — Corrélation stratigraphiques dans le Crétacé (d'après Marie et al., 1984).

		Forages off shore		Tayech 1984					
		FOURNIF, 78	BISMUTH, 84						
BUROLLET, 1956	Oum Douil	Ain Grab	Vindobonien	Burdigalien	P1				
BIELY et al., 1972	Saouaf	Ain Grab	Groupe Oum Douil	Burdigalien	P2				
WIMAN, 1976	Segui	Ain Grab	Groupe Oum Douil	Serravall.	P3				
COLLEUIL, 1976	Argiles lagunaires	Ain Grab	Serravallien	Langhien	P4				
BISMUTH, 1984	Sables de Naboul	Ain Grab	Groupe Oum Douil (sensu Burrollet, 1956)	Langhien	P5				
Tayech 1984	Sables de Somaa	Ain Grab	Serravallien	Langhien	P6				

Fig. 25. — Les unités lithostratigraphiques du Néogène de Tunisie d'après Bismuth, 1984 (Complété par la zonation palynologique de Tayech, 1984).

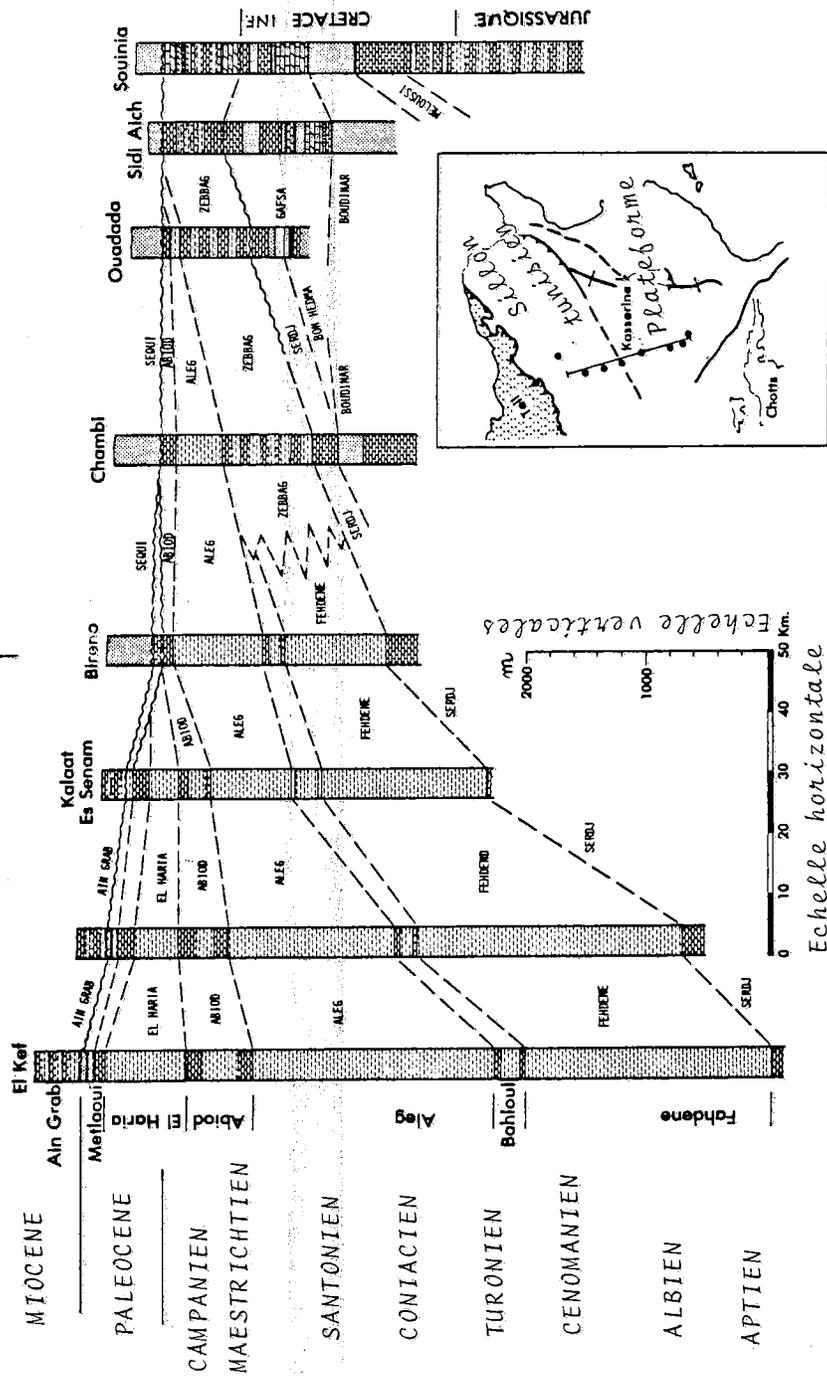
S

PLATEFORME DE KASSERINE

Séries néritiques à paratitiques : calcaire, dolomie, argiles et évaporites.

SILLON TUNISIEN

Séries pélagiques : argile, marne et calcaire



Localisation de la coupe

Fig. 26. — Corrélation stratigraphique à travers la plateforme de Kasserine et le sillon tunisien (d'après Buroillet, 1956).

stabilité du niveau moyen des mers. Ces coupures doivent être expliquées par l'intervention de la tectonique.

Au niveau des plateformes les moindres déformations tectoniques (en particulier les basculements de blocs) et/ou les pulsations eustatiques vont induire la juxtaposition de séries condensées et de séries subsidentes épaisses. A titre d'exemple, on peut citer le J. Selloum qui correspond au Crétacé moyen à une zone haute à séries condensées (Bismuth et *al.*, 1982 ; Marie et *al.*, 1984). Lors du plissement cénozoïque, cette zone a basculé vers le Sud-Est. Elle se trouve actuellement dans un compartiment bas correspondant au flanc inverse du pli (Chihi, 1984). Dans le même temps, les régions avoisinantes qui étaient relativement subsidentes sont devenues en position haute qui correspond au flanc normal et à la charnière de la paléostructure.

3. — LES SEQUENCES SEDIMENTAIRES MAJEURES

Si l'on considère que les mégaséquences correspondent à une succession de lithofaciès transgressifs puis régressifs, on peut définir en Tunisie atlasique, plusieurs mégaséquences (ou séquences de troisième ordre) dont l'extension régionale est de quelques centaines de kilomètres. Chacune de ces mégaséquences est délimitée par des discontinuités majeures de sédimentation, matérialisées par des surfaces d'émersion, des discordances stratigraphiques ou des repères significatifs de régression.

Chaque mégaséquence peut regrouper plusieurs unités lithostratigraphiques. Dans notre domaine d'étude, la succession des séries stratigraphiques visibles en surface, débute au Permien supérieur (Murghabien - Djouffien). On examinera donc essentiellement les séquences mésozoïques et cénozoïques en s'appuyant surtout sur les travaux de Burollet, 1956 ; M'Rabet, 1981 ; Bismuth et *al.*, 1982 ; Razgallah, 1984 ; Sassi et *al.*, 1984 ; Marie et *al.*, 1984 ; Biely et *al.*, 1984.

3.1. — Les mégaséquences du Mésozoïque (fig.27) :

a) Les mégaséquences du Permo-Trias :

Les séquences de troisième ordre du début du Mésozoïque peuvent être définies sur la plateforme stable du Sud tunisien où, contrairement au domaine atlasique, les séries de la Jeffara tunisolibyenne montrent des variations horizontales de faciès et des changements d'épaisseur. Elles sont souvent pauvres en fossiles caractéristiques. Ceci explique la quantité de noms de localités ou de sondages utilisés par divers auteurs (Desio et *al.*,

1960 ; Burollet, 1961-1963 ; Busson, 1967 ; Ben Ismaïl, 1982 ; Biely et *al.*, 1984) pour désigner ces formations :

a1) La mégaséquence du Permien supérieur à Trias moyen comprend de bas en haut :

- alternances d'argiles, de grès et de carbonates récifaux à Fusulines.
- une série « continentale » argilo-gréseuse (Formation de Ouled Chebbi, Formation Ras Hamia et Grès de Kirchaou).

a2) La mégaséquence du Trias supérieur pro parte comprend de la base au sommet :

- des dolomies, des grès et les dolomies du Rehach.
- des argiles, des dolomies et des gypses (Carnien supérieur à Norien inférieur).

La mégaséquence se termine par la discordance progressive de Sidi Stout.

a3) La mégaséquence du Trias supérieur pro parte au Lias : définie dans la province centrale de la Jeffara, elle comprend de bas en haut :

- des dolomies et des brèches intraformationnelles.
- les « évaporites inférieures » (Busson, 1967) qui terminent la mégaséquence.

b) Les mégaséquences du Jurassique :

Les séries du Jurassique du Sud tunisien comprennent les mégaséquences suivantes :

b1) La mégaséquence du Pliensbachien (?), Toarcien, Bajocien à Bathonien inférieur qui comprend de bas en haut :

- les calcaires oolithiques de Zmilet Haber.
- les « Evaporites supérieures » (ou Gypse de la Mestaoua).
- les calcaires de Krachoua.
- les grès deltaïques de Techout.

b2) La mégaséquence du Bathonien moyen à Oxfordien pro parte :

Elle comprend essentiellement des dépôts marins : « Calcaires et marnes de Foum Taouine ». La mégaséquence est couronnée par les biohermes à Madréporaires (Peybernès et *al.*, 1985).

c) Les mégaséquences du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur :

c1) La mégaséquence de l'oxfordien au Néocœnien comprend de bas en haut :

- une barre dolomitique marine découverte dans le Sud par Khessibi (1985).
- les argiles de la Formation Sidi Khalif.

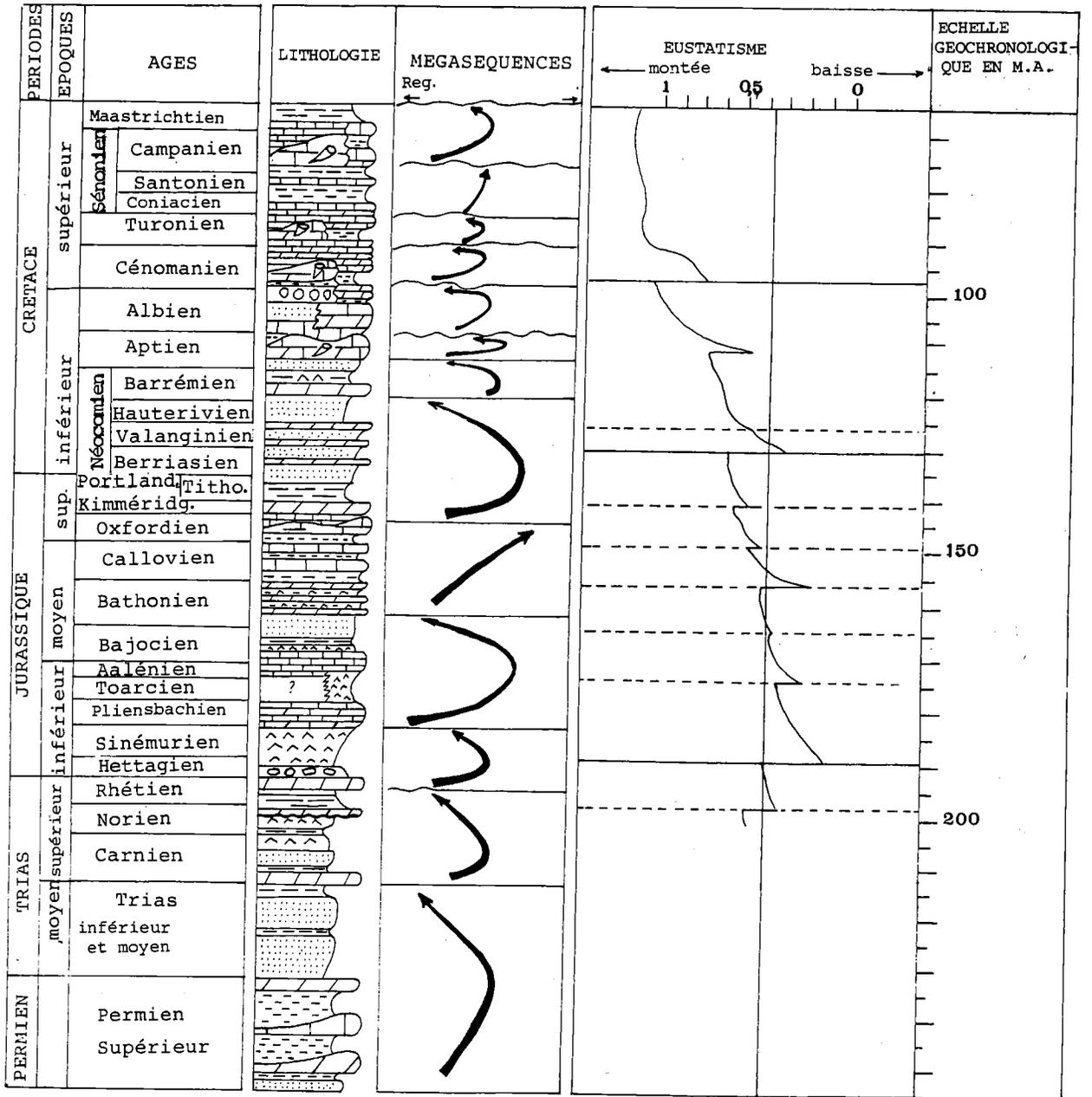


Fig. 27. — Les mégasequences du Mésozoïque de Tunisie : la lithologie, les transgressions, les régressions et les variations relatives de la mer au cours des temps (Courbe de Mitchum et al., 1977).

- les dépôts sableux deltaïques et fluviaux (Formations Meloussi et Boudinar).

c2) *La mégaséquence barrémo-bédoulienne comprend de la base au sommet :*

- des alternances de calcaires, dolomies, argiles et grès (Formation Bou Hedma).
- les sables de Sidi Aïch.
- une barre dolomitique (membre inférieur de Orbata) qui se termine par une surface ferrugineuse présentant parfois des perforations et/ou un tapis algaire.

c3) *La mégaséquence du Clansaysien à Albien moyen comprend de bas en haut :*

- des alternances de grès et de dolomies.
- des sables et des grès dolomitiques renfermant quelques oolithes, des débris de fossiles, des grains de glauconie et des débris de phosphates.

L'ensemble de cette série correspond au membre moyen de Orbata.

d) *Les mégaséquences du Crétacé supérieur :*

L'étude séquentielle des séries du Crétacé supérieur a été entreprise par Bismuth et al., (1982). Elle a permis de définir plusieurs mégaséquences comparables à celles des bassins méso-géens et même atlantiques (Floquet, 1984).

d1) *La mégaséquence vracienne :*

Généralement discordante sur différents terrains antérieurs, allant du Permien à l'Aptien, cette mégaséquence, dite du Selloum (Bismuth et al., 1981) est caractérisée par d'importantes variations latérales de faciès (Partie inférieure des Formations Zebbag et Fahdene).

En Tunisie centrale et méridionale, elle comprend de la base au sommet :

- des faciès grés-carbonatés marins néritiques, signe d'une remontée eustatique.
- des marnes et des calcaires.

La séquence se termine par une surface d'émergence à fentes de dessiccation passant latéralement à un hard-ground reflétant un arrêt de sédimentation.

d2) *La mégaséquence cénomaniennne :*

Cette mégaséquence, dite séquence de Ben Younés (Bismuth et al., 1981), débute par des sédiments argileux transgressifs et évolue vers des faciès carbonatés de plateforme, caractérisés à leur sommet par la présence de figures de dessiccation ou de hard-ground. La transgression cénomaniennne est en liaison avec l'eustatisme de l'époque.

d3) *La mégaséquence turonienne :*

C'est une séquence essentiellement régressive, appelée également séquence de Semmama. Elle comprend de bas en haut (Centre-Nord de la Tunisie) :

- les calcaires bitumineux de la Formation Bahloul.
- les marnes pélagiques du « membre Annaba ».
- les calcaires récifaux ou oolithiques du Bireno.

Dans le Centre-Sud du pays, ces lithofaciès sont relayés par des évaporites (partie supérieure de la Formation Zebbag). La mégaséquence turonienne se termine par un hard-ground (Bolthenhagen, 1981).

Au Sénonien supérieur s'individualise en Tunisie centrale, une zone plus ou moins émergée (Pervinière, 1903) appelée « Ile de Kasserine » (Burolet, 1956) mais ayant en fait la configuration d'un Archipel (Marie et al., 1984).

Cette émergence qui coïncide avec une remontée des courants ascendants (Upwelling) dans la série du Kef (Peypouquet et al., 1983) engendre d'importantes lacunes de sédimentation et une continentalisation (Pervinière, 1903 ; Burolet, 1956) ne permettant pas de définir des mégaséquences caractéristiques.

Ainsi les séquences de troisième ordre du Sénonien supérieur seront définies autour de l'Archipel de la Tunisie centrale, en particulier dans sa partie nord-orientale.

d4) *La mégaséquence turono-coniacienne à Santonienne :*

Il s'agit d'une séquence de comblement argilo-carbonatée, à tendance générale régressive, analogue aux séquences sous-jacentes du Crétacé moyen (Bismuth et al., 1981). Cette séquence, dite séquence du Douleb, correspond d'abord à la transgression du Turonien moyen (Bolthenhagen, 1981) représentée par des niveaux argilo-marneux (Formation Aleg) qui évoluent progressivement vers des dépôts néritiques carbonatés et se terminent par les calcaires de la Formation Douleb. Celle-ci passe rapidement vers le Nord à des dépôts argileux épais (Burolet, 1956 ; Bolthenhagen, 1981) soulignant la différence de comportement géodynamique.

d5) *La mégaséquence campano-maestrichtienne :*

Après les mouvements tectoniques d'âge Coniacien-Santonien (M'Rabet et al., 1985) responsables des discordances et des failles locales qui caractérisent cette époque (Marie et al., 1984), débute une transgression marine caractérisée par des dépôts variés : calcaires pélagiques à passées

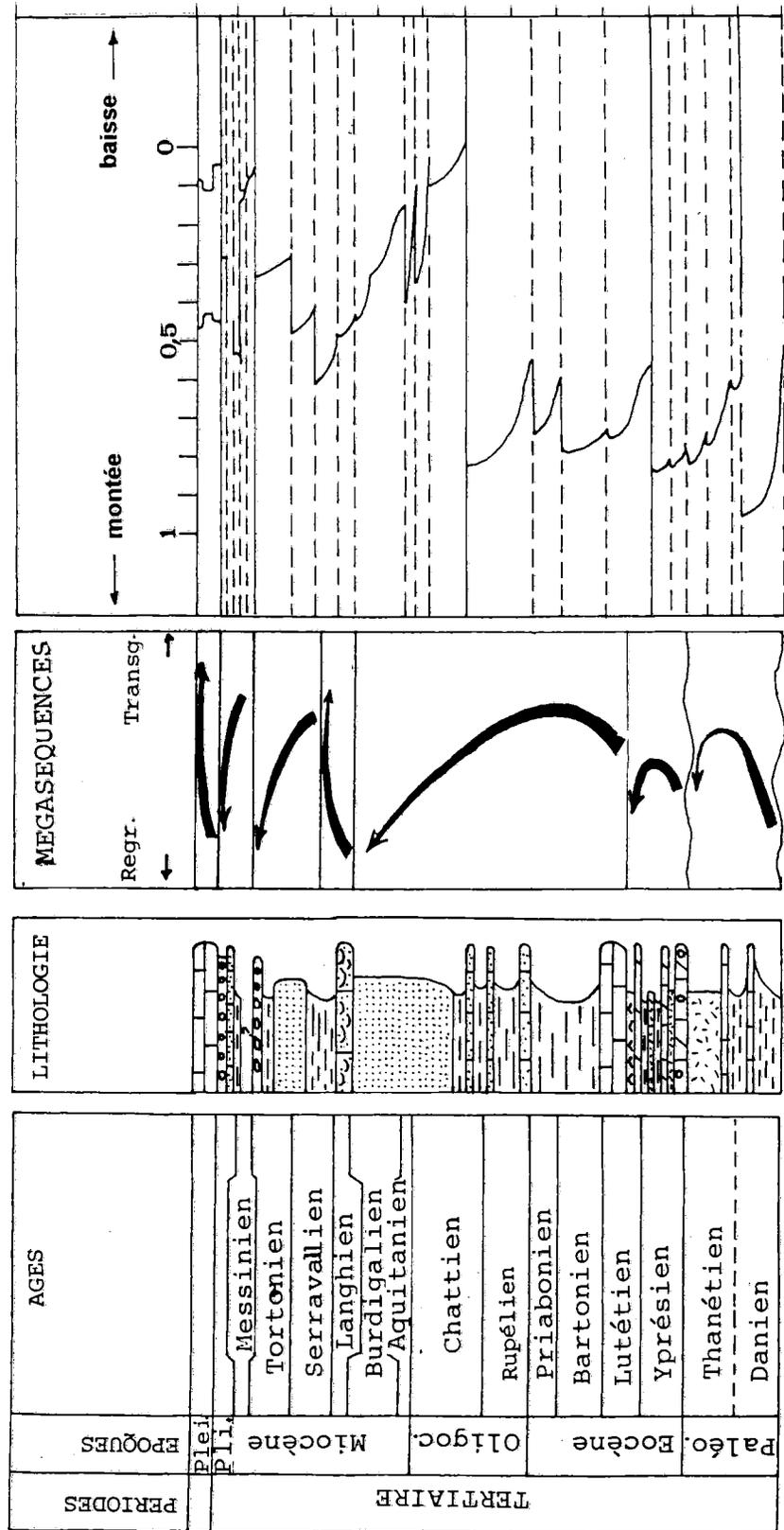


Fig. 28. — Les mégaséquences du Cénozoïque de Tunisie : La lithologie, les transgressions les regressions et les variations relatives du niveau de la mer au cours des temps (Courbe de Vail et al., 1977; Loutif et Kennett, 1981).

turbiditiques (Formation Abiod), calcaires récifaux (Formation Merfeg) et calcaires littoraux (Formation Berda). La mégaséquence se termine par des calcaires silicifiés et karstifiés avec même des encroûtements pédologiques (Sassi et al., 1984).

3.2 — Les mégaséquences du Cénozoïque (fig.28) :

a) La mégaséquence du Paléocène p.p. :

Elle débute par un terme argileux à intercalations calcaires (Formation El Haria) transgressif sur les calcaires sénoniens ou même sur des terrains antérieurs. Elle s'enrichit à son sommet en niveaux phosphatés à caractères anoxiques. La séquence se termine localement par un hard-ground (Chaabani 1978-1979).

b) La mégaséquence de l'Yprésien au Lutétien inférieur :

Dans le bassin de Gafsa-Maknassy, cette mégaséquence débute par des carbonates conglomératiques ou à stratifications obliques et des niveaux phosphatés granuleux et grossiers (Sassi, 1974). Elle se poursuit par des alternances d'argile, de carbonates et de phosphates (Sassi, 1974 ; Chaabani, 1978). La séquence se termine par des dolomies et du gypse massif.

c) La mégaséquence du Lutétien supérieur à l'Oligocène-Miocène inférieur :

Bien définie au Cap Bon, cette séquence correspond dans sa partie inférieure à la Formation Souar (argiles inférieures, calcaire de Reïnèche, argiles supérieures) d'âge Lutétien à Priabonien (Ben Ismail, 1981). Ces sédiments marins et relativement profonds sont surmontés par les argiles et calcaires gréseux de l'Oligocène inférieur à supérieur. La séquence se termine par des sables et des grès fluviatiles ou à affinités deltaïques et continentaux de la Formation Fortuna (Oligocène supérieur - Miocène inférieur) (Ben Ismail, 1981). Ces grès traduisent la reprise d'érosion qui accompagne la régression brutale associée à l'abaissement du géoïde au Chattien (Ben Ismail et Bobier, 1984).

d) La mégaséquence du Langhien-Serravallien inférieur :

Les dépôts miocènes ont fait l'objet de nombreux travaux (Burolet, 1951 ; Biely et al., 1972 ; Hooyberghe, 1973 et 1980 ; Bismuth, 1984 ; Tayech, 1984 ; Ben Salem, 1985). L'ensemble des séries sédimentaires du Langhien constitue une mégaséquence transgressive.

Au Cap Bon, cette mégaséquence débute localement par des dépôts lagunaires de la Formation de l'Oued Hammam, surmontés par les faciès littoraux des calcaires gréseux et lumacheliques

de la Formation Aïn Grab (Burolet, 1956). Ces derniers sont par ailleurs directement transgressifs sur des terrains crétacés. Le milieu devient ensuite marin franc, avec dépôts d'argiles à foraminifères planctoniques (Formation Mahmoud, Biely et al., 1972).

e) La mégaséquence régressive du Serravallien supérieur au Tortonien :

Elle comporte en Tunisie nord-orientale :

- à la base, la décharge détritique de la Formation Béglia (Burolet, 1956) qui traduit le début de l'abaissement eustatique qui affecte l'océan mondial du Serravallien supérieur au Messinien inférieur (Menai - Tayech et Bobier, 1986).
- les dépôts régressifs paraliques puis fluviaux (Argiles, grès, lumachelles et lignites) de la Formation Saouaf.
- les limons rouges et sables continentaux de la Formation de Somaa (Colleuil, 1976). La Formation Somaa est l'équivalente latérale des formations Kechabta, O. El Melah et Hakima de la Basse Vallée de la Mejerda.

Dans le reste de la Tunisie, la mégaséquence du Langhien-Serravallien inférieur et celle du Serravallien supérieur — Tortonien forme une seule séquence de troisième ordre (Langhien-Serravallien à Tortonien).

3.3 — Les mégaséquences plio-quaternaires :

Elles correspondent aux séries qui succèdent à l'épisode Messinien.

a) La mégaséquence du pliocène à Villafranchien :

Elle commence par des dépôts généralement discordants sur les terrains miocènes, en particulier au Cap Bon.

Il s'agit d'abord d'argiles à microfaune planctonique du Pliocène inférieur. L'ensemble est surmonté par les grès calcareux du Pliocène supérieur (Grès de Porto-Farina ; Burolet, 1951). Ces grès deviennent progressivement continentaux à riche faune de Vertébrés au Villafranchien (Arambourg et Arnould, 1949).

En Tunisie centrale, l'évolution de l'environnement sédimentaire au cours du Miocène est globalement comparable à celle de la Tunisie nord-orientale. Après les dépôts des Formations Aïn Grab, Mahmoud, Béglia et Saouaf (Biely et al., 1972), la régression se poursuit, ils s'y déposent des séries continentales formées de limons rouges et de conglomérats de la Formation Ségui qui pourrait être l'équivalent de la mégaséquence pliocène-villafranchien.

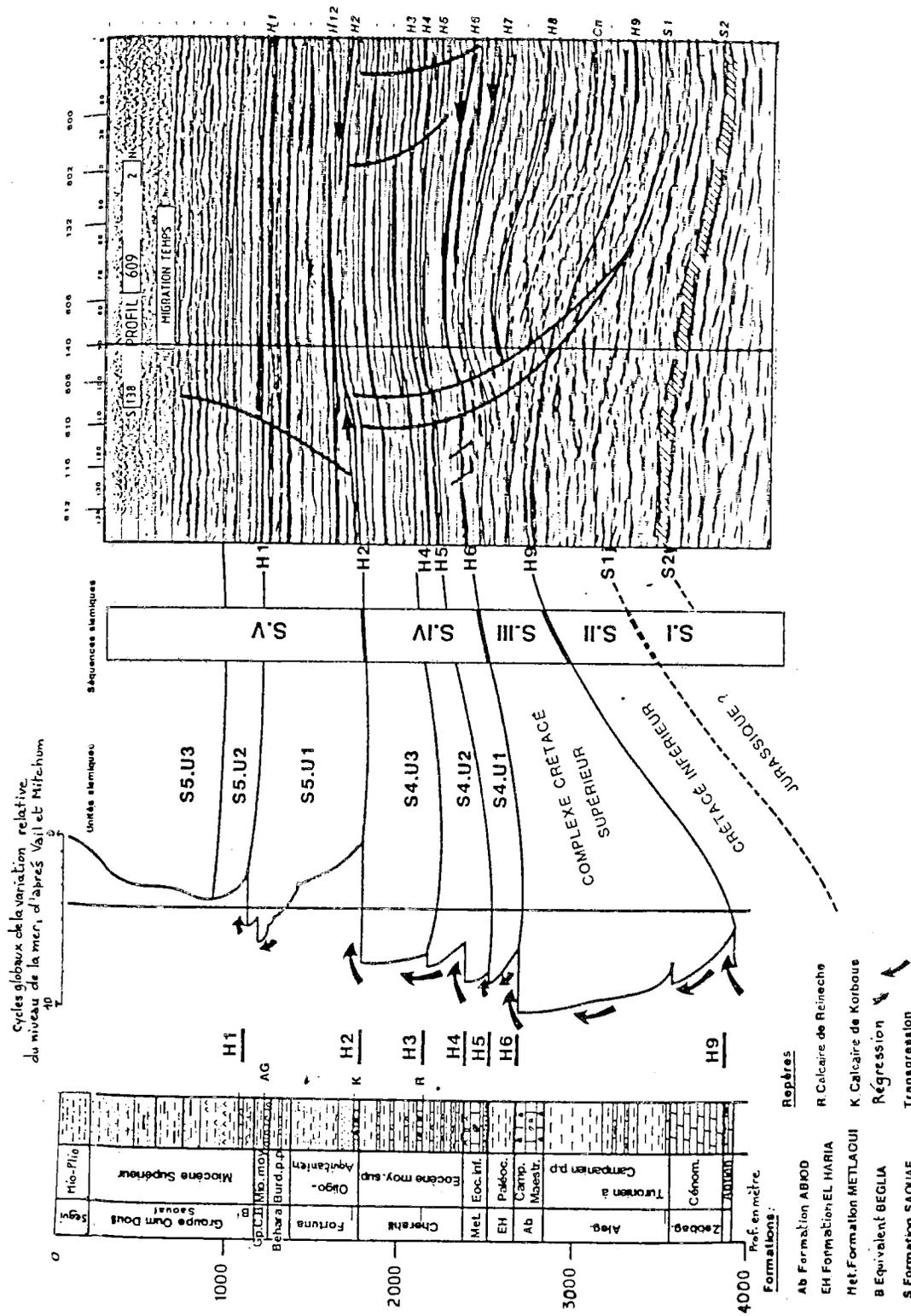


Fig. 29. — Relation lithologie - faciès sismique. Définition des séquences et unités sismiques (d'après Tonati, 1984).

b) *Les séquences du Quaternaire récent :*

L'étude sédimentologique des dépôts du Quaternaire récent (Mahmoudi, 1986-1988) remet en question le découpage en « formations » admis jusqu'à présent (Paskoff et Sanlaville, 1982). D'après Mahmoudi, les dépôts tyrrhéniens doivent être subdivisés en trois ensembles successifs :

• L'unité stratigraphique locale de Douira.

Elle est formée de sables quartzeux fins à lamellibranches, passant vers sa partie sommitale à une lumachelle bien consolidée. Localement s'intercalent deux niveaux limoneux à Hélicidés, assez discontinus. L'unité de Douira est scellée par des sables limoneux continentaux.

• L'unité stratigraphique locale de Khnis.

Elle comprend trois termes : un terme sableux marin transgressif surmonté d'un terme éolien. L'ensemble de cette unité représente une séquence sédimentaire régressive (Mahmoudi, 1988).

Il existe également un terme lagunaire, formé de sables très fins, ou des marnes à Ostracodes.

• L'unité stratigraphique locale de Réjiche.

Elle est formée de sables bioclastiques à oolithes, avec un faciès marin à Strombes relayé par des sables oolithiques fins, à Hélicidés. Cet ensemble marin puis éolien constitue une séquence régressive (Mahmoudi, 1988).

4. — LA STRATIGRAPHIE SISMIQUE :

Sur la plateforme du Sahel, la stratigraphie sismique a permis de subdiviser l'ensemble des séries crétacées et tertiaires en quatre mégaséquences sismiques limitées par des discordances angulaires (Touati, 1985) avec (fig. 29) :

- la mégaséquence sismique du Crétacé inférieur,
- la mégaséquence sismique du Crétacé supérieur (Albien-Campanien),
- la mégaséquence sismique du Paléocène-Eocène-Oligocène,
- la mégaséquence sismique de Mio-Plio-Quaternaire.

Les mégaséquences sédimentaires, définies d'après les données de terrain, ne se superposent pas toujours aux mégaséquences sismiques. La stratigraphie sismique appliquée aux séries crétacées et tertiaires a permis de définir quatre grandes mégaséquences sismiques englobant plusieurs mégaséquences sédimentaires.

Aussi, pour éviter toute confusion, nous utiliserons le terme de supraséquence à la place du terme de mégaséquence sismique (fig.29).

a) *La supraséquence (S1)* réunit toutes les mégaséquences sédimentaires du Crétacé inférieur.

b) *La supraséquence (S2)* regroupe l'ensemble des mégaséquences du Crétacé supérieur.

c) *La supraséquence (S3)* comprend les mégaséquences de l'époque Paléocène-Chatien.

d) *La supraséquence (S4)* englobe l'ensemble des mégaséquences de l'Oligocène supérieur au Quaternaire.

Ces supraséquences peuvent se subdiviser en plusieurs « unités de faciès sismiques », c'est à ce niveau que l'on retrouve une correspondance relative avec les mégaséquences sédimentaires, du moins en ce qui concerne le Cénozoïque (fig.29).

5. — DISCUSSION :

a) *Les coupures séquentielles en liaison avec l'eustatisme :*

L'examen des périodes de transgression et régression et leur comparaison avec les variations relatives du niveau moyen des mers (fig.27 et 28) permet de dégager les coupures séquentielles qui sont en liaison avec l'eustatisme. Parmi ces périodes qui coïncident généralement avec des chutes du paléogéode, on peut citer : l'Aalénien, le Bajocien, le Berriasien, le Valanginien, le Cénomaniens.. avec des pulsations durant le Danien-Chatien et une chute brutale du géoïde au Chatien.

Du Danien au Chatien, il y a des pulsations du paléogéode mais celles-ci se font autour d'un niveau moyen plus bas que celui du Crétacé inférieur mais au dessus du niveau actuel des mers. Il en résulte que globalement au Paléogène il y a abaissement du niveau des mers par rapport au Crétacé. Ceci aura donc deux conséquences :

- Le haut-fond de la Tunisie centrale sera considérablement agrandi. On conçoit ainsi très bien l'apparition de ce que l'on appelait l'« Ile de Kasserine ». Mais on verra que des déformations tectoniques viennent découper cette île de Kasserine et son plateau continental. Elles vont individualiser des hauts-fonds et des île. Le « môle de Kasserine » ne sera plus une île mais plus exactement un archipel. Ainsi la plateforme de Kasserine se transforme en une série de hauts-fonds à séries condensées, séparées par des zones de subsidence au niveau des pièges à sédiments que constituent les paléosynclinaux ou les grabens ébauchés. Statistiquement, à la fin du Paléogène, on doit avoir une plateforme d'abrasion ou pénéplaine dans les zones émergées, pouvant servir de surface repère.

- Au Chattien, l'abaissement brutal du géoïde (Mitchum et al., 1977) se traduit par une reprise d'érosion responsable de la mise en place de séries détriques du Chattien au Burdigalien (Ben Ismaïl et Bobier, 1984). Il s'agit de l'abaissement le plus important qui fait apparaître le niveau de base le plus bas. Après cette chute, le niveau moyen des mers remonte statistiquement et régulièrement jusqu'au Serravallien. Dans ces conditions, on comprend bien la transgression des séries miocènes sur les bordures du haut-fond de la Tunisie centrale. Ainsi, le niveau de base de la supraséquence (S4) permettra la corrélation des séries marines avec leurs équivalents continentaux.

b) *Les coupures séquentielles d'origine tectonique :*

Durant les périodes où le niveau moyen des mers a été relativement stable (fig.27), l'origine de la mise en place des discontinuités sédimentaires permettant l'élaboration de plusieurs séquences, ne peut être que d'origine tectonique. L'examen des coupures séquentielles et leur comparaison avec l'évolution du paléogéoïde, permet de dégager les périodes tectoniques, parmi lesquelles nous citons : le Bathonien, le Barrémien, l'Albo-Aptien et peut être aussi le Kimméridgien-Oxfordien, le Campanien et le Santonien.

A titre d'exemple, les mégaséquences du Crétacé supérieur qui coïncident avec le niveau moyen des mers le plus élevé et relativement stable, sont d'origine tectonique (chapitre II).

Au Sénonien, le paléogéoïde élevé, constitue donc un niveau de base stable qui a permis le développement d'un calcaire crayeux, uniforme sur l'ensemble de la Tunisie. Le toit de cette formation qui tangente le paléogéoïde peut donc être considéré comme un repère isochrone permettant de faire des corrélations terre-mer.

6. — CONCLUSION :

On peut considérer que les périodes de stabilité du géoïde ont permis l'établissement de surfaces d'aplanissement de grande extension régionale qui correspondent à des surfaces d'abrasion. Ces glacis d'érosion et d'accumulation sont des niveaux repères et constituent de véritables surfaces isochrones permettant des corrélations stratigraphiques à une échelle régionale. La reprise de la sédimentation à la suite des chutes du géoïde permettra le dépôt de séries transgressives et/ou discordantes.

Ces discontinuités majeures sédimentaires constituent également de bons réflecteurs sismiques. L'ensemble de ces niveaux-repères peuvent être utilisés par les géologues et les géophysiciens.

CHAPITRE II

EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE ANTERIEURE AUX PLISSEMENTS ATLASIQUES

1. — INTRODUCTION	49
2. — LA FRACTURATION DU SUBSTRATUM PALEOZOIQUE	49
2.1. — La tectonique permo-carbonifère	49
2.2. — Relations tectonique et faciès au Carbonifère supérieur	53
2.3. — Relations tectonique et faciès au Permien	53
3. — EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DE L'AVANT-PAYS AU COURS DU MESOZOIQUE	53
3.1. — La distension du Trias	53
3.2. — La distension du Jurassique	57
3.3. — La tectonique néocomienne	61
3.4. — La tectonique de l'Albo-aptien	65
3.5. — La distension du Vraconien à Cénomaniens inférieurs	75
3.6. — La compression du Cénomaniens supérieurs	79
3.7. — La distension du Turonien	79
3.8. — La compression du Coniacien - Santonien	83
3.9. — La distension du Campanien	87
4. — EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DE L'AVANT-PAYS AU COURS DU CENOZOIQUE (DU PALEOCENE AU SERRAVALLIEN)	91
4.1. — La compression du Paléocène terminal-Eocène inférieur	91
4.2. — La distension de l'Oligocène	95
4.3. — Tectonique en extension d'âge Langhien-Serravallien	99
5. — TECTONIQUE ET L'HALOCINESE EN TUNISIE	101
5.1. — Les causes et les modalités de l'halocinèse	101
5.2. — Les principales manifestations triasiques	101
5.3. — Influence des mouvements tectoniques sur l'halocinèse	103
5.4. — Influence des mouvements eustatiques sur l'halocinèse	103
5.5. — Influence des mouvements tectono-eustatiques sur l'halocinèse	103
6. — L'ACCIDENT SUD-ATLASIQUE EN TUNISIE	105
6.1. — Généralités	105
6.2. — Les flexures permo-carbonifère et mésozoïque	105
6.3. — Essai sur le tracé de l'accident sud-atlasique en Tunisie	109
7. — RESUME ET CONCLUSION	111

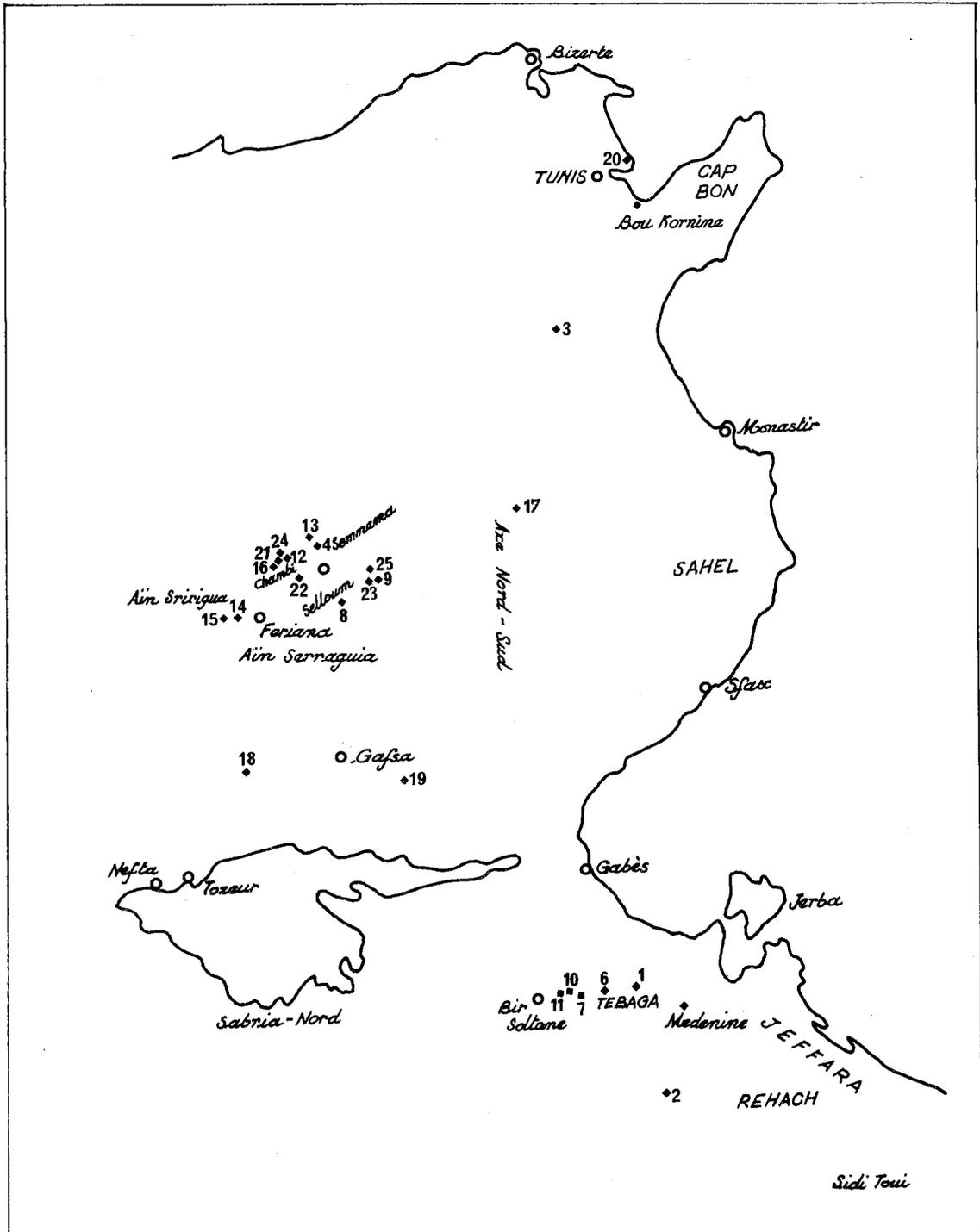


Fig. 30. — Carte de localisation des sites d'observation ou de mesures (points noirs).
 N.B. : Les noms des localités correspondant aux sites d'observation ou de mesures sont indiqués sur les figures qui accompagnent le texte.

CHAPITRE II

EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE ANTERIEURE AU PLISSEMENTS ATLASIQUES

1. — INTRODUCTION :

Divers auteurs ont admis, plus ou moins explicitement, l'existence de relations étroites entre la tectonique et la paléogéographie. J'ai développé une interprétation de ce type (Ben Ayed, 1980), fondée sur la comparaison des données paléogéographiques (limite de faciès, zone de variations d'épaisseur des séries, bordures de bassins et de paléoreliefs) fournies par les divers auteurs (Castany, 1951 ; Burollet, 1956 ; Jauzein, 1962-1967). Plusieurs publications récentes confirment la validité de l'interprétation pour le Crétacé (Bismuth *et al.*, 1982 ; Marie *et al.*, 1984 ; Chihi *et al.*, 1984) et le Tertiaire (Vernet, 1981). Cette comparaison montre que la plupart de ces limites paléogéographiques s'alignent et s'orientent parallèlement aux grands accidents actuellement décelables en surface. Ceci tendrait à montrer que ces accidents correspondent à des structures anciennes qui ont rejoué à diverses époques depuis au moins le Permien.

Dans notre démarche, on envisagera successivement les divers domaines géodynamiques suivants :

- le sillon tunisien,
- le domaine intermédiaire qui comprend :
 - l'archipel de Kasserine à l'Ouest
 - la plateforme du Sahel et le bassin pélagien à l'Est
 - l'Axe Nord-Sud qui sépare les deux aires de sédimentation du domaine intermédiaire,
- le bassin de Gafsa,
- la plateforme saharienne.

Pour chaque époque considérée, un ou deux exemples de manifestations tectoniques contemporaines de la sédimentation (fig. 30) seront présentés.

2. — LA FRACTURATION DU SUBSTRATUM PALEOZOIQUE :

Le substratum paléozoïque est encore mal connu, car les séries qui constituent le substratum des terrains secondaires n'affleurent pas en Tunisie, à l'exception du Permien. Ces séries ont été traversées par de nombreux forages dans le Sud tunisien où il semble que les différents systèmes du Primaire ont été reconnus (Busson, 1969). Après le dépôt régulier du Paléozoïque ancien (Cambrien à Dinantien), la bordure septentrionale de « l'anticlinorium algérien » a connu un soulèvement important suivi d'une importante érosion. Sur la surface d'aplanissement sont venues reposer en transgression discordante, les séries du Carbonifère, du Permien et du Trias.

— Le substratum paléozoïque du Sud-tunisien est affecté par de nombreuses failles majeures de direction voisine de E-W et NW-SE (fig. 31).

2.1. — La tectonique permo-carbonifère :

Au Permo-Carbonifère, une tectonique cassante a compartimenté la bordure septentrionale de la plateforme saharienne (Dahar et Jeffara) en plusieurs blocs basculés. Il s'agit de failles à forte composante verticale dont les directions sont voisines de E-W et NS (fig. 32 et 33). Ces failles délimitent des grabens subméridiens qui se développent dans la plaine de Medenine Sidi Toui et des demi-grabens de direction E-W et NW-SE (fig. 34). Ce réseau de failles normales donnerait une direction apparente d'extension voisine de NE-SW. Celle-ci n'est pas incompatible avec la compression NW-SE proposée par Arthaud et Matte (1977) pour cette époque.

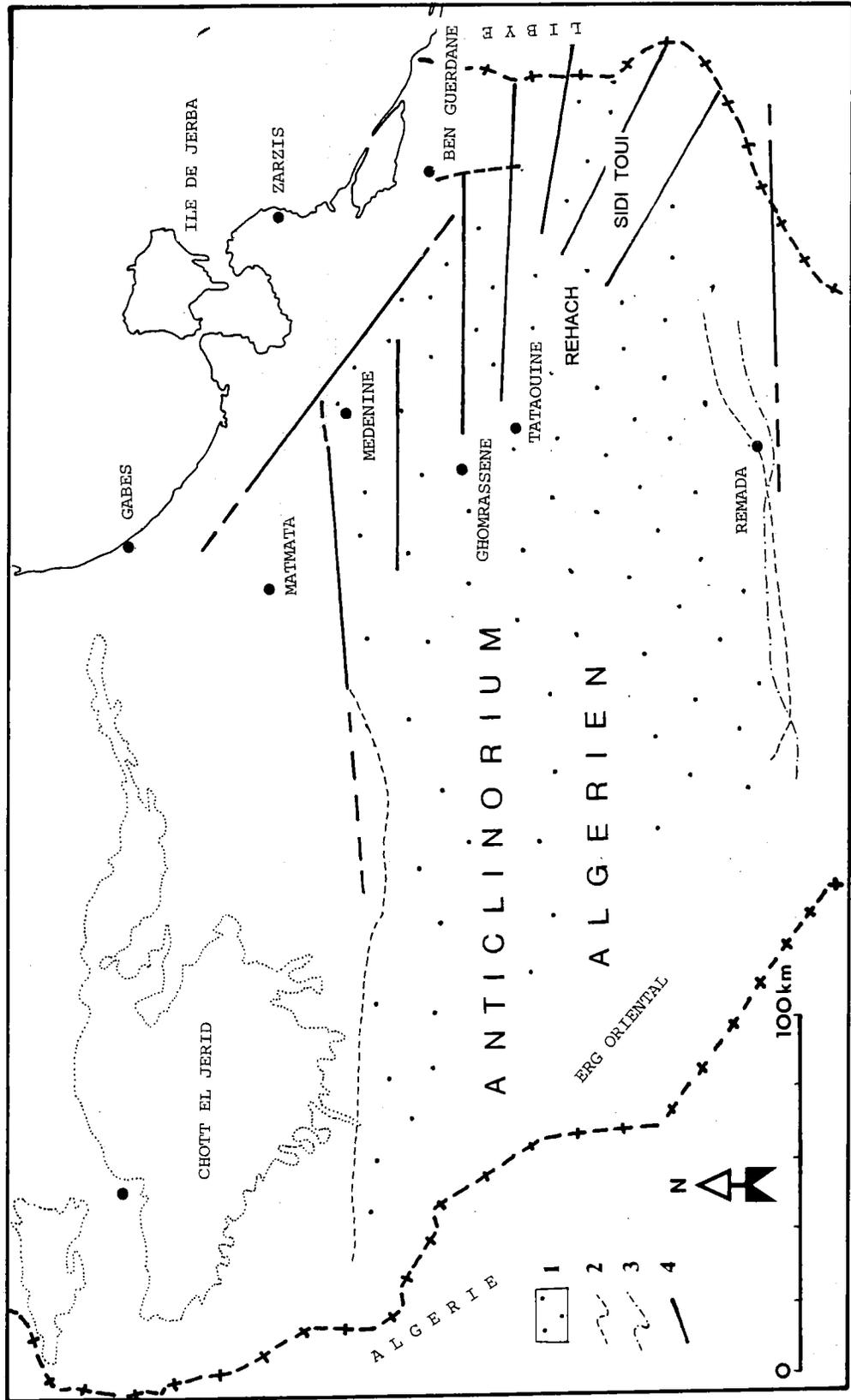


Fig. 31. — Emplacement, limites et fracturation du socle hercynien du Sud tunisien (Anticlinial algérien).
 Légende : 1) Anticlinorium algérien; 2) Limite du Silurien; 3) Limite de l'Ordovicien; 4) Faille.
 Localisation des coupes sismiques des figures.

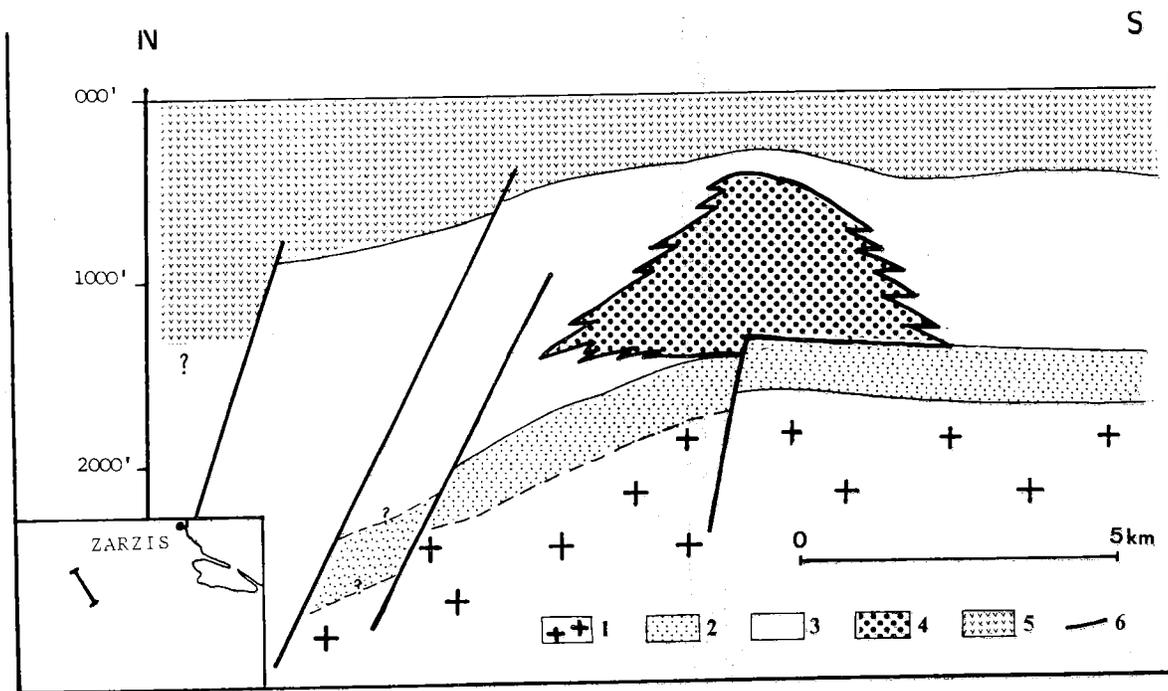


Fig. 32. — Coupe sismique montrant le jeu en faille normale synsédimentaire des accidents E-W de la région de Médenine au cours du Permien et du Trias. Localisation de la coupe (Ben Ayed, 1986).
Légende : 1) Socle antécarbonifère; 2) Carbonifère; 3) Permien; 4) Récif ou masse dolomitique; 5) Trias; 6) Faille.

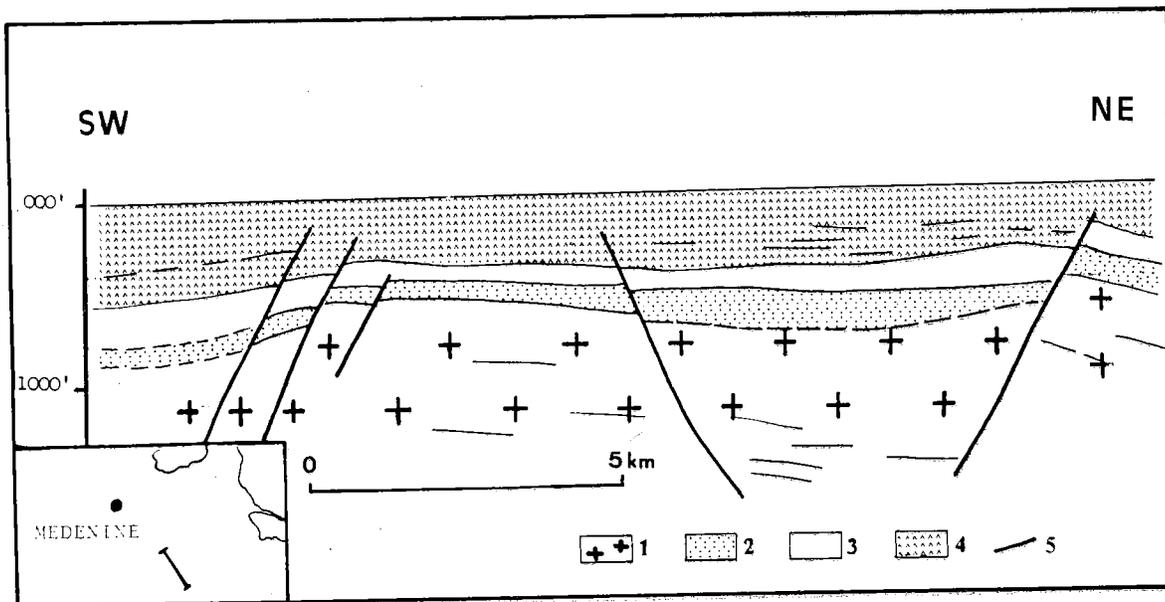


Fig. 33. — Coupe sismique à travers les grabens et horsts de la région de Sidi Toui. Localisation de la coupe. (Ben Ayed, 1986).
Légende : 1) Socle antécarbonifère; 2) Carbonifère; 3) Permien; 4) Trias; 5) Faille.

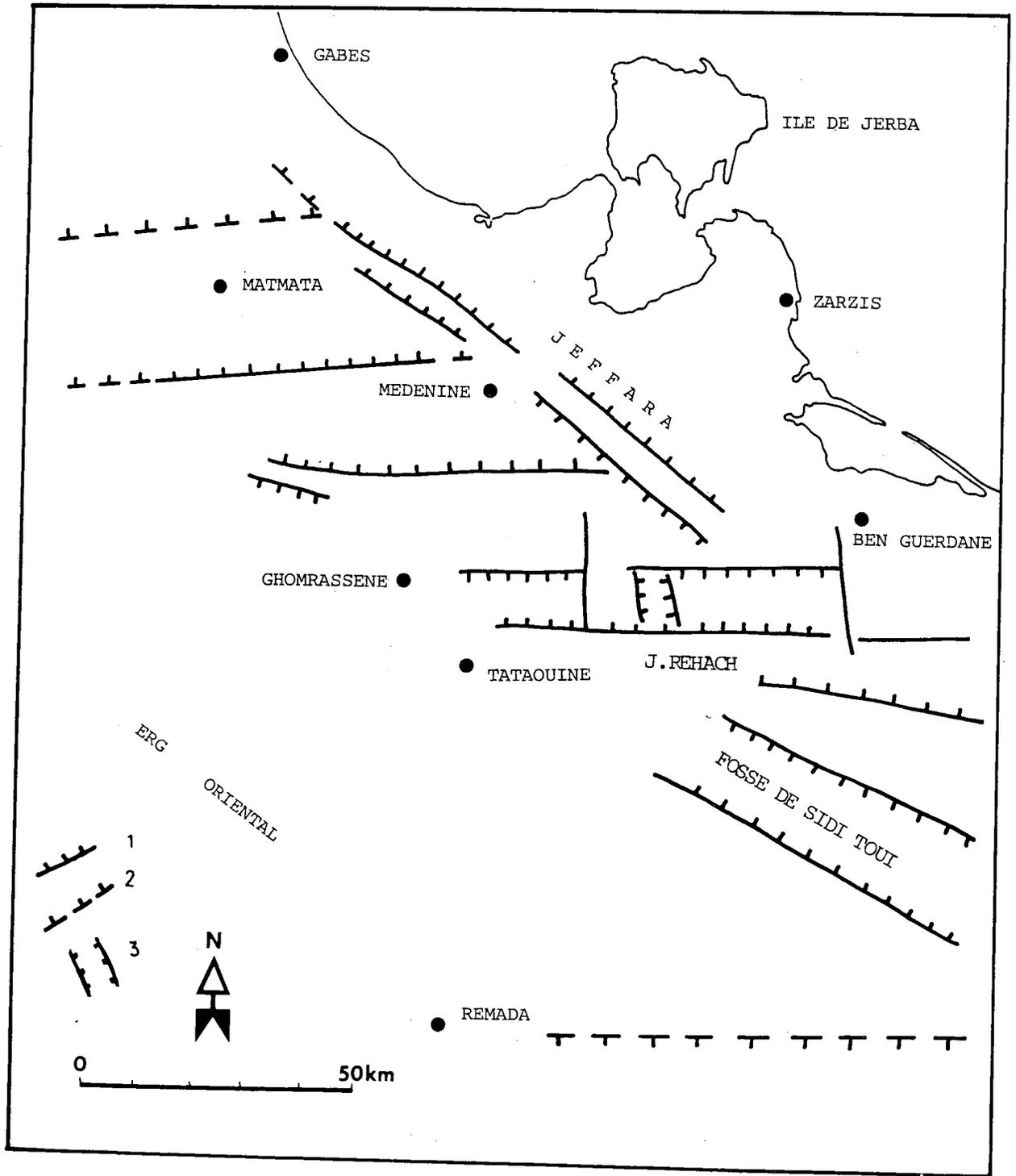


Fig. 34. — Schéma structural de la Jeffara et du Dahar au Carbonifère (d'après des données géophysiques).
Légende : 1) Faille normale; 2) Faille probable; 3) Graben. (Ben Ayed, 1986).

2.2. — Relations tectoniques et faciès au Carbonifère supérieur :

Au Carbonifère supérieur, il y a reprise de la subsidence qui amène une sédimentation franchement marine comportant des calcaires détriques et oolithiques (Glinzboeckel et Rabaté, 1964 ; Viterbo, 1983). Au cours de cette époque se développent en Jeffara des horsts et des grabens dirigés NW-SE (Jeffara, Sidi Toui...) (fig.32 à 34) ; des demi-grabens et des fossés orientés E-W (Rehach, Medenine...) (fig.32 à 34). L'affaissement de la Jeffara et du Dahar septentrional s'étend jusqu'au J. Rehach. L'accident E-W du Rehach (fig.34) marque alors la limite de la transgression marine du Carbonifère supérieur. Il sépare ainsi le bassin de la Jeffara du craton saharien (Viterbo, 1983). Au cours de cette époque, débute un épisode d'ouverture qui se poursuit et s'accroît au Permien. Cette tectonique semble avoir rajeuni plusieurs accidents anciens (fig.31 à 34).

2.3. — Relations tectonique et faciès au Permien :

L'ingression marine qui a envahi le Sud-tunisien au Permien coïncide avec le début des manifestations tectoniques importantes. Il s'agit d'une époque distensive avec une direction d'allongement voisine de NE-SW, attestée par la présence de failles normales synsédimentaires de direction NW-SE et E-W ayant contrôlé la sédimentation permo-carbonifère sur la bordure septentrionale de la plateforme saharienne (fig.32 à 37). Ainsi, les accidents voisins de E-W comme par exemple les failles de la région de Rehach délimitent des demi-grabens et provoquent d'importantes variations d'épaisseurs (fig.35). Ils seraient également responsables des différenciations des faciès dans les séries permiennes (Viterbo, 1983) en délimitant une zone externe franchement marine au Nord et une zone interne de type lagunaire au Sud. La plateforme externe est alors caractérisée par des sédiments argilo-silteux puis carbonatés de près de 6.000 m d'épaisseur ; par contre, la plateforme interne comporte des faciès variables correspondant à une sédimentation grésosanhydritique (Glinzboeckel et Rabaté, 1964).

Les accidents voisins de E-W peuvent également s'associer à des récifs et/ou des demi-grabens intra-permiens comme c'est le cas dans les régions de Medenine (fig.35). Au voisinage de ces zones de failles comme par exemple au J. Tebaga et à Bir Soltane, le milieu de sédimentation pourrait être essentiellement carbonaté et de faciès subrécifal (Bir Soltane) comme il peut comporter des sédiments terrigènes avec des apports de matériaux bioclastiques (J. Tebaga) et des intercalations de brèches intraformationnelles. Les failles

normales contemporaines de la sédimentation permienne délimitent des horsts et des grabens de direction NW-SE à N-S (Fossés de Douz, Matmata et Leguine) (fig.35) dont certains se sont individualisés depuis au moins le Carbonifère supérieur (fig.34 à 37). Il en serait de même pour certains accidents E-W.

Les limites des différents domaines paléogéographiques au cours du Permien coïncident parfois avec quelques accidents tectoniques de même âge (fig.35). Ceci amène à penser que l'allure sigmoïde de ces aires de sédimentation est probablement en rapport avec les directions de certaines failles majeures du Dahar et de la Jeffara maritime. Les formations subrécifales des plateformes interne et externe semblent s'installer sur les compartiments soulevés des failles E-W.

Sur le schéma paléogéographique du Permien on peut distinguer du Sud au Nord (fig.35) différentes plateformes affectées par une tectonique distensive :

- une plateforme de type lagunaire, à faibles épaisseurs de séries permiennes (150 à 300 m), située au Sud de la faille du Rehach,

- une plateforme interne, à sédimentation marine et à fortes épaisseurs de dépôts (environ 2000 m),

- une plateforme externe, correspondant au bassin dissymétrique des Matmata avec des séries variant de 4000 m à 150 m (communication orale de Duvernoy, 1986).

3. — EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DE L'AVANT-PAYS AU COURS DU MESOZOIQUE :

3.1. — La distension du Trias :

a) Les déformations tectoniques :

Cette tectonique a été décrite dans le Sud-tunisien (Ben Ayed et Khessibi, 1983).

- Au site 1 (fig.30), côte 351, les calcaires dolomitiques du Permien supérieur (Murghabien - Djouffien), redressés à la verticale, sont affectés par un réseau de failles normales. Ces failles plurimétriques à décimétriques, de direction N120-145, portent des stries plongeant de 60 à 80° vers le SE et délimitent un petit graben. Sur de rares plans de faille, de direction N145, le jeu est en décrochement sénestre, exprimé par des stries stylolithiques montrant un pitch de 30° SE. Ce jeu décrochant expliquerait l'allure lentillaire des affleurements permieniens du J. Remtsia. L'ensemble de ces structures est scellé par la discordance angulaire du Jurassique supérieur (Bathonien).

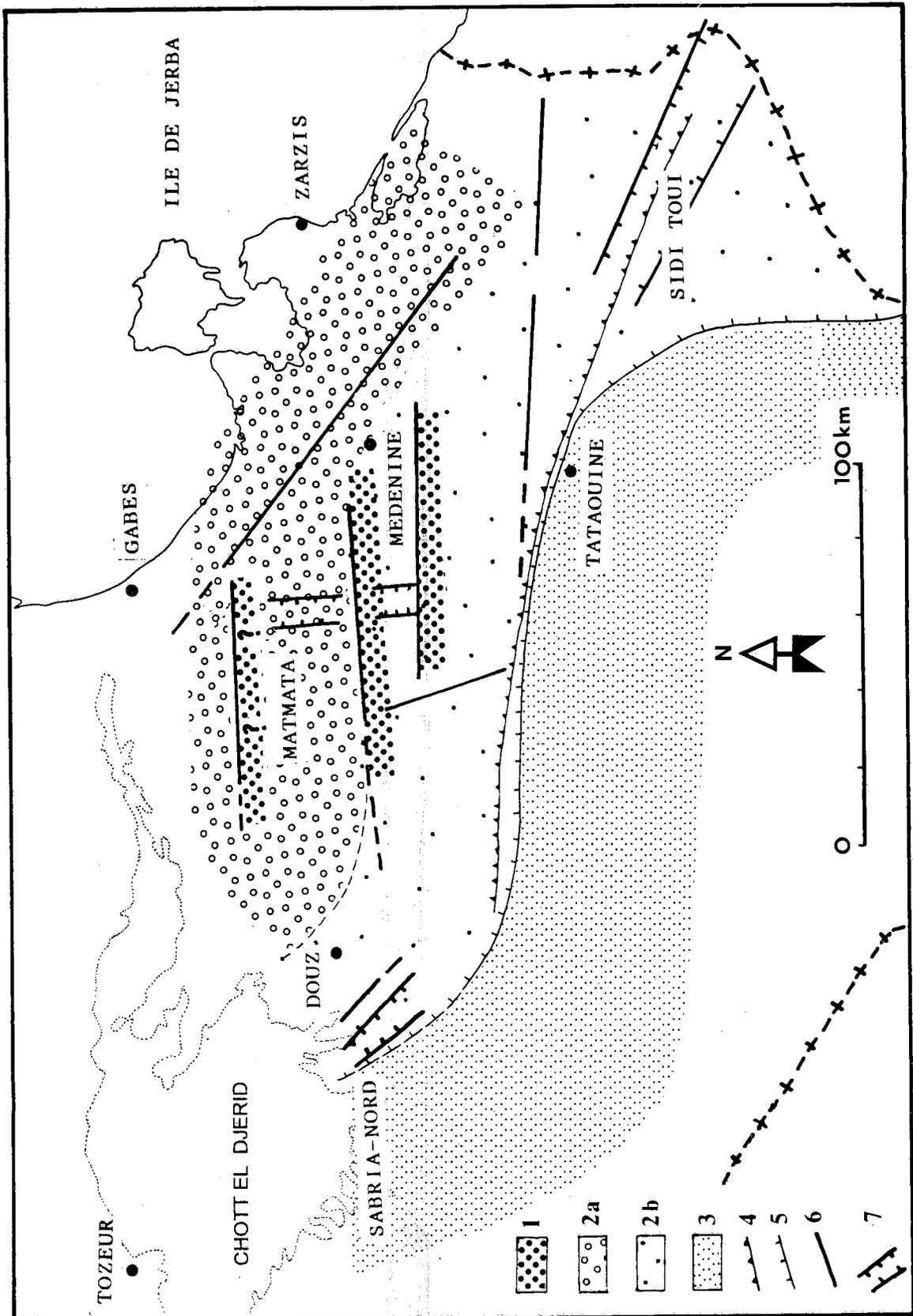


Fig. 35. — Carte paléogéographique du Sud Tunisien au cours du Permien. (Ben Ayed, 1986).
 1) Récif; 2a) Plateforme interne; 2b) Zone émergée; 3) Limite d'extension du Permien moyen; 4) Limite d'extension du Permien supérieur; 5) Faille contemporaine de la sédimentation; 6) Graben permien.

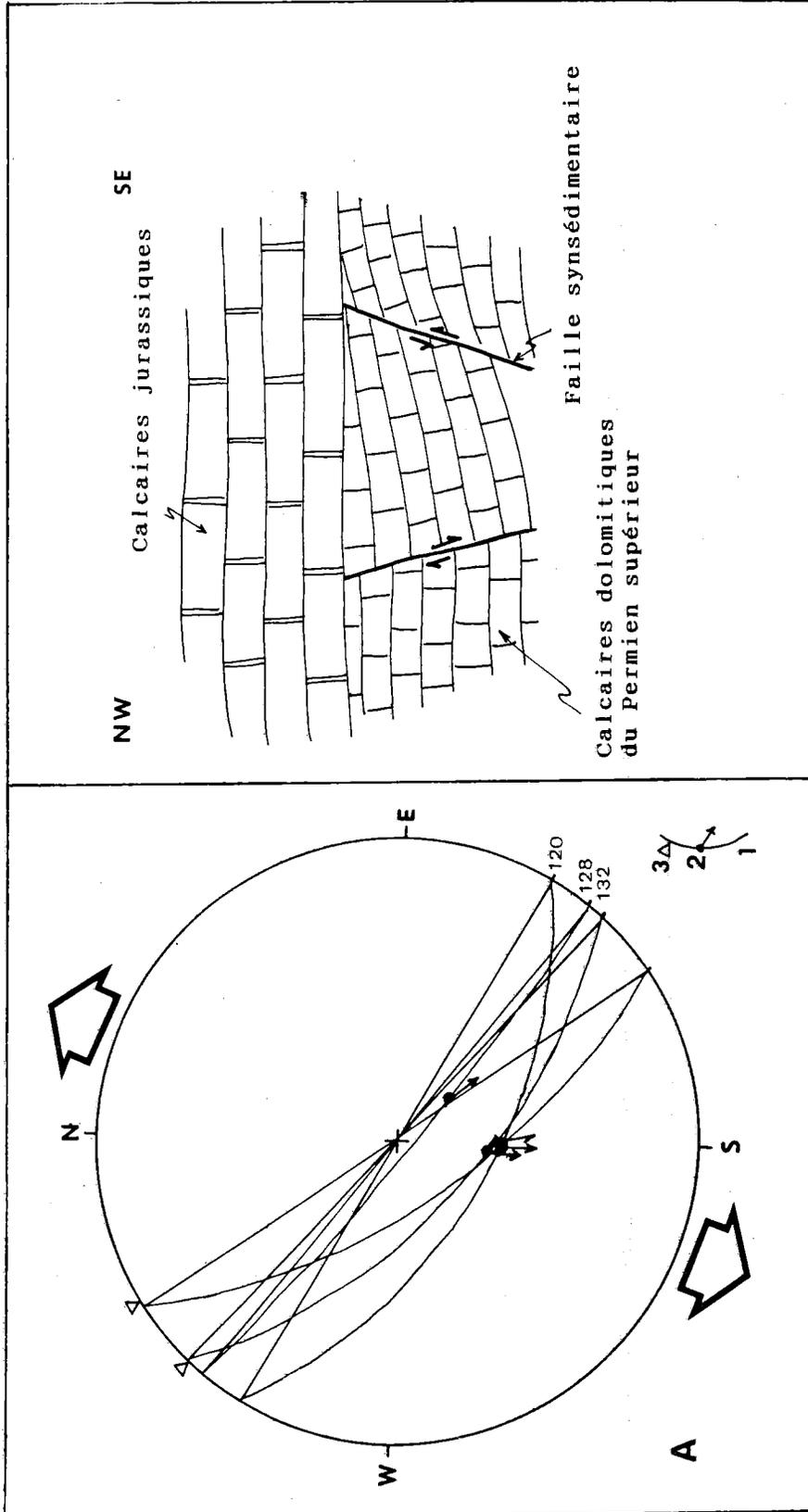


Fig. 36. — Les déformations postérieures au Permien supérieur et antérieurs au Bathonien.
 A) Stéréogramme des failles normales (1 : plan de faille; 2 : Strie; 3 : Fente isolée).
 B) Coupe schématique montrant les failles normales de J. et Remtsia (localisation, voir carte géologique, Fig. 47).

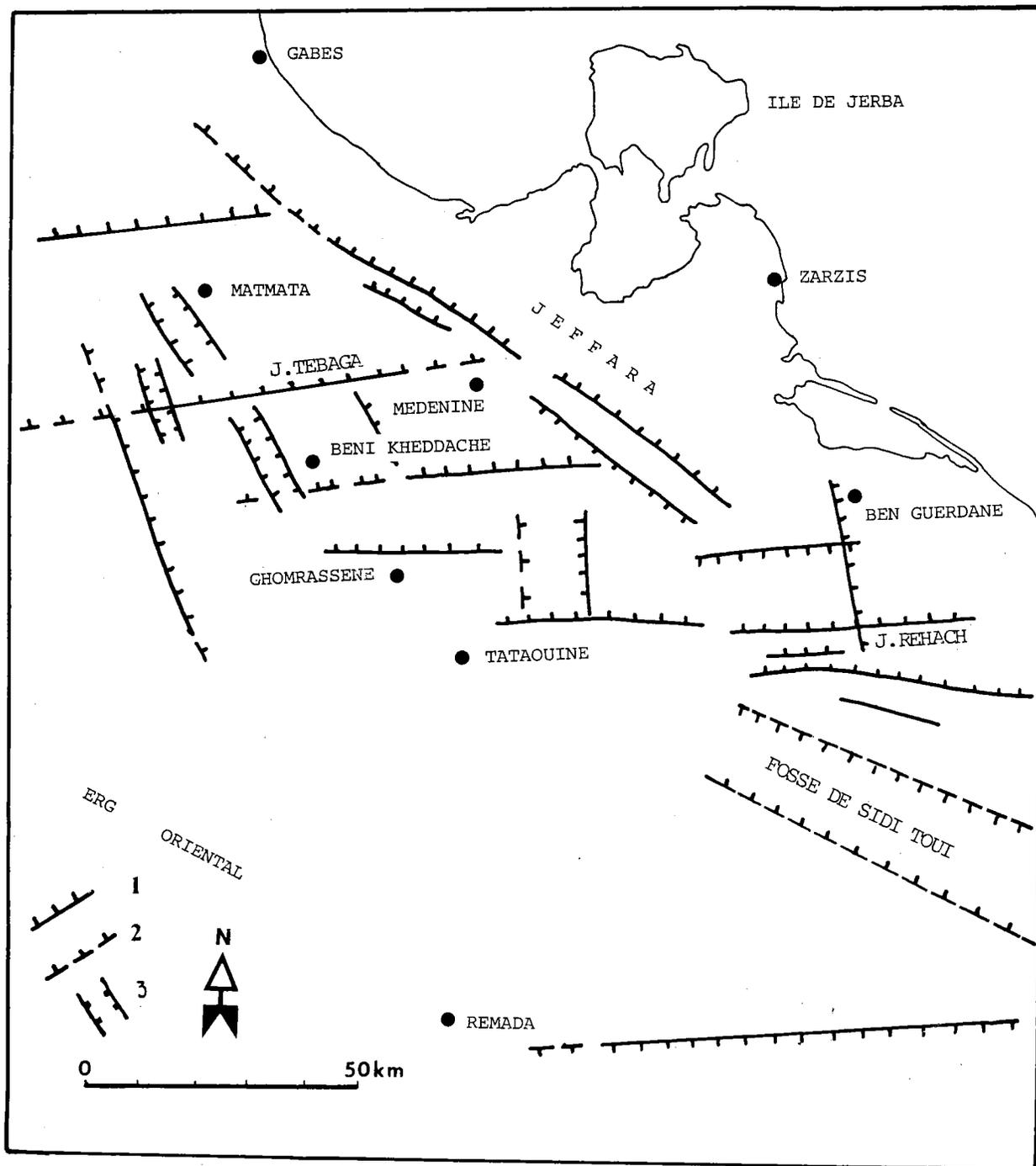


Fig. 37. — Carte structurale de la Jeffara et du Dahar au cours du Permo-Trias (d'après les données géophysiques)
Légende : 1) Faïlle normale; 2) Faïlle probable; 3) Graben. (Ben Ayed, 1986).

L'étude sur stéréogrammes des failles normales montrent une direction d'extension N20E. Cette extension oblique par rapport aux directions des failles, explique le jeu en décrochement sénestre-normal observé (fig.36).

— Sur le versant Nord de Tebaga et dans la région de Matmata, l'absence des séries triasiques et liasiques, empêche toute datation précise de cet épisode de déformation. Cependant, sur le versant sud de Tebaga et dans les régions limitrophes, l'existence d'une discordance au sein du Trias supérieur (Busson, 1967) amène à situer cette déformation importante au Trias moyen.

On peut ainsi envisager que l'épisode distensif subméridien, connu au J. Tebaga, est vraisemblablement responsable de la discordance du Trias supérieur. Il serait donc d'âge Trias moyen à Trias inférieur (voir Jurassique inférieur à moyen).

De fait, la sédimentation du Trias inférieur et moyen a été contemporaine des manifestations tectoniques distensives qui ont engendré des demi-grabens de direction voisine de E-W et des horsts et grabens NW-SE (fig.37 et 38). Ces structures distensives sont souvent scellées par les dépôts du Trias supérieur.

Les directions générales des failles synsédimentaires indiquent que l'ouverture de ces bassins s'est faite selon une direction NE-SW. Ces failles ont contrôlé la sédimentation triasique du bassin maritime de la Jeffara et du Dahar.

— Dans le bassin de la Jeffara maritime (fig.37) le système de failles normales synsédimentaires NE-SW, tel que l'accident de Medenine - El Jmayl guide la répartition des faciès des séries permo-triasiques en direction du bassin pélagien et du bassin de Syrte.

— Dans les fossés NW-SE et plus particulièrement le graben de Sidi Toui (fig.37) s'accumulent d'épaisses séries de Trias gréseux. Les failles bordant ce graben induisent des différences d'épaisseurs du Trias inférieur et moyen (Busson, 1972) comme c'est le cas pour la série argilo-gréseuse inférieure de part et d'autre de la faille de la bordure orientale de ce graben.

L'épisode distensif du Trias inférieur et moyen s'est vraisemblablement poursuivi pendant le Trias supérieur ; ceci est attesté par l'émission de laves volcaniques sur la bordure septentrionale du Sahara tunisien.

Dans la coupe de Sabria-Nord 2 (fig.35) on a rencontré des quartzites très altérés, des laves andésitiques, des tuffs avec du Basalte, interstratifiés dans des calcaires gris rouges. Cette série volcanique est d'âge Norien à Carnien (Duvernoy, communication orale, 1985).

Dans la série triasique du Sud tunisien, la discordance qui apparaît au cours du Trias supérieur (Biely et *al.*, 1984) serait une manifestation géométrique de l'activité tectonique de cette époque. Il s'agit alors d'une discordance progressive liée à la distension triasique. Elle apparaît nettement sur la bordure méridionale du « Seuil Jeffara - Matmata » qui correspond à un paléorelief, dirigé WNW-ESE, allant de Nefta au J. Rehach en passant par Tebaga de Medenine (fig.39).

b) Relations tectonique et faciès au cours du Trias :

La reconstitution des domaines paléogéographiques du Trias supérieur (Viterbo, 1983) reflète l'époque distensive du Trias inférieur et moyen dans la mesure où elle montre une organisation des différentes aires de sédimentation selon une direction grossièrement NW-SE favorable à une extension NE-SW. Du Nord au Sud on distingue (fig.39) :

— un domaine de plateforme à sédimentation franchement marine situé à l'emplacement du détroit Siculo-tunisien,

— un bassin évaporitique correspondant à l'ensemble du domaine atlasique,

— le « seuil de Jeffara-Matmata » faisant suite à l'aire cratonique de l'extrême-sud tunisien.

3.2. — La distension du Jurassique :

En Tunisie, les affleurements jurassiques sont connus dans les « massifs jurassiques », dans l'Axe Nord-Sud et dans le Sud tunisien. Dans le reste du pays, le Jurassique est connu localement grâce aux forages pétroliers.

a) Les indices d'instabilité sédimentaire :

- Au Bou Kornine (Sillon tunisien) des dépôts de turbidites ont été signalés dans des séries allant du Bathonien à l'Oxfordien (Cossey et Ehrlich, 1978) avec la présence de passées conglomératiques dans l'Aalénien, le Bajocien et surtout le Bathonien.
- Sur le plateau continental de la Tunisie orientale, on a signalé des émissions volcaniques dans les séries du Jurassique (Finetti, 1981 ; Escarmed, 1982 ; Ellouze, 1984).
- Sur la plateforme saharienne, les décharges détritiques correspondant aux Grés de Téchout qui ne sont pas contemporains d'une reprise d'érosion eustatique, constituent également des indices d'instabilité.

b) Les déformations tectoniques :

— Sur le plateau continental tunisien, à l'Est de Jerba, les données géophysiques montrent que l'histoire des accidents N100 à N120 est complexe. Sur certaines sections sismiques, recoupant l'acci-

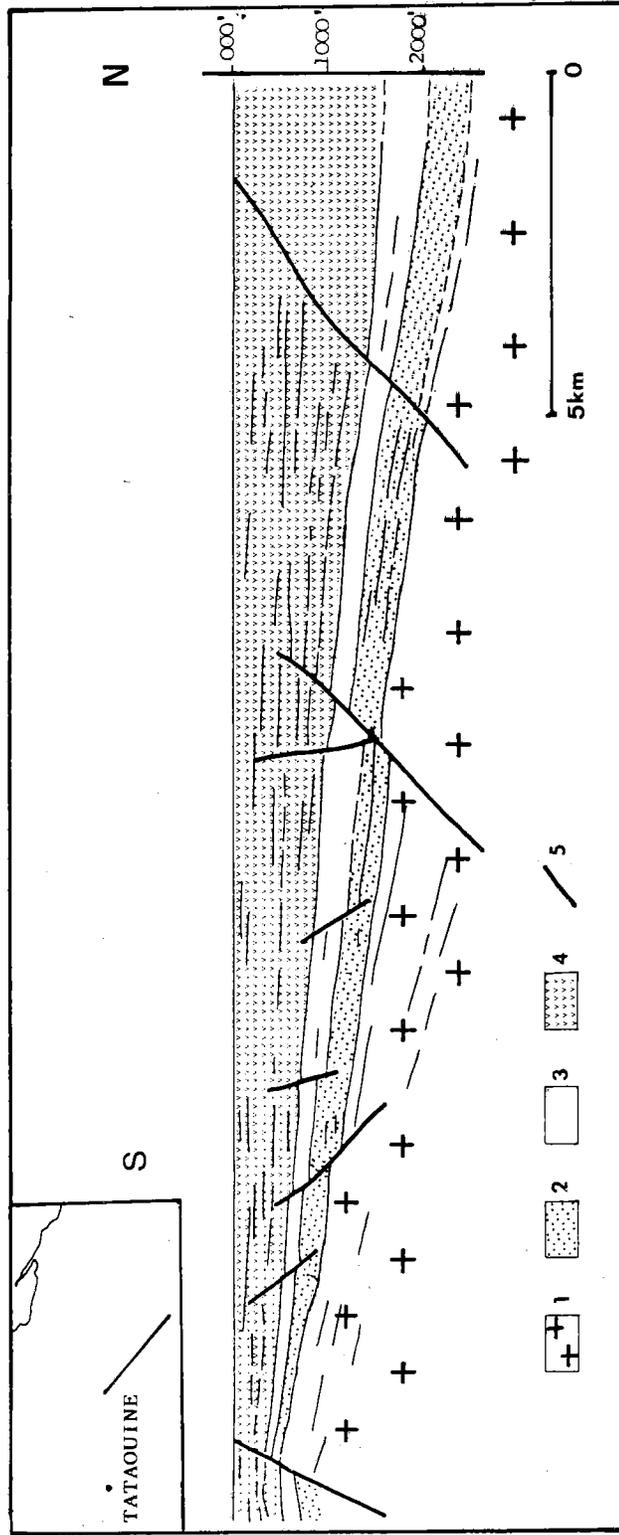


Fig. 38. — Coupe géologique à travers le bassin de Légaine (Région de Tataouine) d'après des données géophysiques. Localisation de la coupe.
 Légende : 1) Socle anté-carbonifère; 2) Carbonifère; 3) Permien; 4) Trias.

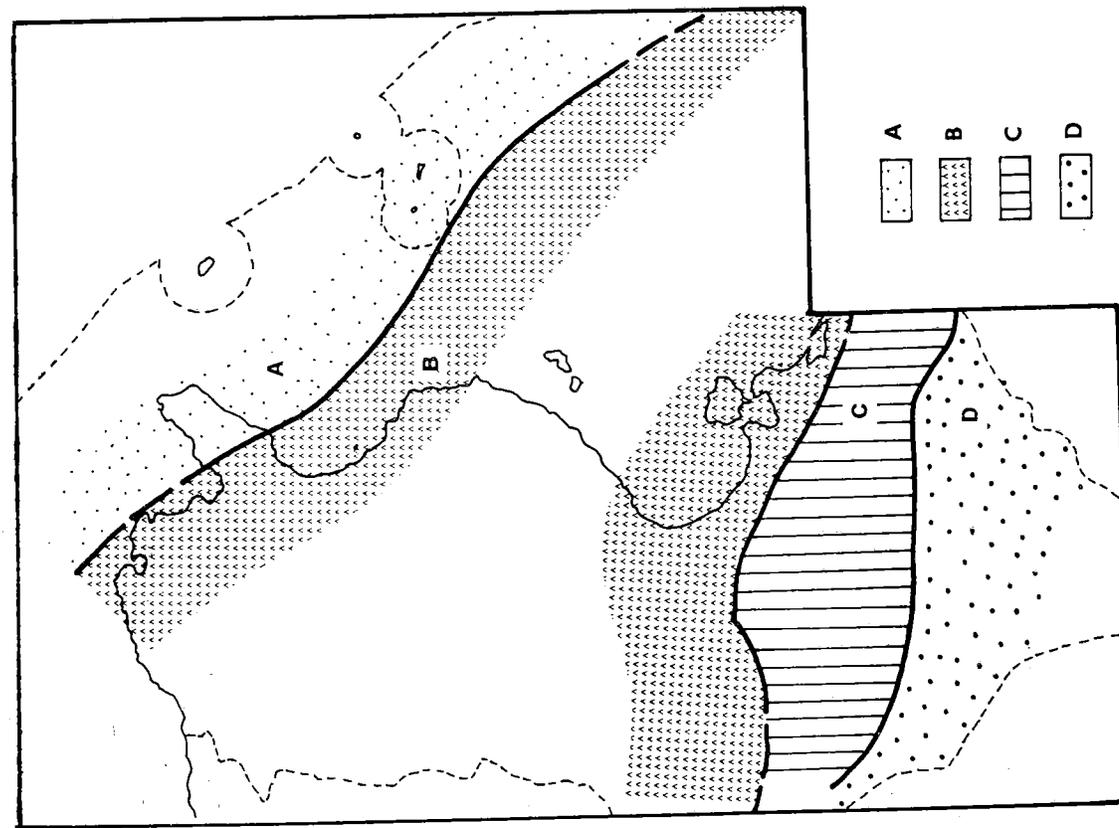


Fig. 39. — Carte paléogéographique du Trias supérieur
 A) Plateforme; B) Bassin évaporitique; C) Aire stable souvent émergée;
 D) Craton. (d'après Viterbo, 1984).

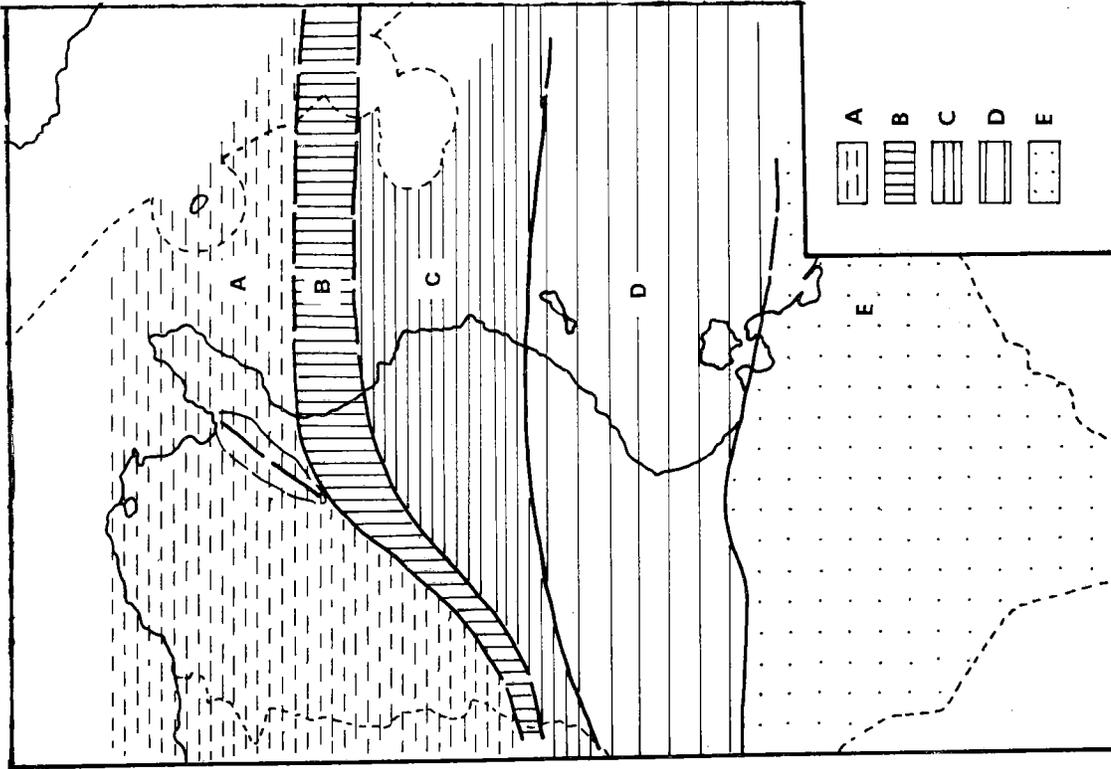


Fig. 40. — Carte paléogéographique du Jurassique moyen-supérieur.
 A) Bassin; B) Marge; C) Plateforme; D) Bassin intracratonique;
 E) Aire cratonique (d'après Viterbo, 1984).

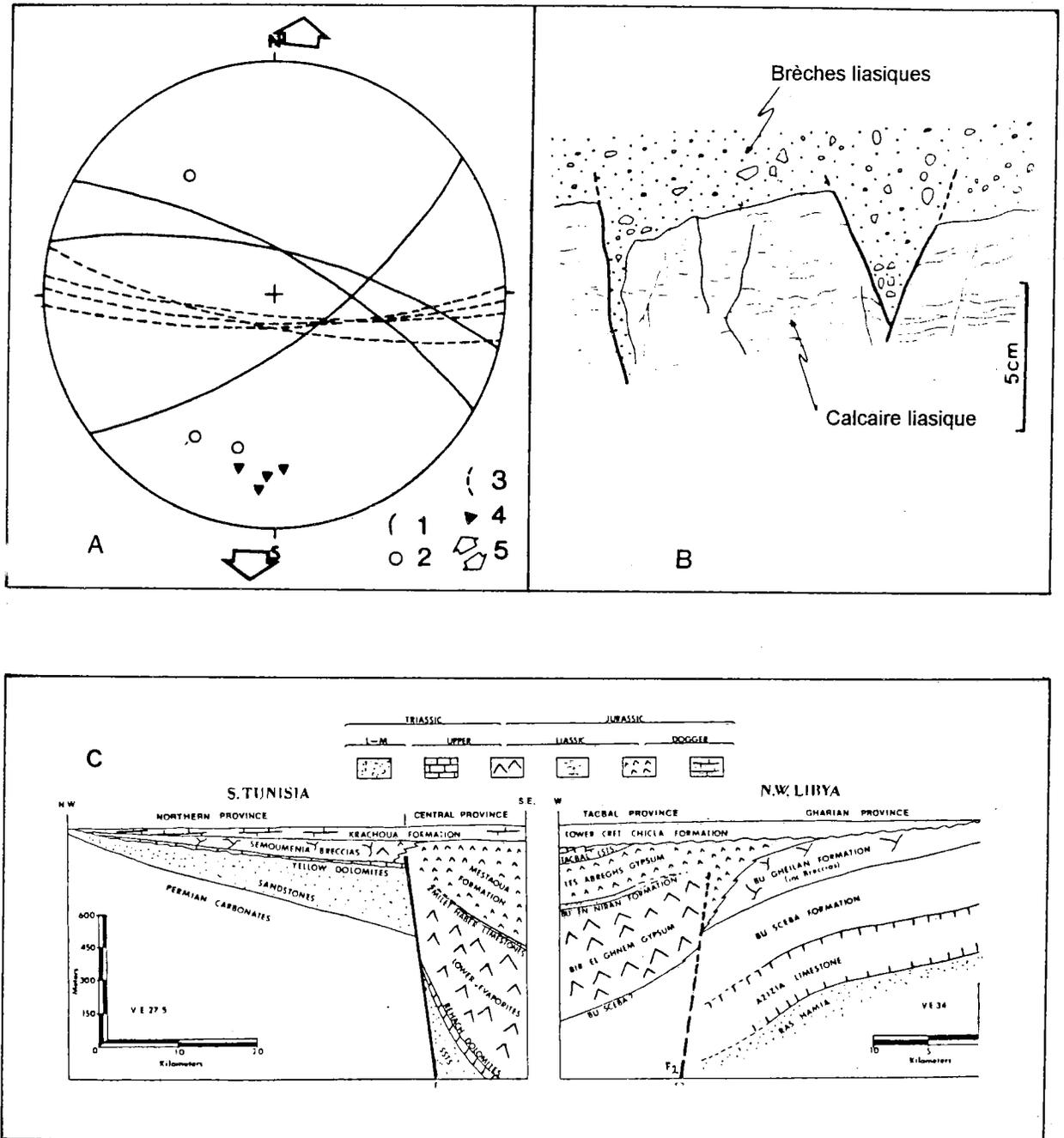


Fig. 41. — Les déformations tectoniques liés à l'événement liasique.

Légende :

A : Stéréogramme représentant les microfailles normales et les fentes synsédimentaires (1 : plan de faille; 2 : pôle de tension; 3 : fente de tension; 4) pôle de fente de tension; 5 : direction d'extension)

B : Des microfailles normales synsédimentaires sur un échantillon de roche liasique (Gloub el Homr).

C : Tectoniques contemporaine de la sédimentation du Jurassique du Sud Tunisien et du NW de la Libye d'après Asserto et Benelli, 1971 in Rapport de l'univ. de Caroline du Sud, 1977).

dent E-W de Zarzis, on peut dégager les faits suivant (fig. 50 et 51).

- Les accidents N100-120 sont des discontinuités souvent verticales. Il s'agit d'accidents profonds et anciens, d'âge anté-jurassique. C'est le cas par exemple de certaines failles de l'Est de Zarzis qui affectent les séries triasiques mais qui sont scellées par les dépôts du Jurassique.

— Sur la plateforme saharienne, au site 2 (fig.30), la série évaporitique (gypse de la Mestaoua) est datée du Lias et du Dogger pro-parte (Busson, 1967). Dans ces gypses, épais de 40 m, s'intercale une brèche intraformationnelle (Ben Ayed et Khessibi, 1981). Il s'agit de niveaux carbonatés très discontinus, associés à des éléments brêchiques très variés, consolidés par un ciment anhydritique. Les niveaux supérieurs, à stratification horizontale sont affectés par des failles synsédimentaires.

L'étude microtectonique de cette fracturation (Ben Ayed et Khessibi, 1983) réalisée sur un échantillon prélevé dans ces niveaux, montre l'existence de microfailles (fig.41), parfois accompagnées de microplis de glissement synsédimentaire. Sur certaines fractures N90-100, l'écartement des lèvres est, indique l'existence d'un régime en extension, dirigé Nord-Sud (fig.41 (A)).

Pendant cette période, on a signalé l'existence de glissements synsédimentaires. D'après Busson (1967), des mouvements de surrection avaient individualisé la zone haute du Tebaga pendant le Trias terminal, le Lias et le Bajo-Bathonien. Ces dépôts reposent en discordance sur les grès du Trias inférieur, redressés mais en accordance avec le Permien supérieur.

c) Relations tectonique et faciès Jurassique :

La sédimentation de cette époque est marquée par une évolution comparable à celle du Trias, avec un seuil d'érosion au Nord de Tebaga et un bassin profond au Sud. La zone à forte subsidence de ce domaine a migré vers le Sud pour se fixer au Sud de J. Rebach (fig. 41).

Au sein du bassin, l'individualisation de compartiments, à jeu vertical différent, est étroitement contrôlé par des failles normales, liées à l'extension N-S de l'époque. On retrouve la faille E-W du Rehach, mais, cette fois, elle a un regard sud. Le passage de la province septentrionale à la province centrale de la Jeffara se traduit, à l'échelle régionale, par un changement rapide d'épaisseur et de faciès, ainsi que par le biseautage et la disparition de certains niveaux du Jurassique inférieur (Busson, 1967). Par exemple, le passage latéral de faciès brutal entre les gypses de la Mestaoua au Sud et leurs équivalents carbonatés au Nord constitue une illustration du premier fait.

Ce passage qui s'accompagne d'un épaissement des évaporites vers le Sud et d'un amincissement de cette série vers le Nord, avec disparition des calcaires sous-jacents (calcaires de Zmilet Haber) illustre le second caractère.

La paléogéographie du Jurassique moyen et supérieur (fig.40) apparaît moulée sur l'organisation de la tectonique distensive du Lias et du Dogger inférieur avec plusieurs domaines paléogéographiques orientés grossièrement E-W. La sédimentation du Jurassique est généralement subsidente caractérisant des dépôts transgressifs. On y distingue du Sud au Nord :

— le domaine cratonique à sédimentation littorale souvent gréseuse.

— le bassin intracratonique de Gafsa-Gabès faisant suite à la flexure de Matmata-Jeffara,

— la plateforme carbonatée à faciès argilo-carbonaté,

— le domaine marin profond du sillon tunisien à sédimentation de marnes rouges à Calpionelles.

Après la chute du paléogéocène à l'Hettangien (fig.27), la remontée du niveau moyen des mers au cours du Lias peut expliquer le déplacement général des différentes catégories de faciès observées à cette époque (Busson, 1972).

Ainsi la subsidence a continué dans le même cadre pendant le Jurassique. Cependant sur la bordure méridionale du « bloc pélagien » des montées de Trias d'allure diapirique se manifestent pendant le Jurassique inférieur et moyen. Elles sont scellées par les dépôts du Kimméridgien et du Portlandien.

Ces manifestations diapiriques sont associées à des failles normales synsédimentaires (fig.42) qui sont peut-être contemporaines de l'épisode en extension N-S du Lias et du Dogger, mis en évidence en Jeffara.

L'épisode distensif du Jurassique est accompagné d'un volcanisme alcalin interstratifié dans les séries sédimentaires. En Tunisie orientale, ce volcanisme est d'âge jurassique supérieur (El-louze, 1984), par contre le long de l'escarpement de Malte, il est daté du Jurassique moyen et supérieur (Escarmed, 1982).

3.3. — La tectonique néocomienne :

a) Dans nos secteurs d'étude, les affleurements du Néocomien sont trop limités, pour permettre l'étude des déformations de cette époque. Cependant, dans le sillon tunisien, il existe de rares indices de déformation :

- au J. Staa (Site 3 : fig.30), Shamel et Mellgrad (1982) décrivent des failles contemporaines de la sédimentation du Valanginien (fig.43).

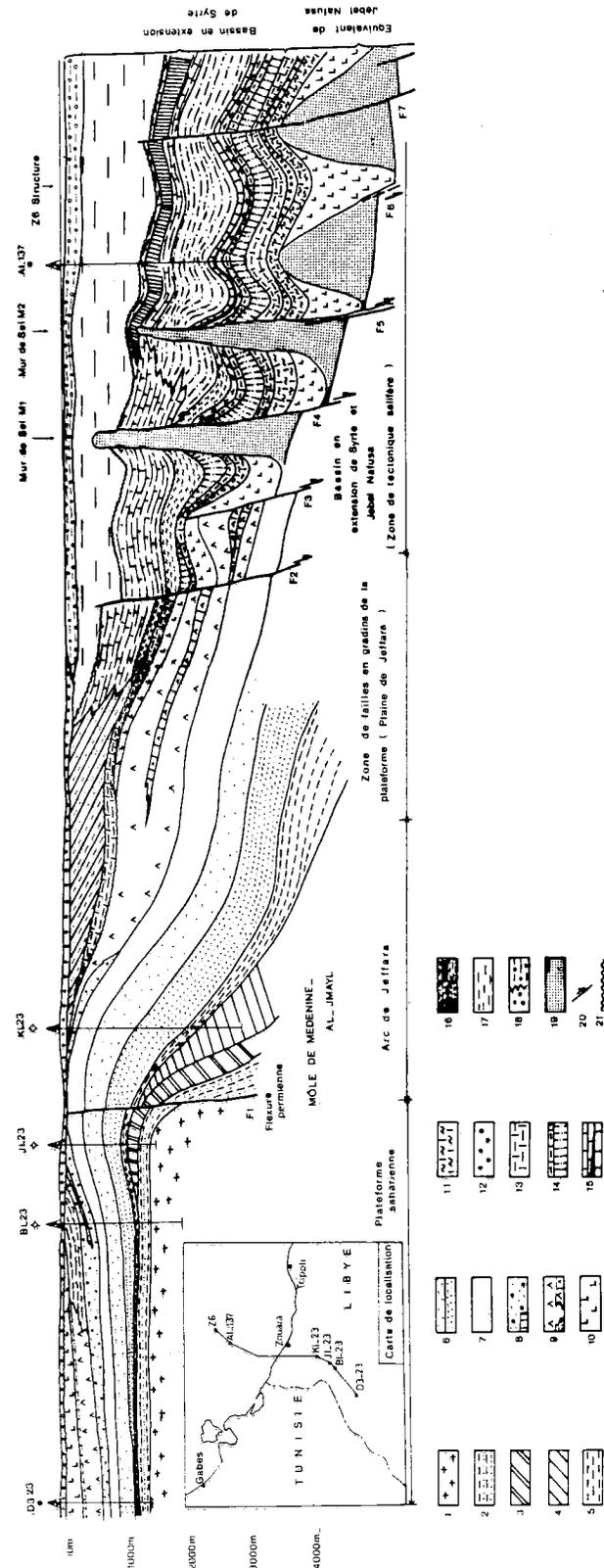


Fig. 42. — Coupe géologique de la Jaffara et du plateau continental libyen d'après les données géophysiques (rapport inédit, Libye, 1980) in Ben Ayed, 1986.
 Légende : 1) Cambro-Ordovicien; 2) Silurien; 3) Carbonifère; 4) Permien inférieur et moyen; 5) Permien supérieur; 6) Trias inférieur; 7) Trias moyen; 8) Partie inférieure Trias supérieur; 9) Trias terminal; 10) Lias à Oxfordien; 11) Kimméridgien-Portlandien; 12) Crétacé inférieur (?); 13) Turonien-Cénomannien; 14) Coniacien à Campanien; 15) Maestrichtien-Paléocène avec localement l'Éocène inférieur; 16) Éocène supérieur-Oligocène inférieur; 17) Oligocène supérieur-Miocène; 18) Plio-Quaternaire; 19) Diapir; 20) Faille; 21) Surface d'inconformité (discordance).

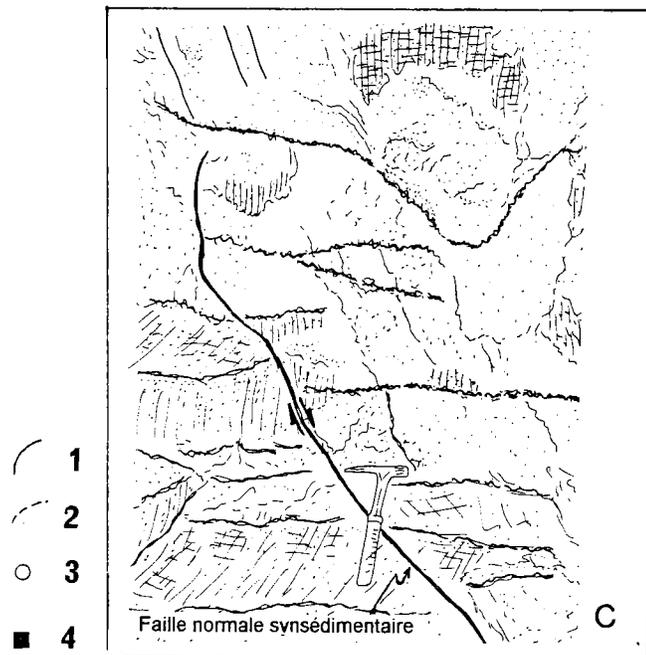
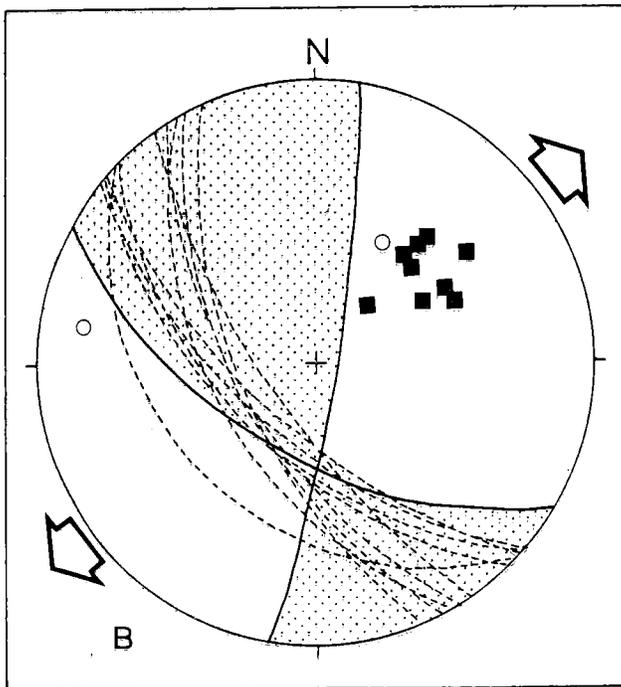
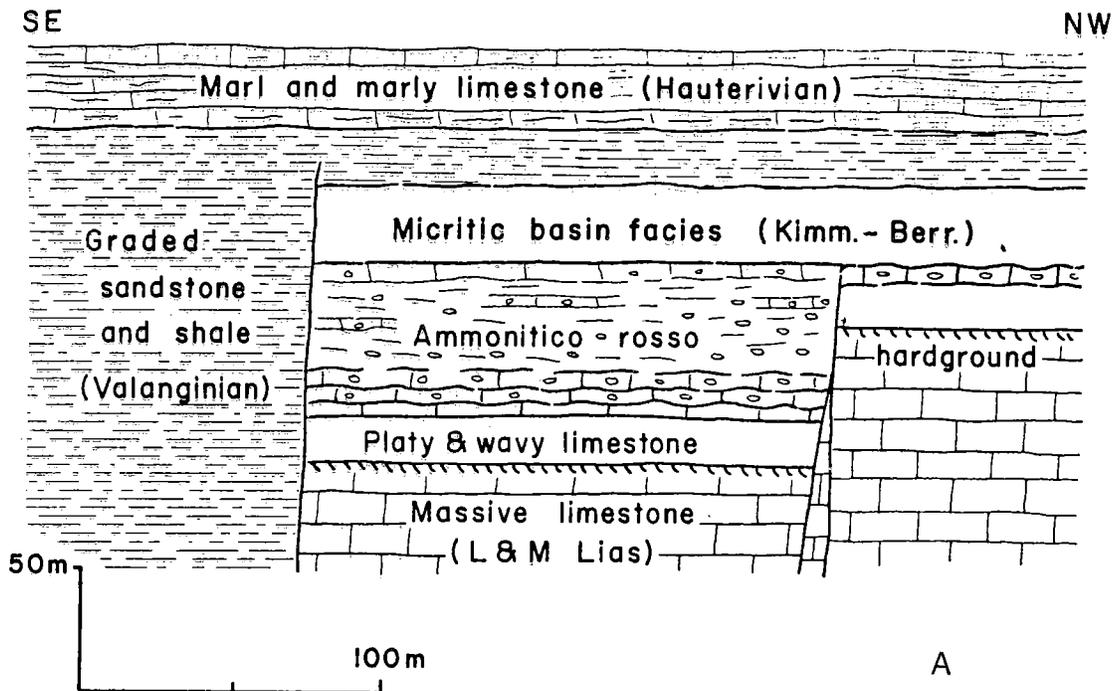


Fig. 43. — Tectonique synsédimentaire du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur.
A : Failles contemporaines de la sédimentation du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur sur le flanc Sud-Est du J. Staa (site 3) d'après Schamel et Melegard, 1982.

Fig. 44. — Déformation distensive de l'Apien inférieur au J. Semmama.
B : Représentation stéréographique des microstructures (1 : plan de faille; 2 : plan de fente de tension; 3 : pôle de plan de faille; 4 : pôle de fente de tension).
C : Allure de faille normale sur la bordure du graben de Foussana (J. Semmama).

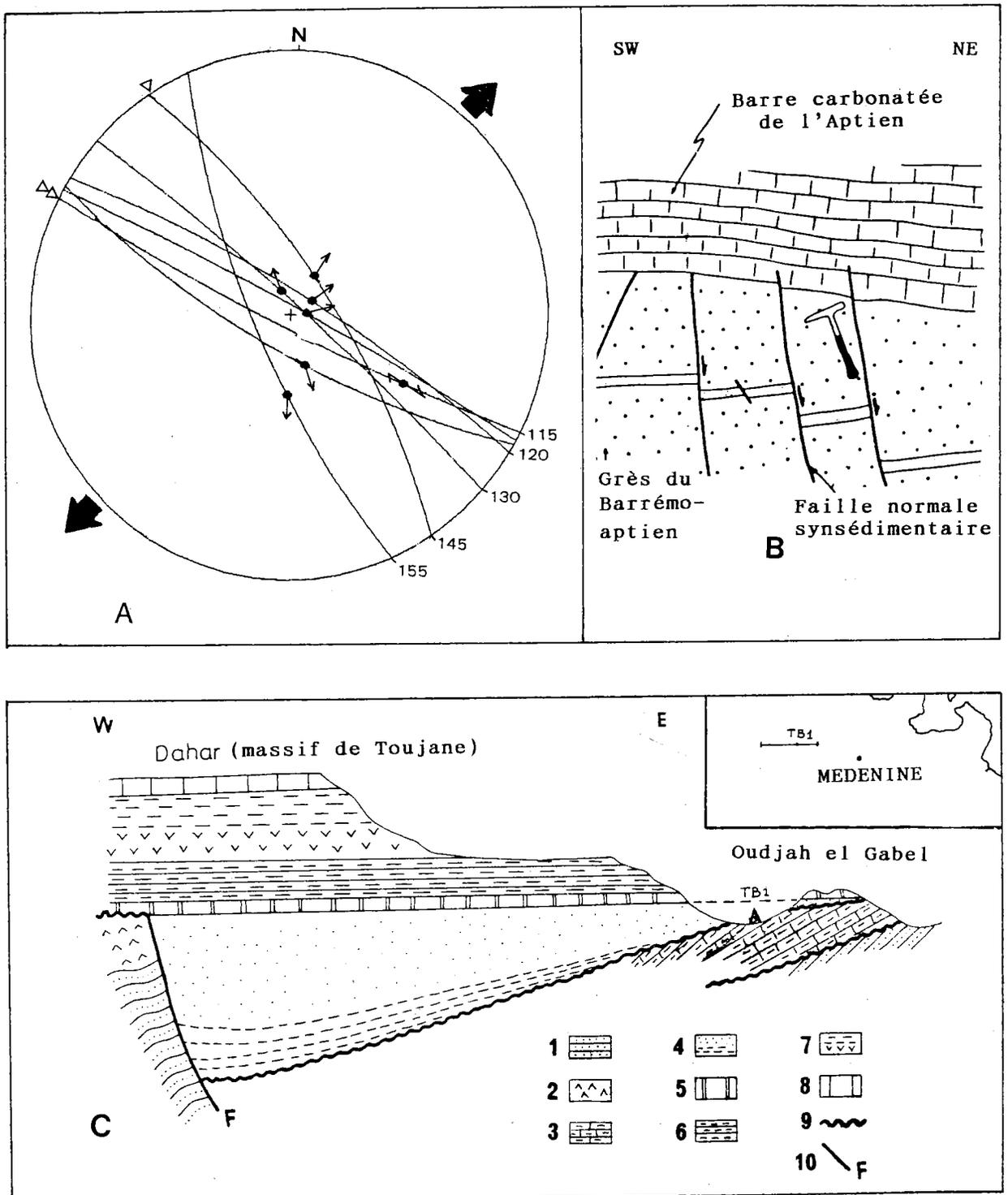


Fig. 45. — Les déformations barrémo-aptiennes du Sud tunisien.
 A : Représentation stéréographique des failles normales.
 B : Allure des failles normales synsédimentaires.
 C : Coupe synthétique et interprétative de la structure en demi-graben barrémo-aptienne du Nord du massif de Tebaga. Localisation de la coupe.
 Légende : 1) Permien supérieur; 2) Trias; 3) Jurassique; 4) Barrémo-Aptien; 5) Aptien supérieur; 6) Albo-Vraconien à Cénomaniens inférieur; 7) Cénomaniens supérieur; 8) Turonien; 9) Discordance; 10) Faille.

- dans la zone des diapirs, Dali (1979) attribue l'enrichissement de la série marine néocomienne en éléments détritiques, à une manifestation de la montée triastique du J. Ech Cheid au cours de cette époque.
- sur la plateforme saharienne (Dahar), les données géophysiques révèlent l'existence d'une discordance importante d'âge barrémien (fig.46).

b) *Relations tectonique et faciès au cours du Crétacé inférieur :*

Après la transgression marine du Tithonique supérieur, la Tunisie a été envahie par des dépôts deltaïques essentiellement détritiques (M'Rabet, 1981). Il s'agit d'une époque de stabilité tectonique, pendant laquelle se sont sédimentées des séquences de comblement répétitives et diachrones (Formations Sidi Khalif, Meloussi et Boudinar) formées aux dépens des apports terrigènes sahariens (M'Rabet, 1981; Marie et al., 1984). Le comblement des aires de sédimentation par les dépôts sableux venant du Sud-Ouest explique le diachronisme de ces formations dont l'âge est de plus en plus récent en allant depuis la plateforme saharienne vers « le sillon tunisien ». Ces dépôts sableux sont contemporains de plusieurs chutes du paléogéocène (Kimméridgien, début du Valanginien et de l'Hauterivien). Ainsi les mouvements eustatiques du Crétacé inférieur (Mitchum et al., 1977) semblent être à l'origine de la sédimentation de type « complexe deltaïque » qui caractérise cette époque. On y distingue quatre principaux domaines d'environnement de dépôts :

— domaine subcontinental à littoral (dépôts argilo-gréseux) situé sur la plateforme saharienne.

— une plateforme marine à influence continentale (carbonates, argiles et grès).

— un domaine mixte caractérisé par des dépôts assez profonds puis infralittoraux (dépôts carbonatés de type urgonien).

— le domaine de sillon tunisien dont la sédimentation est bathyale à infranéritique (argiles et marnes).

Les environnements sédimentaires conservent à peu près la même répartition géographique qu'au Néocomien-Barrémien basal avec des domaines paléogéographiques s'organisant parallèlement à la limite septentrionale de la plateforme saharienne (M'Rabet, 1981; Marie et al., 1984) à l'exception de l'apparition de « l'île de Kairouan » en Tunisie centrale et de l'extension des terres émergées du Sud tunisien (M'Rabet, 1981).

Le soulèvement de « l'île de Kairouan » ne peut être que d'origine tectonique puisque statistiquement le géoïde monte durant le Néocomien-

Barrémien (fig.27) ce qui ne favorise pas la formation d'une île.

Le régime tectonique de cette époque correspond en Tunisie, à une déformation distensive à décrochante-distensive qui a donné des horsts et des grabens NW-SE sur la bordure de la plateforme saharienne (Ben Ayed et Khessibi, 1983) et en Tunisie centrale (Viterbo, 1983). D'après Burolet et Busson (1984) la sédimentation de cette époque est caractérisée par une grande disparité et une rapide évolution des faciès. Sur la plateforme saharienne, le remplissage de certains fossés par le matériel détritique barrémien (Burolet et Busson, 1984), semble être lié à la distension apparente NE-SW qui caractérise ce régime tectonique.

3.4. — *La tectonique de l'Albo-Aptien (voire Barrémien) :*

En Tunisie centrale, l'époque albo-aptienne est caractérisée par le développement d'une aire de sédimentation faible où s'individualisent des hauts-fonds et des paléoreliefs. Dans ce domaine se développent localement des bassins d'effondrement de direction proche de E-W.

a) *Les relations d'instabilité sédimentaire :*

Dans le domaine du « sillon tunisien », les diapirs percent leur couverture au cours de l'Aptien supérieur et de l'Albien (Madre, 1969; Rouvier, 1977). Il en est de même pour certains dômes de la zone des diapirs (Bolze, 1954; Jauzein, 1967; Perthuisot, 1978; Ghanmi, 1980; Laatar, 1980...). Des variations de faciès, des lacunes ou des transgressions ont été également signalées dans certains massifs de la Tunisie centrale (Burolet, 1956; Castany, 1951; Jauzein, 1962-1967; Khessibi, 1978; Bismuth et al., 1981; Turki, 1985...). Dans le Nord du J. Sellow de brèches synsédimentaires se développent dans les séries albiennes.

b) *Les déformations tectoniques :*

Elles ont été mises en évidence en Tunisie centrale et méridionale et sur la plateforme saharienne.

b1) *La tectonique distensive du Barrémien-Aptien inférieur sur la plateforme complexe de Kasserine :*

Au J. Semmama (site 4; fig.30), on observe de petites failles normales, à rejet parfois décimétriques, dans la masse dolomitique. Ces failles sont cachetées par la partie supérieure de la barre dolomitique aptienne et les marno-calcaires qui les surmontent. Elles se répartissent en deux familles, de direction N110 à N120, accompagnées de fentes synsédimentaires (fig.44) qui indiquent une direction d'allongement NE-SW.

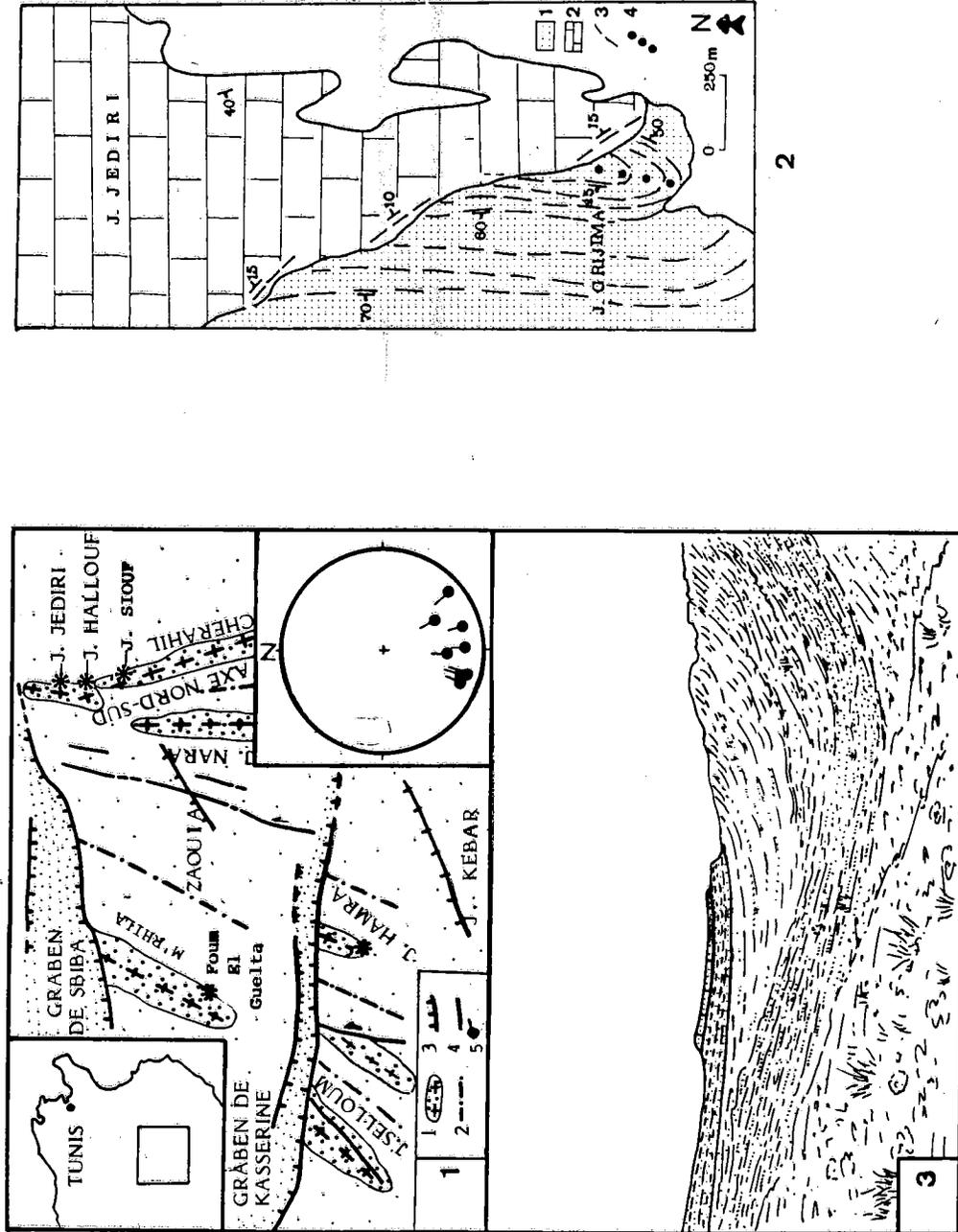


Fig. 46. — Tectonique compressive d'âge aptien supérieur en Tunisie centrale.
 1 : Carte de situation figurant les principales paléostrutures albo-aptiennes (1 : paléoanticlinal, 2 : paléosynclinal, 3 : failles E-W aptiennes donnant les grabens de Sbibà et de Kasserine, 4 : faille, axe de pli sur stéréogramme).
 2 : Coupe observée à l'Ouest de Ain Hallowf montrant la discordance des marno-calcaires du Gargasien sur l'ensemble calcaro-dolomitique du Bédoubien-Gargasien, plissé en un synclinal dissymétrique orienté N140.
 3 : Carte représentant la discordance de l'Aptien supérieur sur différents termes du Néocomien, plissés en un anticlinal submériédien (1 : Néocomien, 2 : Aptien supérieur, 3 : Niveau repère, 4 : Axe de pli).

D'après les nouvelles datations stratigraphiques, cette tectonique que nous avons attribué à l'Aptien supérieur (Chihi et al., 1984) serait d'âge aptien inférieur. Elle s'exprime clairement sur les coupes géophysiques à travers le fossé de Kasserine (fig.104 et 105).

Sur la plateforme saharienne : Les failles de Oujah et Gabel.

Au site 6 (fig.30) (Oujah El Gabel), la barre carbonatée de l'Aptien est discordante sur le Jurassique (Busson, 1967). Sous cet aptien apparaissent localement des grès jaunes attribués au Barrémien-Aptien inférieur. Près de la côte 323, ces grès jeunes et la base de la dalle calcaire sont affectés par des failles synsédimentaires (Ben Ayed et Khessibi, 1983).

Il s'agit de failles normales de rejet décimétrique qui sont cachetées par la partie supérieure de la barre carbonatée aptienne. Ces failles de direction N100 à N130 et N140 à N155 portant des stries subverticales délimitent des horsts et demi-grabens. Les failles normales et les fentes synsédimentaires N116-N145, qui les accompagnent, indiquent une extension dirigée NE-SW (fig.45).

b2) *La tectonique compressive de l'Aptien supérieur (voir Albien inférieur) :*

Une récente campagne d'analyse structurale effectuée sur les affleurements albo-aptiens de l'Axe Nord-Sud et ceux de certains massifs de la Tunisie centro-occidentale (Rebhi et Ben Ayed, 1990) a permis de reconnaître des déformations compressives d'âge gargasien-clansayésien voir albien inférieur :

1) Sur le flanc est du Jebel Jediri, on observe des déformations continues affectant une série carbonatée à intercalations marneuses qui a livré une microfaune du Gargasien à *Cythereis btaensis immicostata* (Bischoff) et *Cythereis phoenissa* (Bischoff) (détermination de P. Donze). Il s'agit de plis de longueur d'onde pluridécamétriques, légèrement dissymétriques, de direction N170-180, avec un plongement axial de 10° vers le Sud. Sur cette formation plissée, repose en discordance angulaire des alternances marno-calcaires contenant la même microfaune gargasienne que les terrains sous-jacents; elle est surmontée par une barre calcaire à Rudistes.

2) Au Sud du Jebel Jediri (fig.46), les marno-calcaires et les calcaires à Rudistes de l'Aptien supérieur recouvrent en discordance angulaire des plis pluridécamétriques de direction subméri-dienne. Ces plis se développent dans les séries deltaïques du Néocomien (Formation Meloussi).

3) J. Hallouf, à l'Ouest de Aïn Hallouf (fig.46), des plis pluridécamétriques se développent dans une série formée par des alternances marno-

calcaires et des calcaires dolomitiques d'âge aptien. Un ensemble marno-calcaire à constructions récifales d'âge gargasien recouvre en discordance angulaire la série plissée.

4) On peut rattacher à ce serrage le plissement de même direction du J. Cherahil. En effet, le cœur de cette mégastucture est occupé au niveau du J. Siouf, par une série grésodolomitique, d'âge néocomien, plissée en un anticlinal dissymétrique de direction N150. Cette série est localement surmontée par les reliques d'un conglomérat qui a été déblayé et dont les éléments sont d'âge aptien (communication orale de Bismuth). L'ensemble est recouvert en discordance par des marnes lumachelliques à Cythereis aff. Fahrioui (Bischoff), Cythereis aff. Kasserinensis... (Bismuth et Saint-Marc) d'âge albien terminal-cénomani (détermination de P. Donze) visibles à Khanguet Mayara du J. Siouf.

5) Sur le versant oriental du J. Jediri, la série gargasienne qui scelle les plis dirigés N170-180, est elle-même affectée par des plis de direction N20, dont l'axe plonge de 10 à 15° vers le Sud. Elle est recouverte en légère discordance par des alternances grésodolomitiques et des calcaires à charophytes d'âge aptien terminal à albien inférieur.

Cette phase compressive s'est manifestée également dans plusieurs massifs de la Tunisie centro-occidentale, parmi lesquels on peut citer (Ben Ayed et Rabhi, 1990) :

— Au Jebel Mrhila, les séries variables de l'Aptien constituent le cœur d'une mégastucture anticlinale de direction N20. Sur le flanc sud-est et au nord de Foum et Guelta, les marno-calcaires du Vraconien reposent en discordance angulaire sur différents termes de l'Aptien supérieur.

— Au niveau de la terminaison sud de l'anticlinal N20 Jebel Hamra, on observe une discordance angulaire progressive au sein des séries de l'Aptien supérieur et de l'Albien. Dans ces séries marno-calcaires se développe une brèche intraformationnelle qui serait l'équivalent de la Formation Kebar (Khessibi, 1978).

— Sur le flanc orientale du grand pli N20 du Selloum (Jebel Nouba) une discordance angulaire accompagne la transgression marine du Vraconien sur l'Aptien (Masse, 1984). Cette discordance angulaire est également mise en évidence dans les massifs de Semmama (Pervinquière, 1903; Bismuth, 1973), Kebar (Khessibi, 1978), Hamra de Foussana (Pervinquière, 1903).

Le décrochement dextre de Tebaga (fig.47) :

Le grand accident de Tebaga est souligné par une importante brèche tectonique qui met les séries permiennes en contact avec les calcaires dolomitiques de l'Aptien (Formation Bou Hed-

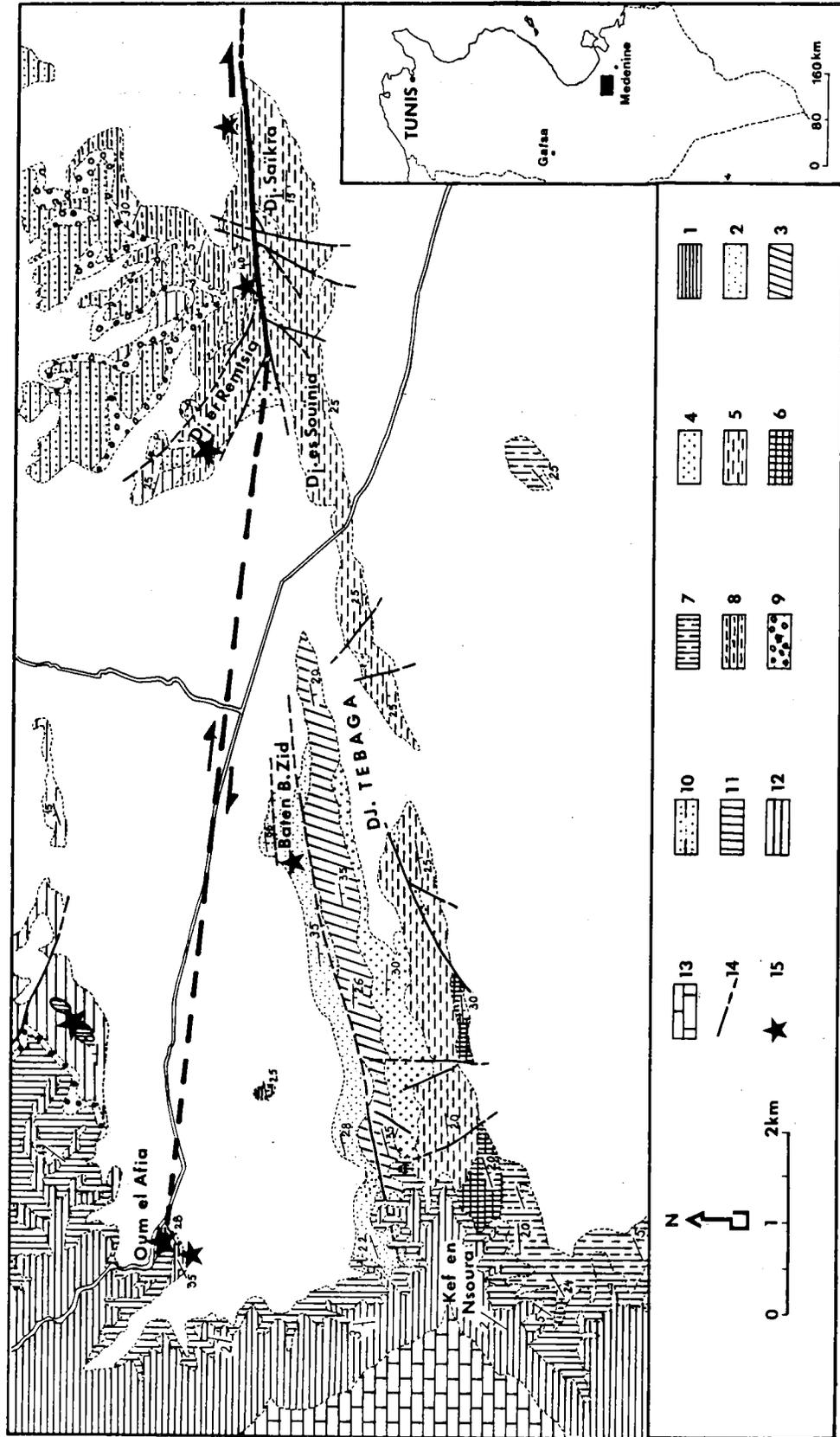


Fig. 47. — Carte géologique du Jebel Tebaga de Médénine. Situation et localisation des sites microtectoniques. Légende : Permien supérieur (1 à 6) : (1 : marnes et grès; 2 : grès; 3 : dolomie inférieure; 4 : calcaires et marnes; 5 : dolomie supérieure; 6 : calcaires et marnes. Mésozoïque (7 à 12) : (7 : Trias gréseux; 8,9,10 : Crétacé moyen; 11 : Albo-Aptien; 13 : Cénomannien supérieur-Turonien; 14 : faille; 15 : site de mesures microtectoniques.

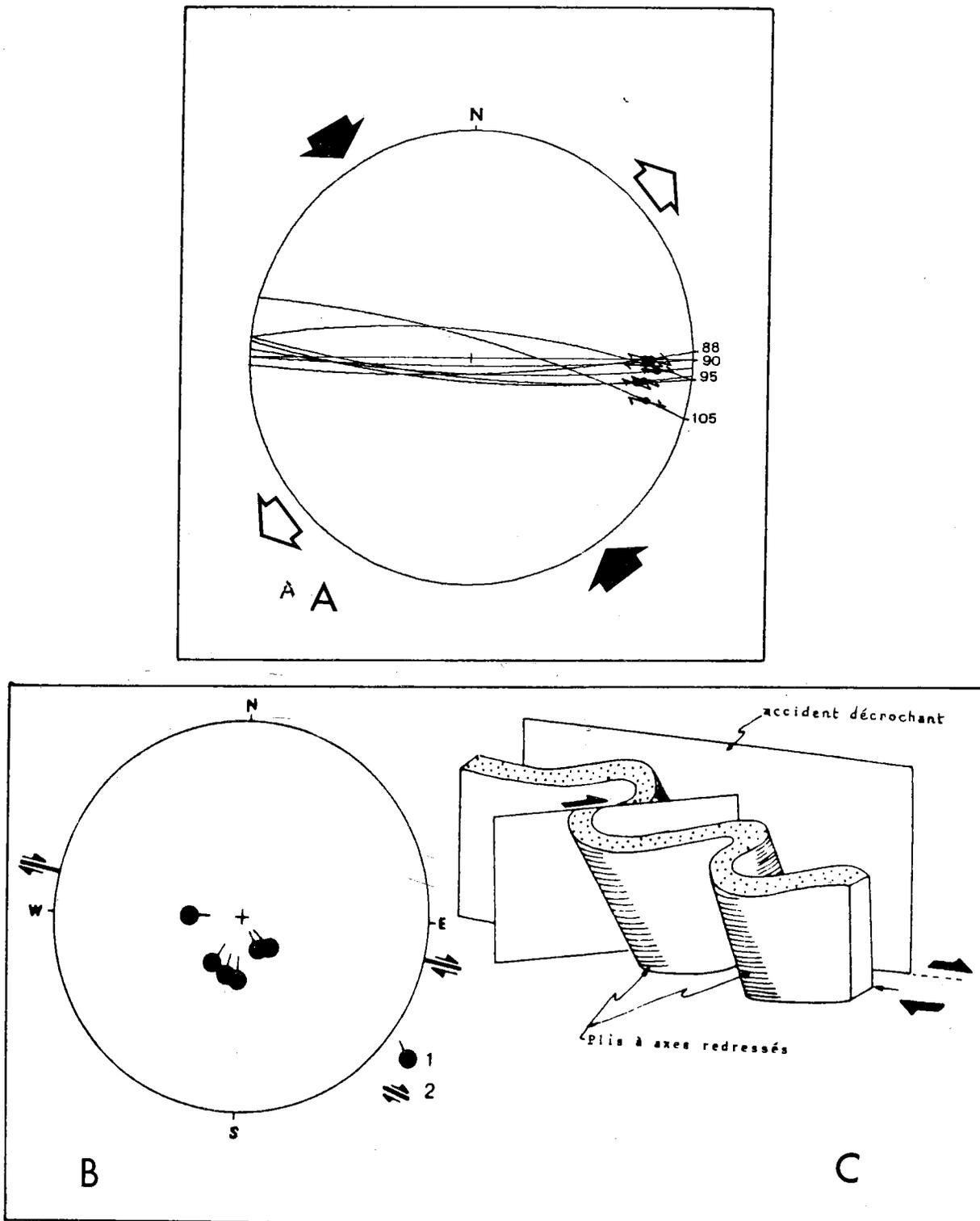


Fig. 48. — Les déformations de l'épisode décrochant de l'Aptien (Région de Oum el Afia). Localisation sur la Fig. 47.
 A : Représentation stéréographique des microstructures (failles et stries)
 B : Représentation stéréographique des axes des plis à axes subverticaux (1 : axe de pli; 2 : direction du décrochement de Tebaga)
 C : Cisaillements montrant le jeu dextre du décrochement de Tebaga (Oum el Afia).

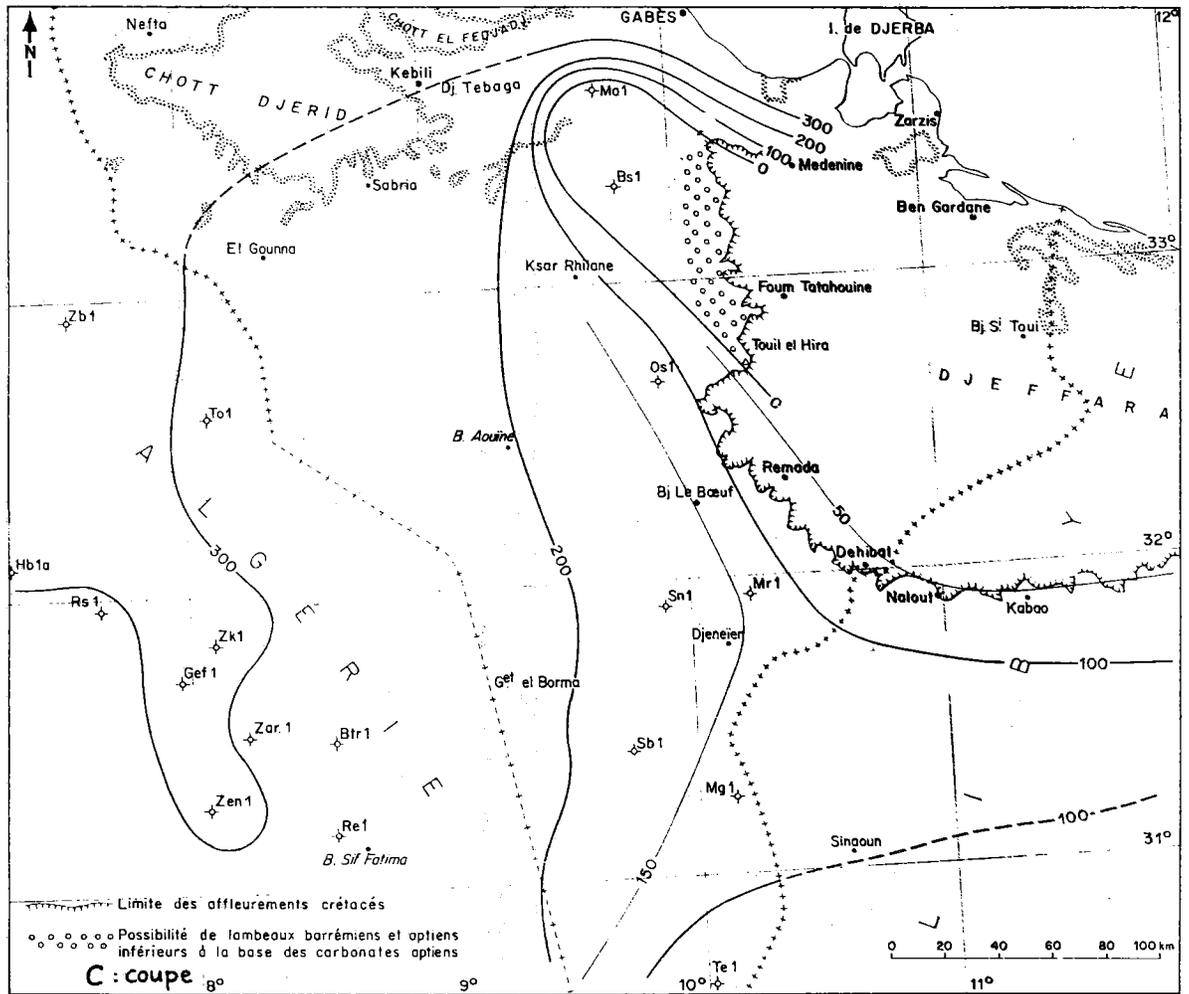


Fig. 49. — Carte en isopaques du Barrémien-Aptien inférieur (d'après Busson, 1967).

ma). Ce plan de faille, de direction N90 à N100 et à pendage de 70 à 80° Sud, montre des stries plongeant de 40 à 60° vers l'Est et indiquant un jeu dextre (fig.48).

Au site 7 (fig.30), les séries permienes présentent des plis d'entraînement à axes redressés, associés au décrochement (fig.48). Près de la piste de Toujane, la faille décrochante dextre est scellée par les calcaires de l'Aptien supérieur (fig.47).

b3) Autres déformations tectoniques :

— Au Sahel (Sidi El Itayem), Touati (1985) a mis en évidence des alignements de hauts-fonds, grossièrement E-W, affecté par des failles normales contemporaines de la sédimentation de l'Aptien. Dans ce secteur, il existe également des failles N140 à N160 délimitant des grabens et des demi-grabens. Sur la plateforme carbonatée du Sahel, le volcanisme aptien est très étendu (Ellouz, 1984). Les émissions volcaniques s'orientent selon une direction préférentielle NW-SE et s'observent dans les zones de forte subsidence (Marie et al., 1984). Cependant au niveau de Sfax-Kerkennah, ce volcanisme prend une direction voisine de E-W (Ellouz, 1984).

— D'après Busson (1967), « avant l'Apto-Cénomanién, un nouveau mouvement de surrection du Tebaga et de ses abords amène l'arasement des couvertures triasiques et jurassiques... Les dépôts de l'Apto-Cénomanién arrivent en transgression discordante sur cet ancien promontoire... » (fig.49).

— Dans le golfe de Gabès, les géologues pétroliers (Marathon Exploration) ont mis en évidence des failles inverses, de direction NE-SW, contemporaines de la sédimentation aptienne (fig.50 et 51).

c) Relations tectonique et faciès durant le Barrémien et l'Albo-Aptien :

Les déformations distensives du Barrémien et de l'Aptien inférieur ont donné naissance à des horsts et des grabens de direction NW-SE. Durant cette époque certains fossés de la Tunisie centrale et de l'Est algérien ont été très actifs. Ces mouvements verticaux sont enregistrés dans les grandes épaisseurs des séries sédimentaires (Ben Ayed, 1975).

La sédimentation de l'Aptien moyen et supérieur n'est donc pas associée à une distension (Ouali, 1984; Soyer et Tricart, 1987), mais à une compression qui a engendré un plissement synsédimentaire : lorsque le serrage est intense, comme c'est le cas dans l'Axe Nord-Sud, se développent des plis serrés. Par contre, en Tunisie centro-occidentale, où ce serrage est relativement moins intense, apparaissent des structures plicatives amples. Les variations notables de faciès qui

en découlent expliquent la multiplication des formations lithostratigraphiques proposées pour les séries albo-aptiennes (Serdj, Orbata, Kebar, Fahdene,...) (Burollet, 1956; Khessibi, 1978; Tlatli, 1980).

La configuration de bassins et môles allongés suivant une direction subméridienne est compliquée par le jeu des grandes failles anciennes de directions proches de E-W et N-S, réactivées au moins depuis l'épisode distensif de l'Aptien inférieur. Lors de la compression albo-aptienne, les failles N80 à N110 qui sont dirigées à peu près parallèlement à la contrainte maximale σ_1 , rejoignent en décrochement (Ben Ayed et Khessibi, 1985) avec parfois une forte composante en faille normale. Il en résulte la formation de grabens ou de demi-grabens proches de E-W qui s'ouvrent à la manière des fentes de tension et reçoivent des séries albo-aptiennes particulièrement épaisses (Fossés de Kasserine, Sbiba, Mahdia...). Dans les compartiments effondrés de certaines failles N80, se développent des brèches intraformationnelles particulièrement spectaculaires (Jebel Kebar) (Khessibi, 1978). Par contre, le long des failles de direction subméridienne du Golfe de Hammamet, dont le jeu serait inverse ou décrochant-inverse, des récifs albo-aptiens, connus des géologues pétroliers, s'installent localement sur les lèvres soulevées de ces accidents.

Les déformations de l'Aptien sont associées à un volcanisme basique, connu en Tunisie orientale et dans certains forages de Malte et de Libye. Ce volcanisme s'installe le long des failles NW-SE à N-S du Sahel et du golfe de Gabès (Ellouze, 1984). Au cours de la distension du Cénomanién moyen, il y a ouverture des grabens de Syrte (in Ellouze, 1984).

La sédimentation de cette époque coïncide également avec la chute du paléogéocène à l'Aptien supérieur et la remontée qui lui fait suite (fig.27). Ces mouvements eustatiques ont suggéré la monotonie et l'étendue de la dalle carbonatée attribuée à l'Aptien depuis le Sahara algérien jusqu'en Egypte (Burollet et Busson, 1983).

Ainsi la sédimentation variée de l'Aptien résulte de la combinaison des phénomènes tectoniques et des mouvements eustatiques. C'est aussi à partir de cette époque que commencent à s'individualiser les plis de la Tunisie centrale dont la direction ancienne est proche de N-S (N20E à N20W) et les failles majeures qui sont perpendiculaires à ces structures et parallèles à σ_1 de l'époque.

Sur la carte des isopaques de l'Aptien peut dégager trois directions d'accidents majeures (E-W, NE-SW et NS) qui semblent jouer un rôle

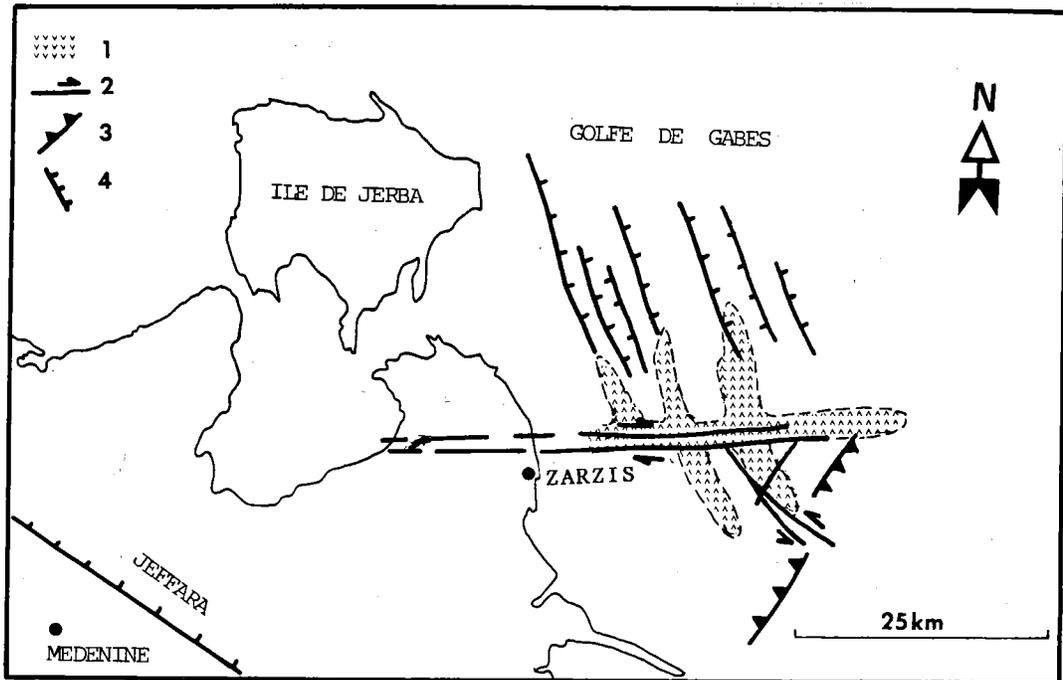


Fig. 50. — Schéma structural du proche-plateau tunisien au large de Zarzis au cours du Crétacé moyen (d'après les données géophysiques) in Ben Ayed, 1986).
Légende : 1) mur de sel; 2) faille de décrochement intra-aptienne; 3) faille inverse aptienne; 4) faille normale crétacé moyen.

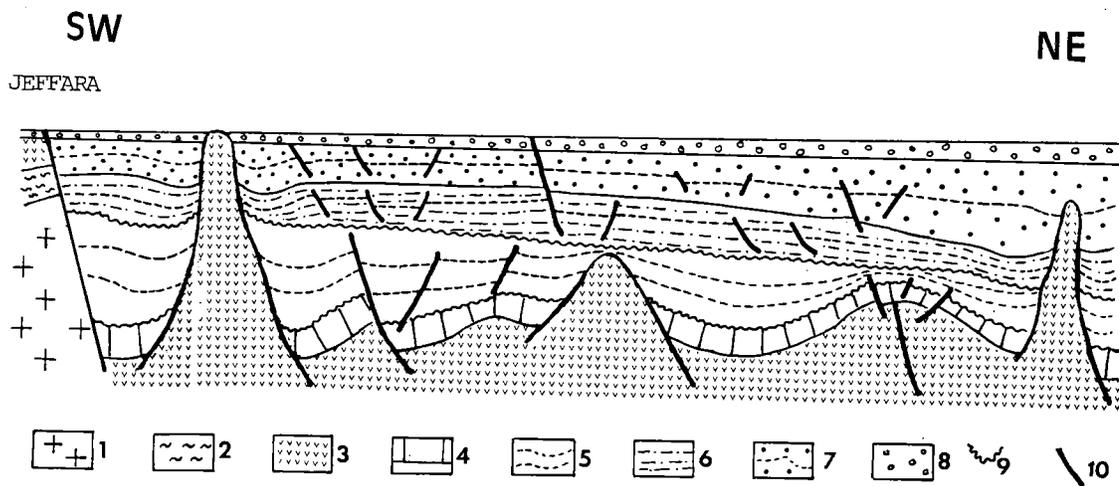


Fig. 51. — Coupe géologique synthétique du proche-plateau tunisien au large de Jerba-Zarzis (d'après les données géophysiques).
Légende : 1) Socle hercynien; 2) Permien; 3) Trias; 4) Jurassique; 5) Crétacé; 6) Paléogène; 7) Mio-Pliocène; 8) Quaternaire. (Ben Ayed, 1986).

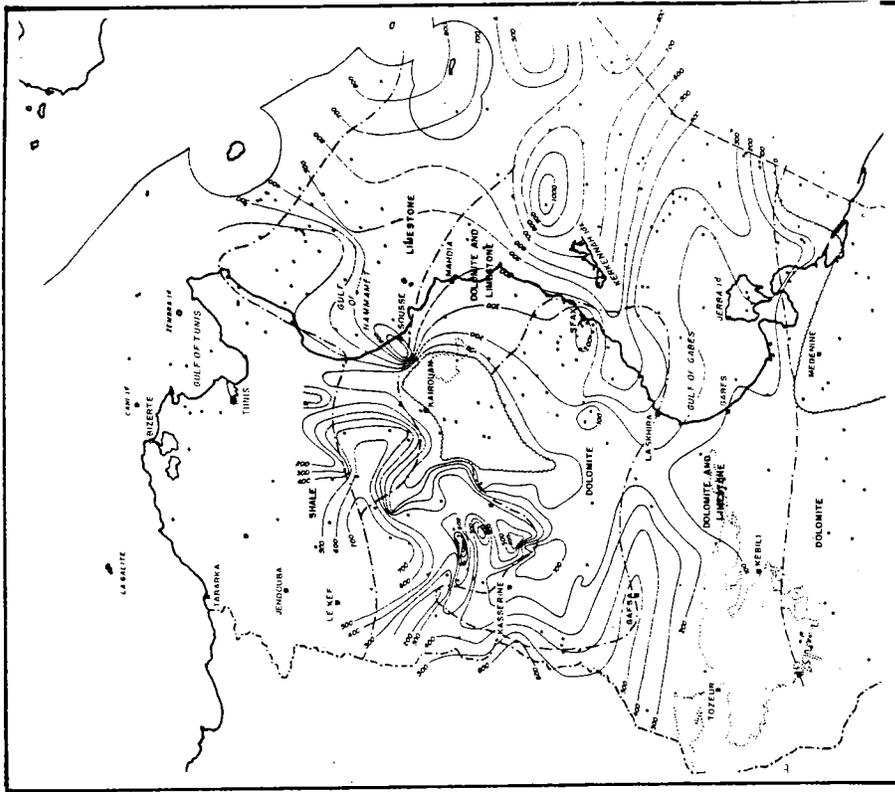


Fig. 53. — Carte des isopaques de l'Aptien carbonaté (d'après Ferjani et al., 1990).

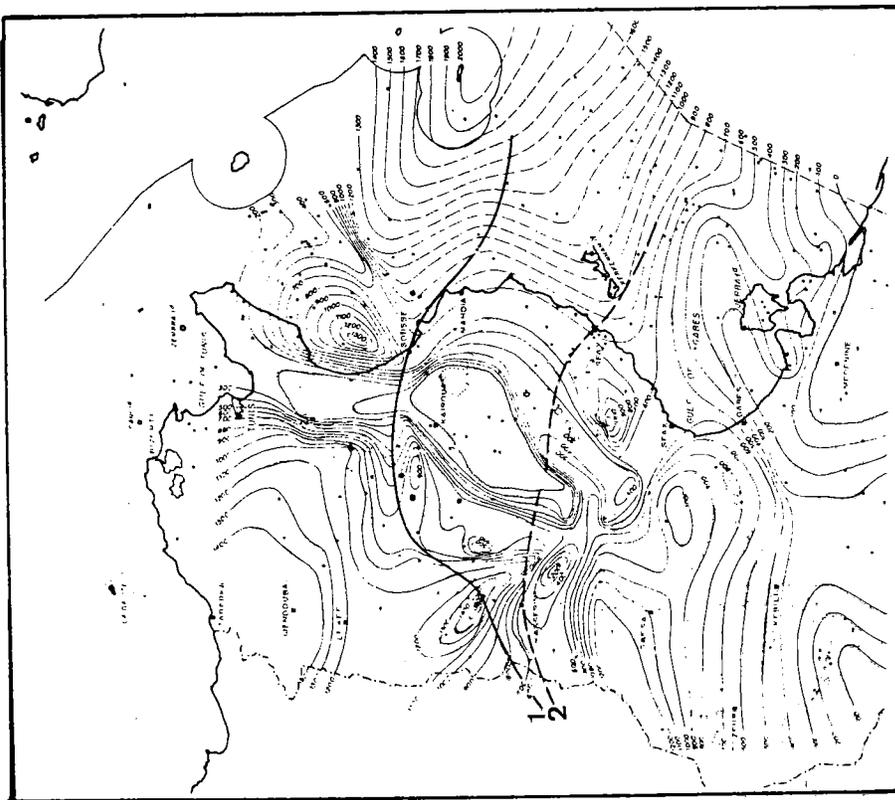


Fig. 52. — Carte des isopaques du Barrémo-Aptien (1 : limite nord des carbonates du Serdj et Orbata; 2 : limite nord de Bouhedma) (d'après Ferjani et al., 1990).

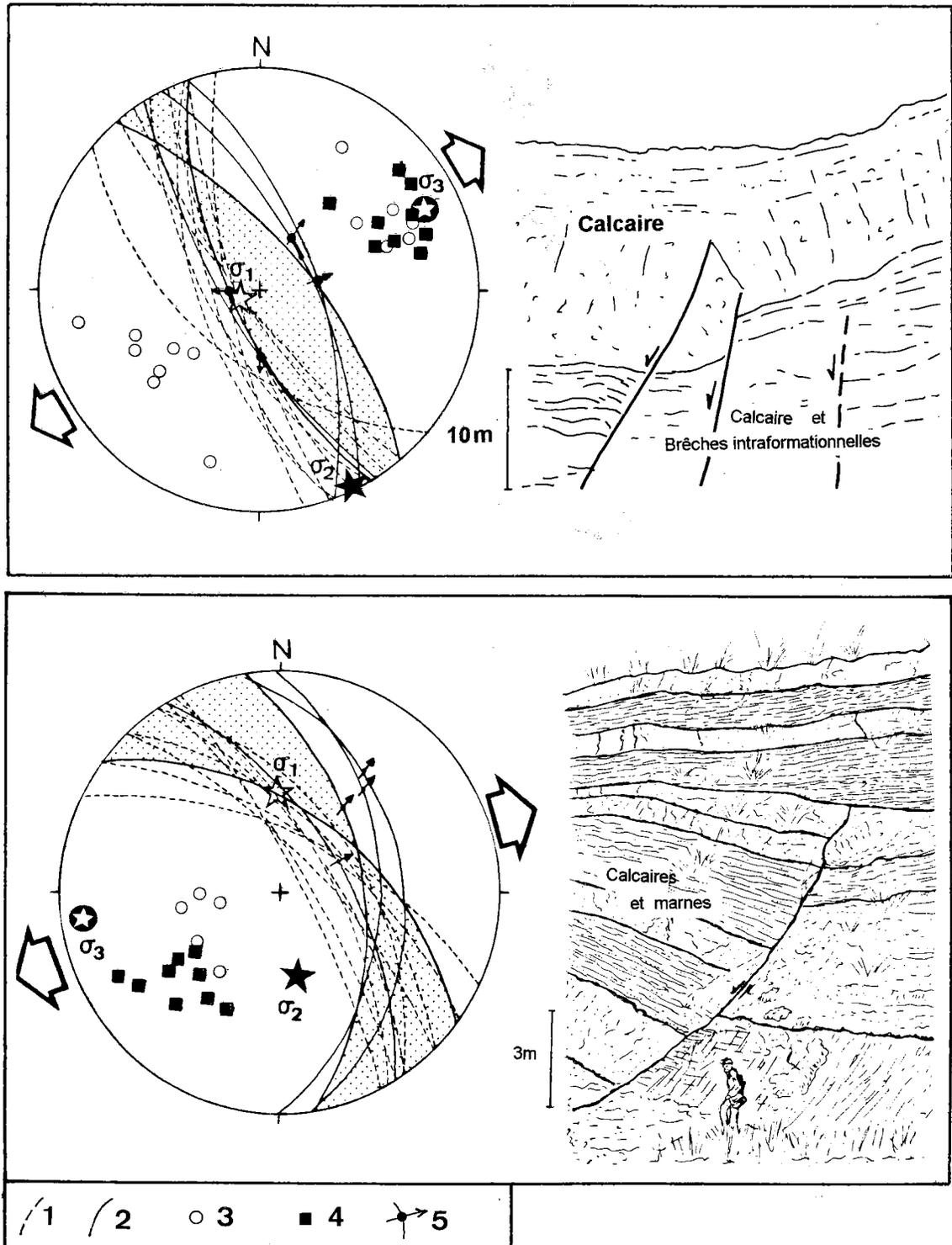


Fig. 54. — Les rapports contraintes-déformations de l'événement Vraconien-Cénomanien inférieur.

A et C : Représentation stéréographique des microstructures du J. Selloum et position des contraintes tectoniques (A : Ain Rmila; C : Fedj el Abid)

Légende : 1) Plan de fente de tension; 2) Plan de faille normale; 3) Pôle de plan de faille; 4) Pôle de fente de tension; 5) Strie de faille normale.

B et D : Allure des failles normales synsédimentaires du J. Selloum (B : Ain Rmila; D : Fedj el Abid).

important dans les variations des épaisseurs (fig. 52 et 53).

3.5. — La distension du Vraconien au Cénomani- nien inférieur :

a) Les indices d'instabilité sédimentaire :

Dans le massif du Zaghouan, Castany (1951) a attribué la superposition des failles aux zones de transgression du Vraconien à des mouvements locaux.

Dans la zone des diapirs, on signale, à cette époque, la montée du complexe triasique (Jauzein, 1967; Perthuisot, 1978).

En Tunisie centrale, Khessibi (1978) et Bismuth *et al.*, (1981) ont mis en évidence la discordance du Vraconien (J. Kebar et J. Selloum).

b) Les déformations tectoniques :

b1) Sur la plateforme complexe de Kasserine :

— Au site 8 (fig.30) (Ben Ayed *et al.*, 1983; Chihi *et al.*, 1984), des failles, à rejet pluridécimétrique, affectent les calcaires zoogènes du Vraconien et sont cachetées par les calcaires à Rudistes de même âge qui les surmontent. Cette tectonique se situe ainsi au niveau du Vraconien. L'un des systèmes de failles normales synsédimentaires est de direction moyenne N140 avec parfois des stries plongeant de 75 à 85° vers le SE, l'autre est de direction voisine de N160 avec des pitches de 60 à 85° vers le SE. Des fentes de tension N150 accompagnent ces failles normales.

— Au site 9 (fig.30), on observe (fig.54), de belles failles synsédimentaires, à rejet décimétrique, affectant les calcaires à Rudistes qui se terminent par un hard-ground du Vraconien (formation Zebbag). Les premières alternances de marnes à Ostracées, d'âge vraconien ou cénomani-
nien, qui recouvrent ces calcaires récifaux, sont pris dans le mouvement. La partie supérieure des miroirs qui recoupe la dalle est localement minéralisée avec un jeu de stries au sommet du miroir, ce qui montre que l'ouverture de ces fentes a débuté au cours de la formation du hard-ground avant l'arrivée des sédiments vraconiens et a repris après la reprise de ce dépôt. La sédimentation s'est poursuivie par des niveaux de calcaires lumachelliques du Cénomani-
nien supérieur qui fossilisent un paléorelief en demi-graben. Certains de ces accidents subméridiens, pentés d'environ 50° vers l'Est, portent à la base des stries qui plongent de 40° à 80° vers le Sud.

L'étude sur stéréodiagramme de ces différents réseaux de failles normales synsédimentaires et les

fentes de tension qui les accompagnent montre l'existence d'une extension NE-SW (fig.54). L'importance régionale de cette tectonique est bien traduite d'ailleurs par les diverses coupes sismiques que nous avons étudiées (fig.55).

— Des accidents vraconiens (anté-dalle à Rudistes) apparaissent sur les coupes géophysiques du versant oriental du J. Semmama (fig.104 et 105). Il semble que cette tectonique soit relativement localisée puisqu'elle n'apparaît pas sur l'ensemble du secteur tant à l'affleurement qu'en sismique.

Des accidents postérieurs à la dalle à Rudistes vraconiens puis l'apparition du hard-ground sont encadrés par des mouvements en distension responsables de la mise en place de grabens et qui viennent accidenter la plateforme carbonatée (Ben Ayed *et al.*, 1983).

b2) Dans le bassin de Gafsa (Zarai *et al.*, 1984) :

Le site 5 (fig.30), montre une faille qui affecte aussi bien la série de l'Aptien supérieur - Albien (Formation Orbata) que la partie inférieure de la série calcaire du Vraconien (Zebbag inférieur) (fig.56). Dans cette série de la base de la formation Zebbag, la faille est soulignée par une brèche minéralisée. Elle est par contre cachetée par la partie sommitale de cette série et les marno-calcaires qui la surmontent (Vraconien à Cénomani-
nien inférieur). Les formations affectées par la faille ont un pendage de l'ordre de 50 à 70° vers le Sud. En ramenant ces strates à leur position de dépôt (position horizontale) la faille synsédimentaire inclinée de 60° vers l'Est et d'allure décrochante sénestre, se transforme en faille normale avec affaissement du compartiment oriental vers le bassin de Gafsa au cours de la sédimentation vraconienne (voire Cénomani-
nien inférieur).

b3) Sur la plateforme saharienne (Ben Ayed *et Khessibi*, 1983) :

Au site 10 (fig.30) (J. Tebaga), des microfailles synsédimentaires, d'âge albien supérieur - vraconien (voire Cénomani-
nien inférieur), sont visibles (fig.57). On observe de petites failles normales synsédimentaires de rejet pluricentimétriques, affectant les calcaires et les calcaires dolomitiques à bancs bioclastiques (fig.57).

Ces fractures sont cachetées par la partie supérieure de ces calcaires et les marno-calcaires qui les surmontent. Il s'agit de failles subverticales de direction N110-150 montrant de très rares stries plongeant de 48° vers le SE. Elles sont accompagnées par des fentes de traction ouvertes, subverticales, de direction générale d'allongement dirigée NE-SW.

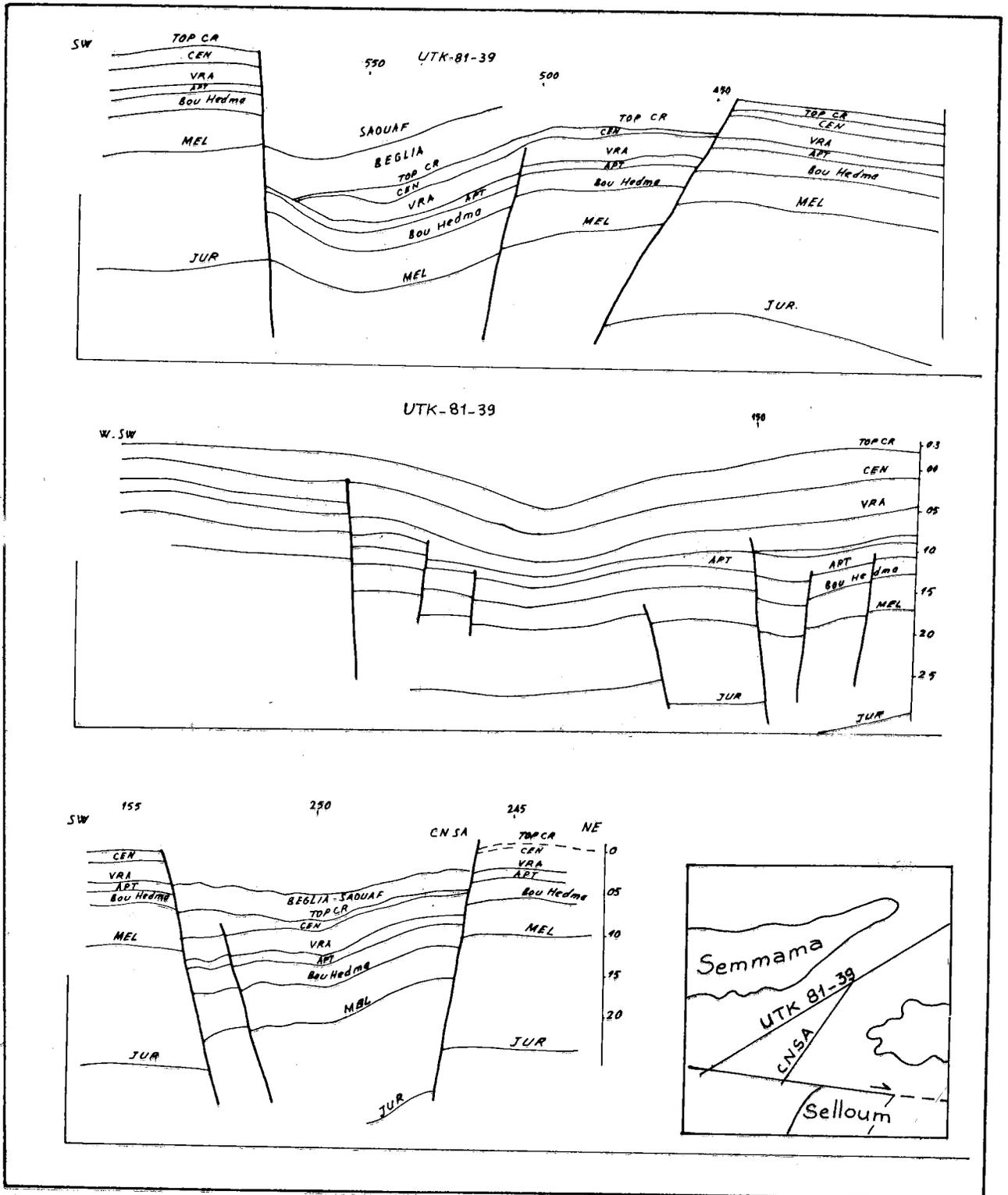


Fig. 55. — Coupes géologiques montrant l'importance de l'activité tectonique crétacée dans la région de Kasserine (d'après les données géophysiques). Carte de localisation.

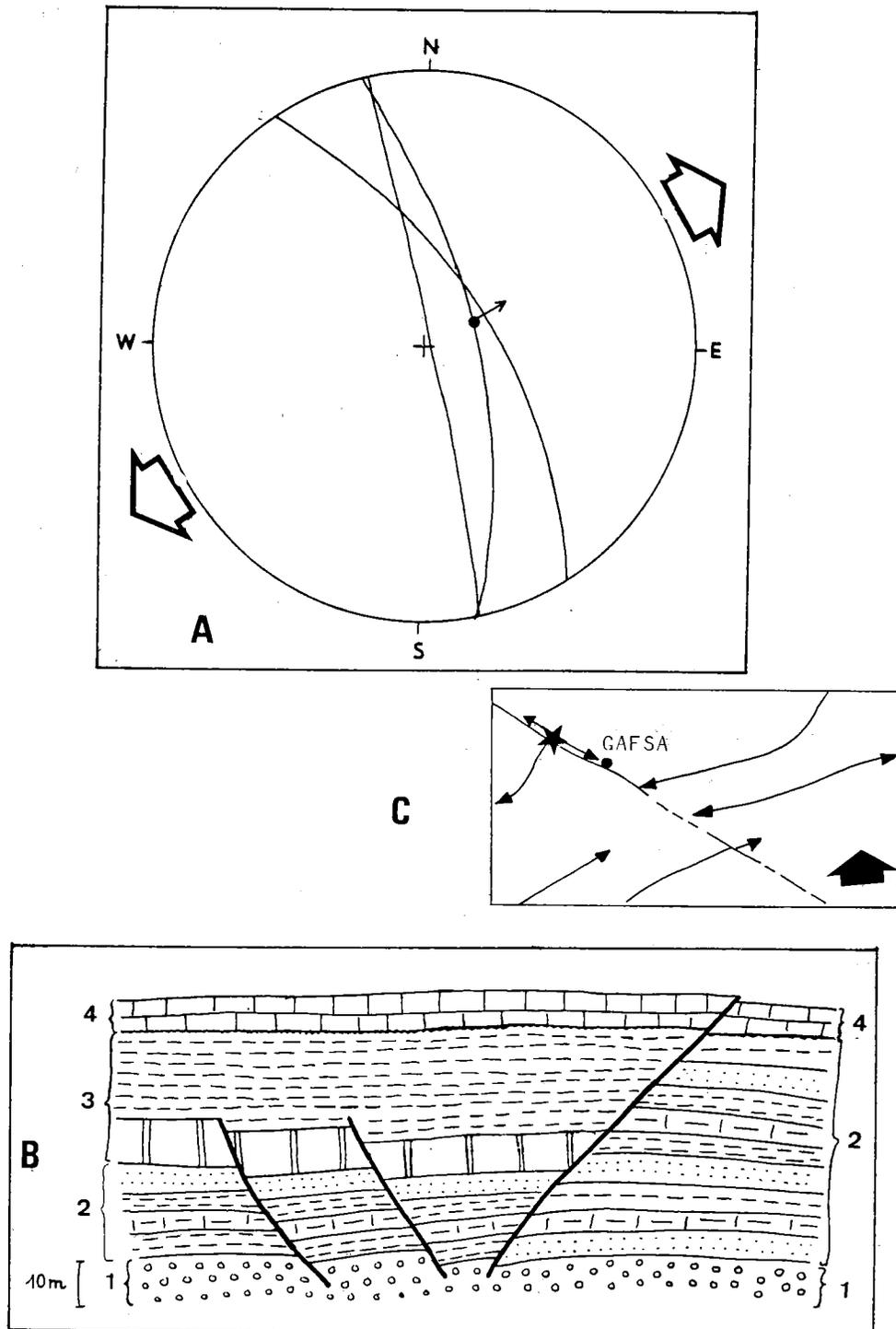


Fig. 56. — Les déformations aptiennes du bassin de Gafsa

A : Représentation stéréographique des failles après la remise des couches à l'horizontale.

B : Allure des failles Vraconiennes de Kef ech chougga (Fedj er Ridh) (1 : Grès; 2 : Argiles, marnes, grès et sables; 3 : Calcaires et marnes (voire Albien inférieur); 4 : Calcaire

C : Carte de localisation de site.

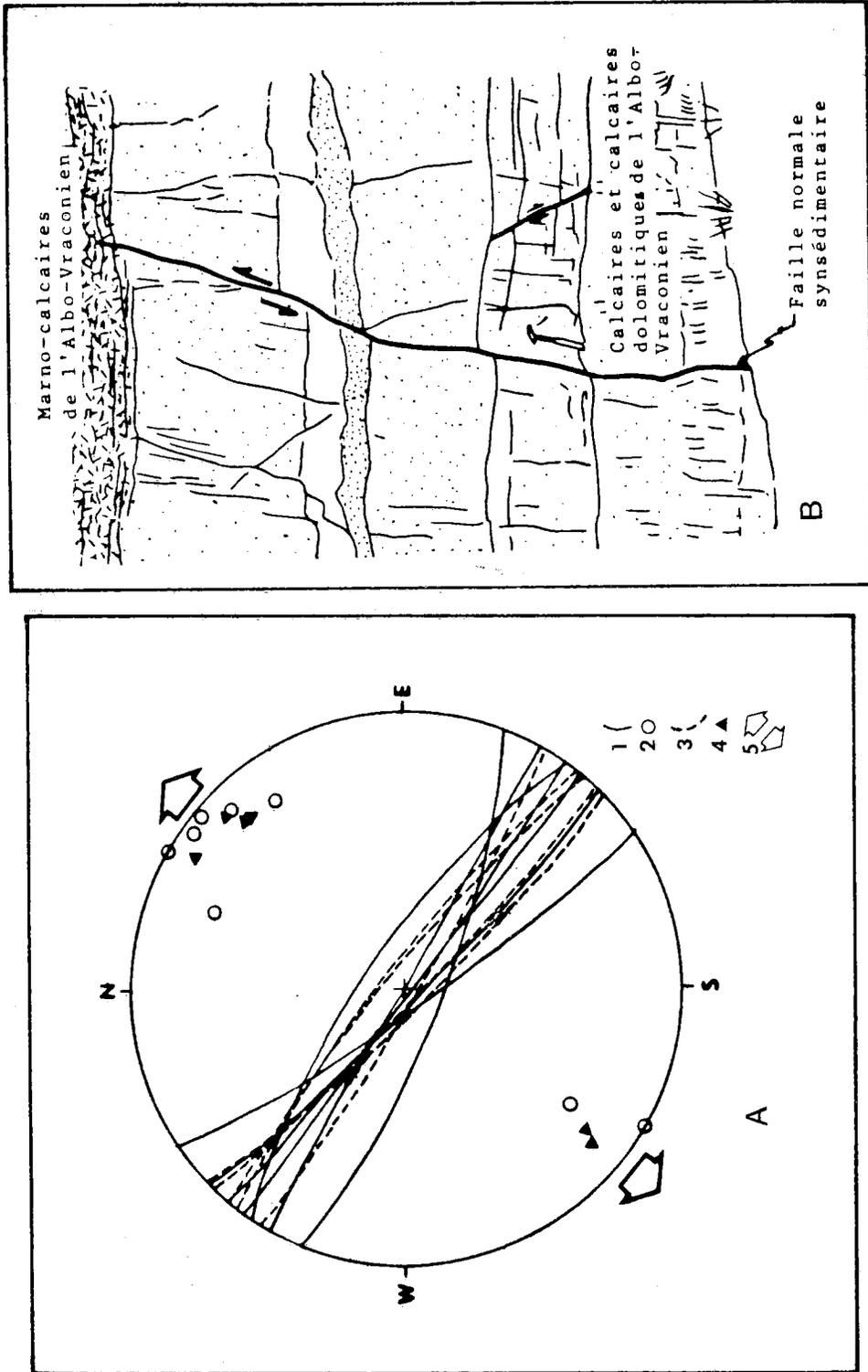


Fig. 57. — Allure de la déformation cassante de l'Albien supérieur-Vraconien.
 Légende : A : Représentation stéréographique des microstructures (1 : plan de faille; 2 : pôle de tension; 3 : fente de tension; 4 : direction d'extension; 5 : fente d'extension).
 B : Exemple de failles normales syndimentaires de l'épisode d'extension de l'Albien supérieur-Vraconien (piste de Toujane).

3.6. — La compression du Cénomanién supérieur :

a) Les indices d'instabilité sédimentaire :

Dans le sillon tunisien, certains dômes triasiques ont percé leur couverture sédimentaire durant le Cénomanién (Perthuisot, 1978). Par contre, en Tunisie occidentale des phénomènes sédimentaires attribués à des mouvements locaux ont été signalés au J. Trozza et au J. Cherahil (Castany, 1951).

b) Les déformations tectoniques.

b1) Sur la plateforme complexe de Kasserine :

— En Tunisie centrale, la tectonique cassante synsédimentaire en compression intracénomaniénne paraît plus localisée que la précédente (Ben Ayed et al., 1983; Chihi et al., 1984). Elle a donné des failles synsédimentaires bien visibles dans le site de Aïn Rmila (fig.58). Ces accidents affectent surtout la partie inférieure des niveaux lumachelliques du Cénomanién. Ils se répartissent en deux réseaux conjugués de failles décrochantes. Les décrochements (N20E-N20W) portant des stries plongeant de 15° vers le Sud et montrant un jeu sénestre et les cisaillements N95-135 dextres avec des pichs d'environ 15° vers l'Ouest. Ces décrochements conjugués déterminent une direction de raccourcissement NW-SE. Au cours de cette phase, les anciennes failles normales rejouent en décrochements comme en témoignent les stries à pitch faible recoupant les cannelures subverticales, observées sur ces surfaces de faille.

b2) Sur la plateforme saharienne (Ben Ayed et Khessibi, 1983) :

1) Stratigraphie :

Dans la région de Tebaga de Medenine, sous la dolomie grisâtre à nodules de silice qui forment une imposante corniche appelée « falaise turonienne », le Cénomanién supérieur présente de haut en bas, la succession suivante (Barnaba, 1956).

— calcaire dolomitique noisette, finement stratifié, avec alternances de niveaux de marnes jaunes (38m),

— sable calcaire fin de couleur jaune, finement cimenté (20m),

— alternance de calcaire cristallin et de marnes jaunes verdâtres.

2) Tectonique :

Dans cette série du Cénomanién supérieur du site 11 (fig.30) se développent des plis métriques à plurimétriques. Ces plis de direction N140 à N160 sont parfois chevauchants vers l'Est. Ils sont associés à des failles inverses subméridiennes

(fig.59). L'ensemble de ces structures compressives contemporaines de la sédimentation sont cachetées par une grande partie des calcaires dolomitiques qui se situent directement sous la « barre turonienne ». Elles indiquent donc l'existence d'un épisode en compression d'âge Cénomanién supérieur avec une contrainte σ_1 dirigée WSW-ENE à EW (fig.59).

A l'extrados de certains plis et localement en arrière des failles inverses, apparaissent des failles normales de direction N145 à NS.

c) Mouvements ascensionnels du complexe triasique :

A la même époque, on assiste à des mouvements diapiriques dans le massif du Chambi, amenant le Trias à percer sa couverture sédimentaire (Ben Ayed et al., 1983; Chihi et al. 1984). Des éléments triasiques apparaissent en effet sous la forme de blocs remaniés dans la couverture sédimentaire d'âge cénomanién moyen. Au site 12 (fig.30) (J. Zabess), les marnes cénomaniennes qui recouvrent le Trias montrent à leur base une surface irrégulière de ravinement ou des galets de gypse « lie de vin » du Trias sont sédimentés dans les marnes à blocs de lumachelle du Cénomanién. La dolomie gréseuse qui ravine et surmonte ces marnes, présente à proximité du Trias un aspect brêchique sans doute en liaison avec ces mouvements diapiriques. Ainsi le diapirisme de la plateforme de Kasserine s'intègre dans le système général des mouvements halocinétiques en Tunisie.

3.7. — La distension du Turonien :

a) Les indices d'instabilité sédimentaire :

Au Turonien, des hauts-fonds sans Trias sont apparus dans la zone des diapris (Burolet, 1956; Perthuisot, 1978; Laatar, 1980) et dans l'Axe Nord-Sud (Bramaud et al., 1976). A la même époque des variations d'épaisseurs apparaissent dans le « sillon tunisien » (Rouvier, 1977) et dans les massifs jurassiques (Turki, 1985).

Dans les séries turoniennes de la plateforme saharienne, on signale des brèches intraformationnelles et des glissements synsédimentaires (Ghammi, communication orale, 1984).

b) Les déformations tectoniques :

b1) Sur la plateforme complexe de Kasserine :

Mises à part les importantes réductions d'épaisseur (Burolet, 1956), un nouveau stade de déformation cassante en extension marque le Turonien où prédominent les mouvements verticaux. L'examen des sites microtectoniques visités avec Tour (1986) et Ghali (1988) a permis de distinguer deux épisodes tectoniques distincts au sein du Turonien :

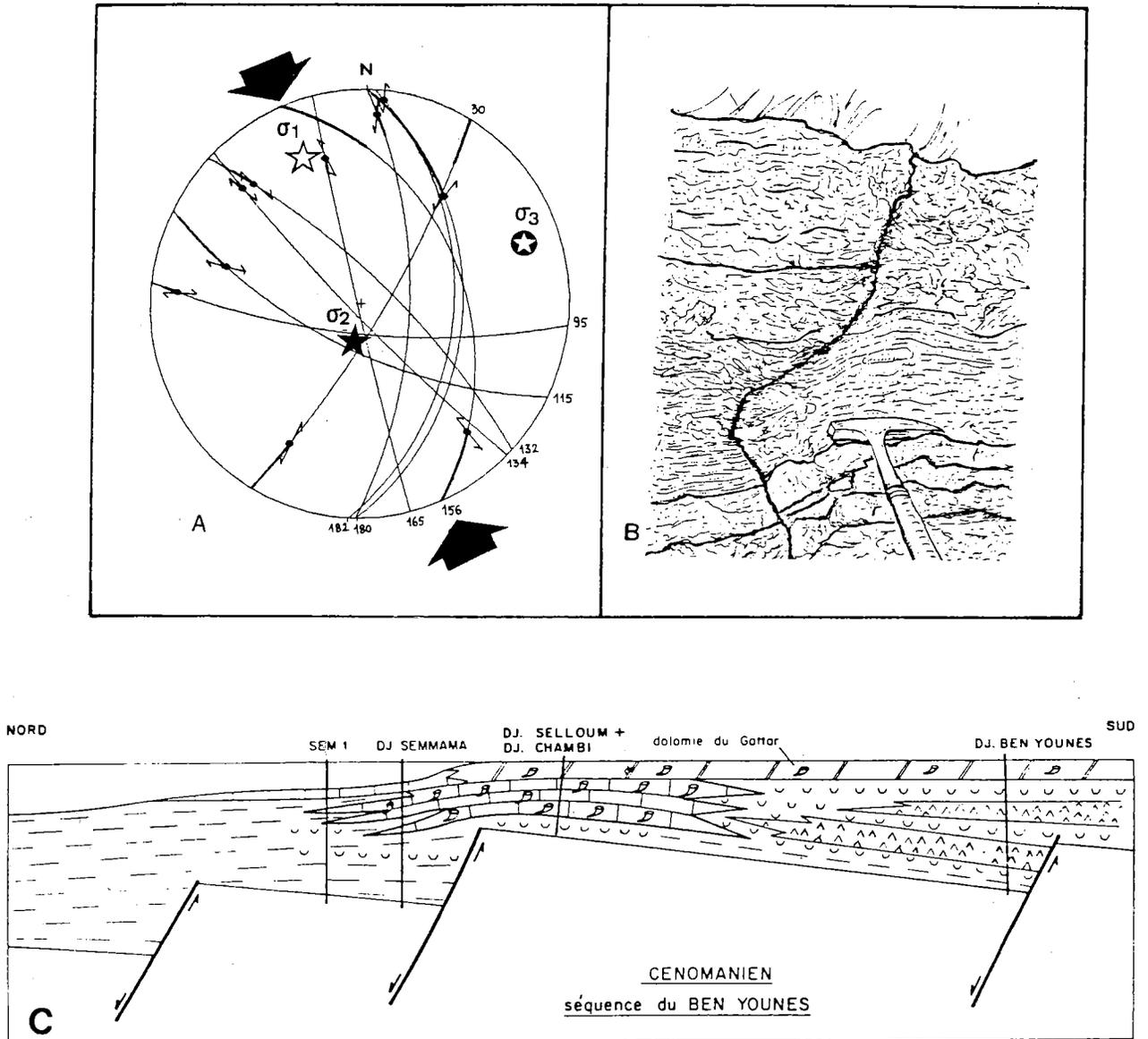


Fig. 58. — Les rapports contraintes-déformations de l'épisode tectonique du Cénomanien supérieur
 A : Représentation stéréographique des failles décrochantes du J. Selloum (Ain Nouba) et positions des paléocontraintes tectoniques.
 B : Allure des failles synsédimentaires au sein du Cénomanien supérieur.
 C : Contrôle de la sédimentation du Cénomanien par la tectonique (Tunisie centrale) (d'après Bismuth et al., 1982).

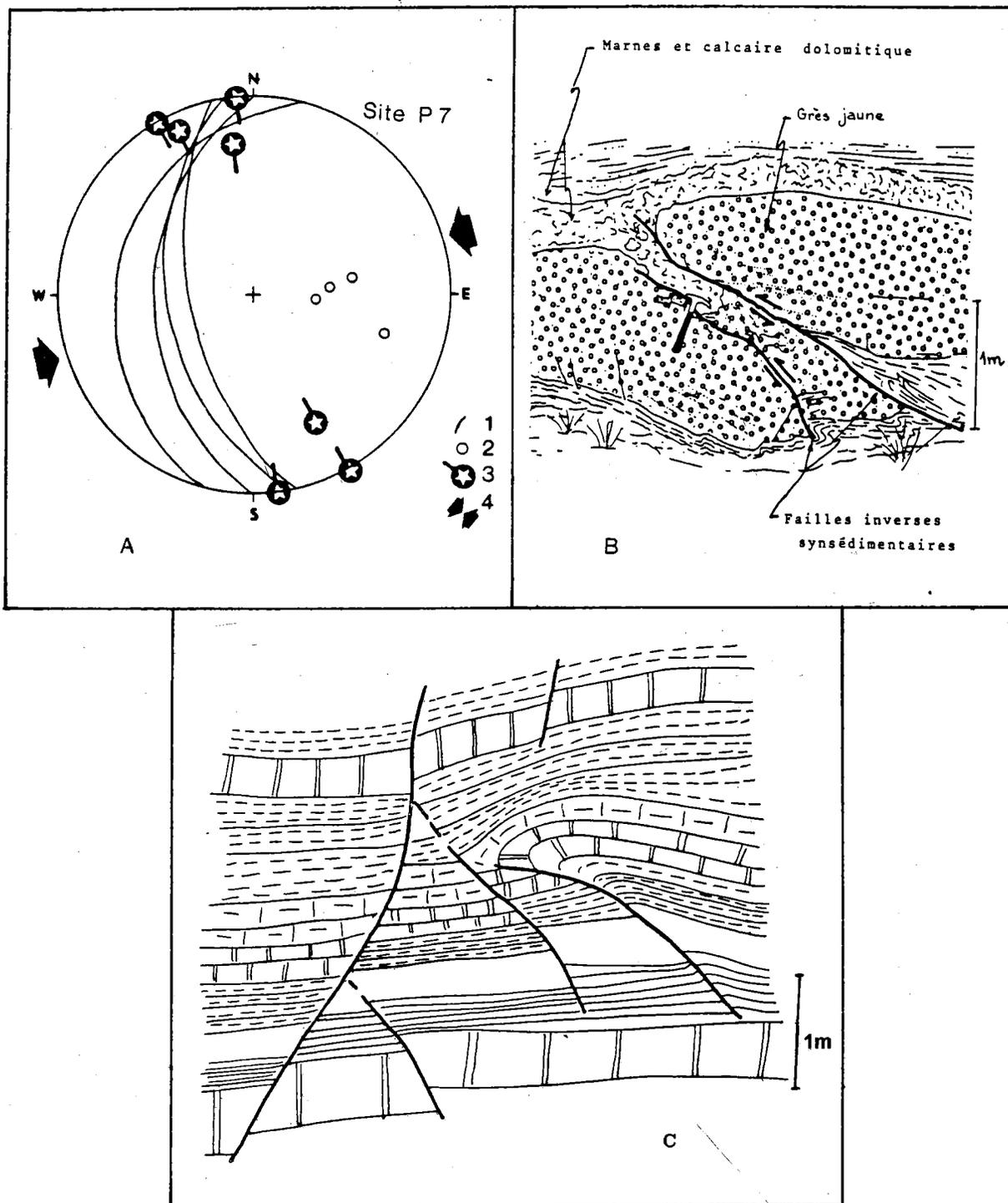


Fig. 59. — Les déformations de l'événement compressif du Cénomanien supérieur dans les Monts de Matmata (plateforme saharienne).

A : Représentation stéréographique des failles inverses et des bombement anticlinaux (cercle et étoile) synsédimentaires d'âge cénomanien supérieur.

B : Allure des failles inverses synsédimentaires d'âge cénomanien supérieur près du village de Toujane (plateforme saharienne).

C : Pli chevauchant au sein des séries cénomaniennes (près de Toujane).

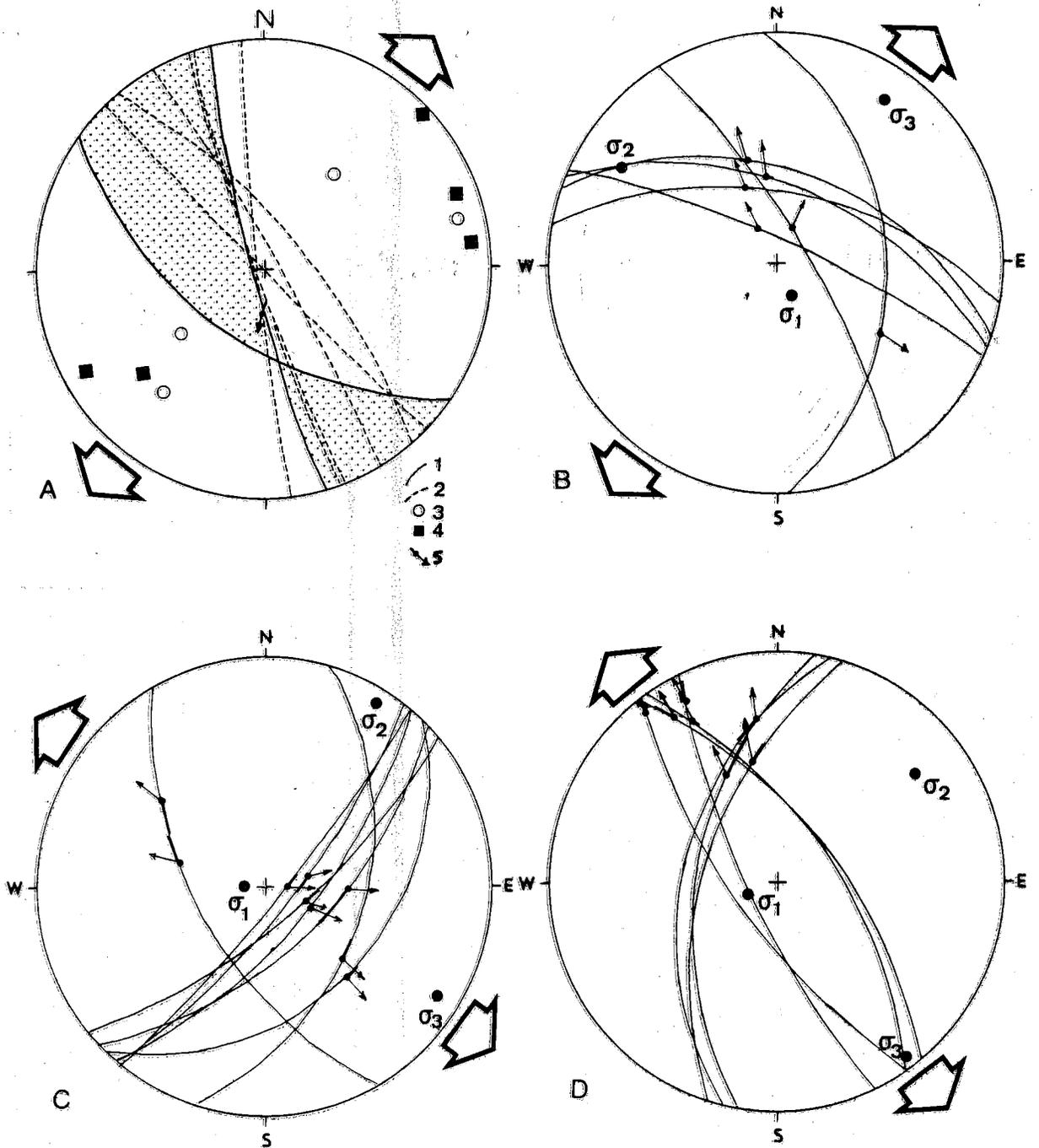


Fig. 60. — Tectonique synsédimentaire distensive du Turonien de la Tunisie centrale.

A et B : Représentation stéréographique des failles du Turonien inférieur à moyen du J. Semmama (a) et du J. Trozza (B).

(1 : plan de faille; 2 : plan de fente de tension; 3 : pôle de plan de faille normale; 4 : pôle de fente de tension; 5 : strie. Les grosses flèches indiquent la position de la paléocontrainte minimale de cette époque.

C et D : Représentation stéréographique des failles synsédimentaires du Turonien moyen et supérieur du J. Mrhila (C) et du J. Trozza (D). Les grosses flèches indiquent la position de la paléocontrainte minimale de cette époque.

— Au cours du Turonien inférieur à moyen se développent des failles normales synsédimentaires au sein des calcaires en plaquettes de la Formation Bahloul (J. Trozza) et à la base des calcaires à Rudistes de la Formation Bireno (J. Semmama). Le traitement numérique de ces groupements de failles donne une extension NE-SW (fig.60).

— Au cours du Turonien moyen et supérieur apparaissent des failles synsédimentaires (J. Trozza et J. Mrhila) dont le calcul numérique permet de déterminer un régime en extension NW-SE (fig.60) différent du précédent.

b2) Dans le domaine du Sahel :

Dans le Sahel, Touati (1985) a mis en évidence des failles synsédimentaires (N140-160) au sein du Turonien qui donnent une extension NE-SW analogue à celle qu'on trouve en Tunisie centrale. Cette tectonique est accompagnée par des émissions volcaniques de même âge (Ellouze, 1984).

c) Relations tectonique et faciès au Turonien - Cénomaniens :

La transgression amorcée dès l'Aptien se poursuit durant les dépôts du Vraconien et au Cénomaniens. Au cours des époques cénomaniennes et turoniennes, le schéma paléogéographique présentait trois éléments essentiels (Marie et al., 1984) (fig.61 et 62) :

- la plateforme littorale en bordure de la plateforme africaine.
- une région de hauts-fonds en Tunisie centrale.
- une plateforme marine autour de la zone stable.

La tectonique turonienne est caractérisée par extension qui s'exerce d'abord selon une direction NE-SW ensuite NW-SE. Ce régime tectonique distensif qui a débuté au Vraconien - Cénomaniens inférieur, a connue une crise décrochante, liée à une compression dirigée NW-SE au Cénomaniens supérieur (Ben Ayed et Khessibi, 1983; Chichi et al., 1984).

Cette tectonique semble avoir eu des répercussions considérables sur l'organisation paléogéographique de ces différentes époques. Ainsi la zone centrale stable, siège d'une sédimentation littorale à sublittorale, s'oriente suivant une direction soit NE-SW, soit perpendiculairement à la direction de raccourcissement générale de l'Aptien et du Cénomaniens supérieur. Sur cette zone de hauts-fonds, se moule une plateforme marine de même direction générale. Celle-ci présente, au NW de la zone stable, des régions, à fort taux de sédimentation, orientées parallèlement à cette zone.

Au Sud du Haut-fond de la Tunisie centrale, la bordure externe de la plateforme marine s'inflé-

chit suivant une direction transversale (NW-SE) tout comme les limites de la plateforme littorale (fig.61 et 62). Cette nouvelle direction NW-SE coïncide avec celle des structures distensives données par le régime tectonique. Les bassins et plateformes, qui se développent selon cette direction et qui sont parfois limités par des accidents NW-SE, ont la même signification que les horsts et grabens qui se développent en Tunisie centrale. Des manifestations volcaniques préférentiellement dirigées NW-SE (Marie et al., 1984), accompagnent ce stade d'ouverture.

Ainsi, la légère tendance régressive de la fin du Cénomaniens, suivie par la transgression de faible ampleur du Turonien, peut s'expliquer par la combinaison des manifestations tectoniques et des mouvements eustatiques. Ces derniers se caractérisent par un abaissement général du niveau moyen des mers au cours du Cénomaniens supérieur, suivi d'une remontée générale de ces niveaux au cours du Turonien.

Les épisodes distensifs du Cénomaniens et du Turonien sont associés à un volcanisme de même âge qui se manifeste à l'emplacement des grabens du bassin de Gabès (Ellouze, 1984).

Sur la carte des isopaques et des lithofaciès du Turonien - Cénomaniens, certains accidents majeurs sont perceptibles; ils semblent avoir contrôlés les variations des épaisseurs et des faciès de l'époque (fig.61, 62 et 65 (A)).

3.8. — La compression du Coniacien - Santonien :

a) Les indices d'instabilité sédimentaire :

Pendant le Coniacien - Santonien, on assiste à la montée du complexe triasique sans percement. Ceci aussi bien dans la zone des diapirs (Perthuisot, 1978; Dali, 1979; Laatar, 1980...) que dans l'Axe Nord-Sud (Bramaud et al., 1976; Perthuisot, 1978).

b) Les déformations tectoniques :

b1) Sur la plateforme complexe de Kasserine :

Les témoins de cette activité tectonique se situe dans la région de Fériana, au site 14 (fig.30). Il s'agit de failles synsédimentaires affectant le complexe récifal à Rudistes et les mégabrèches attribuées au Coniacien - Santonien (voire Campanien inférieur). Les sites de la gorge de Ain Serraguia sont biphasés, (fig.63 et 64). Certaines stries montrent un jeu décrochant dextre ou sénestre recoupé par des stries à jeu normal. Compte-tenu de ces arguments chronologiques, nous avons effectué un tri qui nous a permis de distinguer :

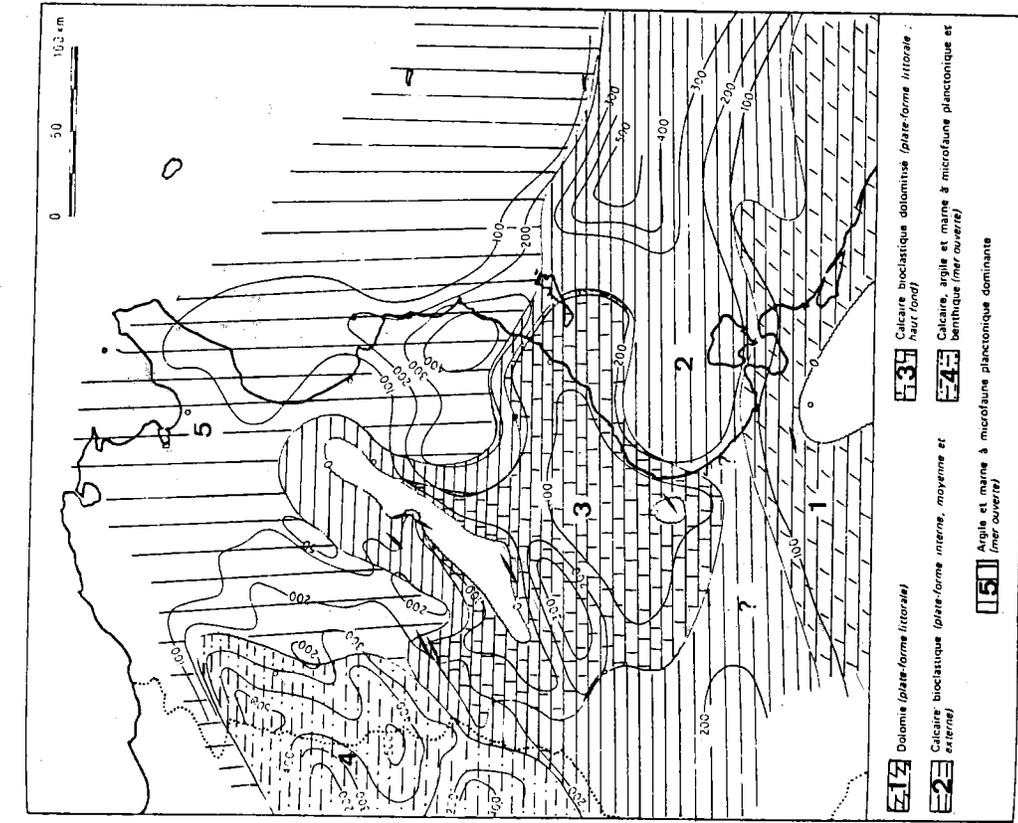


Fig. 62. — Turonien inférieur et moyen, Ispaques, lithofaciès et environnements sédimentaires. (d'après Marie et al., 1984).

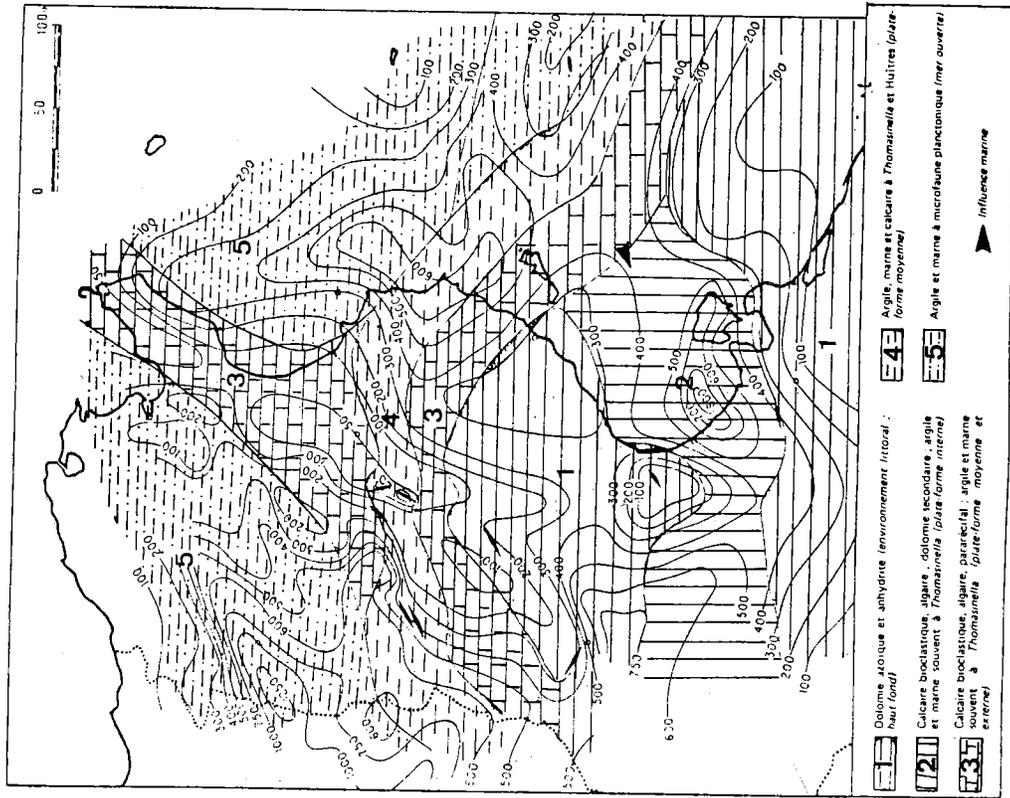


Fig. 61. — Cénomanién. Ispaques, lithofaciès et environnements sédimentaires. (d'après Marie et al., 1984).

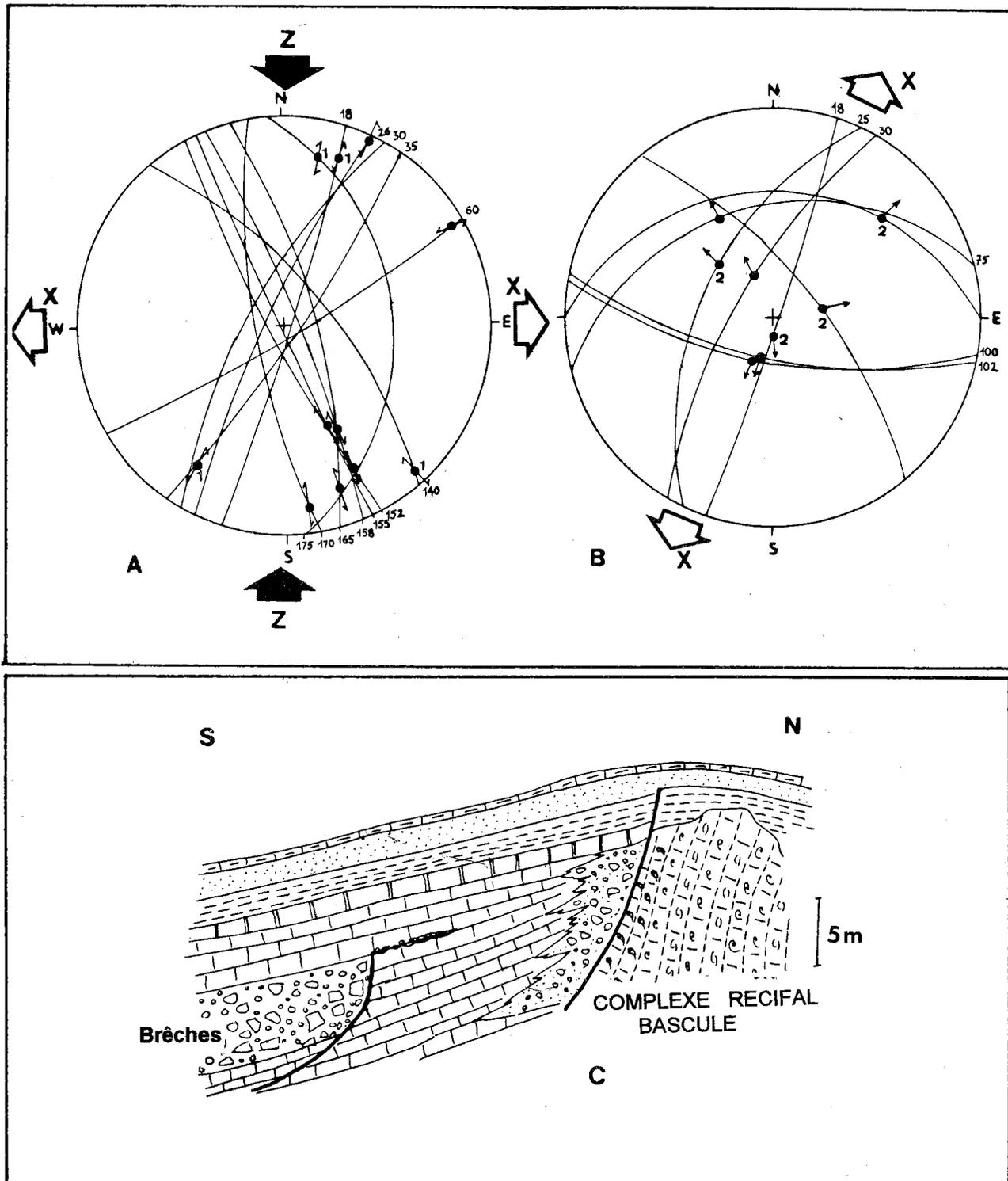


Fig. 63. — Les déformations tectoniques du Coniacien-Santonien
 A : Stéréogramme des failles décrochantes du Campanien après séparation des événements tectoniques sur les failles synsédimentaires biphasées.
 B : Stéréogramme des failles normales du Campanien après séparation des événements tectoniques sur les failles synsédimentaires biphasées.
 C : Coupe synthétique du flanc sud de l'anticlinal de Serragua montrant l'allure des failles qui affectent le complexe récifal et les brèches intraformationnelles.

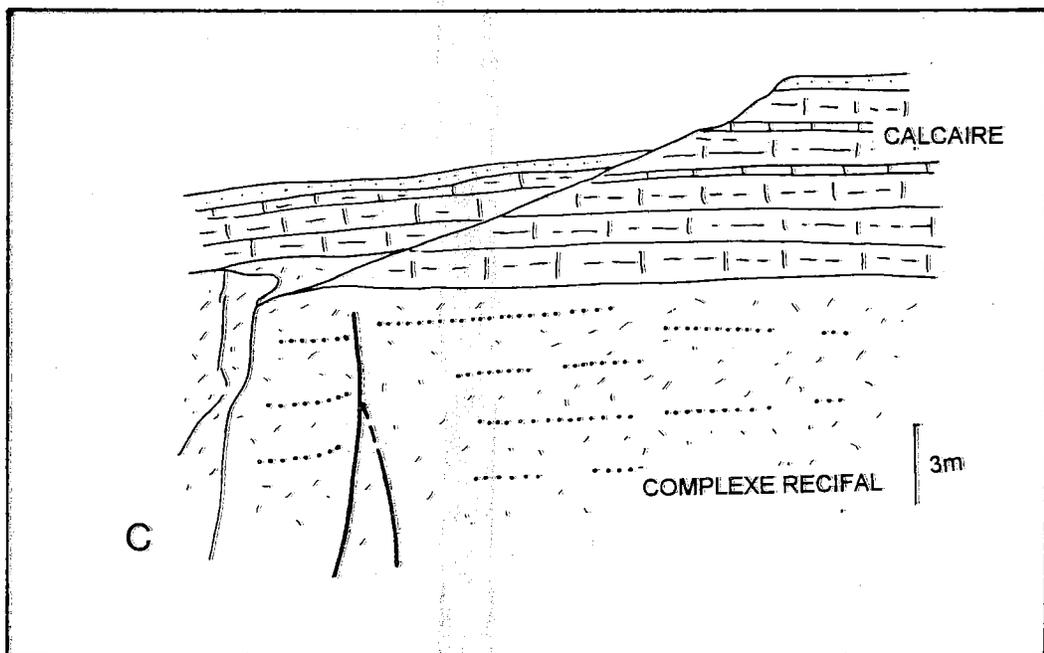
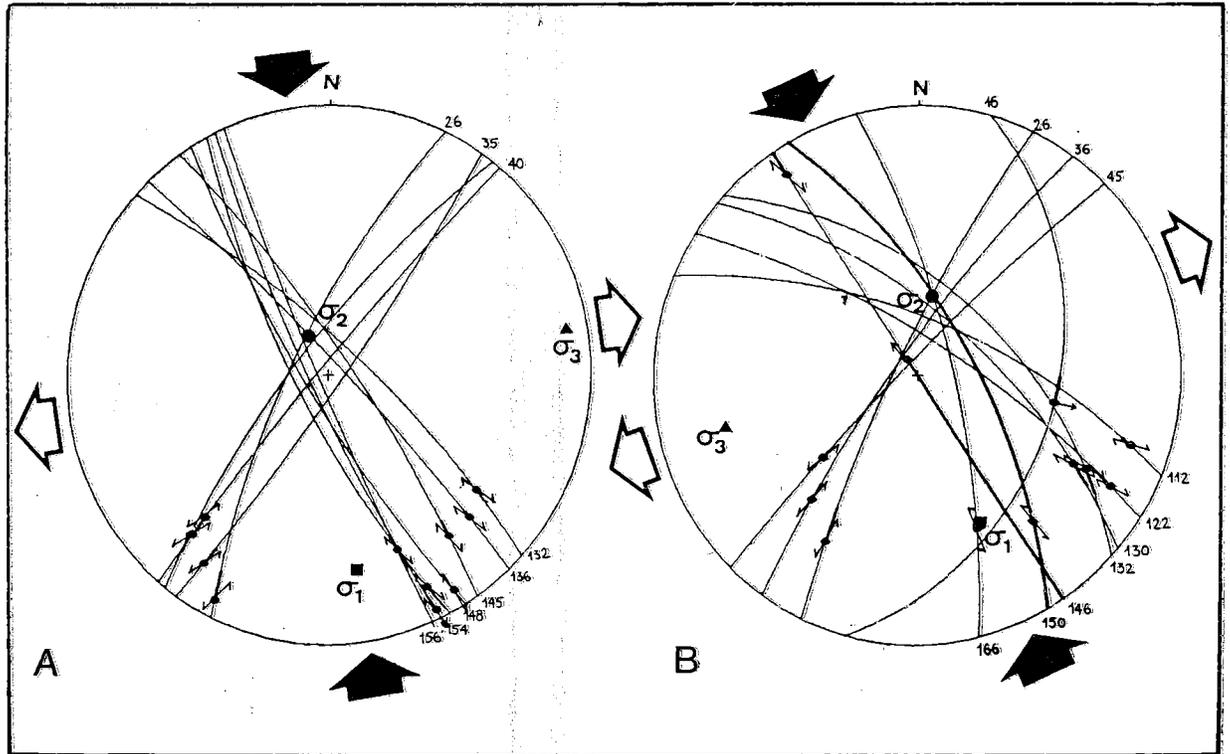


Fig. 64. — Les rapports contraintes-déformation de la tectonique décrochante du Coniacien-Santonien.
 A et B : Représentation stéréographique des microstructures (failles et stries) et position des contraintes tectoniques (A et B : stations de Serraguia; région de Feriana)
 C : Allure d'une faille contemporaine de la sédimentation, scellée par les calcaires de Aïn Serraguia.

— une famille de décrochements comportant des failles décrochantes dextres de direction N140-160 et des cisaillements sénestres dirigés N20-60 ;

— une famille de failles normales de direction N30E à N30W.

le diagramme de la figure 63(B) montre que les failles décrochantes ont un jeu compressif avec un axe de raccourcissement approximatif N-S, semblable au site voisin et donc attribuable à l'époque compressive du Coniacien - Santonien.

Le diagramme de la figure 63(B) représente vraisemblablement l'état de contrainte tectonique de la phase distensive du Campanien. Nous pouvons constater qu'il est en accord avec le site correspondant à cet épisode de déformation (fig.66).

— Le sommet des marno-calcaires du Coniacien moyen est également affecté par un réseau de petites failles de décrochement qui se répartissent en deux réseaux conjugués avec :

- des failles N130 à N160 décrochantes dextres dont le pitch est penté de 5 à 25° vers le SE.
- des cisaillements N25 à N40E sénestres portent des stries qui plongent de 5 à 25° le SE.
La série marno-calcaire considérée, apparaît dans l'Oued Serraguia, à la faveur d'une érosion intense qui a décapité les unités carbonatées. Ainsi, les failles visibles dans les marno-calcaires ne sont pas directement cachetées par les séries qui les surmontent. Cependant, plusieurs indices amènent à ranger ces failles parmi les structures synsédimentaires :
- les stries subhorizontales portées par ces failles sont des « stries molles » qui sont apparues vraisemblablement lors de la diagenèse sur des dépôts marneux non encore consolidés.
- aucune déformation n'est visible au niveau de base des calcaires récifaux qui surmontent ces marno-calcaires.
- la direction de raccourcissement donnée par les failles de ce site (fig. 64(A)) est analogue à celle donnée par les failles synsédimentaires rencontrées dans les calcaires à Rudistes (fig.64 (B)).

c) *Autres indices de déformation tectonique :*

Sur la plateforme saharienne, les séries coniaciennes montrent de petits grabens synsédimentaires de direction subméridienne (Bouaziz et Kamoun, 1984) qui sont compatibles avec les déformations mises en évidence en Tunisie centrale. D'autres indices de déformation souple (Richert, 1969; Smaoui, 1980) et cassante (Castany, 1951; p. 243 et Ouali, 1984) sont signalés dans l'Axe Nord-Sud.

d) *Relations tectonique et faciès pendant le Coniacien-Santonien :*

Au cours du Coniacien-Santonien, la paléogéographie semble s'organiser suivant les structures engendrées par les déformations de cette époque avec (fig.65 (A)) :

- des bassins orientés E-W à NE-SW dans le Centre et le Nord de la Tunisie, compatibles avec le raccourcissement NW-SE à NNW-SSE de l'époque.
- des bassins et des môles dirigés Nord-Sud à NW-SE en Tunisie orientale et méridionale. Ces domaines sont de même direction que les structures distensives reconnues dans le Sud tunisien.

L'épisode de raccourcissement du Coniacien-Santonien peut expliquer la fermeture du bras de mer E-W de Gafsa, observée à cette époque.

3.9. — *La distension du Campanien :*

a) *Les indices d'instabilité sédimentaire :*

Au Campanien, on assiste à de nombreuses variations de faciès et d'épaisseur et ceci dans le sillon tunisien (Buroillet, 1956; Rouvier, 1977), en Tunisie centrale (Negra, 1984) et dans l'Axe Nord-Sud (Castany, 1951; Ouali, 1984). A la même époque, il y a eu des montées halocinétiques, sans percement, dans la zone des diapirs (Perthuisot, 1978; Dali, 1979; Laatar, 1980...) et dans le Sahel (Haller, 1983).

b) *Les déformations tectoniques :*

b1) *Sur la plateforme complexe de Kasserine :*

Les structures synsédimentaires ont été mises en évidence au J. Serraguia (site 15; fig.30), dans les affleurements de calcaires blanchâtres et les conglomérats du Campanien. Il s'agit de failles normales de direction N10 à N170 et de rejet pluridécimétrique. Certains de ces plans portent des stries à pitch de 55N à subvertical et indiquant un jeu en effondrement (fig.66) qui donne une direction d'extension voisine de NE-SW. En plus de ces structures, on note l'existence de nombreuses fentes synsédimentaires orientées NW-SE dont la direction d'allongement maximum est compatible avec les données des failles normales de ce site (fig.66).

b2) *Dans le Sahel :*

Haller (1983) a mis en évidence des failles de direction N130 à N160 contemporaines de la sédimentation campano-maestrichtienne. Cette tectonique est accompagnée de coulées volcaniques immédiatement antérieures au dépôt de calcaire de la Formation Abiod.

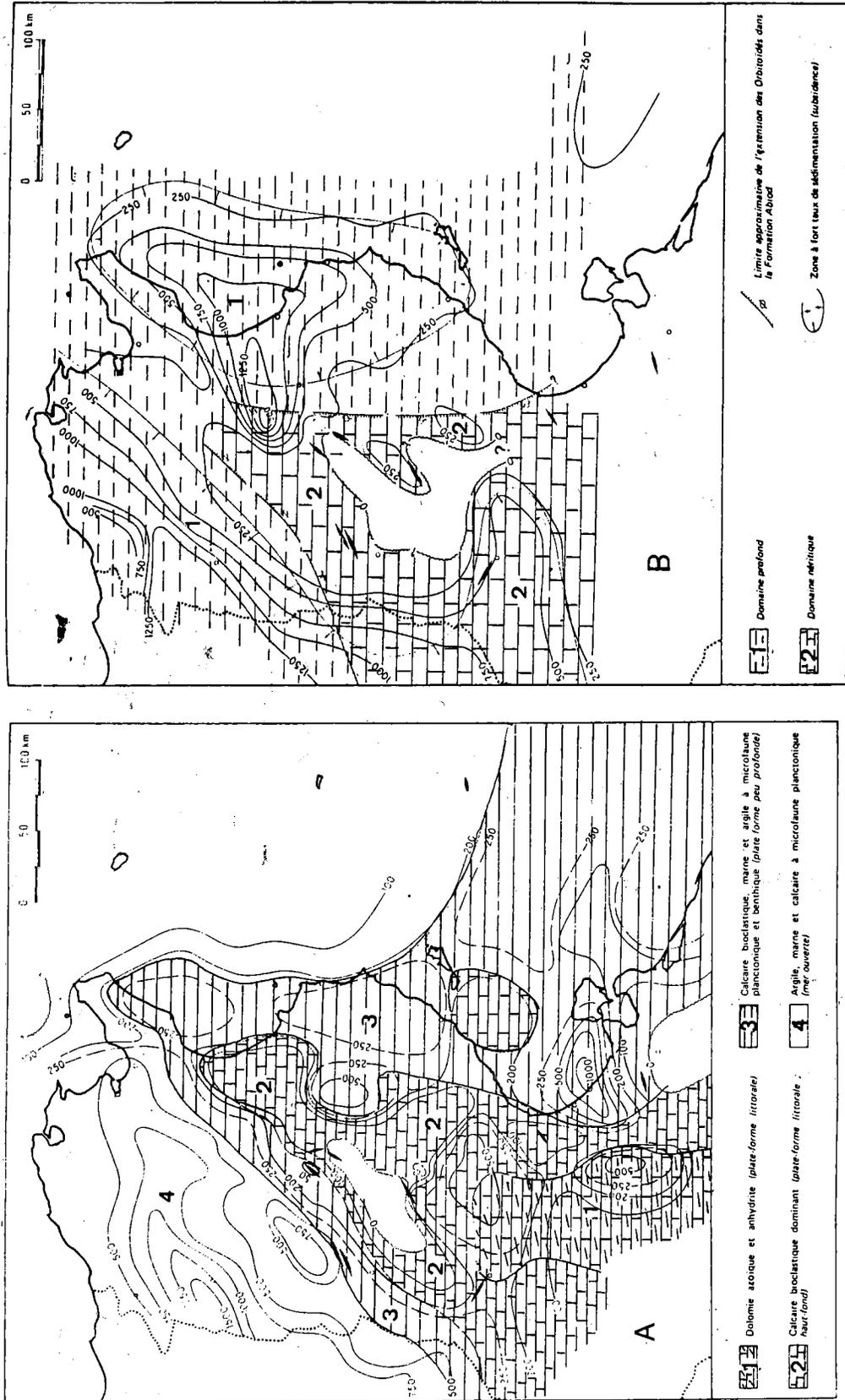


Fig. 65. — A : Carte paléogéographique du Turonien supérieur, Coniacien et Santonien (d'après Marie et al., 1984).
 B : Carte paléogéographique du Campanien et du Maestrichtien (d'après Marie et al., 1984).

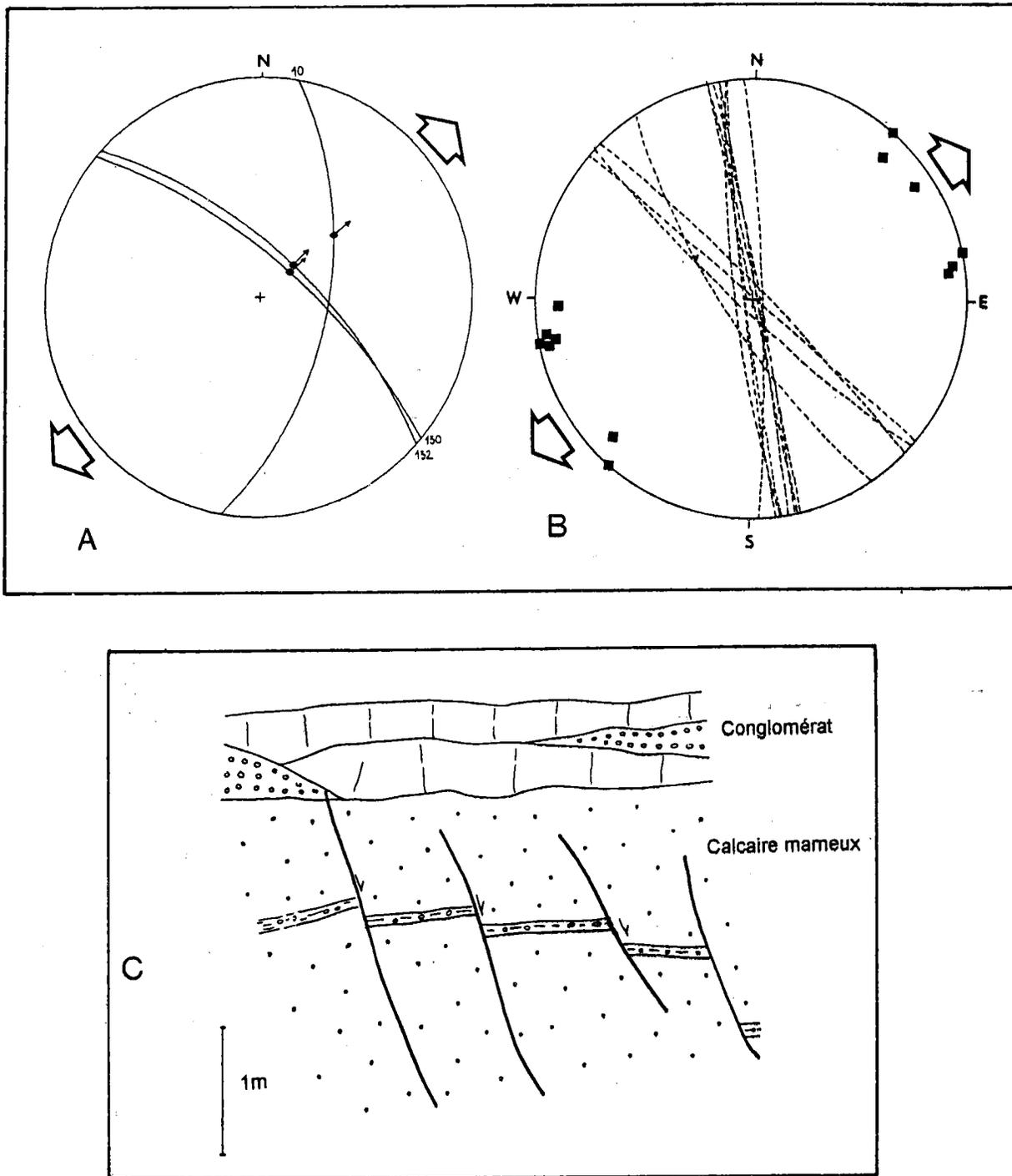


Fig. 66. — Allure des contraintes-déformations de l'événement du Campanien inférieur à Ain Sririga (J. Serraguia)
 A : Représentation stéréographique des failles synsédimentaires et position des contraintes tectoniques.
 B : Représentation stéréographique des fentes synsédimentaires.
 C : Allure des failles normales synsédimentaires de Ain Sririga.

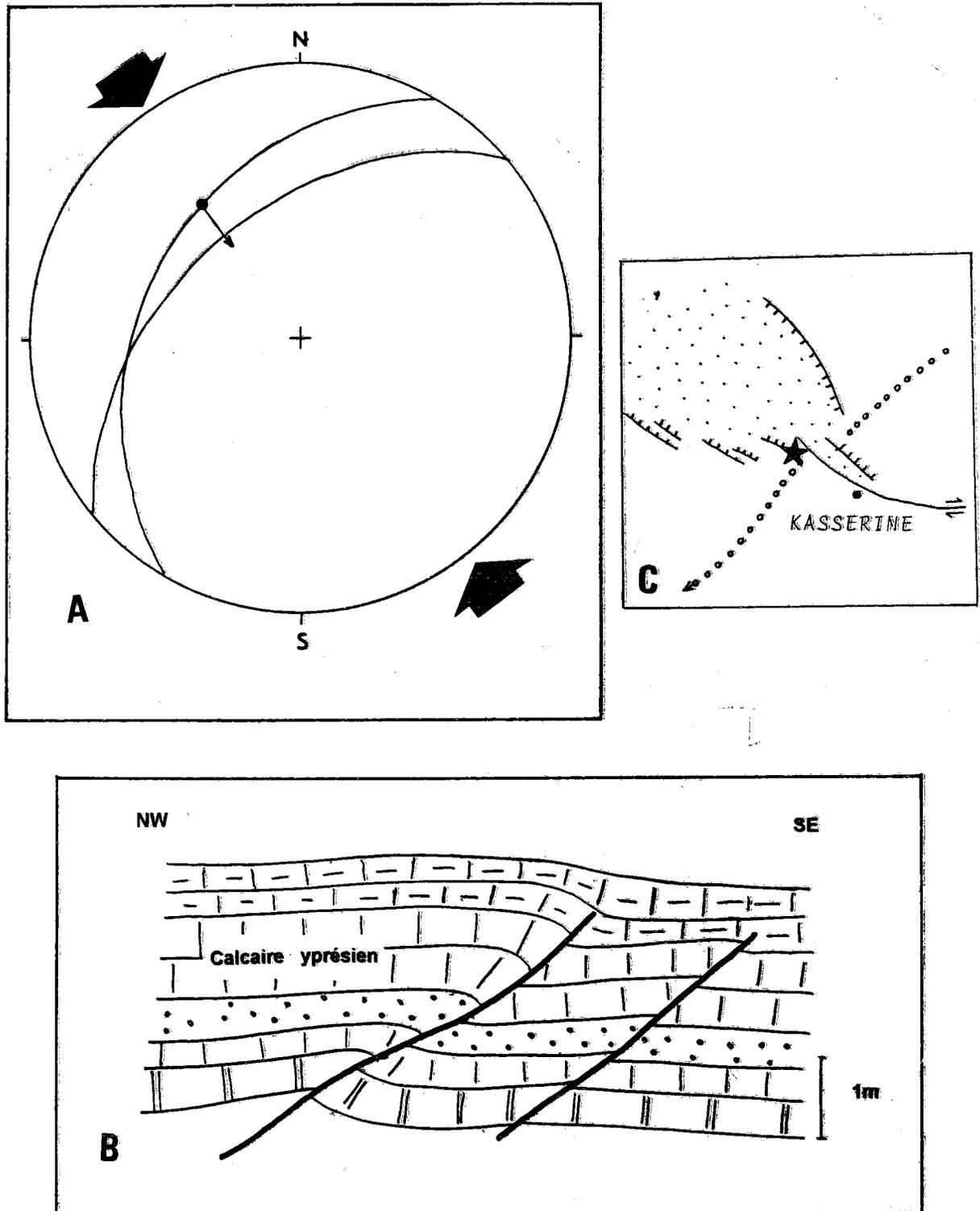


Fig. 67. — Les déformations de l'Eocène inférieur continental du Chambi
 A : Représentation stéréographique des failles inverses synsédimentaires.
 B : Allure des failles inverses au sein du calcaire palustre du Chambi.
 C : Carte de localisation du site.

c) *Relations tectonique et faciès durant le Campanien :*

Le régime tectonique du Campanien semble être à l'origine de l'organisation paléogéographique de cette époque avec (fig.65 (B)) :

- une zone centrale à domaine peu profond où les dépôts sont minces ou absents.
- à l'Est, un bassin subsident se développe au niveau du golfe de Hammamet et du Sahel.

Ces domaines de sédimentation, dirigés selon une direction subméridienne, ne sont pas incompatibles avec l'extension NE-SW du Campanien.

Durant cette époque, certains accidents proches de E-W et NS sont perceptibles sur la carte des isopaques et des lithofaciès (fig.65 (B)); ils semblent avoir guidés l'allure de certains bassins sédimentaires.

4. — EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DE L'AVANT-PAYS AU COURS DU CENOZOIQUE (DU PALEOCENE AU SERRAVALLIEN) :

4.1. — La compression du Paléocène terminal - Eocène inférieur :

a) *Les indices d'instabilité :*

Au cours du Paléocène terminal - Eocène inférieur, on assiste dans le sillon tunisien à l'individualisation de la ride de l'Hairech (Rouvier, 1977) et au percement du complexe triasique de certains dômes de la zone des diapirs (Crampon, 1971; Perthuisot, 1977 et 1978; Ghanmi, 1980; Laatar, 1980...). Ces montées triasiques sont également signalées dans l'Axe Nord-Sud (Perthuisot, 1978) et dans le Sahel (Haller, 1983).

Dans le bassin de Gafsa et l'Axe Nord-Sud, les séries sédimentaires de cette époque montrent des lacunes parfois généralisées (Burollet, 1956).

Enfin, dans la région de Sraa Quartane se développent des « cuvettes » et des « rides » dirigées NW-SE dans le bassin phosphaté (Zaïer, 1984).

b) *Les déformations tectoniques :*

b1) *Dans l'Archipel de Kasserine :*

1) Stratigraphie adoptée :

Le Haut-fond de la Tunisie centrale a subi au cours de l'Eocène un bouleversement qui a entraîné de grandes modifications paléogéographiques et sédimentaires. En effet, à l'emplacement du domaine marin du Crétacé supérieur, apparaissent des terres émergées formant l'Archipel de Kasserine. Récemment, Sassi et al., (1984) y ont découvert une série continentale éocène, formée par des conglomérats, des limons et de calcaires palustres à vertébrés, datée de l'Eocène inférieur

(Hartenberger et al., 1985). Les déformations tectoniques observées dans la même série, ont été datées en tenant compte de ces considérations stratigraphiques.

A la même époque, des séries marines, phosphatées, se déposent autour de « l'île de Kasserine ». L'âge de ces formations phosphatées fait l'objet de discussions. Pour certains auteurs l'essentiel de la série phosphatée serait d'âge Paléocène supérieur (Burollet, 1956; Ben Abdesslem, 1978...). Pour d'autres, cette même série serait yprésienne (Comte et Dufaure, 1973; Fournié, 1978). Ainsi, on peut considérer que la phosphatogenèse a débuté au Paléocène supérieur et qu'elle s'est poursuivie jusqu'à l'Yprésien.

2) Tectonique :

Au site 16 (fig.30), de rares failles synsédimentaires apparaissent dans les calcaires de l'Eocène qui sont pentés d'environ 10° vers le Nord. Il s'agit de failles inverses de direction N30 à N50, inclinées de 30 à 40° vers le NW et portant parfois des stries plongeant de 70° vers le NE. Ces accidents sont scellés par la partie supérieure de la série éocène (fig.67). Ils sont accompagnés par des plis de glissement synsédimentaires visibles dans la même localité. Le jeu des failles inverses indique une compression voisine de NW-SE (fig.67).

3) Mouvements ascensionnels du Trias :

A l'Eocène inférieur, certains diapirs de la Tunisie centrale ont connu la même évolution que les dômes de la zone des diapirs; comme par exemple le Trias du J. Chambi. En effet, sur le flanc nord de ce massif, la formation continentale, attribuée à l'Eocène inférieur, contient des quartz enfumés, bipyramidés, dans une série détritique très développée sous les calcaires stromatolitiques. Leur présence atteste de l'existence d'un remaniement du Trias au cours de cette époque. Les éléments triasiques relativement abondants dans cette série, sont par contre absents dans les séries sénoniennes.

b2) *Dans l'Axe Nord-Sud :*

Récemment, j'ai rencontré avec Rabhi, un bel exemple de tectonique éocène dans la partie septentrionale de l'axe Nord-Sud. En effet, au site 17 (fig.30), les séries paléocènes et sénoniennes sont plissées en anticlinaux et synclinaux métriques à plurihctométriques qui se développent sous la discordance angulaire du calcaire éocène (fig.68). Ces plis de direction N20 à N50 donnent une direction de compression voisine de NW-SE.

b3) *Dans le bassin de Gafsa :*

Les exemples les plus démonstratifs de failles inverses se situent à Kef Schfaier, près

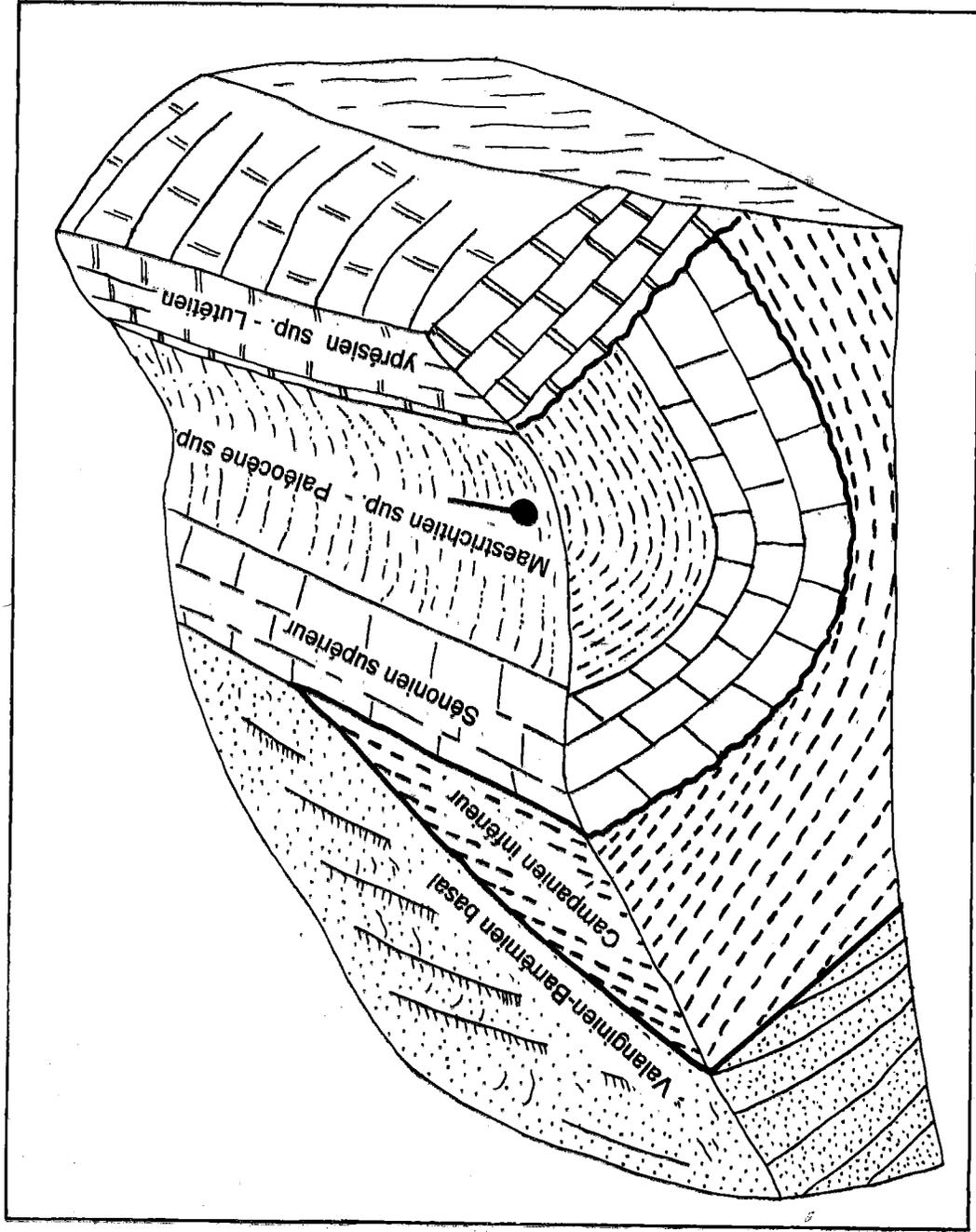


Fig. 68. — Représentation d'un pli d'âge yprésien inférieur sous la discordance de l'yprésien supérieur — Lutétien (partie septentrionale de l'axe Nord-Sud (Rabhi, D.E.A. 1985, Rabhi et Ben Ayed à paraître).

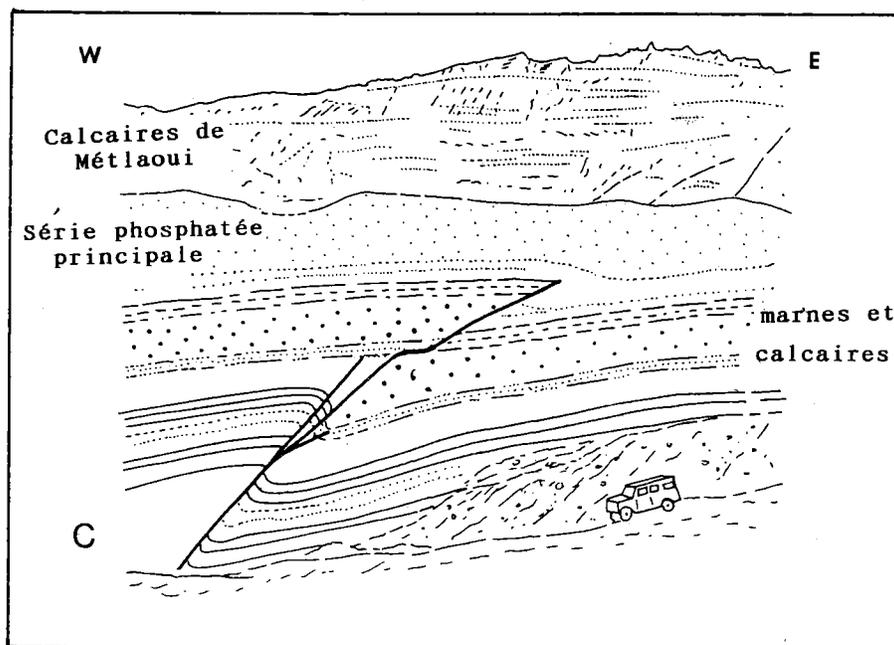
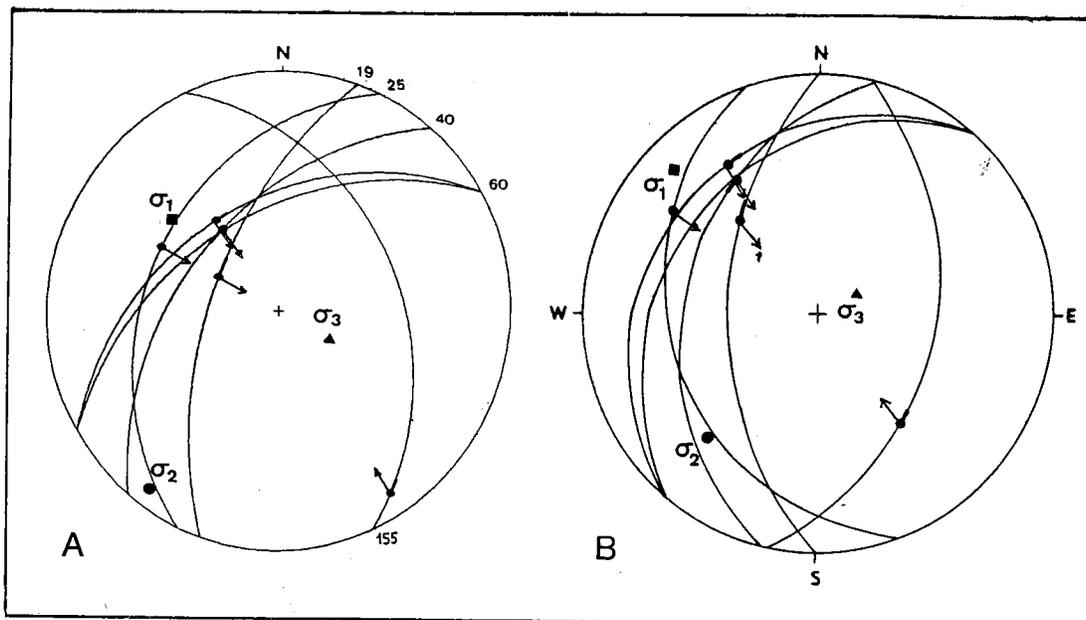


Fig. 69. — Les rapports contraintes-déformations de l'événement compressif du Paléocène-supérieur à Eocène inférieur.
 A et B : Représentation stéréographique des failles normales synsédimentaires (Kef Schfaier, Métraoui).
 A : position des failles synsédimentaires après le plissement atlasique
 B : position des failles synsédimentaires après remise des couches à l'horizontale.
 C : allure des failles synsédimentaires (de Métraoui). (Carrière de Kef Schfaier, bordure de la route de Métraoui - Moularès).

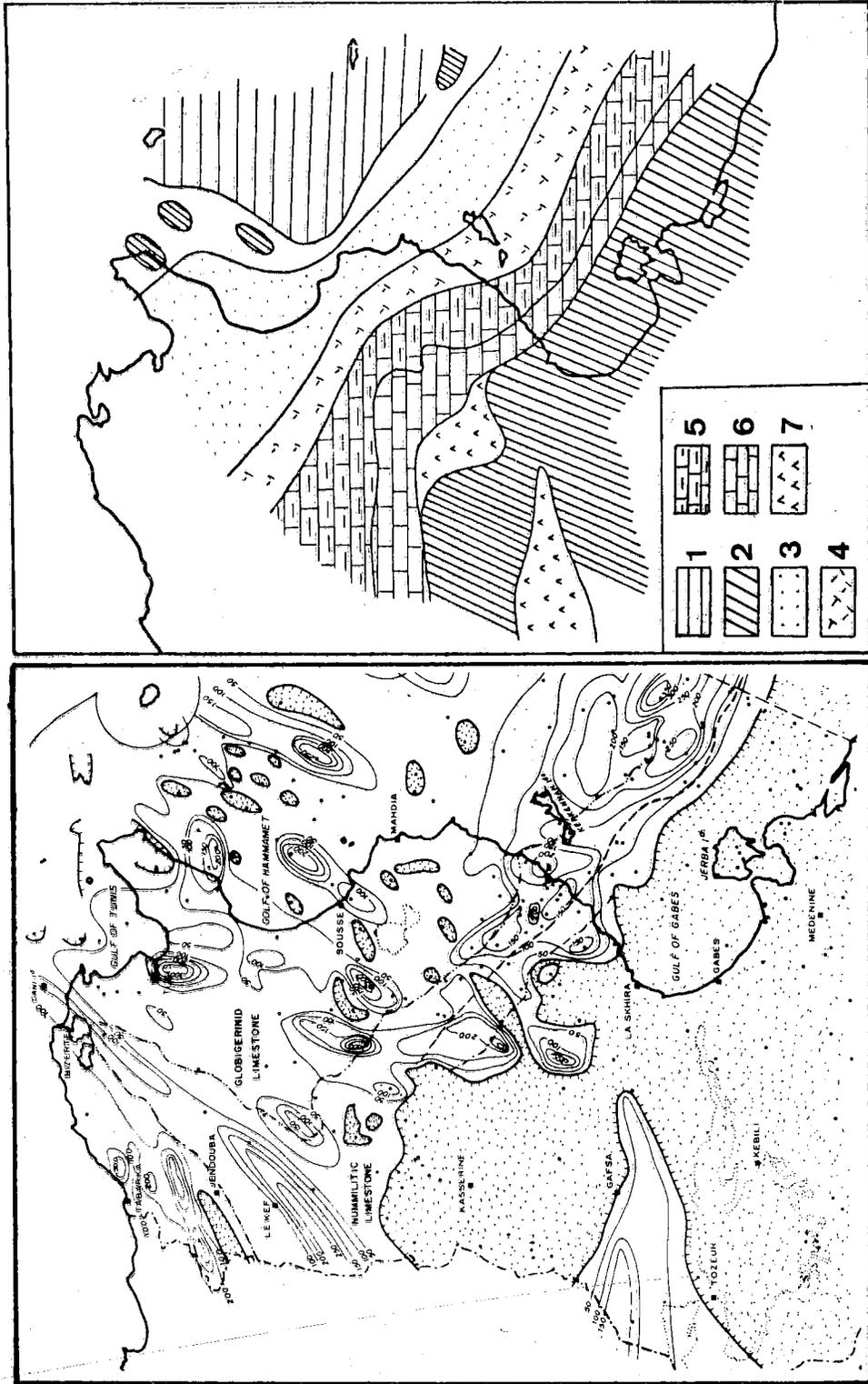


Fig. 70. — Carte des isopaques et des zones émergées de l'Yprésien (d'après H. Chandoul, 1988 in Ferjani et al., 1990).

Fig. 71. — Répartition des faciès au lutétien - priabonien (d'après Bismuth 1981)

Légende : 1 : Calcaires et dolomies; 2 : Sans dépôts; 3 : Argile et calcaire coquillier, gypses; 4 : Zone à microfaune mixte.

de Metlaoui (site 18; fig. 30). Il s'agit de failles qui se développent au sein de la série phosphatée principale. L'accident majeur est une faille de direction N60 à pendage de 45° vers le NW, qui soulève les niveaux phosphatés et les alternances marno-calcaires du compartiment septentrional (fig. 69). La déformation s'est produite au cours de la sédimentation.

En effet, la série phosphatée qui scelle les premières manifestations tectoniques est, elle-même, affectée dans sa plus grande partie par ces mouvements (fig. 69). L'accident principal est alors cacheté par la partie supérieure de la série phosphatée et les calcaires de Metlaoui qui la surmontent. De part et d'autre de cette grande faille, les niveaux phosphatés sont d'épaisseur différente.

Le rejet vertical de l'accident majeur est de l'ordre de 6,50m. De petites failles inverses synsédimentaires accompagnent cet accident. Elles indiquent également une direction de compression voisine de NW-SE (fig. 69).

c) Autres déformations tectoniques :

Dans le Sahel, les profils sismiques donnés par Touati (1985, p. 204 à 207) montrent plusieurs failles inverses de direction N70 à N90 au sein des séries du Paléocène-Eocène.

- Dans le golfe de Gabès et sous la discordance angulaire de la « base du Tertiaire », les géologues pétroliers ont mis en évidence l'existence de plis à grand rayon de courbure qui semblent liés à la compression éocène. Par contre, sur le plateau continental de Zarzis, des manifestations halocinétiques semblent avoir accompagner ces déformations éocènes comme l'atteste la formation de dépocentres, creusés à cette époque, sur les flancs de certaines structures salifères (fig. 42 et 51).

- Sur le flanc nord du J. Chemsî (site 19; fig. 30), des failles hectométriques, de direction N20 à NS, sans stries visibles, se développent dans les séries du Paléocène-Eocène inférieur. Elles sont cachetées par les terrains de l'Yprésien supérieur (Chaabani et Ben Ayed, 1984).

d) Relations tectonique et faciès au cours du Paléocène supérieur - Eocène inférieur :

Au cours des déformations compressives du Paléocène-Eocène inférieur se sont ébauchés de nombreux paléo-anticlinaux NE-SW. Ceci est attesté par les amincissements et/ou les lacunes de ces séries dans de nombreux secteurs de la Tunisie centrale (fig. 70). Perpendiculairement aux paléo-reliefs NE-SW, se sont développées des terres émergées et des bassins situés parallèlement à la direction de la contrainte compressive exercée à cette époque. Il en est ainsi pour les zones

émergées du Sahel (Béji - Sassi, 1984) et surtout du bassin NW-SE de la Tunisie orientale. Ce bassin, qui a influencé la sédimentation depuis le Cénomaniens, demeure un trait paléogéographique essentiel à l'Yprésien. Des cordons nummulitiques d'un grand intérêt pétrolier se sont étalés sur la bordure externe de ce bassin.

En arrière de ces cordons, se développe l'Archipel de la Tunisie centrale (« l'île de Kasserine ») constitué par un ensemble de terres émergées, allongées NE-SW et séparées par des bassins synclinaux emplis de dépôts éocènes qui transparaissent sur les profils sismiques de la région de Kasserine.

La paléogéographie de l'Eocène moyen et supérieur (fig. 71) conserve les grands traits majeurs avec une plateforme carbonatée au Sud et une autre à caractère récifal au Nord. Ces deux plateformes sont séparées par un bassin transverse NW-SE (Bonnefous et Bismuth, 1982) :

- la plateforme carbonatée au Sud, rattachée au continent africain est à sédimentation littorale sous des faciès lagunaires ou lumachelliques ;

- le domaine marin ou bassin transverse plus profond et à sédimentation argileuse franchement marine.

Au cours de l'Eocène moyen et supérieur, se développe une tectonique décrochante distensive, (Kadri, 1988) qui donne des horsts et des grabens NW-SE, contemporaine de la sédimentation de cette époque.

Ce régime tectonique semble avoir guidé la sédimentation en particulier sur les bordures des plateformes en accusant la dissymétrie des profils paléobathymétriques du bassin transverse (NW-SE) et la « remontée brutale du plancher sédimentaire » sur la bordure de la plateforme carbonatée à caractère récifal (Bonnefous et Bismuth, 1982).

4.2. — La distension de l'Oligocène :

Nous avons vu qu'à l'Oligocène, la Tunisie est en majeure partie émergée ; les seuls dépôts importants sont localisés en Tunisie septentrionale, dans le domaine des nappes de charriage et en Tunisie nord-orientale. Dans la zone des nappes, l'allochtonie rend difficile quand ce n'est pas impossible, l'étude de la tectonique précoce. C'est pourquoi nos recherches sont localisées en Tunisie nord-orientale, considérée comme autochtone ou para-autochtone.

a) Les indices d'instabilité sédimentaire :

Dans la zone des diapirs l'Oligocène est marqué par les mouvements ascensionnels du complexe triasique du J. Lorbeus et Bougrine (Perthuisot, 1976) (Perthuisot, 1978) et l'émergence généralisée

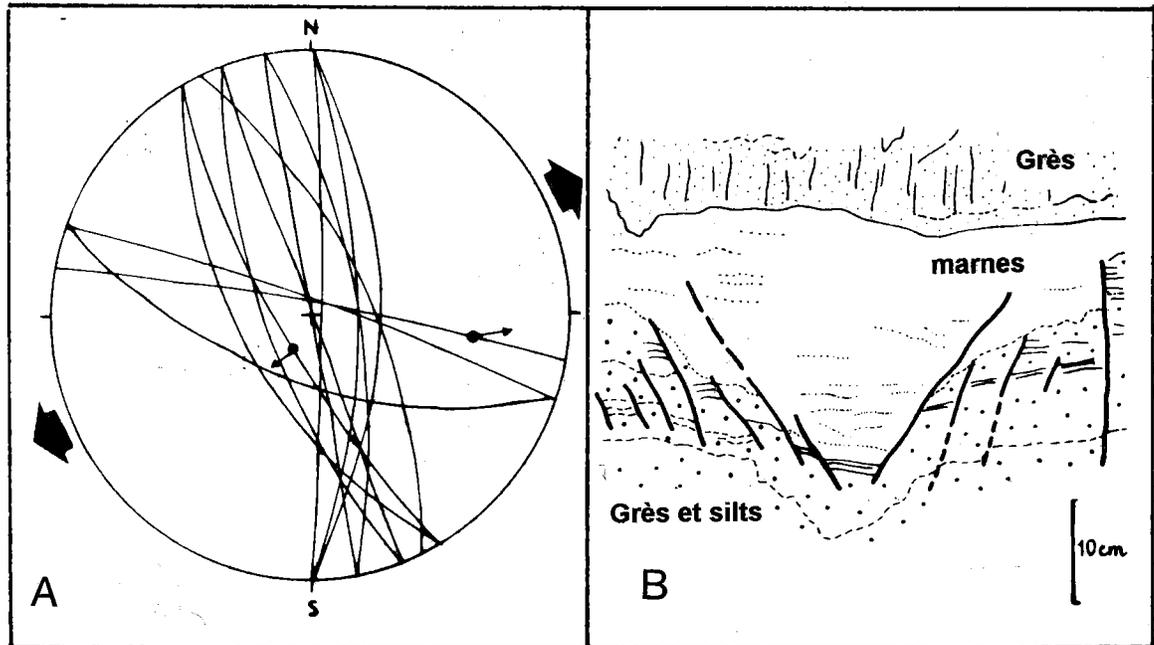


Fig. 72. — Exemples de structures distensives au sein de la série oligocène de Sidi Bou-Said.
 A : Représentation des failles normales synsédimentaires.
 B et C : Exemples de grabens synsédimentaires dans l'Oligocène de Sidi Bou-Said entre la Corniche de la Marsa et le Cap Carthage.

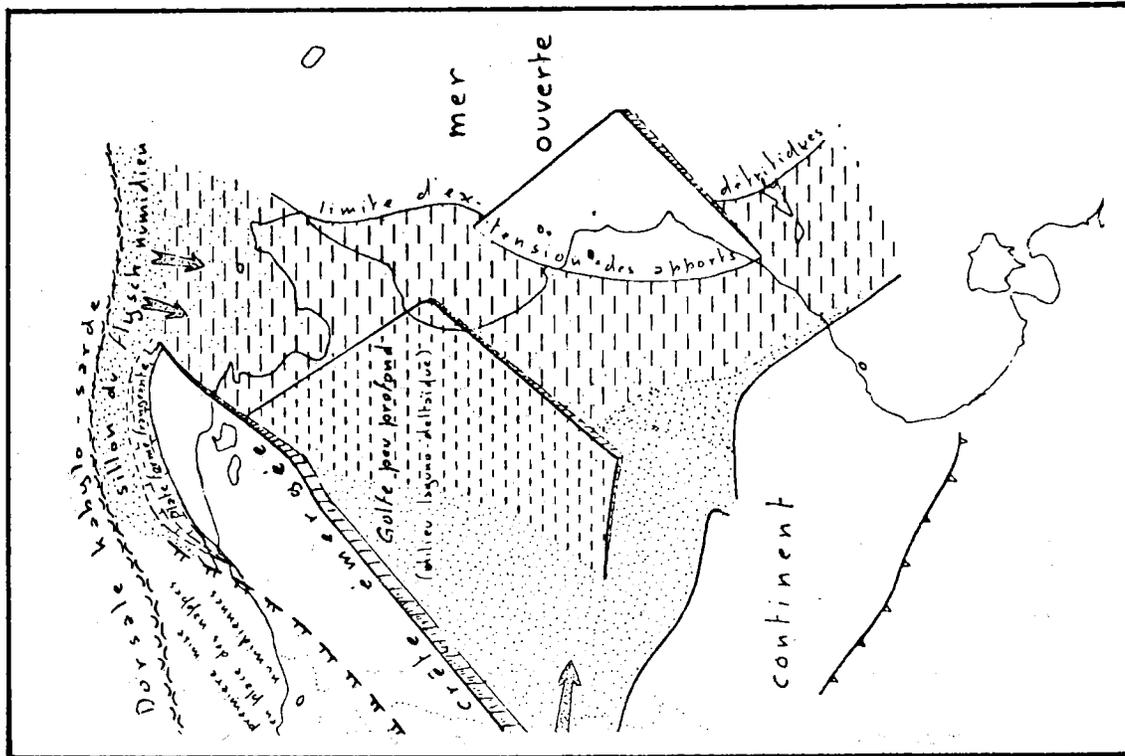
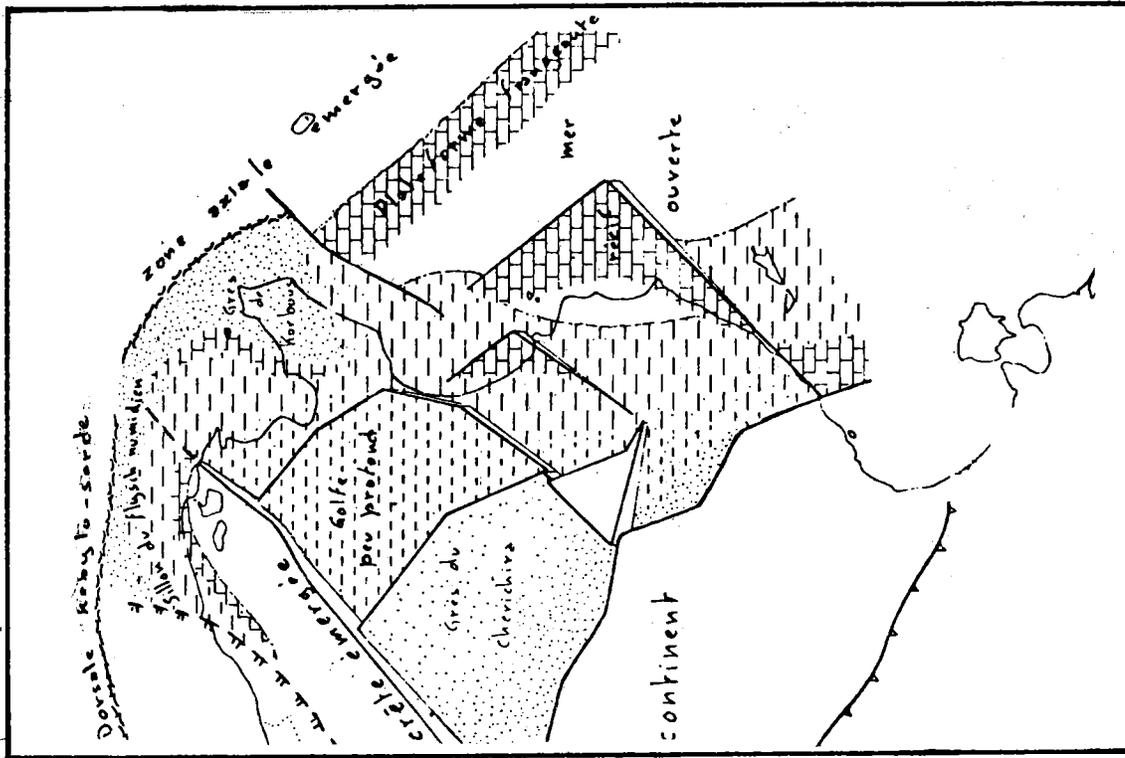


Fig. 73. — Esquisse paléogéographique de l'Oligocène inférieur (d'après Vernet, 1981).

Fig. 74. — Esquisse paléogéographique de l'Oligocène supérieur (d'après Vernet, 1981).

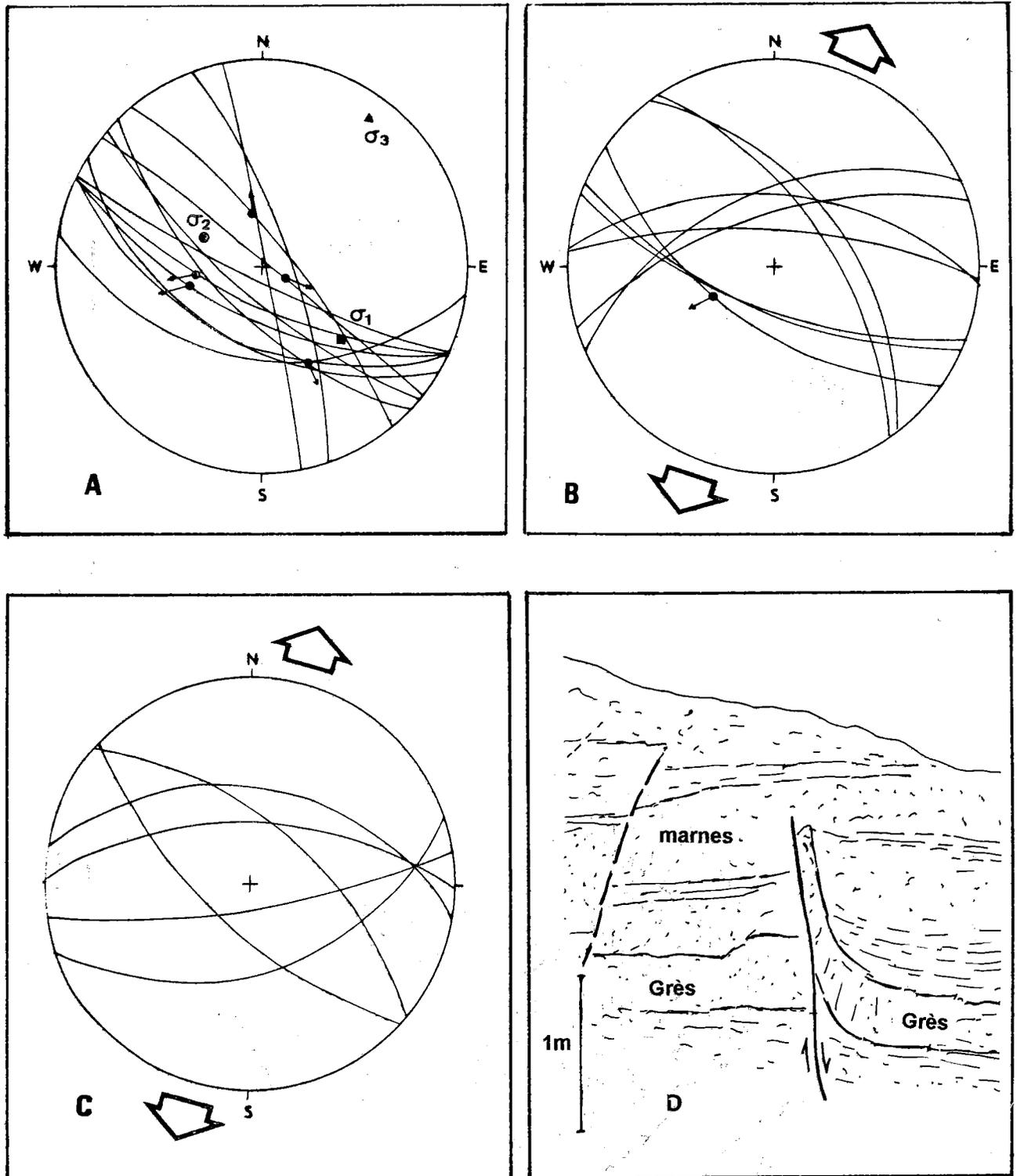


Fig. 75. — Les déformations de l'épisode distensif du Langhien-Serravallien (Formation Beglia).
 A, B et C : Représentation stéréographique des failles normales et des fentes de tension (en pointillé) synsédimentaires.
 A : Site de l'Oued El Ahmar; B : Site de Ain Chercher; C : Site de Sidi Mbarek Kechrid (Selloum Nord).
 D : Représentation locale des déformations.

de plusieurs autres secteurs de ce domaine (Perthuisot, 1978; Ben Hadj, 1979; Laatar, 1980).

Au Sahel, on assiste également à une montée du Trias au niveau de Zéramedine et de Ktitir (Haller, 1983).

b) *Les déformations tectoniques :*

En Tunisie nord-orientale, le site 20 (fig. 30) offre une série argilo-gréseuse d'âge oligocène (Ben Ayed et al., 1979). Les couches inférieures de cette série sont formées par des alternances de grès fins et d'argiles noires, surmontées par des argiles bleues ou grises.

Au sein de cette série se développent des failles contemporaines de la sédimentation (Ben Ayed et al., 1984). Il s'agit de failles normales de direction N150 à N170 et N110 à N130. Ces failles de rejet décimétrique à métrique, sont cachetées, soit par des niveaux gréseux de la série argilo-gréseuse, soit par la partie supérieure des argiles noires. Deux plans de failles de direction N150 et N110 portent de rares stries dont le pitch de 80° vers le NE ou vers le SW, indique un mouvement en faille normale (fig. 72). Ce réseau de failles normales permet d'observer une tectonique synsédimentaire en effondrement qui détermine des petits horsts et grabens visibles sur le bord de la mer, le long de la falaise de Sidi Bou-Saïd.

Ces failles normales synsédimentaires permettent d'établir que la direction d'ouverture de l'épisode en extension intra-oligocène est NE-SW à ENE à WSW.

Ces mouvements d'étirement ont fait apparaître un tronçonnement des bancs qui a donné, soit des fentes ouvertes à la base des bancs de grès, soit un « boudinage naissant » dans les niveaux de grès qui occupent les soubassements des grabens synoligocènes.

Récemment Letouzey et Trémolières (1980) ont étudié ces niveaux dans l'axe Nord-Sud et au Cap-Bon; ils concluent à l'existence d'une « compression NE-SW » d'âge oligocène supérieur - Burdigalien inférieur, inconnue jusqu'ici en Tunisie. Nous n'avons pas retrouvé les témoins de cette compression au Cap Bon où la révision stratigraphique effectuée sur ces formations (Ben Ismaïl - Latrache, 1981) pose le problème de l'âge des séries étudiées par Letouzey et Trémolières.

Au Cap Bon, il n'existe pas de dépôts marins d'âge burdigalien qui permettraient de faire des corrélations avec les séries marines des pays voisins. Il s'agit plutôt de dépôts deltaïques progradants sous forme de lentille (Burolet, communication orale; in Ben Ismaïl et Bobier, 1984; Ben Salem, 1985). Les pendages que l'on peut observer dans ces séries fluviatiles ne sont pas d'origine tectonique.

Autres indices de déformations :

Au Sahel, les données géophysiques révèlent l'existence de failles normales synsédimentaires qui apparaissent au cours de la sédimentation de la formation Fortuna (Haller, 1983).

c) *Relations tectonique et faciès à l'Oligocène :*

la sédimentation de l'Oligocène inférieur est essentiellement détritique, caractéristique d'un milieu marin plus ou moins profond où se déposent des séries argilo-gréseuses. Le régime tectonique distensif qui intervient dès cette époque (Ben Ayed et al., 1984) a une influence sur la sédimentation. En effet, la paléogéographie de l'Oligocène inférieur montre l'existence d'un grand domaine sédimentaire englobant l'ensemble de la Tunisie orientale (Vernet, 1981). Dans ce domaine, se développent des bassins relativement profonds (Cap Bon, Kairouan), allongés NW-SE, soit perpendiculairement à la direction d'allongement maximum du régime tectonique de cette époque. Le réseau de failles normales synsédimentaires NW-SE semble avoir été associé à un système de failles dirigées NE-SW (fig. 73 et 74).

Cette tectonique qui est à l'origine de l'effondrement et du morcellement du plancher sédimentaire vers la fin de l'Oligocène inférieur (Vernet, 1981) va déterminer non seulement l'organisation des aires de sédimentation qui prennent naissance avec elle, mais aussi la paléogéographie qui la suit. Il en résulte à l'Oligocène supérieur une morphologie assez proche de la précédente avec un approfondissement des bassins dirigés NW-SE (Golfe de Gabès) et le morcellement des « panneaux précédents par un système de failles NW-SE » (Vernet, 1981). D'après cet auteur, la sédimentation de l'époque a été déterminée par la tectonique avec le développement des constructions récifales sur les panneaux soulevés et l'accumulation de séries détritiques sur les blocs affaissés. Il est dit que la tectonique de cette époque a été associée à des pulsations eustatiques qui ont fait suite à l'abaissement du géoïde à l'Éocène supérieur et surtout la chute brutale du niveau moyen des mers pendant le Chattien (Ben Ismaïl et Bobier, 1984).

4.3. — Tectonique en extension d'âge Langhien-Serravallien en Tunisie centrale :

Le Langhien et le Serravallien correspondent à des séries continentales connues sous les noms de Formation Mahmoud, Béglia et Saouaf (chapitre I).

a) *Les déformations tectoniques :*

a1) *Les failles synsédimentaires de la formation Mahmoud :*

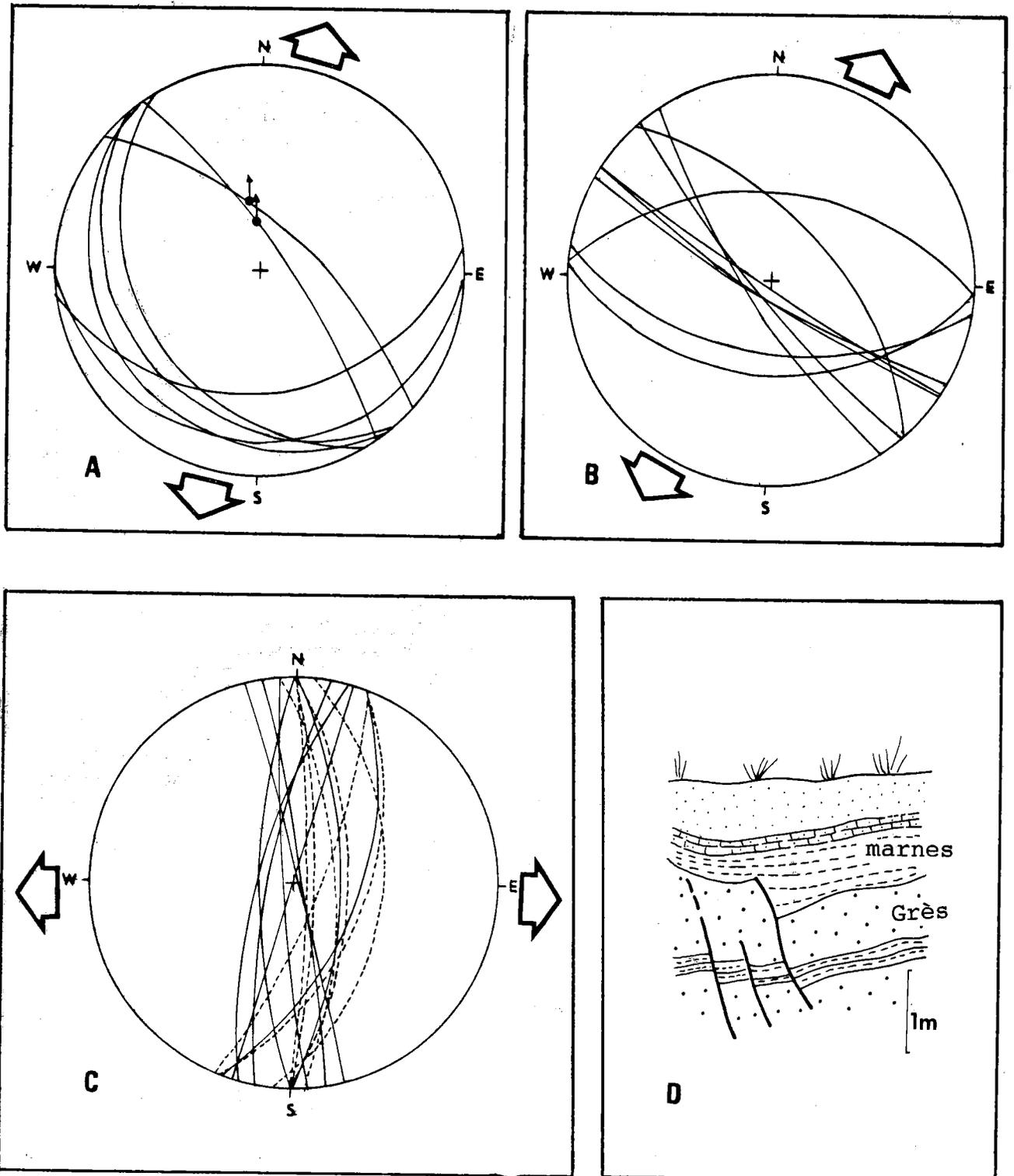


Fig. 76. — Les déformations contemporaines de la sédimentation du Langhien-Serravallien (Formation Saouaf).
 A, B et C : Représentations stéréographiques des failles normales et des fentes de tension (en pointillé) synsédimentaires.
 A : Site de Oued el Ahmar (Chambi-Sud); B : Site du Hajra Souda (Maarguaba); C : Site de Zebbas (Chambi-Nord).
 D : Allure des failles normales synsédimentaires du site de Zebbas.

Sur le versant nord de J. Chambi (site 21 ; fig. 30), nous avons pu observer de rares failles normales synsédimentaires dans les alternances de grès et d'argiles vertes de la formation Mahmoud. Ces rares failles normales de direction moyenne N140 montrent un affaissement en demi-graben du compartiment oriental. Elles sont localisées sur la bordure ouest du fossé de Kasserine (ou fossé de Foussana) et correspondent aux premières manifestations tectoniques tertiaires du graben Foussana-Kasserine tel que nous le connaissons actuellement.

a2) *Les failles synsédimentaires de la Formation Beglia :*

— Au J. Chambi, les failles synsédimentaires sont bien développées (site 22 ; fig. 30). Il s'agit de failles de rejet décimétrique à métrique qui se répartissent en deux réseaux d'accidents majeurs (fig. 75 (A)).

- une famille de failles de direction N95 à N120 portant des stries plongeant de 50 à 70° vers l'Est ou vers l'Ouest.
- une famille de failles de direction N130 à N170 avec des pichs de 60 à 70° vers le NW.

Ces deux réseaux de failles normales déterminent un système de horsts et de grabens bien exprimés, surtout au Sud de Kef Moungar sur la bordure occidentale du fossé de Kasserine.

— Dans le Selloum Nord (site 23 ; fig. 30), la série néogène est bien développée. On retrouve les mêmes réseaux de failles normales (fig. 75 (C)) :

- des failles orientées N90 à N120.
- des failles de direction N130 à N150.

Mais, il existe également de rares failles normales de direction N60 à N70. Ces réseaux de failles normales synsédimentaires déterminent une direction générale d'ouverture sensiblement NNE-SSW à ENE-WSW.

a3) *Les failles synsédimentaires de la formation Saouaf (fig. 76) :*

Au milieu du graben de Foussana (site 24 ; fig. 30), la série marno-gréseuse à lignites de la formation Saouaf montre des failles normales synsédimentaires de rejet métrique de direction subméridienne indiquant une extension dirigée ENE-WSE. On retrouve des structures distensives comparables au Sud de Kef Moungar (fig. 76 (C)).

— Au nord de J. Selloum, site 25 (fig. 30), on observe des failles normales synsédimentaires de direction N120 à N140 de rejet métrique à centimétrique. Ces failles normales scellées montrent une direction d'allongement NE-SW (fig. 75 et 76).

a4) *Conclusion :*

Le Langhien-Serravallien correspond à une époque distensive à décrochante distensive, au cours de laquelle s'ouvrent les fossés en coude de la Tunisie centrale. Il s'agit là du dernier mouvement d'effondrement qui a façonné les grabens avant l'intervention des plissements atlasiques.

5. — TECTONIQUE ET HALOCINÈSE EN TUNISIE :

Pourquoi ce chapitre ? :

On a vu la permanence des mouvements halocinétiques du Cénozoïque à l'Aptien. Certains géologues et en particulier certains géologues pétroliers ont envisagé que le moteur de la tectonique en Tunisie était l'halocinèse.

En fait, la question est de savoir si l'halocinèse est une cause ou une conséquence de la déformation.

Dans le Sud, sur la plateforme saharienne stable, l'halocinèse est inexistante dans les séries qui recouvrent les dépôts triasiques. Pourtant, il existe des grabens permo-triasiques enfouis sous la couverture du Trias supérieur. Par contre, l'halocinèse existe dans les secteurs soumis à des déformations tectoniques que nous examinons dans le détail.

5.1. — *Les causes et les modalités de l'halocinèse :*

L'Halocinèse et plus particulièrement le diapirisme a fait l'objet de controverses que Perthuisot (1978) a largement évoqué. En résumé, deux hypothèses se confrontent :

- l'hypothèse « tectonique » suppose que le déroulement de l'halocinèse est contrôlé par les mouvements tectoniques qui induisent dans les couches encaissantes plusieurs modifications structurales.
- l'hypothèse « atectonique » considère que le moteur qui régit les montées halocinétiques est à rechercher dans les processus qui dépendent de la nature des matériaux. Parmi ces derniers, les plus évoqués par différents auteurs se rapportent à la charge sédimentaire et à la différence de densité des matériaux.

5.2. — *Les principales manifestations triasiques (fig. 77) :*

En Tunisie, les différentes époques de montées diapiriques sont actuellement bien connues grâce aux travaux de nombreux auteurs (Perthuisot, 1972 à 1980 ; Ben Hadj 1979 ; Dali, 1979 ; Ghanmi, 1980 ; Chihi et al., 1984...). Nous ne reprendrons pas ici les descriptions stratigraphi-

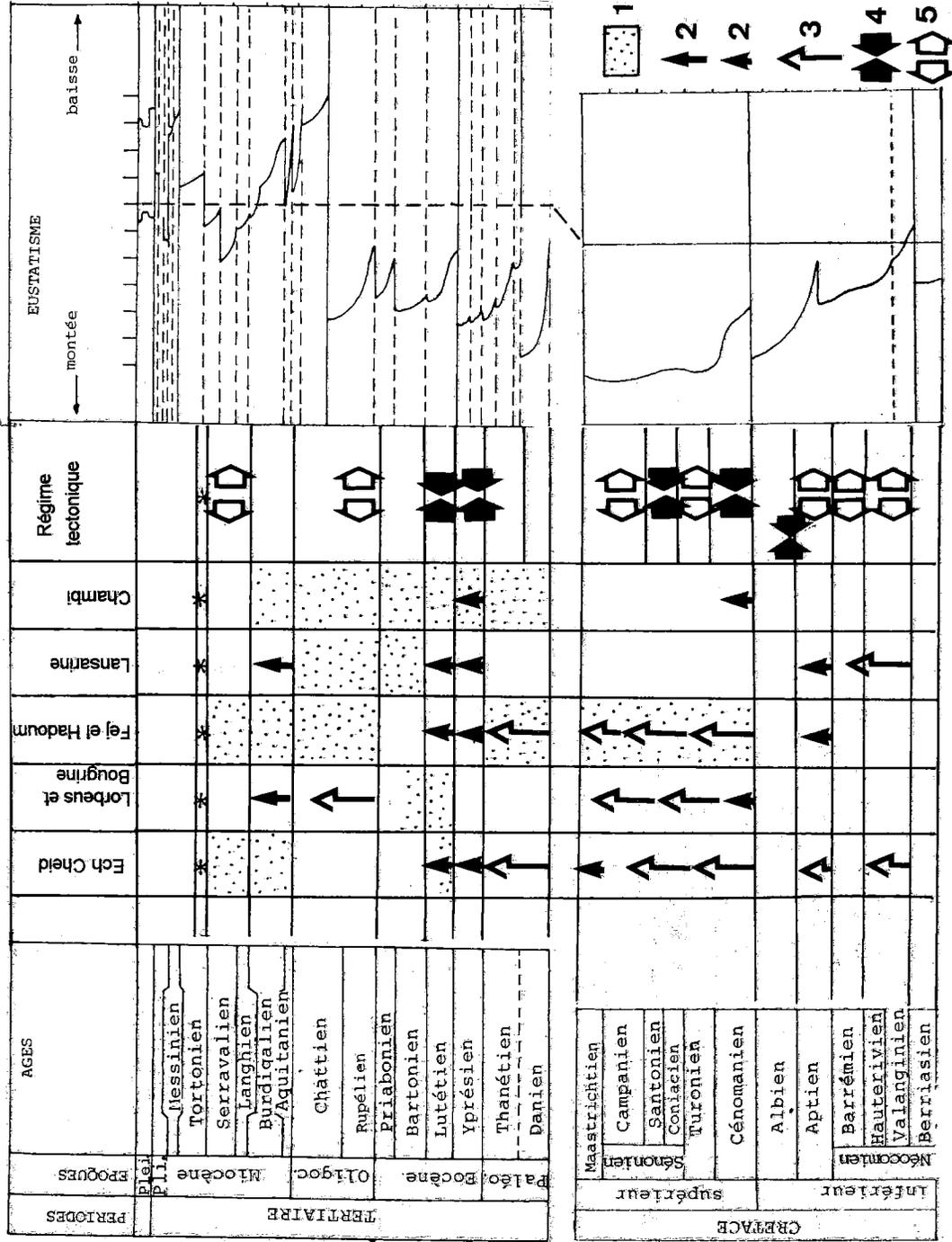


Fig. 77. — Les époques de montée et de percement du complexe triasique et leur relation avec l'activité tectonique et l'eustatisme.
 Légende : 1 : période d'émersion; 2 : percement du triasique; 3 : montée sans percement; 4 : tectonique en compression; 5 : tectonique en distension.
 NB : Les périodes de montée et de percement du Trias sont empruntées à divers auteurs (Pertuisot, 1978; Ben Hadj Ali, 1979; Dali, 1979; Laatar, 1980; Ben Ayed et al., 1984).

ques, sédimentologiques et paléogéographiques de ces différents auteurs, mais on mentionnera et on discutera les principaux résultats se rapportant à la montée triasique. Les différentes époques d'ascension et/ou de percement du complexe triasique, mises en évidence en Tunisie, par de nombreux auteurs, sont résumées sur la figure 77. On y distingue :

- des périodes de percement du complexe triasique, mises en évidence par des remaniements d'éléments triasiques dans certaines séries de la couverture sédimentaire (Aptien, Cénomaniens, Maestrichtien, Yprésien...).
- des époques de montée triasique sans percement de couverture, déduites à partir des variations des épaisseurs et des faciès des séries encaissantes, voire même la disparition de certains termes de la série sédimentaire (Crétacé supérieur, Paléocène, Oligocène...).

En Tunisie septentrionale, Perthuisot (1978) a pressenti l'existence de liaisons étroites entre les manifestations diapiriques et l'activité tectonique grâce à une remarquable étude stratigraphique et sédimentologique.

Les résultats de nos travaux sur les tectoniques successives contemporaines de la sédimentation des séries secondaires et tertiaires complètent les travaux de cet auteur. On tentera ici, une nouvelle approche des phénomènes halocinétiques de Tunisie en tenant compte des phénomènes diapiriques, tectoniques et eustatiques.

5.3. — Influence des mouvements tectoniques sur l'halocinèse :

Pendant les périodes d'équilibre du niveau moyen des mers comme par exemple durant le Turonien-Maestrichtien, on a vu que les différentes anomalies sédimentaires qui caractérisent la sédimentation sur la plateforme complexe de la Tunisie centrale, sont liées à une activité tectonique. Durant la même époque des mouvements ascensionnels du complexe triasique se manifestent en Tunisie centrale et septentrionale. Ces manifestations diapiriques turoniennes à maestrichtiennes ne peuvent pas s'expliquer par des pulsations eustatiques inexistantes à cette époque (chapitre I). Elles s'intègrent bien dans un contexte structural où seule l'activité tectonique intervient. Celle-ci serait responsable des différentes variations de faciès et d'épaisseur, signalées par divers auteurs aux alentours des rides triasiques du domaine atlasique et dans les bassins de la Tunisie centrale. Il est clair que la tectonique qui a compartimenté la plateforme atlasique et qui a provoqué l'exhaussement de certaines rides triasiques (Chambi, Selloum, Hamra...), a également occasionné la montée du complexe triasique au

niveau du sillon tunisien et influencé la sédimentation autour des intumescences et des diapirs. Cette ascension triasique a été certainement accélérée par la charge sédimentaire et la subsidence qui caractérisent les milieux de dépôts de ce bassin marin profond (« sillon tunisien »).

5.4. — Influence des mouvements eustatiques sur l'halocinèse :

Certaines époques du Crétacé et du Tertiaire sont caractérisées par des faciès homogènes correspondant à des périodes de stabilité et de calme tectonique. Il en est ainsi vraisemblablement au Valanginien, à l'Hauterivien, pendant le Maestrichtien - Paléocène inférieur, à l'Oligocène supérieur et au Miocène inférieur. En absence des manifestations tectoniques, les variations de faciès et d'épaisseur qui caractérisent ces périodes de stabilité s'intègrent bien dans un cadre eustatique.

En effet, parmi les époques précitées, on connaît des périodes de variations brutales du niveau moyen des mers. Il en est ainsi par exemple à l'Hauterivien, à la fin du Maestrichtien, pendant le Chattien et au Miocène inférieur. Ces chutes importantes du paléogéode sont suivies par des périodes d'érosion particulièrement importantes au niveau des paléoreliefs. Il en résulte une disparition par érosion de certains termes de la série sédimentaire et un emboîtement des surfaces d'érosion entraînant l'apparition de discordances non tectoniques. De même que les produits de l'érosion accumulés dans les dépocentres voisins des rides triasiques, peuvent également constituer avec les phénomènes de subsidence qui caractérisent la sédimentation du sillon tunisien, une charge sédimentaire capable de provoquer la remobilisation des phénomènes halocinétiques au cours du Miocène inférieur (J. Lorbeus, J. Bougrine, J. Lansarine).

Ainsi, on peut conclure que certaines périodes de percement du complexe triasique sont associées à des chutes du géoïde ; d'où l'existence parfois de synchronisme ou liaison entre l'érosion du Trias et l'abaissement eustatique (fig. 77). Durant ces époques les remontées du Trias sont vraisemblablement dues à la surcharge sédimentaire dans le « sillon tunisien ».

5.5. — Influence des mouvements tectono-eustatiques sur l'halocinèse :

Certaines époques du Secondaire et du Tertiaire sont caractérisées par la combinaison des mouvements tectoniques et eustatiques. En effet, les périodes d'activité tectonique tel que l'Aptien, le Cénomaniens et l'Yprésien coïncident avec des chutes importantes du niveau moyen des mers. Les hiatus sédimentaires et les discordances de ces époques ne peuvent être bien expliquées qu'en

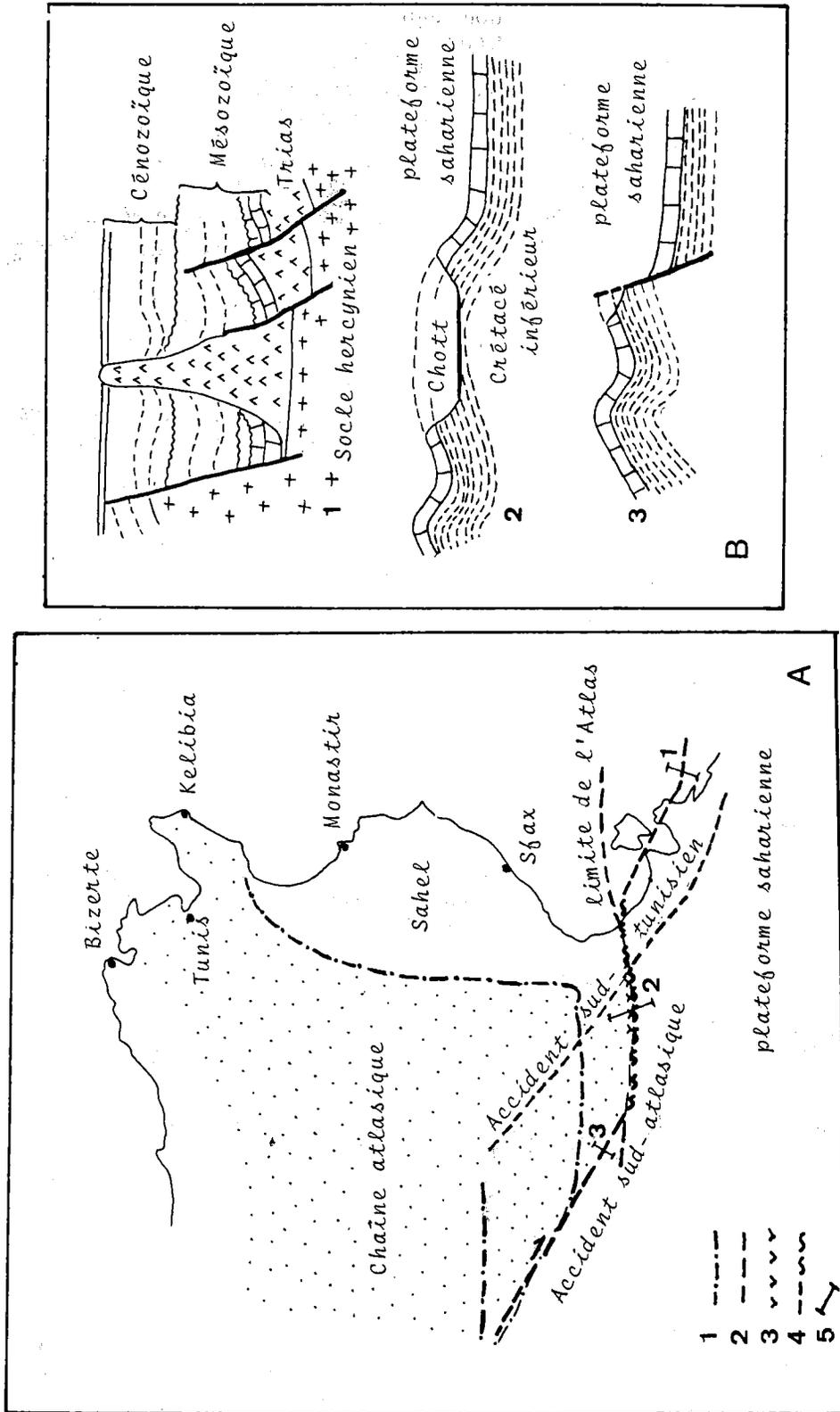


Fig. 78. — Tracé et structure de l'accident Sud-atlasique.
 A : Les différents passages de l'accident sud-atlasique, (1 : d'après Laffite, 1939; 2 : d'après Castany, 1954; 3 : d'après Busson, 1967; 4 : d'après Ben Ayed et Vignier, 1981). Localisation des coupes.
 B : Coupes géologiques synthétiques à travers l'accident sud-atlasique.

tenant compte de l'interférence de ces deux types de mouvement.

Parmi les anomalies sédimentaires on peut citer les variations de faciès et d'épaisseur liées à l'évolution structuro-sédimentaire de la plateforme saharienne (Ben Ayed et Khessibi, 1983) et des bassins de la Tunisie centrale (M'Rabet, 1981 ; Chihi et *al.*, 1984). Il en est de même pour les mouvements ascensionnels du complexe triasique de la Tunisie centrale et septentrionale (J. Chambi, J. Lorbeus, J. Ech Cheid, J. Lansarine... voir fig. 77). Dans la zone des diapirs l'interférence des mouvements eustatiques et tectoniques explique le nombre particulièrement élevé de rides triasiques qui ont connu une montée importante du Trias voire le percement de la couverture sédimentaire au cours de l'Aptien, le Cénomaniens et l'Yprésien (fig. 77).

6. — L'ACCIDENT SUD-ATLASIQUE EN TUNISIE :

6.1. — Généralités :

En Algérie et au Maroc, le contact entre les chaînes des Atlas et les immenses plaines sahariennes correspond à une ligne de démarcation qui a frappé l'imagination de nombreux géologues et géographes et ceci depuis fort longtemps. Il en résulte plusieurs appellations se rapportant aussi bien à l'aspect orographique, paléogéographique que structural : « flexure sud-atlasique », « flexure nord-saharienne » ; « accident nord-saharien », « accident sud-atlasien » ou plus couramment « accident sud-atlasique ». Il est clair que pour la plupart des géologues travaillant en Algérie et au Maroc, l'accident sud-atlasique correspond à la fois à une limite orographique, paléogéographique et structurale. Pour cela une terminologie abondante est utilisée indifféremment, pour désigner cet alignement.

En Tunisie, la limite entre le domaine saharien et le domaine atlasique n'est pas aussi nette qu'en Algérie et au Maroc. Le passage entre ces deux domaines est progressif (Coque, 1962) ce qui est à l'origine de nombreuses controverses quant au tracé de l'accident sud-atlasique en Tunisie.

Les contours proposés que nous résumons ici (fig. 78) sont multiples. Ils sont fondés sur des critères qui diffèrent suivant les auteurs.

6.2. — Les flexures permo-carbonifère et mésozoïque du Sud tunisien (fig. 79 à 82) :

On sait que la sédimentation des séries permo-carbonifères et secondaires a été contemporaine d'une activité tectonique qui a morcelé la bordure de la plateforme saharienne et guidé la sédimentation paléo-mésozoïque.

Les grands accidents de cette époque ont donné naissance à deux flexures qui ont séparé le domaine saharien du domaine alpin. Ces accidents ou flexures se situent sur la bordure méridionale des bassins permo-carbonifère et secondaire. Il est clair que nous ne possédons que très peu d'éléments pour préciser l'emplacement de ces flexures mais à partir des informations géologiques dont nous disposons, nous essayons de présenter un essai sur le tracé de ces flexures.

a) La flexure permo-carbonifère (fig. 79 et 80) :

Elle se situe approximativement à la limite de deux domaines paléogéographiques différents correspondant à un bassin profond au Nord et une zone haute au Sud :

- Le bassin profond s'allonge depuis Chott Djerid jusqu'à la frontière tuniso-libyenne. Il transparaît sur la carte gravimétrique de la Tunisie (fig. 21) où il correspond à une anomalie négative. Dans ce bassin s'installe un régime subsident caractérisé par une série permo-carbonifère épaisse (plus de 4000m) sous un faciès marin à Fusulines.

- La zone résistante qui longe ce bassin au Sud correspond au « Seuil hercynien de la Jeffara » (Burolet, 1971). Elle s'allonge depuis le Sud du Chott Jerid jusqu'à la région de Sidi Toui. Ce môle se situe plutôt au Dahar et prolonge à l'Est « l'Anticlinorium algérien » (Burolet, 1967). Sur ce môle, les séries permo-carbonifères sont souvent absentes et le Trias peu épais repose en discordance sur différents termes du Paléozoïque.

La flexure permo-carbonifère est soulignée aux confins tuniso-libyens par la zone de faille de Sidi Toui (fig. 34 et 79). Elle se poursuit à l'Ouest par une simple flexure et localement par des failles qui se suivent depuis Tataouine jusqu'à la région de Sabria (fig. 79), à l'Ouest de Douz. Dans ce secteur, la flexure souligne la bordure du bassin permo-carbonifère. Le biseautage des séries permien et carbonifères le long de cette flexure, de même que les récifs permien sont très recherchés par les géologues pétroliers pour les indices d'hydrocarbures qui y avaient été rencontrés.

Dans la région de Sabria, la flexure passe à l'Est d'une zone résistante où les séries permo-carbonifères sont absentes. Plus au Nord, elle rejoint vraisemblablement la flexure secondaire. Dans la Jeffara tripolitaine, cette flexure est soulignée par des accidents tardi-hercyniens (fig. 80). Elle se situe dans le prolongement de la zone de failles de Sidi Toui.

b) La flexure mésozoïque :

Au Sud de Gabès, la flexure mésozoïque correspond à la limite de deux domaines paléo-

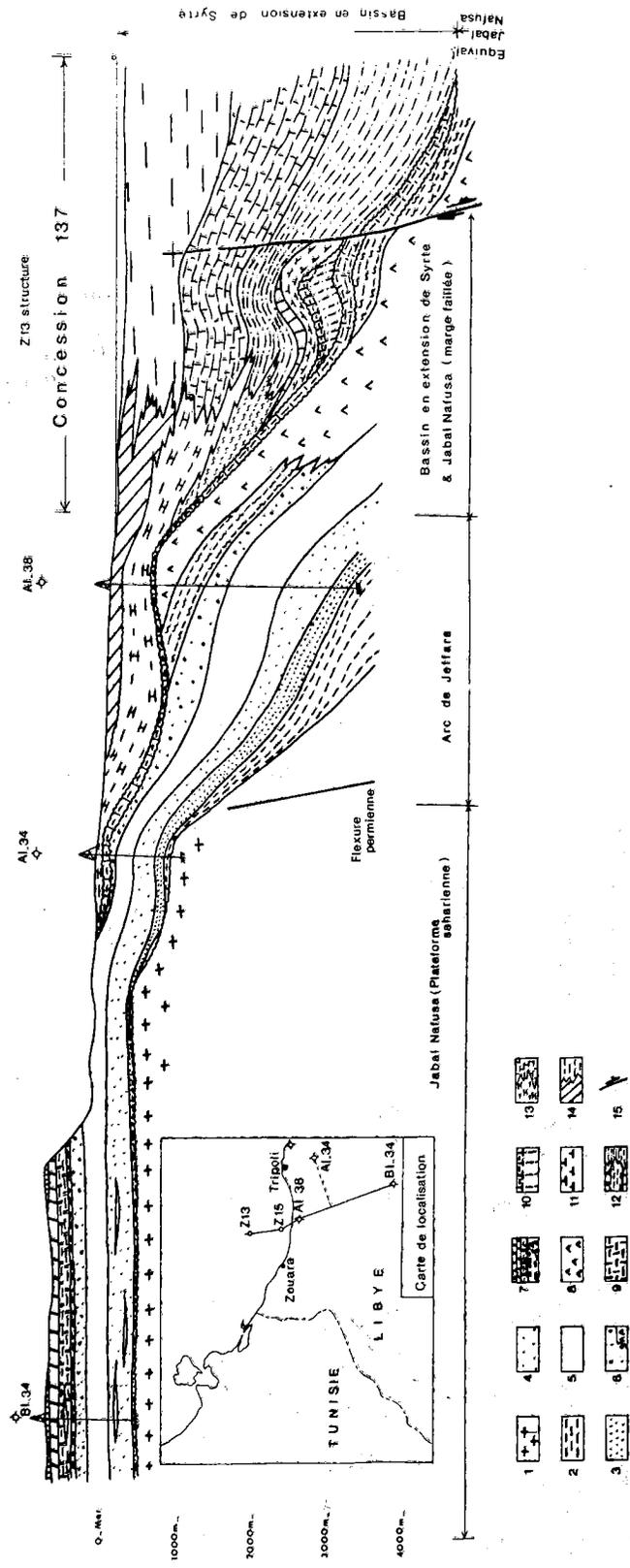


Fig. 79. — Essai de tracé de la flexure permo-carbonifère et de la flexure-secondaire dans le Sud tunisien.
 Légende : 1 : socle hercynien; 2 : plateforme peu profonde triasique à émissions volcaniques; 3 : seuil d'érosion triasique; 4 : mur de sel triasique à liasique; 5 : flexure secondaire; 6 : flexure permo-carbonifère.

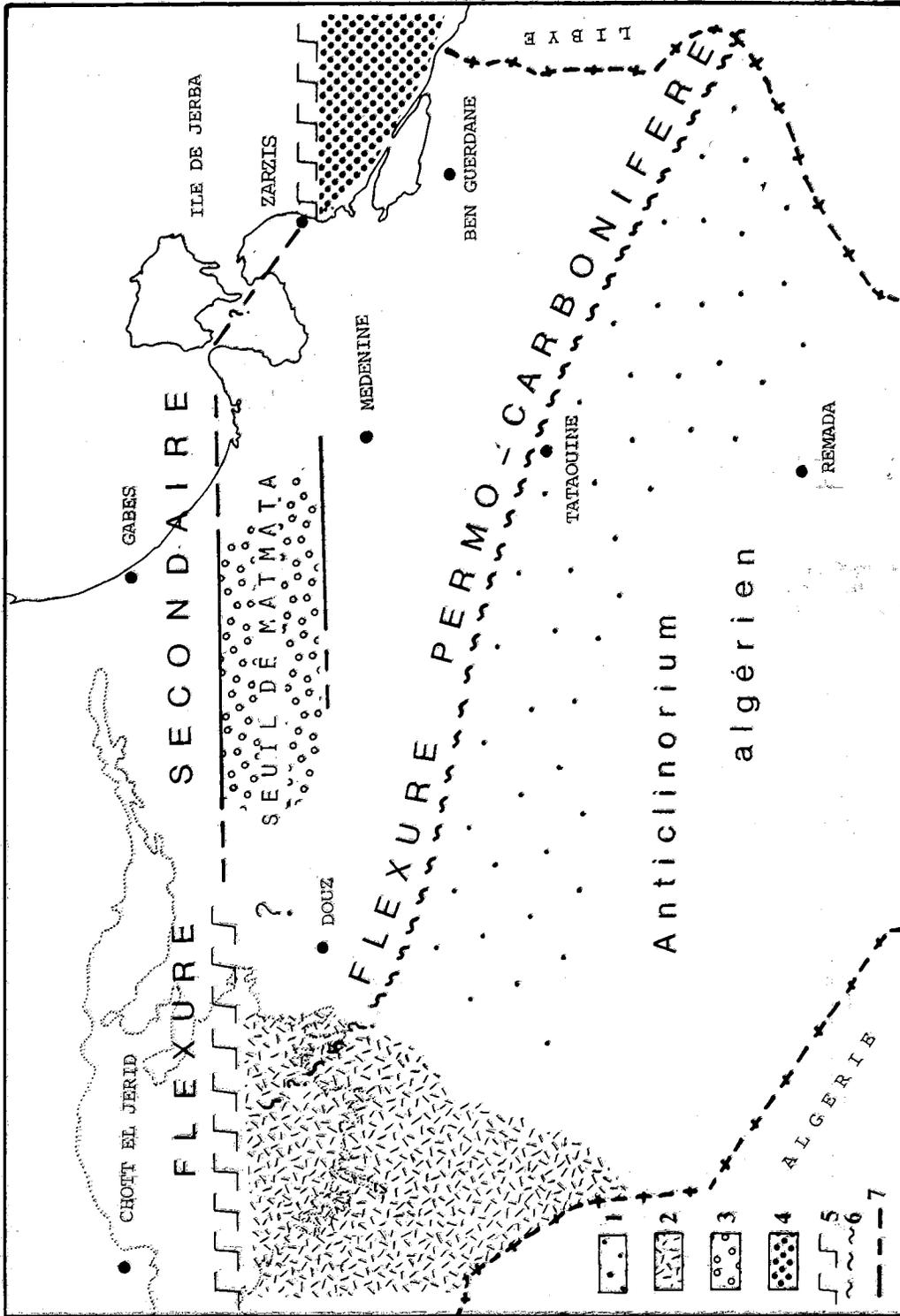


Fig. 80. — Coupe géologique montrant l'allure de la flexure permo-carbonifère à l'Ouest de Tripoli (rapport inédit, Libye, 1980).
 1 : Cambro-Ordovicien; 2 : Permien supérieur; 3 et 4 : Trias inférieur; 5 : Trias moyen; 6 : Trias supérieur-Jurassique; 7, 8 et 9 : Crétacé inférieur et moyen; 10 : Turonien pp. Campanien; 11 : Maestrichtien-Paléocène p.p.; 12 : Paléocène p.p. - Eocène; 13 : Oligocène; 14 : Miocène; 15 : Faille.

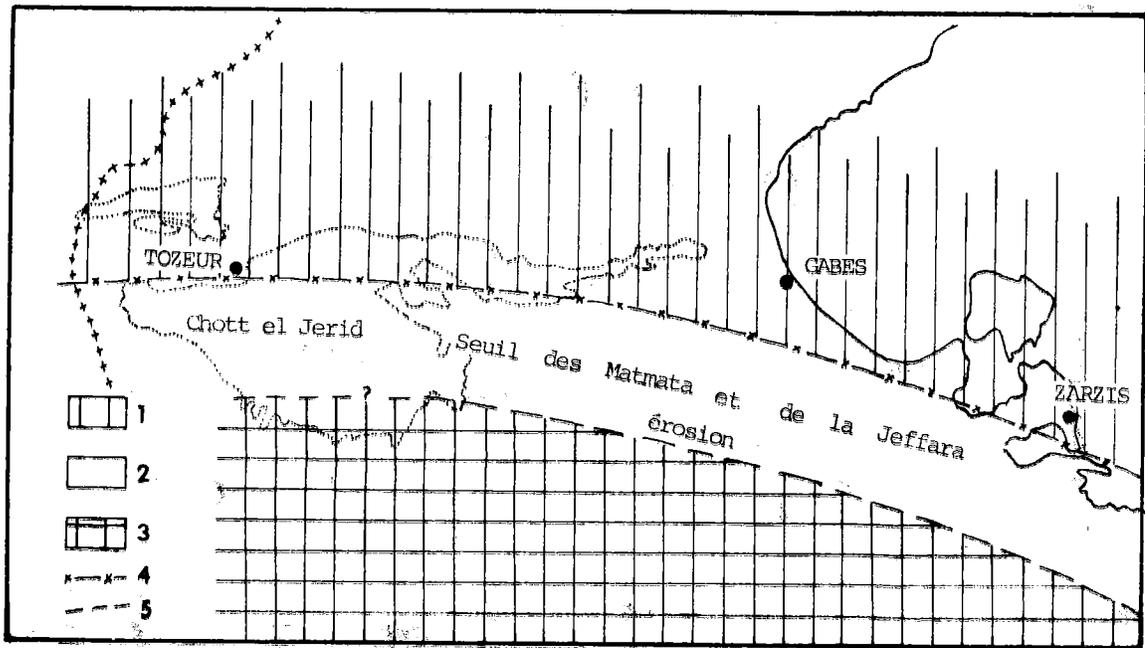


Fig. 81. — Schéma paléogéographique du Sud tunisien au cours du Jurassique (d'après Bonnefous, 1972)
Légende : 1 : bassin subsident; 2 : seuil d'érosion; 3 : plateforme très peu profonde; 4 : limite Sud du bassin; 5 : limite septentrionale de la plateforme.

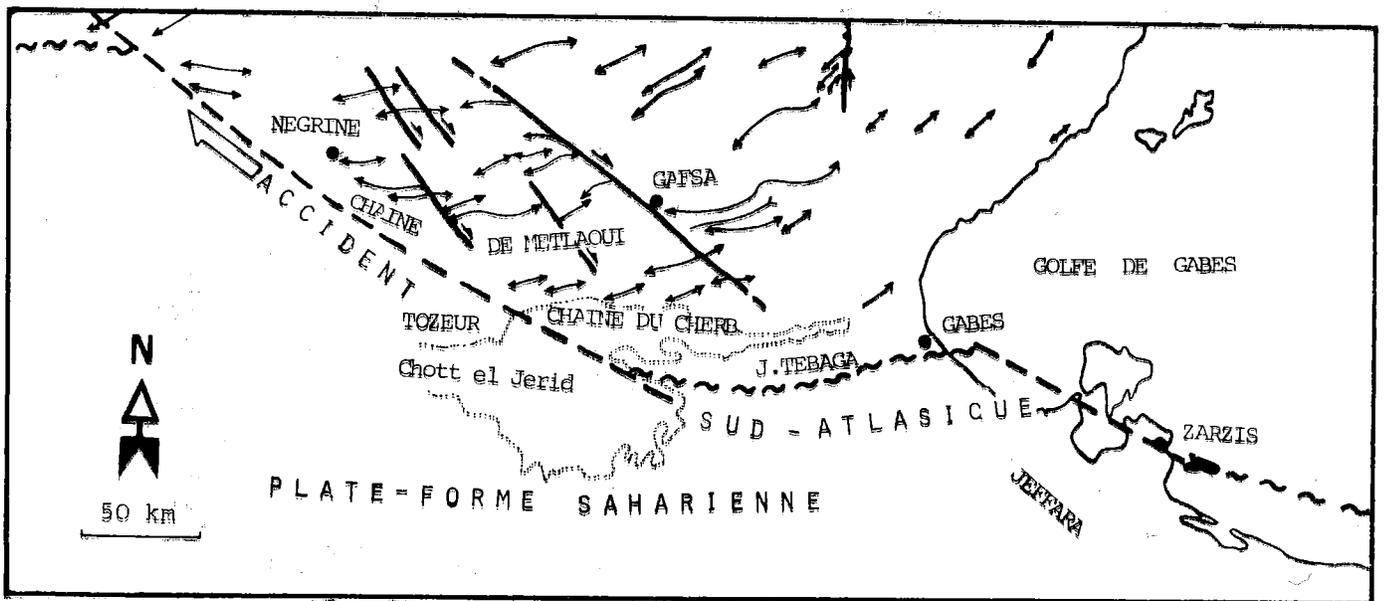


Fig. 82. — Essai de tracé de l'accident sud-atlasique en Tunisie méridionale (d'après Ben Ayed et Viguiier, 1981).

géographiques : la fosse de Fedjedj au Nord et le seuil de Matmata au Sud (fig. 81).

La fosse de Fedjedj est un bassin à régime subsident avec des séries triasiques et jurassiques à l'ordre de 3.000m. Le Crétacé inférieur y est représenté par une série à faciès deltaïque ou lagunaire épaisse de 2000m.

Le seuil de Jeffara est caractérisé par l'absence du Trias et la réduction des séries néritiques jurassiques et crétacées. Ce seuil correspond en fait à un horst limité par des failles voisines de E-W correspondant à la ligne d'accidents du Melab au Nord et l'accident du Tebaga au Sud. Ce horst a connu un soulèvement au cours de l'épisode de déformation du Trias.

Plus à l'Est, la flexure mésozoïque se prolonge au Sud de Djerba, avant de longer la bordure méridionale du mur de sel de Zarzis et de l'Off-Shore libyen. Sur ce plateau continental, elle sépare également deux grands domaines paléogéographiques. Un bassin subsident situé au Nord, caractérisé par des séries de faciès et d'épaisseur comparables à celles du Fedjedj et un domaine de plateforme situé au Sud des dômes de sel, caractérisé par la lente ou l'absence de subsidence jurassique et une tendance générale à la réduction des séries crétacées et tertiaires, signalées dans les forages de Ben Gardane.

À l'ouest de Chott Fedjedj, la flexure sud-atlasique secondaire sépare également deux domaines paléogéographiques : au Nord, la fosse de Tozeur-Nefta correspond au bassin subsident des Chotts. Celui-ci s'est ébauché au moins depuis le Jurassique (Bonnefous, 1972) mais la subsidence a continué durant plusieurs périodes du Secondaire et du Tertiaire (Burolet, 1956). Au Sud de la flexure mésozoïque se développe une plateforme à faciès néritique depuis le Trias supérieur et durant tout le Crétacé. Dans ce domaine, les séries triasiques sont réduites (150 à 200m) tandis que le Jurassique et le Crétacé sont très peu épais et souvent absents. Dans cette région, la flexure secondaire se superpose vraisemblablement à la flexure permo-carbonifère pour former la flexure nord-saharienne du Sud-Est algérien (Guiraud, 1973).

6.3. — Essai sur le tracé de l'accident sud-atlasique en Tunisie :

Nous considérons avec Lafitte et Castany (1954) que l'accident sud-atlasique correspond à la limite méridionale des Atlas présahariens. Il s'agit donc d'une ligne structurale séparant la chaîne plissée des Atlas, des étendues monotones du Sahara. Cet accident sud-atlasique est alors souligné par des structures tectoniques appartenant à la chaîne

atlasique et qui se sont développées sur la bordure de la plateforme saharienne.

En Tunisie méridionale, le tracé de l'accident sud-atlasique se présente sous forme de structures variées illustrées sur les figures 78 et 82.

De l'Ouest vers l'Est on a :

a) Une zone de décrochement dextre :

La limite sud-est de l'Atlas tunisien méridional est soulignée par une zone de décrochement N120 à N130 contre laquelle s'arrêtent brusquement les chaînes plissées de Metlaoui et du Cherb ainsi que le dôme du Fedjedj. Il s'agit d'une zone de faille qui court depuis la région de Négrine jusqu'à Kébili en passant par Tozeur. Celle-ci a été interprétée comme une zone de décrochement dextre (Ben Ayed et Viguié, 1981).

Elle est soulignée à Négrine par un faisceau de plis faillés, disposés en échelon (Ben Ayed, 1980 ; Aïssaoui et Rhuland, 1984). Elle se prolonge par la faille de Tozeur - Kébili qui tronque à l'Ouest la chaîne du Cherb et le dôme du Fedjedj (Ben Ayed et Viguié, 1981 ; Horrenberger et Zargouni, 1983). Ce tronçon de l'accident sud-atlasique est vraisemblablement en liaison avec l'individualisation de la fosse-aurasienne entre Négrine et le Jérid (Castany, 1954).

b) Une simple flexure voisine de E-W :

Dans la région de Tebaga de Gabès, la limite méridionale de l'Atlas est alors une simple flexure au front de laquelle s'arrête brusquement le plissement majeur des terrains secondaires et tertiaires (Ben Ayed et Viguié, 1981).

Dans ce secteur, la flexure tectonique du Tebaga se superpose à la flexure sédimentaire du mésozoïque.

c) Une zone de faille de direction NW-SE :

De tels accidents sont figurés sur la carte tectonique de l'Afrique. Il s'agit de failles dirigées NW-SE délimitant des grabens et des demi-grabens. Nous avons vu plus haut que ce système de failles NW-SE a joué à différentes époques du Secondaire et du Tertiaire. Il a été rajeuni durant l'activité quaternaire (Perthuidot, 1975 ; Jedoui, 1979).

Ces failles NW-SE qui se poursuivent dans le golfe de Gabès semblent avoir façonné le tracé rectiligne de la côte actuelle au Sud de Gabès.

d) Un alignement E-W de dômes de sel :

À l'Est de Zarzis, l'accident sud-atlasique jalonne au Sud, des murs de sel d'allure diapirique séparant la plateforme subtabulaire de la Jeffara, d'un domaine peu plissé, situé au Nord des dômes de sel et faisant partie du bassin pélagien.

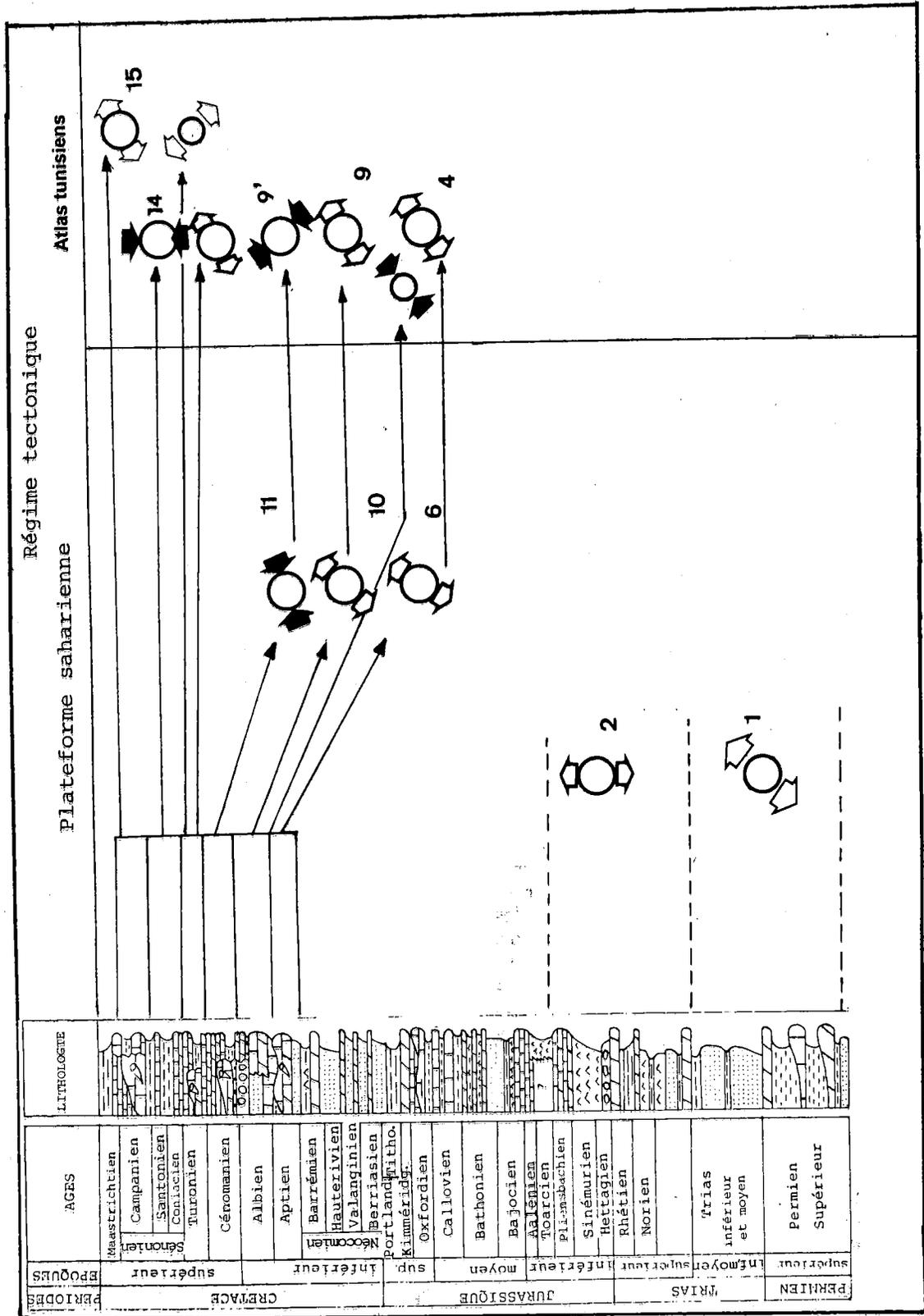


Fig. 83. — Tableau récapitulatif des événements tectoniques du Mésozoïque.

7. — RESUME ET CONCLUSION :

Bien que les manifestations de la tectonique précoce soient encore peu nombreuses, on peut proposer une évolution tectono-sédimentaire pour le domaine atlasique et la plateforme saharienne. Cette évolution relative aux époques mésozoïque et cénozoïque s'appuie sur des données tectoniques et sédimentologiques :

- Au Permo-Trias, la tectonique distensive à décrochante distensive (fig. 83) développe sur la plateforme saharienne, des fossés de direction NW-SE et des demi-grabens E-W. Cette tectonique semble avoir contrôlé les faciès et l'orientation des domaines paléogéographiques.
- Au Jurassique et au Néocomien, les manifestations tectoniques semblent avoir été importantes. Les quelques petites structures mises en évidence, révèlent l'existence d'une tectonique distensive de direction générale NNE-SSW à NS. Cette direction d'extension n'est pas incompatible avec l'orientation E-W des lignes paléogéographiques de cette époque.
- Au Crétacé moyen, l'activité tectonique (fig. 83) a été associée à des phénomènes halocinétiques (fig. 77). D'après Chihi, Dlala et Ben Ayed (1984) « l'examen de la géométrie des dépôts mésozoïques (Bismuth, 1973 ; Braud et al., 1976 ; Bismuth et al., 1982...) et celui des manifestations tectoniques aux différentes époques du Crétacé moyen permettent de dégager les principales lignes structurales qui ont conditionné l'évolution structuro-sédimentaire du bassin et de la plateforme atlasique ».
- « Les failles voisines de E-W, notamment celles qui bordent au Sud le bassin atlasique sont majeures. Ce sont elles qui ont contrôlé et assuré l'enfoncement progressif du « Sillon tunisien » par l'affaissement et le basculement de blocs selon un axe proche de E - W (fig. 58). Ce dispositif en demi-graben donne naissance à des barrages et à des bassins sédimentaires suspendus, nés de l'affaissement et de la rotation des blocs. Il en résulte que les séries sédimentaires des bordures hautes sont alors caractérisées par des discordances (Castany, 1951 ; Burollet, 1956), des brèches de démantèlement et/ou des paléoreliefs (Braud et al., 1976 ; Khessibi, 1976). par contre, dans les bassins suspendus les prismes sédimentaires montrent des épaisissements de séries, en liaison avec le jeu des failles normales (Bismuth et al., 1982 ; Marie et al., 1984) ».
- « Les failles N-S, qui restent discrètes au cours de l'Aptien, jouent à l'échelle régionale un rôle

morpho-structural important au Vraconien. Elles assurent ainsi le compartimentage du bassin atlasique et des grabens dirigés N20E à N20W. Ainsi, la zone haute de l'Axe Nord-Sud, dont les faciès, suggèrent l'existence, à toutes les époques mésozoïques (Castany, 1951 ; Burollet, 1956 ; M'Rabet, 1981) peut être limitée par des accidents de ce type (Richert, 1971). Durant l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur, les massifs de Haouareb, Chérahil, Selloum, Mrhila... correspondent à des paléoanticlinaux. Ceci permet d'expliquer le hiatus sédimentaire d'une partie de l'Albien, reconnu dans ces massifs (Bismuth, 1982). Durant le Crétacé moyen, les manifestations tectoniques ont provoqué le morcellement du bloc pélagien. Il en résulte l'individualisation de bassins et de môles allongés NW-SE, souvent limités par des failles de même direction. C'est ainsi que d'importants grabens NW-SE se développent dans le bassin pélagien et le bassin de Syrte.

- Au cours de la compression cénomaniennne, les blocs limités par des failles E-W connaissent un mouvement transformant dextre. Ce jeu des lanières peut donner naissance à un bassin à extrémités en compression, le long de l'axe Nord-Sud, avec des plis NS et des chevauchement vers l'Est intra-Cénomaniens, bien connus par les géologues pétroliers. Le jeu par écartement des fractures subméridiennes, associées aux décrochements E-W dextres, semble être à l'origine des montées fissurales du Trias au J. Chambi durant le Cénoomanien.
- Au Coniacien - Santonien se manifeste un épisode de compression relativement important (fig. 83). Il se traduit dans les séries du Sénonien inférieur par un réseau de décrochements conjugués synsédimentaires de direction N140 à N160 dextres et N20 à N60 sénestres. Cette compression N-S se traduit dans la sédimentation par l'apparition de brèches de démantèlement qui ont parfois l'allure de véritables olistolithes. Le passage de cet épisode compressif à la distension companienne se fait par simple permutation des contraintes $\sigma_1 - \sigma_2$.
- Au Paléocène terminal - Eocène inférieur (fig. 84) se produit la première compression tertiaire de direction moyenne NW-SE. Celle-ci se traduit surtout par des plis et des failles inverses contemporains de la sédimentation. Lors de ce serrage se sont développés des paléoanticlinaux et des paléosynclinaux de direction NE-SW à NNE-SSW. En Tunisie centrale et méridionale, l'émersion de certains paléoreliefs a permis le développement des séries continentales éocènes (Chambi, Kebar, Chemsî, Zemlat et Beïda...). A la même

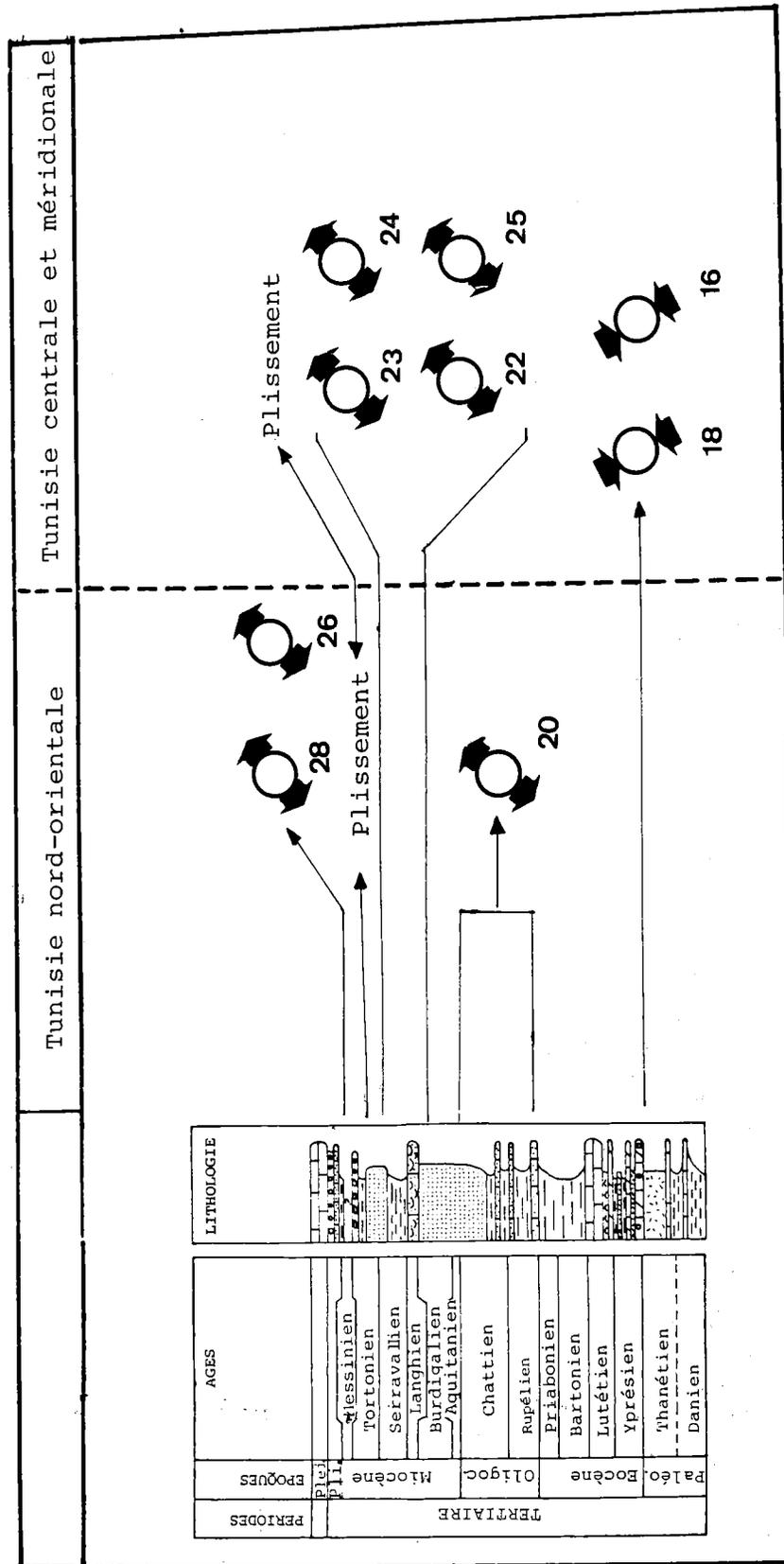


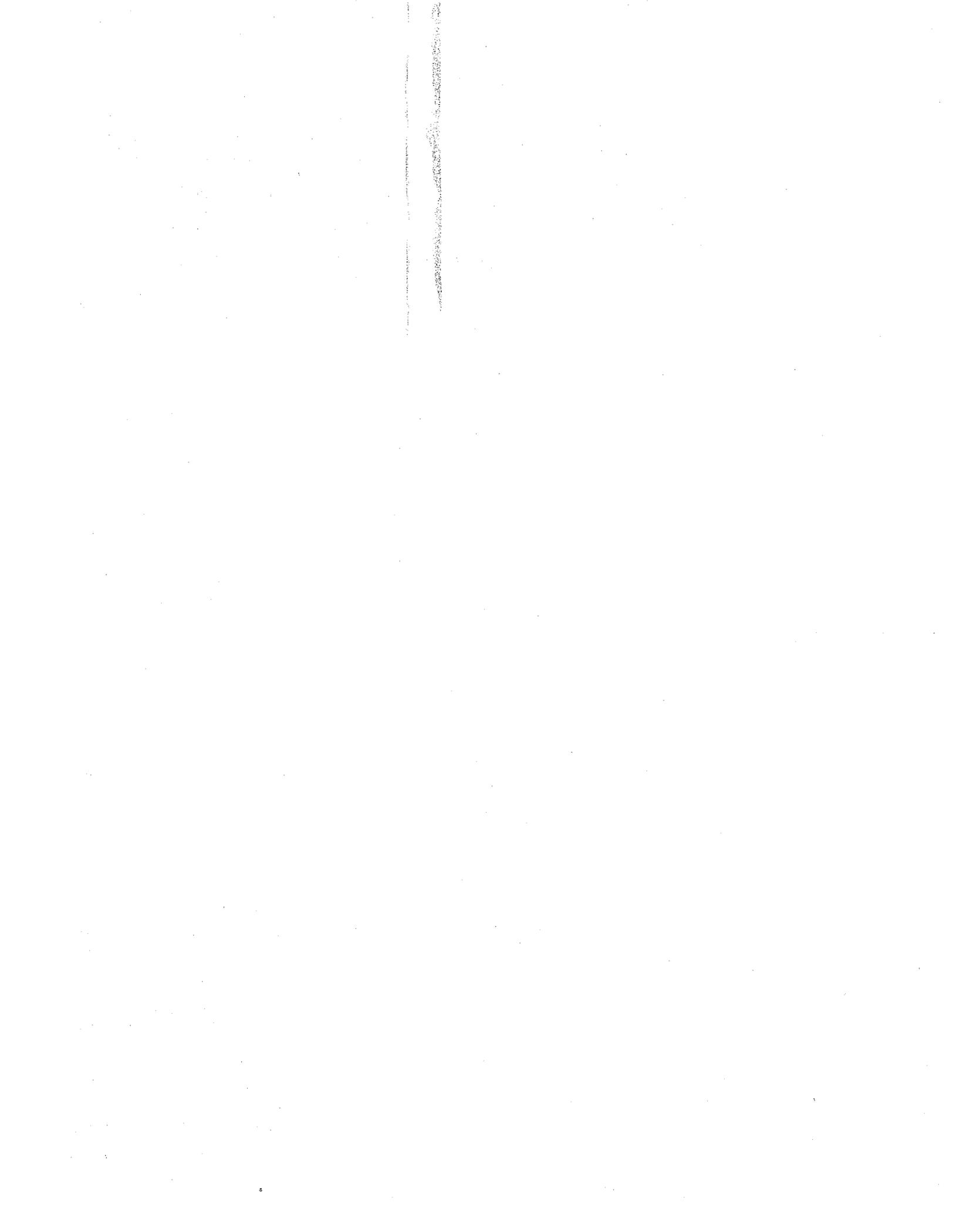
Fig. 84. — Tableau récapitulatif des événements tectoniques paléogènes et néogènes.

époque apparaissent les structures en horsts et en grabens (NW-SE) du Golfe de Gabès et du bassin de Syrte.

- A l'Oligocène et au Langhien - Serravallien (fig.84) s'installe une tectonique distensive qui développe des horsts et des grabens dirigés NW-SE ; ceci aussi bien dans certains secteurs de la Tunisie nord-orientale que dans la région de Kasserine. Au cours du Langhien - Serraval-

lien, on assiste à l'individualisation des fossés en coude de la Tunisie centrale avant l'intervention de la tectonique atlasique.

Les remaniements paléogéographiques qui interviennent au cours des différentes époques du Mésozoïque et Cénozoïque s'installent souvent sur des structures, engendrées par un régime tectonique et/ou eustatique pénécotemporain de la sédimentation de l'époque (fig.84).



CHAPITRE III

LA TECTONIQUE ATLASIQUE

1.	— INTRODUCTION	117
2.	— LA PHASE DE PLISSEMENT MAJEURE DU TORTONIEN INFERIEUR	117
3.	— LES STRUCTURES DE LA BORDURE SUD-ORIENTALE DU GOLFE DE TUNIS ET LEUR EVOLUTION	119
	3.1. — Les ensembles structuraux de la région de Tunis.....	119
	3.2. — Les ensembles structuraux de la banlieue de Tunis.....	119
	3.3. — Les ensembles structuraux de la banlieue-nord de Tunis.....	125
	3.4. — Les ensembles structuraux de la péninsule du Cap Bon	127
4.	— STRUCTURATION DU SILLON TUNISIEN ET DE SA BORDURE MERIDIONALE	135
	4.1. — Les ensembles structuraux de la région de Tadjerouine.....	135
	4.2. — Les ensembles structuraux de la région de Siliana	137
	4.3. — Les ensembles structuraux de la région de Sraa Quartane	141
5.	— STRUCTURATION DE L'ARCHIPEL DE KASSERINE ET DU BASSIN DE GAFSA	143
	5.1. — Structure de la région de Kasserine	143
	5.2. — Structure de l'Axe Nord-Sud	151
	5.3. — Structure de l'Atlas tunisien méridional	153
6.	— LES DEFORMATIONS DU TORTONIEN SUPERIEUR	157
7.	— LES DEFORMATIONS MESSINIENNES.....	157
8.	— LES DEFORMATIONS PLIOCENES	161
9.	— LA PHASE DE PLISSEMENT MAJEUR DU QUATERNAIRE ANCIEN	161
	9.1. — Introduction	161
	9.2. — Structure du secteur d'El-Alia - Metline - Raf-Raf.....	161
	9.3. — Structure du secteur de Kechabta - El Messeftine	165
10.	— LA STRUCTURE DE LA PLATEFORME SAHARIENNE	169
11.	— RESUME ET CONCLUSION	169
12.	— SYNTHESE ET INTERPRETATION : VERS UN MODELE CINEMATIQUE D'EXPLICATION DES STRUCTURES ATLASIQUES.....	173

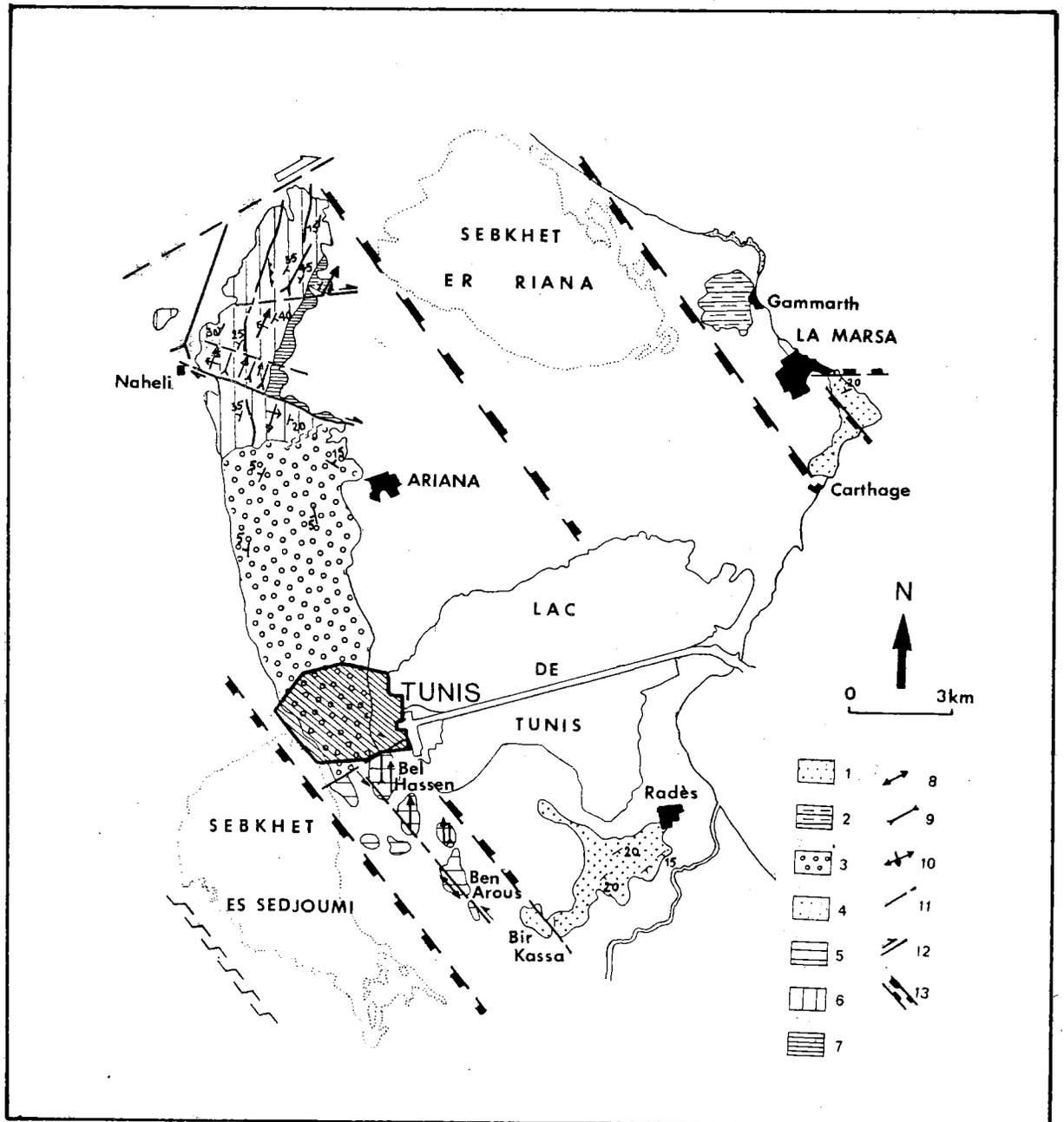


Fig. 85. — Carte structurale des environs de Tunis.
 1 : Crétacé inférieur; 2 : Crétacé supérieur; 3 : Eocène inférieur; 4 : Oligocène; 5 : Mio-Pliocène; 6 : Pliocène; 7 : Tyrrhénien; 8 : Axe synclinal; 9 : Axe Anticlinal; 10 : Anticlinal déversé; 11 : Faille; 12 : Décrochement; 13 : Fossé d'effondrement. (D'après Ben Ayed, Viguiier et Bobier, 1983).

CHAPITRE III

LA TECTONIQUE ATLASIQUE

1. — INTRODUCTION :

On regroupera sous le terme de « tectonique atlasique » ou « plissements atlasiques » l'ensemble des événements tectoniques qui sont à l'origine de la formation de la chaîne atlasique (Atlas présahariens). Durant cette période tectogénique qui va du début du Miocène supérieur au Villafranchien, certains accidents anciens ont été remobilisés en cisaillements. Ces derniers se répercutent dans la couverture sédimentaire sous la forme d'un réseau de décrochements.

Des conceptions contradictoires ont été récemment présentées par divers auteurs à propos de la structure de l'avant-pays. Les interprétations publiées se répartissent en deux types principaux selon qu'elles privilègent les mouvements tangentiels de grande ampleur (Delteil et al., 1979, 1980) ou les décrochements (Ben Ayed et Viguié, 1979, 181).

L'analyse détaillée des déformations atlasiques en Tunisie centrale et nord-orientale, nous a amené à proposer un modèle cinématique de déformation.

2. — LA PHASE DE PLISSEMENT MAJEUR DU TORTONIEN INFÉRIEUR :

a) *Les déformations plicatives tortoniennes en Tunisie centrale et méridionale :*

Dans la région de Kasserine, le plissement majeur du Tortonien inférieur est à l'origine de la formation des plis majeurs (M'Rhila, Semmama, Massouge...). Il est attesté par la discordance angulaire des séries continentales du Tortonien - Villafranchien sur différents termes des terrains langhiens et serravalliens (Selloum, Chambi, Kharroub). Cette discordance existe également

sur les flancs de certains plis de l'Atlas tunisien méridional (Chemsi, Bir Oum Ali, Berda).

b) *Déformations plicatives tortoniennes en Tunisie nord-orientale :*

• La banlieue nord de Tunis :

Dans la falaise littorale d'Amilcar, on peut observer les sables blancs fins à grossiers et des conglomérats à blocs de galets de Quartz que nous attribuons (Ben Ayed, Bismuth et Viguié, 1979) à l'Oligo-Miocène (infra-Ain Grab).

Sur ces couches plissées, reposent en discordance angulaire une série détritique continentale rouge formée de sables et de conglomérats. La même série continentale est également discordante sur les terrains oligocènes de la Marsa, à la plage dite de « La Corniche ».

Certes, dans la coupe d'Amilcar, nous n'avons trouvé aucun élément faunistique de datation dans la série attribuée à l'Oligo-Miocène. Toutefois, la série continentale est très vraisemblablement surmontée vers le Nord-Ouest de la Marsa, par les couches de Gammarth rapportées au Pliocène (Piementa, 1959). De plus, des faciès tout à fait similaires à ceux qui caractérisent les dépôts molassiques des environs de Nabeul, nous conduisent à assimiler la série rouge d'Amilcar à la formation des sables de Somaa d'âge Tortonien (Colleuil, 1976 ; Bismuth, 1984). L'âge miocène supérieur attribué à cette formation (Burollet, 1956 p.211 ; Colleuil, *ibid*, p.18 ; Wiman, 1978, p.98) est donc celui-là même que nous proposons pour les couches rouges de la coupe d'Amilcar (Ben Ayed, Bismuth et Viguié, 1979).

Ainsi, on peut considérer que les discordances visibles à Amilcar et à la Marsa est une manifestation d'un plissement d'âge tortonien inférieur.

• La péninsule du Cap Bon :

Au Cap Bon, la présence de séries conglomératiques du Tortonien (Colleuil, 1976 ; Bismuth, 1984) reposant en discordance cartographique sur différents niveaux marno-gréseux du Langhien-Serravallien (Formation Beglia et Saouaf) permet

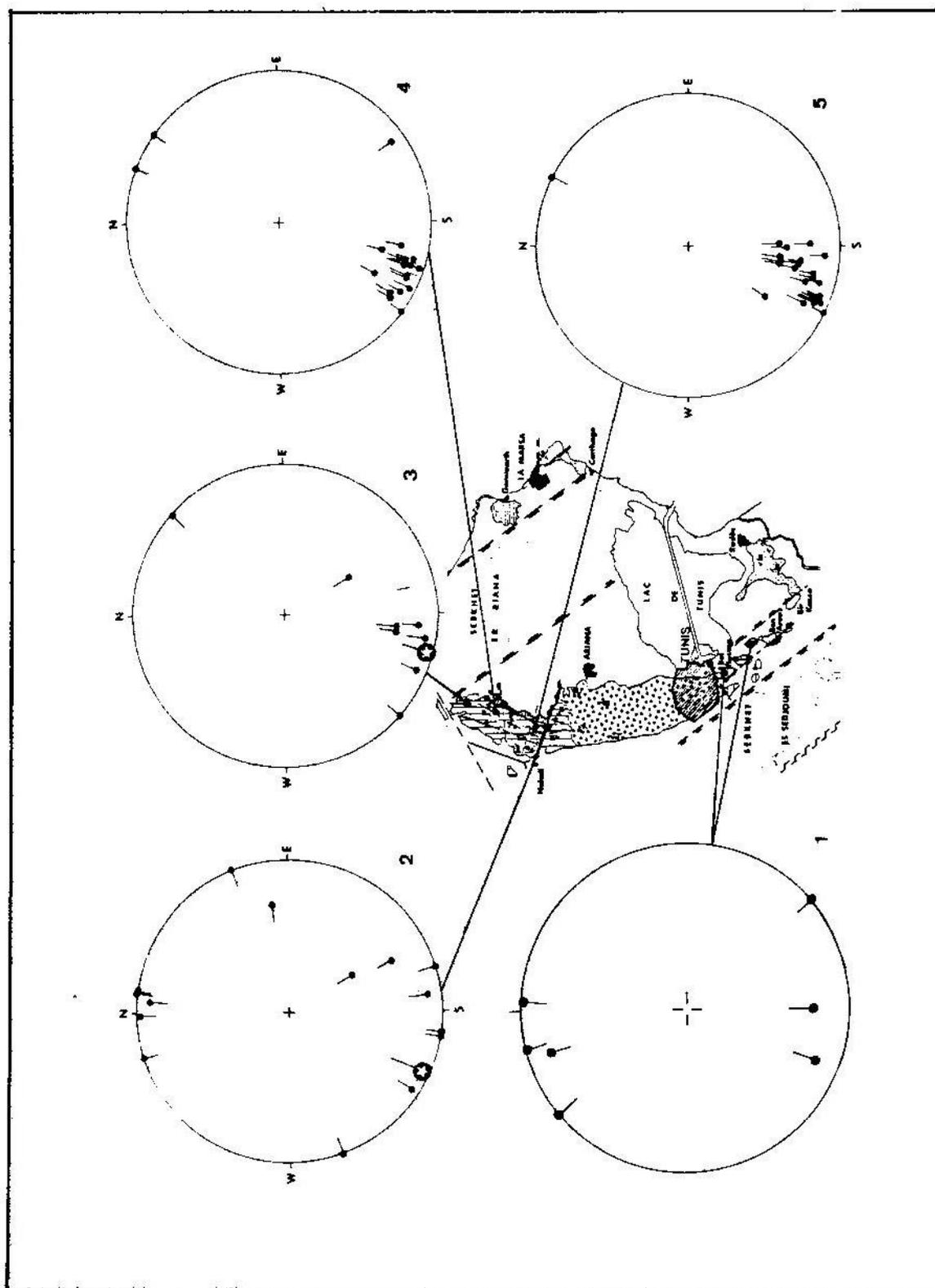


Fig. 86. — Stéréogrammes des axes des plis majeurs (étoiles) et des plis d'entraînement liés aux décrochements (points noirs) des environs de Tunis et du massif de Nahli (Cannevas de Wulff, hémisphère supérieur).

de dater la phase de plissement du Cap Bon du Tortonien basal (Colleuil, 1976).

Le contact entre les sables de Somaa et la série argilo-gréseuse de Oum Douil n'avait jamais été observé (Colleuil, 1976, p.17). Il me semble l'avoir découvert à l'Est de Bir Drassen (Aïn Sméia) où, sur des différents niveaux d'argiles bleues, de grès fins et de sables de la Formation Saouaf (Langhien - Serravallien) reposent en discordance angulaire d'environ 25°, des sables jaunes à débris de coquilles lacustres, à peu près horizontaux, situés à la base de la série du Tortonien supérieur (Sables de Somaa ; Colleuil, 1976).

Ce plissement d'âge Tortonien inférieur a donné les structures de la bordure sud-orientale du Golfe de Tunis.

3. — LES STRUCTURES DE LA BORDURE SUD-ORIENTALE DU GOLFE DE TUNIS ET LEUR EVOLUTION :

3.1. — Les ensembles structuraux de la région de Tunis :

a) Structure générale :

La région de Tunis (Ben Ayed, Viguiet et Bobier, 1983) comprend trois grands compartiments ayant des structures différentes (fig. 85). On peut distinguer du Nord au Sud :

- Le monoclinale du J. Naheli, compliqué par des replis hectométriques à kilométriques. Cette structure constituée par des formations aptiennes à paléocènes admet un axe général N16 plongeant de 10° vers le Nord.
- « Le monoclinale de l'Ariana se développe dans les séries néogènes (fig. 85). Ce Néogène continental, est limité au Nord par une flexure orientée N65 et au Sud; il vient buter contre l'Eocène à Globigérines du SW de Tunis (La Manoubia). Le contact se fait par une faille normale orientée N70 (Ben Ayed et Viguiet, 1979) ».

« Au Sud de Tunis, les pointements de calcaires éocènes à Globigérines dessinent des plis de direction subméridienne, tel que l'anticlinal de Sidi Bel Hassen et le synclinal du cimetière du Jellaz (fig. 85) ». (Ben Ayed, Viguiet et Bobier, 1983).

b) Accidents cassants :

Les environs de Tunis sont hachés par un réseau de décrochements conjugués N75 à N110 dextres et N140 à N160 sénestres, qui affectent les différentes structures citées. Mais il existe aussi de grandes failles normales comme par exemple le grand accident qui met l'Eocène inférieur au contact du Sénonien, à l'Ouest du Fort de Jellaz

(Sidi Bel Haassen, fig. 85). Cette faille de direction N115 présente sur son miroir deux générations de stries. Le premier mouvement à composante horizontale sénestre, montre des stries plongeant de 20° vers le NW. Il est suivi par un rejeu en faille normale avec des stries subverticales. Cette famille de failles normales N120 à N170 affecte également les séries néogènes près de l'hôpital de l'Ariana (Ben Ayed, Viguiet et Bobier, 1983).

« Les environs de Tunis correspondent ainsi à une structure en horst limitée à l'Est comme à l'Ouest par des cuvettes effondrées de direction moyenne N150. Il s'agit des dépressions de l'Ariana et du Sedjoumi, occupées en partie par des Sebkhass » (Ben Ayed, Viguiet et Bobier, 1983).

c) Zone péri-urbaine du Sud de Tunis :

Cette région qui va de Ben Arous au Fort de Tunis (fig. 85) montre des déformations souples dans les séries mésozoïques. Il s'agit de nombreux plis métriques, cylindriques ou coniques de directions axiales subméridiennes (fig. 86). Ces plis à cœur mésozoïque constituent la terminaison nord-orientale de la « Dorsale ». Ils sont ennoyés par les séries cénozoïques à actuelles, accumulées dans les zones déprimées.

De part et d'autre de la colline du Fort de Tunis, les fractures N130 à N150 montrent un jeu à composante verticale importante en liaison avec l'effondrement du lac de Tunis à l'Est et de la Sebkhass Sedjoumi à l'Ouest de Tunis (fig. 85).

3.2. — Les ensembles structuraux de la banlieue Nord de Tunis :

a) Le Jebel Naheli (fig. 85) :

a1) Structures souples :

L'analyse des déformations souples montre que :

- les axes de plis majeurs hectométriques à kilométriques sont ordonnés suivant les directions comprises entre N-S et N20 et sont généralement pentés de 5 à 20° vers le Nord, avec souvent des déversements vers l'Ouest (fig. 86);
- les structures mineures généralement métriques à plurimétriques de direction NW-SE correspondent à des plis d'entraînement ou à des crochons associés à des décrochements.

Les plis de Naheli sont des structures en relai et on peut suivre dans les nombreuses carrières de ce massif, l'évolution de la déformation le long de ces structures plicatives. Souvent, on observe le resserrement de la charnière de pli qui évolue vers un déversement à vergence ouest sur la structure voisine.

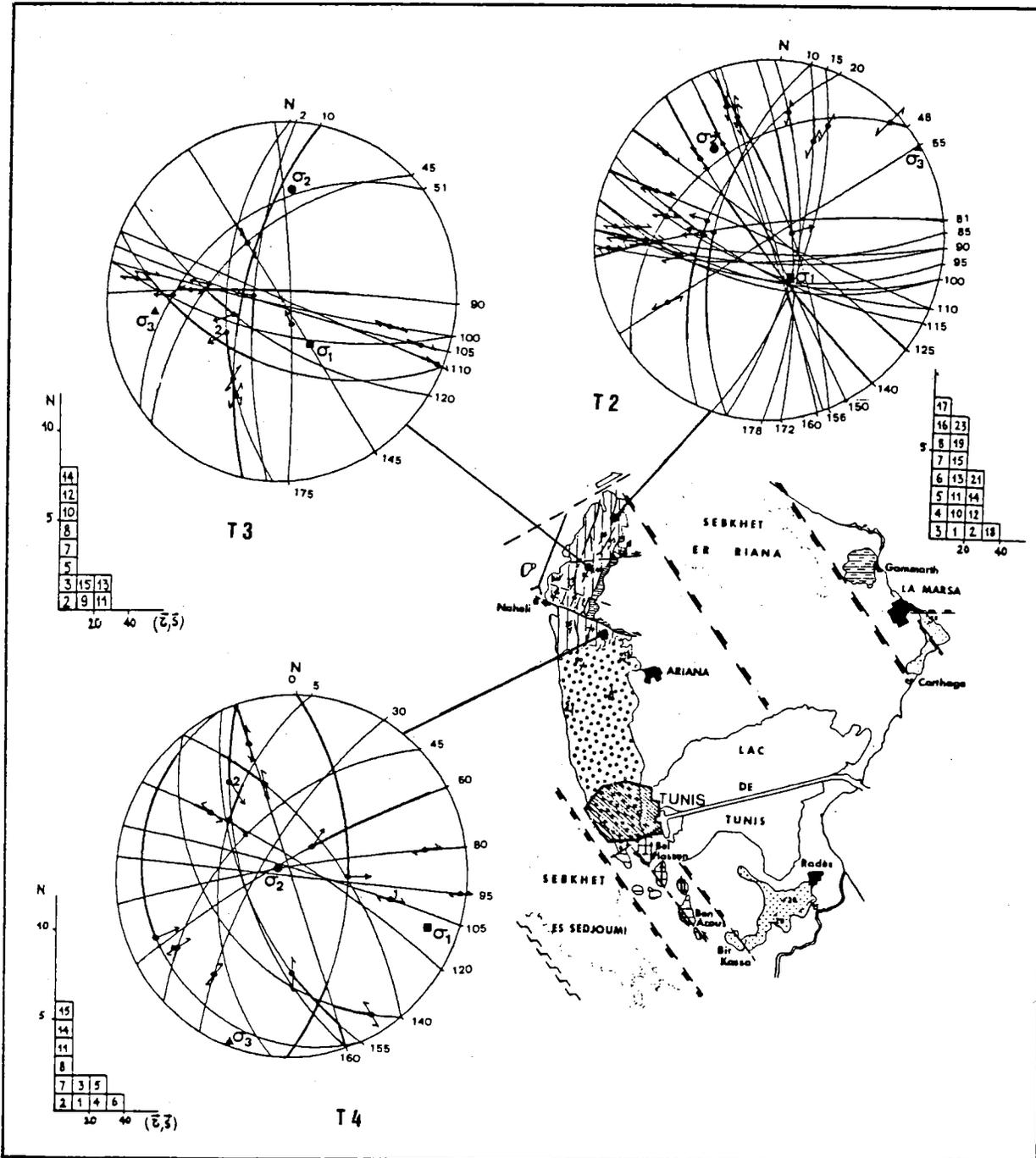


Fig. 87. — Stéréogrammes des failles affectant le Crétacé supérieur du J. Nahli. Position des contraintes tectoniques et chronologie relative des mouvements indiquée par 1 et 2 sur les canevas T₃ et T₄.

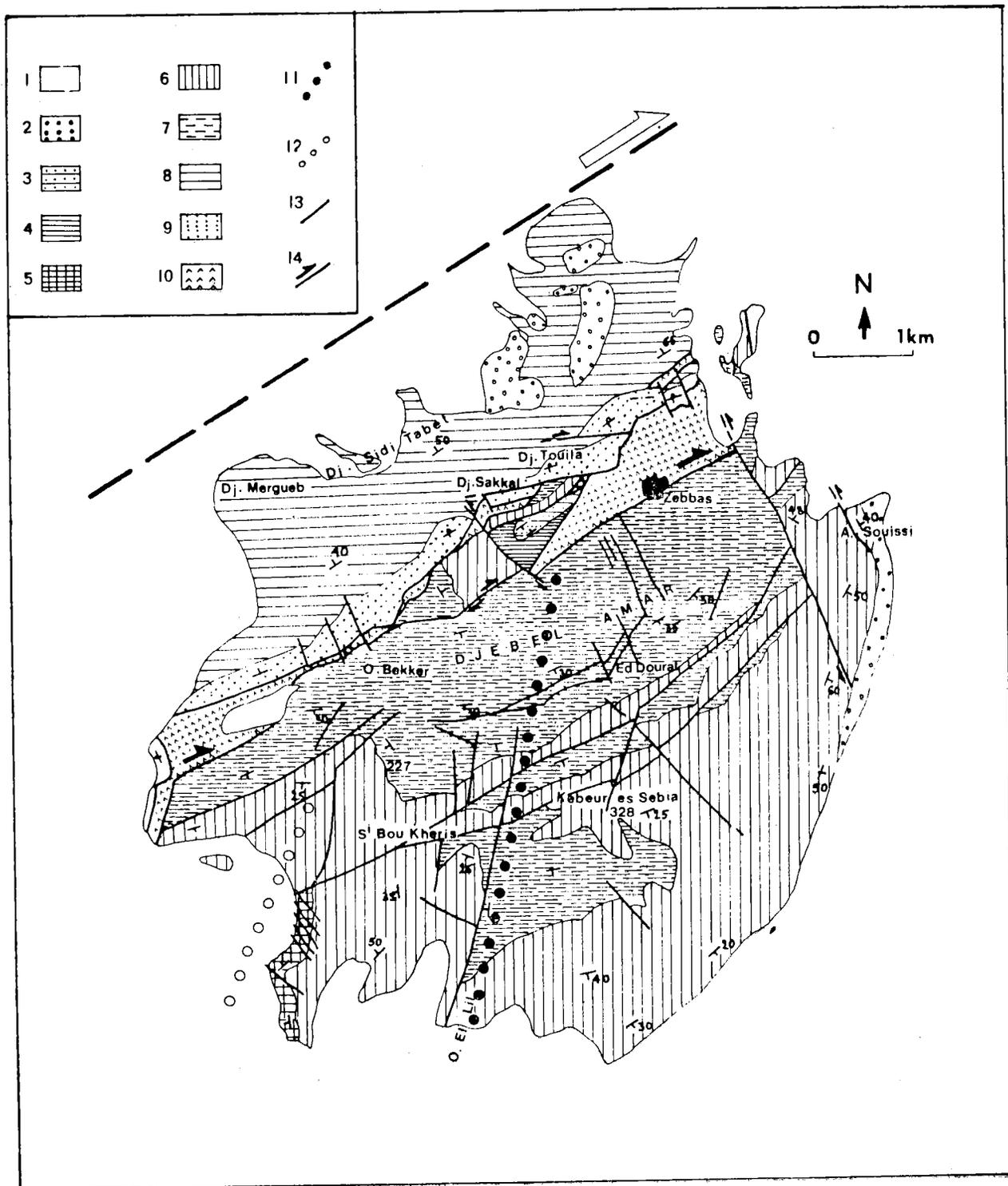


Fig. 88. — Carte géologique du Djebel Amar de l'Ariana (d'après J.J Delvolvé et al., 1980, légèrement modifiée).
 1 : Alluvions récentes; 2 : Villafranchien; 3 : Oligocène; 4 : Bartonien; 5 : Yprésien; 6 : Turonien à Paléocène; 7 : Hauterivien à Cénomaniens; 8 : Valanginien; 9 : Jurassique; 10 : Trias; 11 : Axe anticlinal; 12 : Axe synclinal; 13 : Faille; 14 : Décrochement.

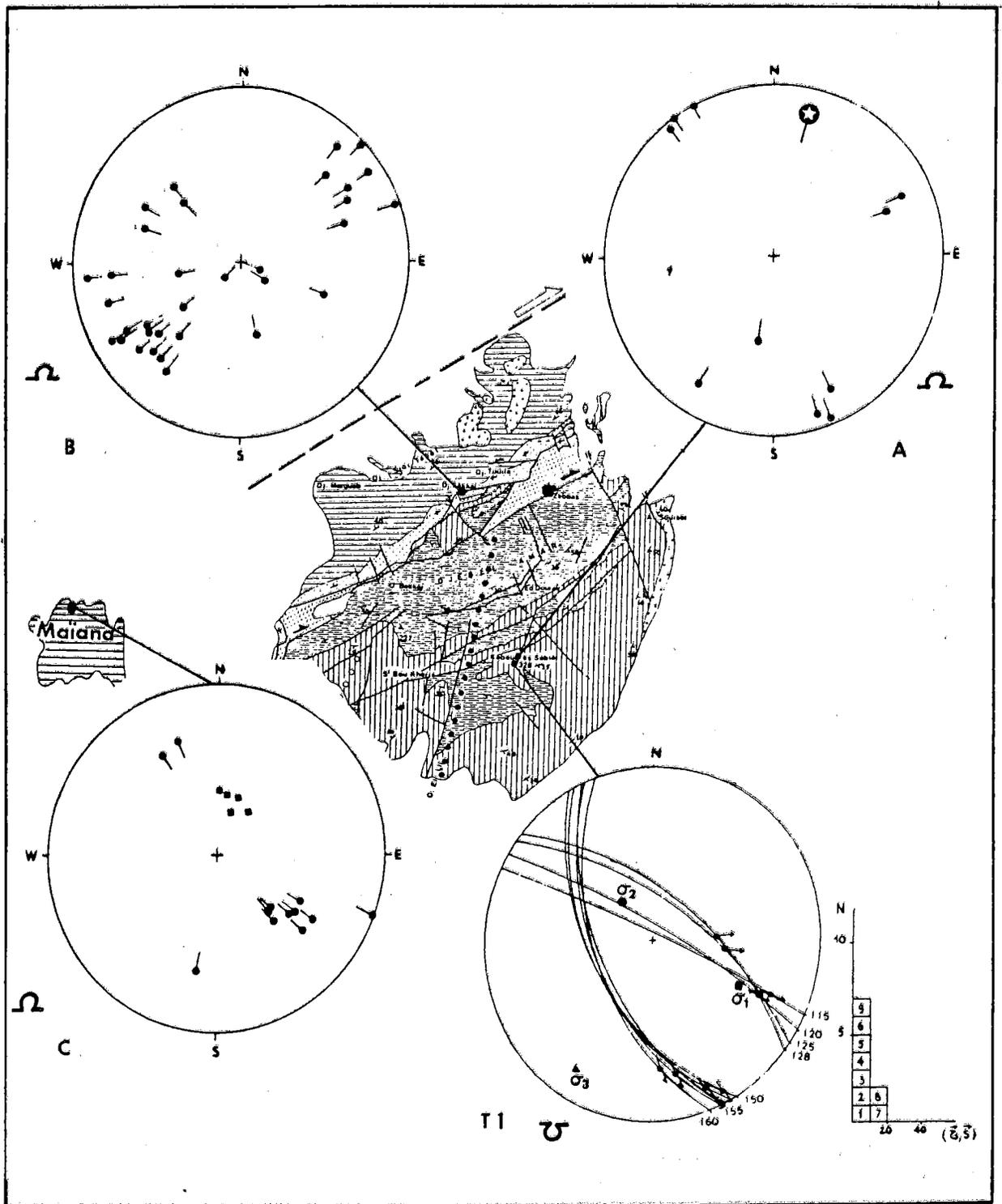


Fig. 89. — A, B, C : Stéréogrammes des axes des plis d'entraînement liés à la zone de décrochement NE-SW de Maïana - Sidi Thabet (les petits carrés noirs représentent la schistosité).
 T1 : Réseau de décrochements conjugués dans les séries mésozoïques du J. Amar de l'Ariana.

Localement, la déformation devient intense, la charnière des plis évolue alors en faille inverse intra-calcaires sénoniens (Formation Abiod) à vergence ouest.

les pics stylolithiques mesurés dans ces structures souples sont logiquement répartis entre N100 et N130, c'est-à-dire perpendiculairement aux axes de plis.

a2) *Fracturation décamétrique à kilométrique :*

Dans l'ensemble du massif, la fracturation est bien ordonnée avec (fig. 87) :

- des décrochements sénestres majeurs de direction (N150 à N160) des cisaillements de second ordre et de direction N30.
- des décrochements dextres regroupés autour des directions N90 et N110 avec quelques plans dextres N60 à N70.
- des plans de failles normales majeures N100 à N120 souvent remplies de calcite, présentent une petite tendance à l'ouverture.

Le Naheli présente une déformation homogène liée à un régime tectonique dominé par les décrochements. Plusieurs arguments permettent de supposer que l'évolution des structures souples et cassantes sont synchrones :

- aucune liaison possible entre les plis décamétriques à hectométriques de part et d'autre des décrochements.
- inversion de la vergence des plis de part et d'autre du coulissement majeur.
- décapage des anticlinaux sur des plans de failles inverses N150 correspondant à des fauchages de plans de décrochements sénestres.

Dans les calcaires de la Formation Abiod, on peut suivre toutes les étapes d'une déformation homogène depuis l'apparition des stylolithes jusqu'à l'apparition des failles chevauchantes. Les plans de fractures qui sont assez dispersés montrent parfois des mouvements superposés. Cependant, l'analyse numérique globale confirme l'existence de deux événements tectoniques avec juxtaposition des failles à jeu normal avec des failles inverses et décrochantes (fig. 87).

b) *Le Jebel Amar de l'Ariana :*

b1) *Les déformations plastiques :*

« Le Jebel Amar est considéré comme une structure anticlinale de direction SW-NE (N60) dont le cœur est coupé par une faille directionnelle, jalonnée par du Trias (Pini, 1971 ; Delvolvé et al., 1981). Or, l'analyse structurale des flancs de ce Jebel (Ben Ayed, Viguié et Bobier, 1983), de

part et d'autre de la dépression triasique, montre que le flanc sud-est correspond plutôt à un large anticlinal de direction N25 qui s'amortit au SSW par une terminaison périclinale très régulière (fig. 88) ». (Ben Ayed, Viguié et Bobier, 1983).

Sur la bordure ouest de cette structure se développe un synclinal à cœur yprésien, masqué en partie par des sols anciens et des éboulis de pente.

Le flanc nord-ouest est représenté par une série subverticale d'âge callovien à hauterivien, affectée par une schistosité fruste au contact de l'accident directionnel.

Mis à part le large anticlinal N25 du J. Amar (fig. 88), on peut observer également des structures souples d'entraînement parfois à fort plongement axial associés à des décrochements dextres (N60 à N110) ou sénestres (N140 à NS) (fig. 89). Au Nord de l'anticlinal du J. Amar, la série verticale à renversée du Callovien à Barrémien, et affectée par une schistosité fruste. Elle est limitée au Sud par un accident majeur dextre, injecté de Trias, de direction N60 à N70 (fig. 89).

b2) *Les accidents cassants :*

« L'anticlinal du J. Amar est affecté au Nord par un grand décrochement N70 dextre, souligné par une zone de broyage, jalonnée par du Trias ».

« Des plis d'entraînement à axes redressés, montrant un déplacement général dextre, sont visibles aussi bien dans la masse triasique que dans les terrains encaissants tel que le synclinal à cœur oligocène plongeant de 40° vers le NE (Delvolvé et al., 1981) en contact par failles verticales avec la masse triasique.

La structure anticlinale du J. Amar est limitée à l'est par des décrochements N160 sénestres tel que le cisaillement de Aïn Souissi (fig. 88) ». (Ben Ayed, Viguié et Bobier, 1983).

L'étude de la fracturation du massif (Ben Ayed, Viguié et Bobier, 1983) montre que les mouvements sénestres se font sur les plans de faille de direction N140 à N-S, tandis que les jeux dextres se rencontrent généralement sur des plans N100 à N120.

Sur le flanc sud du J. Amar, les phénomènes distensifs sont importants, soulignés surtout par des remplissages de calcite qui masquent les mouvements des failles. Ces remplissages se font sur des paraclases normales et majeures de direction N100 à N130 et des paraclases recessives subméridiennes.

La direction de l'axe principal compressif σ_1 est cohérente avec la direction de la compression du Tortonien inférieur déterminée à partir des « plis atlasiques ».

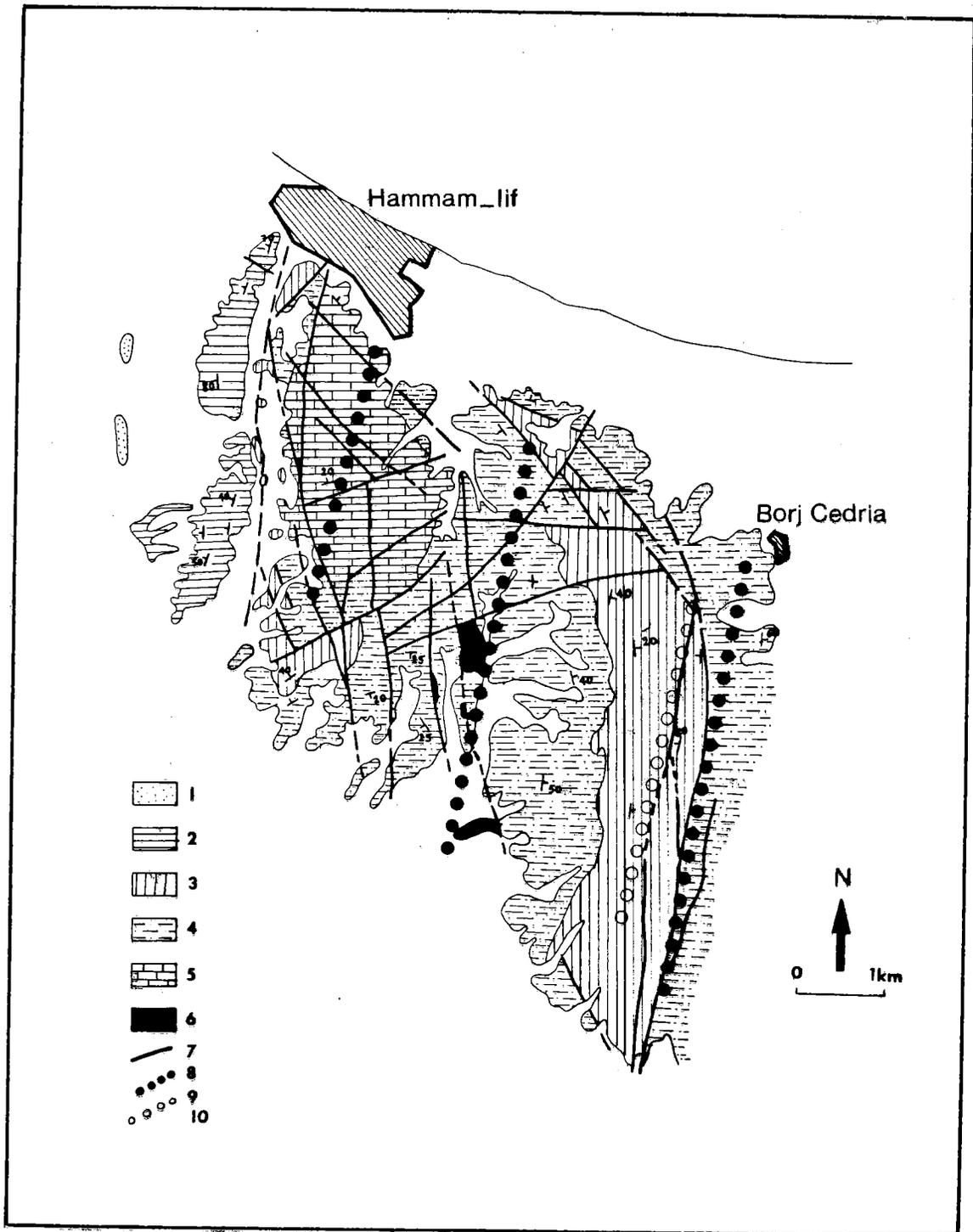


Fig. 90. — Carte géologique des anticlinaux et synclinaux du J. Bou-Kornine.
Légende : 1 : Oligocène; 2 : Eocène inférieur; 3 : Crétacé supérieur; 4 : Crétacé inférieur; 5 : Jurassique; 6 : Trias.

c) *Critique de la thèse de l'allochtonie. Interprétation cinématique :*

« Récemment R. Truillet et M.M. Turki (1980) ont présenté la thèse de l'allochtonie du J. Amar de l'Ariana. Leurs observations ne nous paraissent pas devoir être retenues comme des arguments objectifs en faveur de « l'allochtonie » de ce massif et ceci pour les raisons suivantes (Ben Ayed, Viguier et Bobier, 1983) :

- « Le J. Amar correspond à un pli N20, tronqué au Nord par un grand couloir de décrochement N70 dextre, souligné par des séries triasiques et crétacées dans lesquelles se développent des plis d'entraînement. Le plissement, selon une direction N20, se poursuit d'ailleurs dans la partie occidentale du J. Amar et dans les massifs voisins (J. Naheli ; Banlieue Sud de Tunis ; J. Bou-Kornine...) ».
- « Les lambeaux... mécaniquement coincés par le chevauchement... » (Truillet et Turki, 1980) sont des plis à axes redressés (exemple : Sud des Dj. Sakkal et Touila, fig. 88), classiques dans une zone de décrochement. Pour expliquer la présence de ces plis à axes verticaux dans un contexte de décollement de couverture, il faudrait envisager plusieurs rotations, dans différentes directions ». Ceci reste donc une pure hypothèse d'autant moins soutenable que dans une zone peu plissée proche, tel que le J. Naheli et les banlieues de Tunis, où en dehors des zones de failles, tous les axes subhorizontaux des plis sont N10 à N20 ; un tel mécanisme complexe ne peut donc être justifié » (Ben Ayed, Viguier et Bobier, 1983).
- « Le Barrémien qui constitue la présumée semelle de ce décollement de couverture n'affleure pas et les marnes gypseuses rencontrées sous le Trias par le forage de la S.E.R.E.P.T. réalisé en 1936 (AH1) n'ont pas été datées à partir de faunes, mais seulement attribuées, d'après le faciès, au Barrémien. Ces quelques mètres de marnes gypseuses, recueillies dans un sondage par battage, ne sauraient donc être retenues comme argument probant en faveur d'un décollement de couverture au J. Amar » (Ben Ayed, Viguier, et Bobier, 1983). Il est vrai que la structure de J. Amar ne possède pas de terminaison périclinale septentrionale. Mais nous avons vu qu'il s'agit là d'une caractéristique de plusieurs plis de la Tunisie atlasique (Mrhila, Selloum, Slata, Hamra...).

Les deux flancs du J. Amar ont connu des évolutions structurales différentes :

- le flanc nord-ouest a été soumis à des déformations compressives intenses attestées par la présence de :

- lenticulations (ou corps pisciformes) à toutes les échelles,
- schistosité dans les niveaux incompetents,
- étirement et boudinage des bancs incompetents,
- plis à axes N40 à N70 à fort plongement ou subverticaux de toutes les dimensions, indiquant un mouvement d'ensemble dextre suivant une direction N70 à N110.

- le flanc sud-est est peu plissé, mais affecté par une distension marquée.

Ces deux domaines sont séparés par un couloir d'accidents N70, souligné par la montée du Trias. L'existence de copeaux oligocènes (Delvolvé, 1981), piégés dans la dépression du Trias, montre que le jeu décrochant est postérieur à cette époque. Dans un tel schéma structural, il apparaît que les plis amples du flanc sud-est n'ont jamais connu d'équivalents au Nord du décrochement majeur. Cette configuration de plis sans terminaison périclinale en bordure d'une zone de cisaillement nous amène à considérer que le plissement a été induit par des déplacements horizontaux le long de l'accident.

A l'Ouest du massif du J. Amar et au Nord de Tébourba, le J. Maïana présente une schistosité fruste orientée NS à N40 fortement pentée (fig. 89). La bordure septentrionale du massif est affectée par des plis coniques (« en serpillère ») à axes plongeant de 30° à 45°. La composante d'étirement de la déformation est matérialisée par des ripages parallèles aux axes des plis.

Ces unités affectées par la schistosité et des décrochements dextres N60 à N70, s'alignent sur cette direction avec les cisaillements majeurs dextres du flanc nord du J. Amar. Nous sommes vraisemblablement en présence d'un jalon occidental du même couloir de décrochement dextre N60 à N70.

Ainsi, le massif du J. Amar, de fait de sa structure particulière, ne peut pas être interprété, comme le résultat d'une tectonique de nappes polyphasées, mais sa géométrie s'inscrit dans un régime de déformation associé au jeu d'un décrochement important et bien marqué.

3.3. — Les ensembles structuraux de la Banlieue sud de Tunis : le massif de Bou-Kornine :

Le J. Bou-Kornine constitue la terminaison orientale des chaînons jurassiques récemment étudiées par Turki (1985). Il s'agit d'un ensemble de plis NE-SW à NNE-SSW jalonnés par la grande faille du Zaghouan et affectés par des grabens NW-SE.

Cet auteur a proposé une hypothèse allochtone pour le massif de Bou-Kornine (Turki, 1981

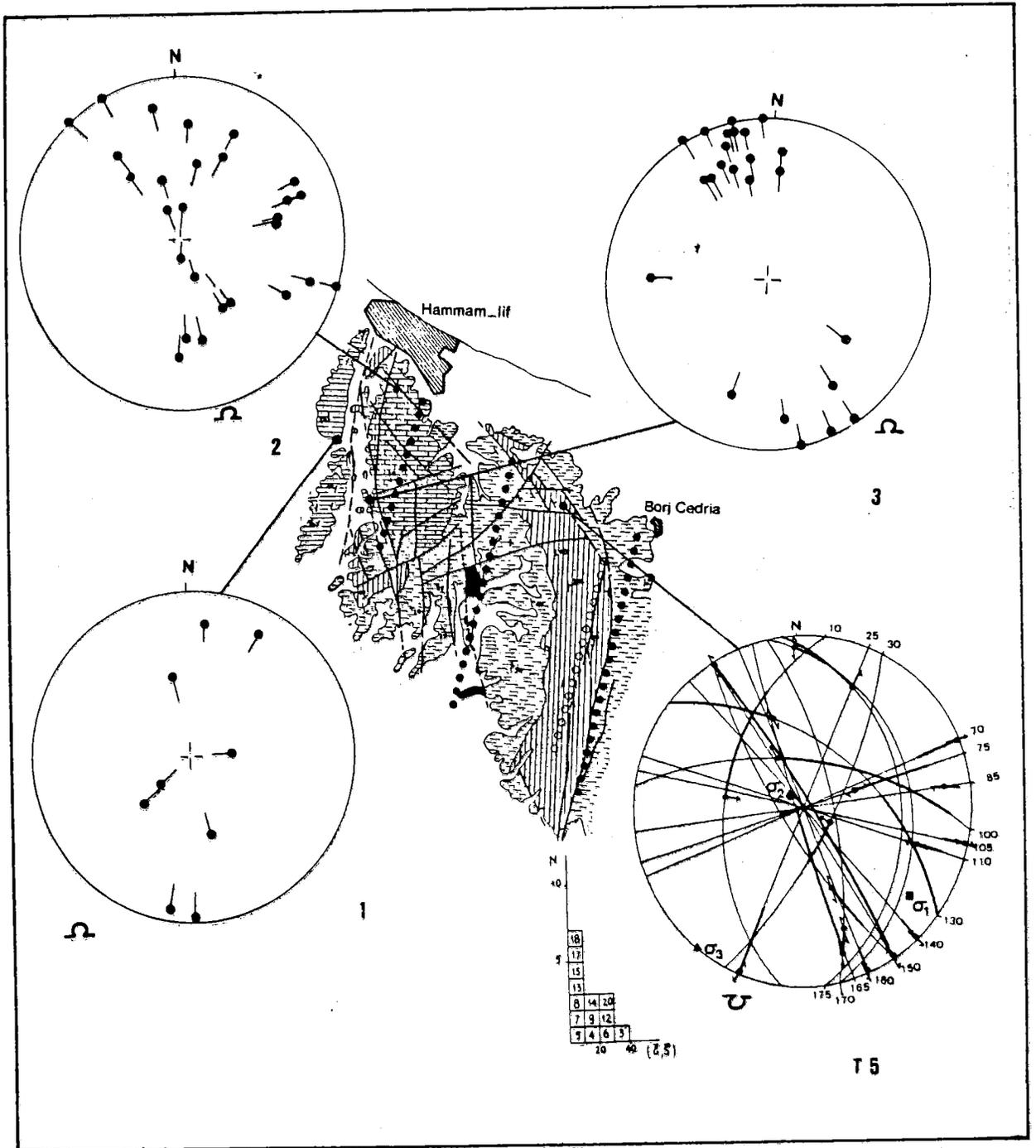


Fig. 91. — Caractéristiques des décrochements distensifs affectant les séries crétacées du J. Bou-Kornine, avec écart angulaire sur les plans de failles parallèles à la contrainte principale (décrochements dextres et sénestres). Stéréogrammes des plis d'entraînement associés aux décrochements subméridiens sénestres et WSW-ENE dextres.

et 1985) qui va à l'encontre de la thèse autochtone proposée par divers auteurs. (Castany, 1951 ; Burollet, 1956 ; Jauzein, 1967). Pour ces derniers, il s'agit plutôt d'un ensemble de plis subméridiens affectés par des failles voisines de N-S.

Le creusement récent du tunnel de bou-Kornine est venu conforter l'hypothèse autochtone, dans la mesure où les structures simples rencontrées, prolongent celles que les divers auteurs ont reconnu à l'affleurement depuis fort longtemps.

a) Structures souples :

Mis à part les plis majeurs, cartographiques (fig. 90) de direction proche de N20, on trouve dans les barres verticales liasiques qui forment le sommet de ce massif :

- des plis d'entraînement à axes peu pentés, caractérisés par des flancs longs verticaux et des flancs courts subhorizontaux (fig. 91).
- des plis à axes à fort plongement ou subverticaux coniques, métriques à plurihectométriques. Ces plis à axes subverticaux existent également dans les unités encaissantes du Dogger et du Crétacé (fig. 91).

Ces plis ont des directions axiales N150 à NS. On y observe par endroits des contacts inverses mais de portée limitée et le plus souvent bien enracinés axialement.

b) Fracturation :

Dans ce massif, nous nous sommes intéressés plus particulièrement à la partie occidentale du Jebel. Celle-ci est constituée par des calcaires jurassiques (Hettagien à Tithonique) favorables aux observations microtectoniques. Les fractures montrent des directions majeures avec (fig. 91) :

- des décrochements sénestres N150, N170 et N40,
- des cisaillements dextres N90 à N120.

3.4. — Les ensembles structuraux de la péninsule du Cap Bon :

a) Les structures plissées :

« La péninsule du Cap Bon est constituée essentiellement par les trois anticlinaux de Korbous, Sidi Abderrahman et Korba - Kelibia séparés par les deux vastes synclinaux de Takelsa et de Dakhla » (fig. 92 et 93).

« L'anticlinal de J. Sidi Abderrahman qui occupe la partie centrale de la péninsule, a fait l'objet de notre étude structurale. Il s'agit d'un vaste anticlinal dissymétrique, à vergence est, dont le flanc occidental forme un imposant relief qui culmine à 602m. Si cette structure, de direction N40 possède une terminaison méridionale à peu près régulière, dans sa partie septentrionale ;

par contre, la direction axiale du pli subit une torsion rapide vers l'E-W, particulièrement spectaculaire dans la région de Tazoghane (J. Kar-souline). Dans cette région en effet, les séries miocènes (les plus visibles restant les niveaux gréseux et les couches à lignites) dessinent, par le changement de leur orientation, une déviation axiale du pli très frappante et que l'on peut suivre pas à pas sur le terrain, sur le flanc est de la structure » (Ben Ayed, Viguiet et Bobier, 1983).

— Anticlinal de Kelibia correspond à une structure allongée de la côte orientale de la péninsule du Cap Bon. Il s'agit d'un pli étroit enfoui sous les dépôts plio-quadernaires.

D'après les données géophysiques, une faille importante longe le flanc oriental de l'anticlinal. Dans la région de Kelibia, l'anticlinal apparaît à la surface et forme le relief du bordj (fig. 92 et 93).

Les données géophysiques montrent (communication orale de Tixier, 1984) également que la simplicité du Cap Bon n'est qu'apparente. En effet, les différents plis du Cap Bon n'ont pas la même signification. L'anticlinal de Korba-Kelibia par exemple est moulé sur une zone de haut-fond (communication orale de Bramaud, 1983) orientée NE-SW parallèlement à la côte actuelle et qui s'est manifestée à différentes époques du Crétacé. Par contre, l'anticlinal de Sidi Abderrahman qui a fait l'objet de notre étude structurale (Viguiet et al., 1980 ; Ben Ayed et al., 1983) a déformé une série correspondant à un bassin plus profond dont les dernières manifestations subsidentes sont d'âge langhien-serravallien.

b) Les accidents cassants :

« Toutes les structures plicatives du Cap Bon sont tronquées aux deux extrémités par deux fossés d'effondrement » (fig. 92 et 93) :

- « Le fossé de Grombalia (fig. 92) de direction moyenne N150 est limité à l'Est par le grand décrochement sénestre qui va de Skanès (Monastir) à Hammamet. Ce cisaillement de direction N160 affecte les séries plio-quadernaires de la région de Nabeul (Kamoun et al., 1980). Sur la bordure occidentale du fossé, une faille importante orientée N140 affecte une série miocène de près de 400m d'épaisseur. Le rejet vertical de cette faille majeure dépasse 1000m (Burollet, communication orale) ».

- « Le fossé de Sidi Daoud (fig. 92, 93 et 95) de direction N100 à N120 E est occupé en grande partie par les dunes quadernaires. Il est limité au Sud par la grande faille cartographique d'Azmour (fig. 95) qui ne montre pas de plan strié permettant d'analyser la déformation (Sfar Felfoul et al., 1982).

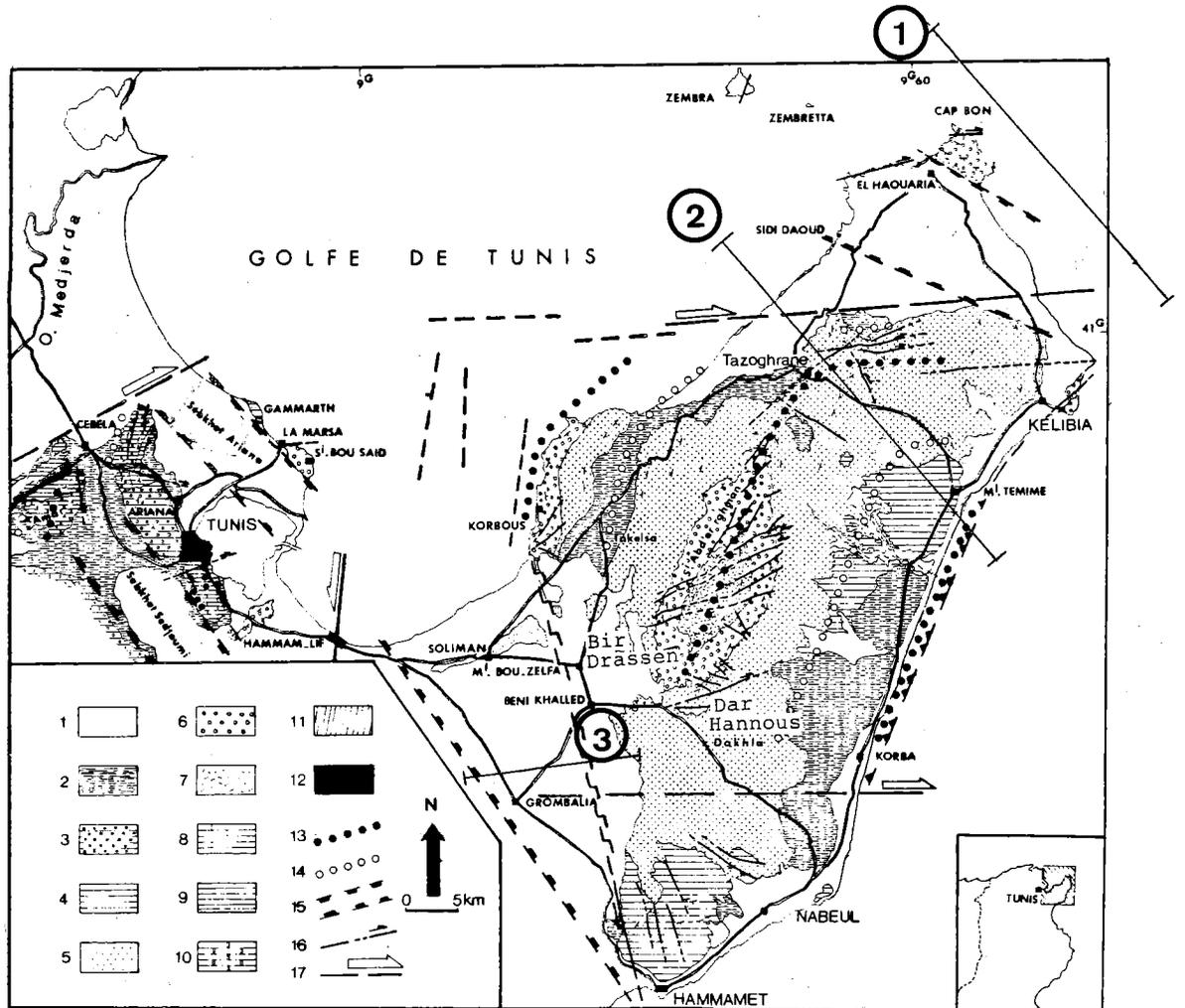


Fig. 92. — Carte structurale du Cap Bon.

Légende : 1 : Tyrrhénien; 2 : Quaternaire continental; 3 : Mio-Pliocène continental; 4 : Pliocène marin; 5 : Miocène supérieur; 6 : Oligocène; 7 : Lutétien; 8 : Eocène inférieur; 9 : Crétacé inférieur; 10 : Crétacé supérieur; 11 : Jurassique; 12 : Trias; 13 : Axe anticlinal; 14 : Axe synclinal; 15 : Fossé d'effondrement; 16 : Faille de décrochement; 17 : Décrochement majeur. (D'après Ben Ayed, Viguier et Bobier, 1983).

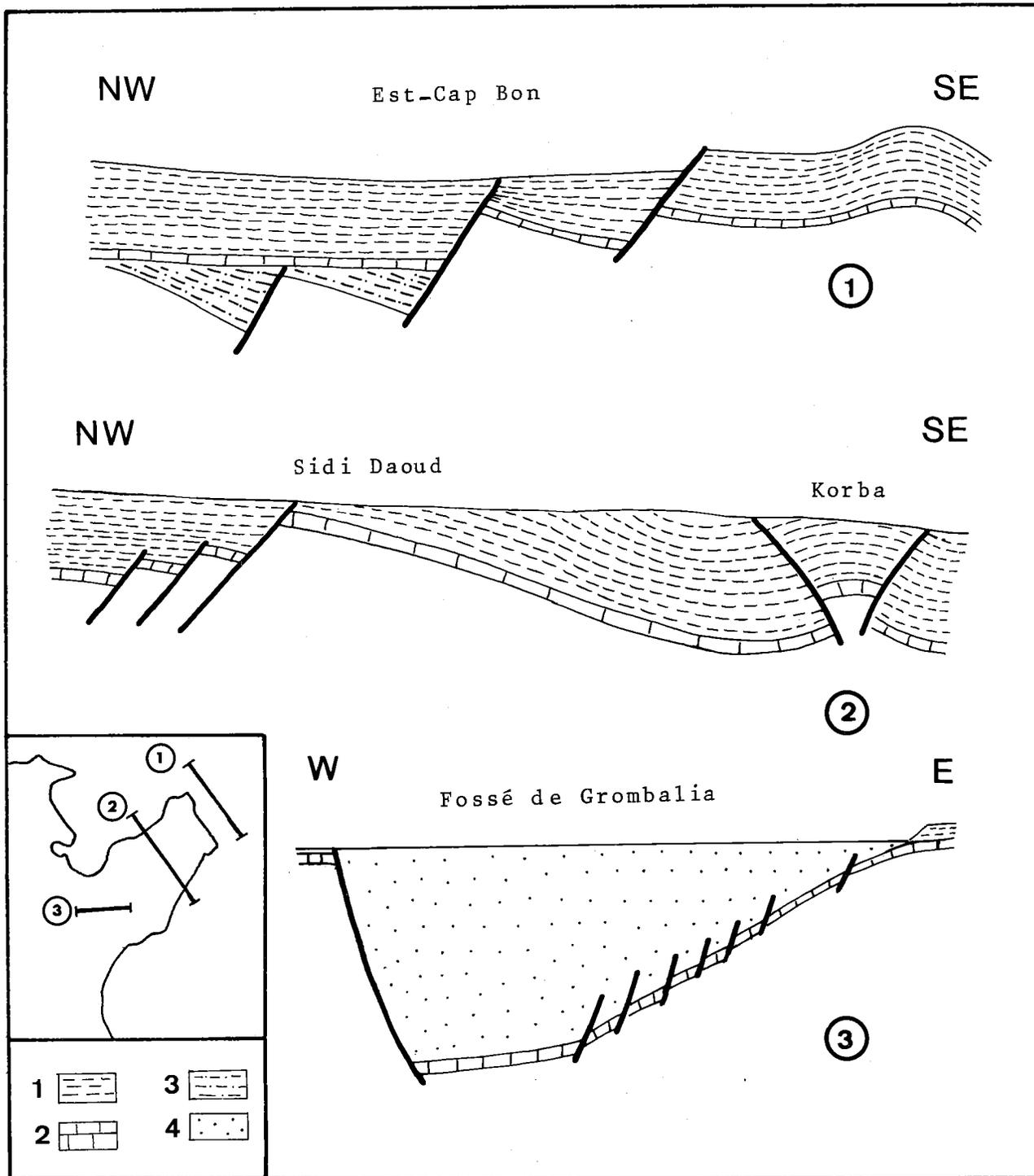


Fig. 93. — Coupes synthétiques et interprétatives à travers les structures du Cap Bon. Carte de localisation des coupes.
 Légende des coupes : 1 : Langhien supérieur Serravallien ; 2 : Langhien inférieur ; 3 : Miocène inférieur ; 4 : Miocène supérieur et Plio-Quaternaire du Fossé de Grombalia.

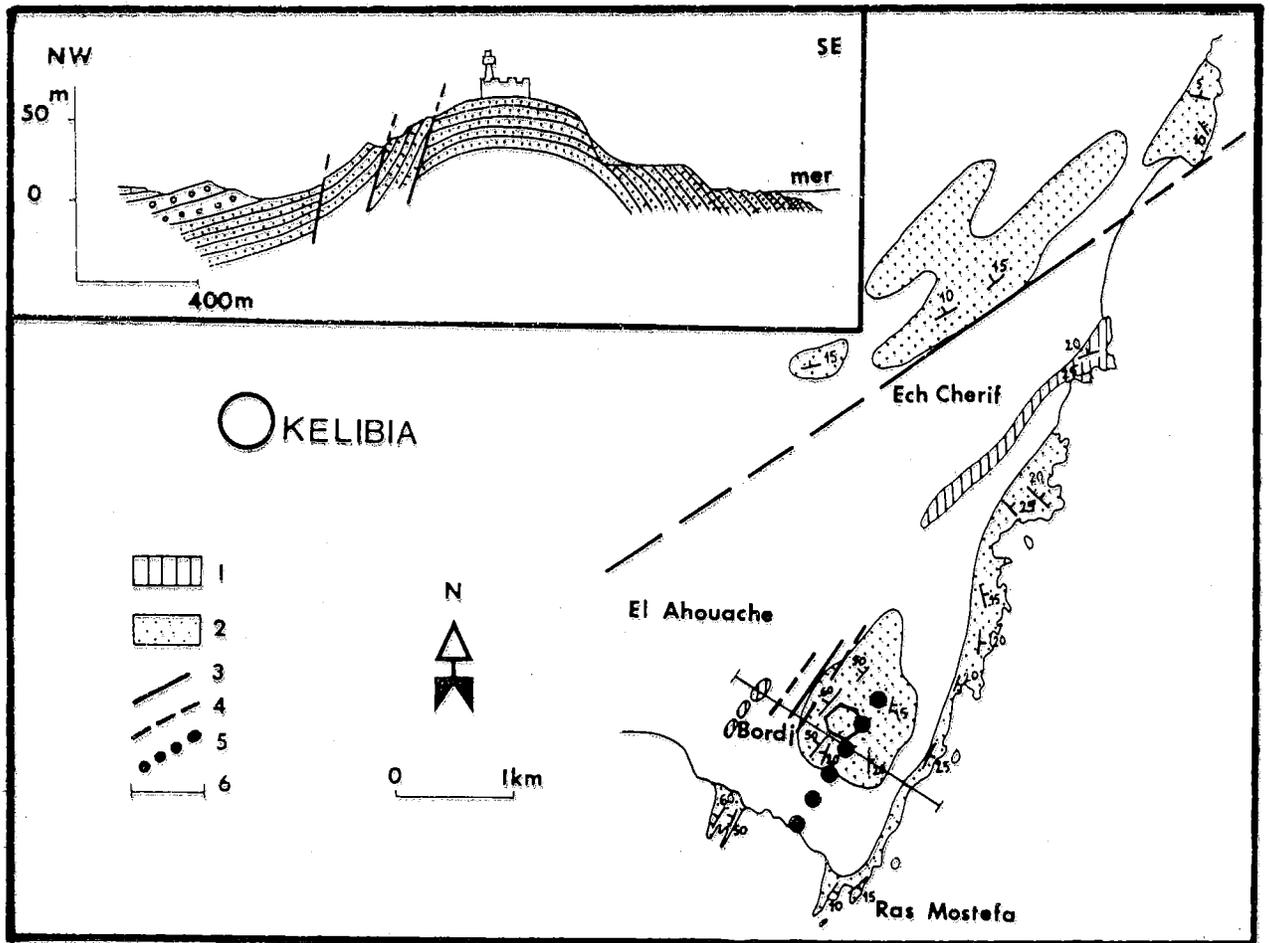


Fig. 94. — Carte géologique de la région de Kélibia et coupe géologique à travers l'anticlinal du Bordj (anticlinal de Kélibia).
Légende : 1 : Langhien; 2 : Grès oligocènes; 3 : Faille; 4 : Faille probable; 5 : Axe anticlinal; 6 : Emplacement de la coupe.

Cependant, à proximité, les failles de même direction (N120) de Aïn Maaloul (fig. 95) montrant un jeu en faille normale dextre avec affaissement du compartiment nord ». (Ben Ayed, Viguier et Bobier, 1983).

L'analyse structurale montre que les structures du Cap Bon sont également limitées aux deux extrémités par des zones de décrochement E-W importantes (fig. 92 et 95).

— « Au Sud, la terminaison méridionale de la structure est affectée par des accidents (fig. 92 et 95) parmi lesquels on peut citer » :

- « La faille qui longe la piste de Bir Drassen (fig. 92). Elle affecte les calcaires de la Formation Aïn Grab d'âge langhien et développe un escarpement de faille avec miroir strié, visible sur une centaine de mètres. Il s'agit d'un décrochement de direction N70, penté de 70° vers le Nord avec un pitch de 4° vers le SW, à jeu dextre, qui se poursuit vers l'Est dans la série à lignites » (Ben Ayed, Viguier et Bobier, 1983).

- « Des décrochements N145 sénestres et N100 à N110 dextres accompagnent les décrochements majeurs. Ils sont particulièrement bien visibles au Nord de la piste de Bir Drassen - Dar Hannous (fig. 92). Cisaillements de second ordre, ils représentent le réseau de fissures élémentaires de « Riedel » associé à cette zone de décrochement N70 à N95 ».

— « Au Nord, la bordure septentrionale du J. Sidi Abderrahman (région de Tazoghane - Bou Krim) est brutalement tronquée par des accidents importants de direction voisine de E-W (fig. 95) associés à des plis décamétriques à hectométriques.

- « Dans le secteur de village de Bou Krim (fig. 95), ces accidents correspondent à des failles normales, subverticales, orientées N75 à N80 et portent des stries à pitch de 75 à 85 vers l'Est. Par endroits, on peut observer sur les miroirs de ces failles des niches d'arrachement et des cannelures subhorizontales, à peine visibles qui indiqueraient l'existence d'un premier mouvement horizontal dextre ».
- « A Aïn Maaloul (fig. 95), des failles normales et avec un jeu dextre N120 à N140, se développent dans les grès du Miocène supérieur avec des pitches d'environ 45° vers le SE. Ces failles qui tronquent les structures plicatives de la région de Tazoghane - Bou Krim annoncent l'effondrement de la plaine de Sidi Daoud » (Ben Ayed, Viguier et Bobier, 1983).
« Le secteur de Tazoghane - Bou Krim (fig. 95) correspond à une zone de décrochement N70 à N80 dextre, à laquelle sont associés des plis d'entraînement décamétriques à hecto-

métriques. Ces plis de direction voisine de E-W dans la région de Karsouline (fig. 95) prennent plus au Nord, des orientations voisines de N60 (Région de Bou Krim). A la sortie du village de Karsouline, les mouvements couche sur couche, visibles sur les flancs redressés des plis hectométriques, montrent un jeu dextre avec des stries subhorizontales (en bordure de la piste de Bou-Krim) » (Ben Ayed, Viguier et Bobier, 1983).

c) Les interprétations :

« Récemment, Sfar Felfoul, Abbès, Martinez et Truillet (1982) ont considéré que ces structures observées étaient le résultat de la superposition de deux plissements de directions différentes affectant le secteur du Karsouline.

Une telle interprétation ne semble pas devoir être retenue pour les raisons suivantes » :

- « Il n'existe aucune rupture brutale de la surface axiale de la structure anticlinale du J. Abderrahman depuis sa terminaison méridionale jusqu'au J. Karsouline comme le montre la variation continue des pendages de la série à lignites du flanc est de cette structure ».
- « Entre les plis décamétriques et hectométriques à Karsouline - Bou Krim de direction N60 à N80 et l'axe principal N40 de Sidi Abderrahman, il existe des plis décamétriques de directions axiales intermédiaires N45 à N65 mis en évidence par Ben Ayed et Ben Salem dans le secteur de Oued Tebib ($x = 587,7$; $y = 399$) et qui suggèrent une torsion progressive et régulière du pli » (fig. 95).
- « Les mouvements couche sur couche sur les flancs redressés des plis de Karsouline indiquent un déplacement horizontal dextre, que la phase de plissement Nord-Sud, envisagée par Sfar Felfoul et al. (1982) ne peut pas expliquer. Les rejeux en décrochement sénestre des failles E-W, déduits par ces auteurs uniquement à partir des décalages cartographiques, ne peuvent pas être retenus comme argument pour des failles directionnelles, affectant des couches à pendage relativement faible (rarement supérieur à 45°) comme c'est le cas dans le Nord du Cap Bon. De plus, les décalages observés peuvent être le fruit de chevauchements locaux classiques dans les zones de décrochement » (Ben Ayed, Viguier et Bobier, 1983).

d) Etudes microtectonique :

Les fractures relevées dans les séries oligo-miocènes de la partie sud de la péninsule, montrent deux réseaux de décrochements conjugués avec :

- des cisaillements dextres N70 à N110.
- des décrochements sénestres N130 à N160.

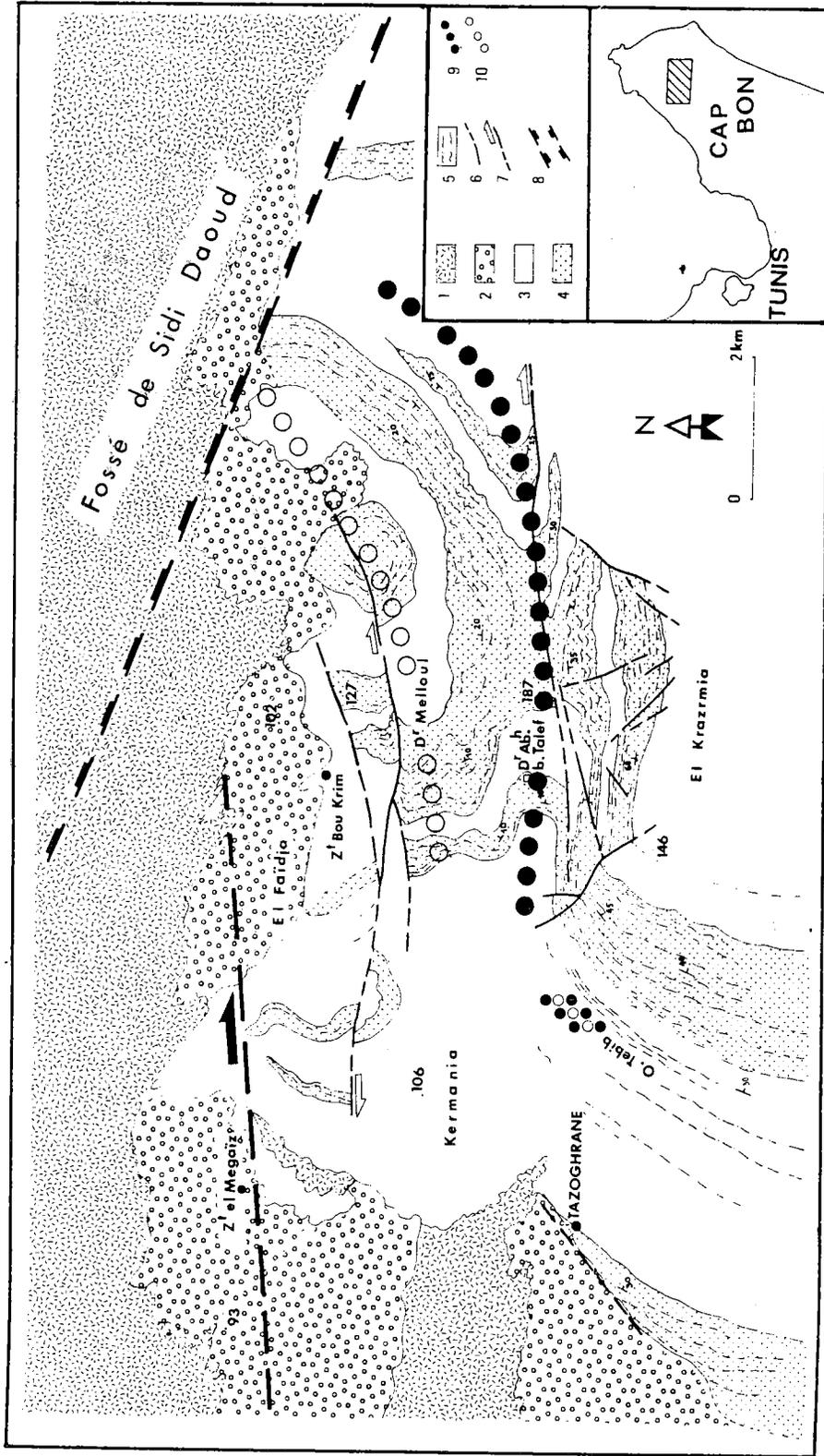


Fig. 95. — Carte géologique du secteur de Tazoghrane (Cap Bon)
 Légende : 1 : Dunes récentes; 2 : Alluvions et limons quaternaires; 3 : Marnes du Miocène supérieur; 4 : Ensemble gréseux du Miocène supérieur; 5 : Bancs de grès du Miocène supérieur; 6 : Faille; 7 : Décrochement; 8 : Graben; 9 : Axe anticlinal; 10 : Axe synclinal. (D'après Ben Ayed, Viguier et Bobier, 1983).

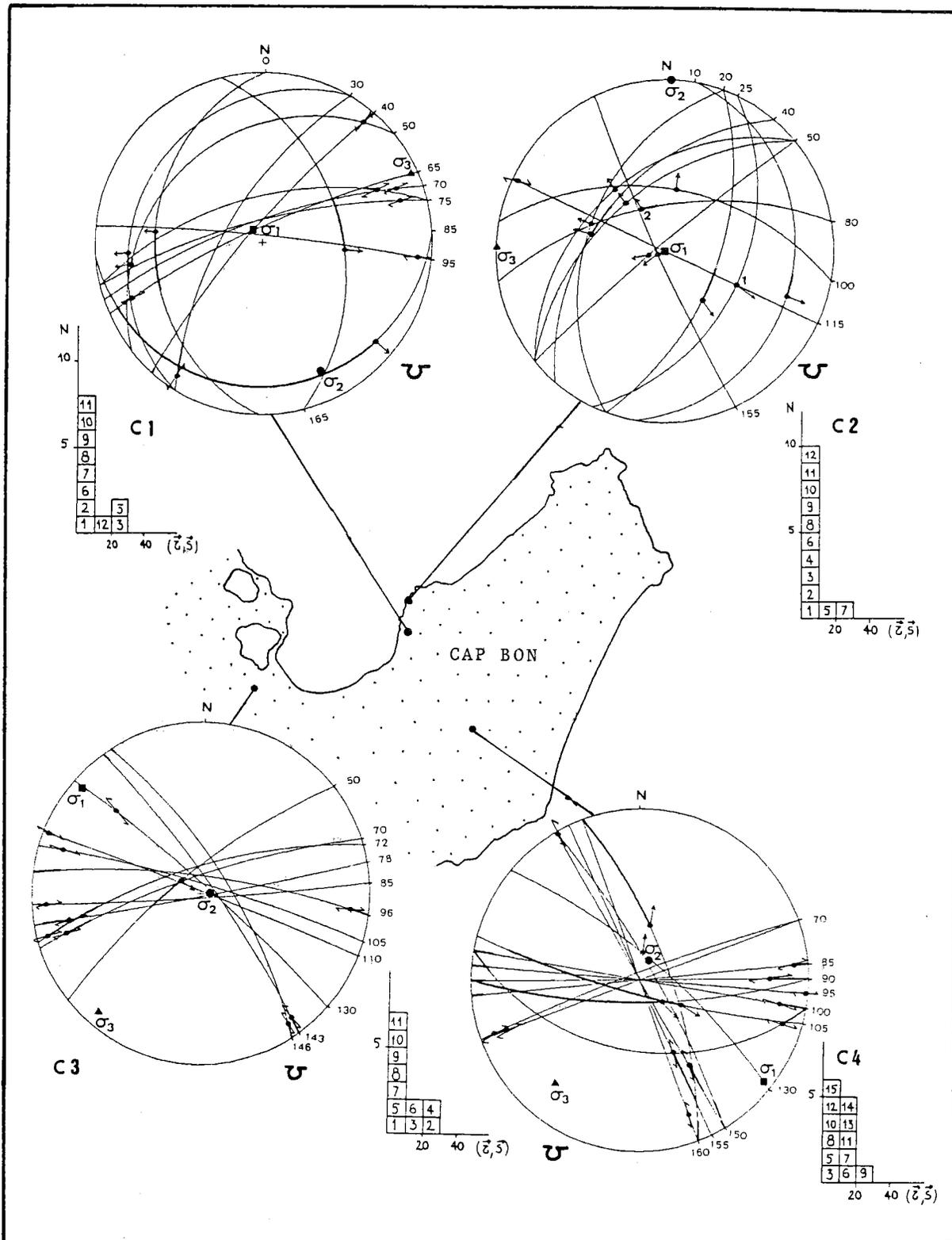


Fig. 96. — Représentations stéréographiques des failles normales (Sites C1 et C2) et des décrochements distensifs (Sites C3 et C4) affectant l'Oligo-Miocène du Cap Bon.

Jeux et rejeux normaux (Site C2 (1) et (2)) dans le massif oligocène de Korbous.

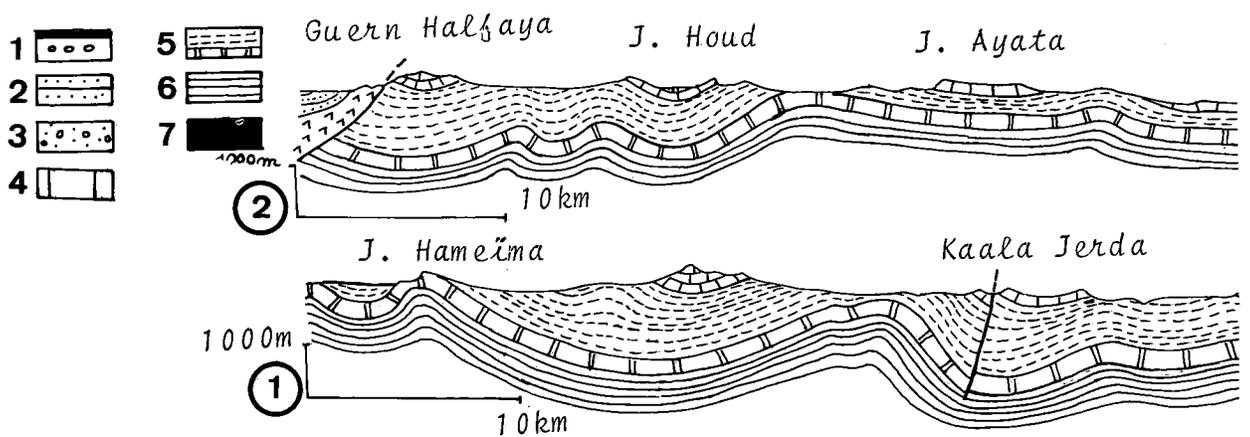
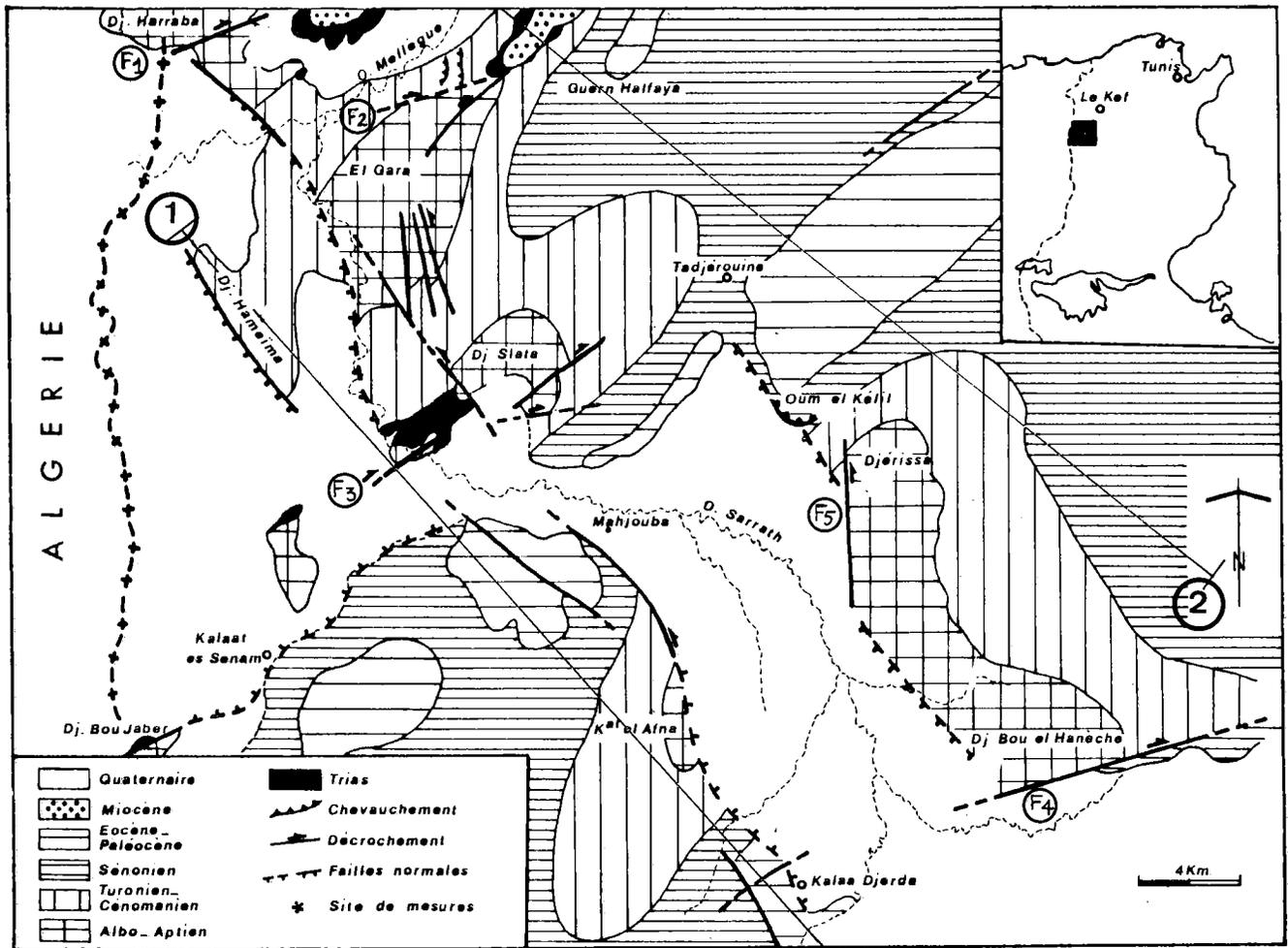


Fig. 97. — Carte et coupes géologiques de la région de Tadjerouine.
 Légende : 1 : Quaternaire; 2 : Néogène; 3 : Oligocène; 4 : Eocène inférieur; 5 : Crétacé supérieur - Paléocène; 6 : Crétacé inférieur; 7 : Trias.

Ces décrochements conjugués déterminent une direction de compression NW-SE (fig. 96, C3 et C4).

Les calculs numériques appliqués à ces deux populations de failles striées donnent de bons tenseurs de contraintes tectoniques.

Cependant, sur la bordure orientale du fossé de Grombalia on peut relever localement l'existence d'une extension voisine de ENE-WSW avec réouverture sur les fractures N80.

4. — STRUCTURATION DU SILLON TUNISIEN ET DE SA BORDURE CENTRO-MERIDIONALE :

4.1. — Les ensembles structuraux de la région de Tadjerouine :

a) Les plis majeurs :

La bande plissée de la région de Tadjerouine s'étend sur une quarantaine de kilomètres depuis l'Oued Mellègue au Nord jusqu'à Kalaa Jerda au Sud. Il s'agit d'une suite en relai d'anticlinaux et de synclinaux isopaques, de direction générale NE-SW, légèrement dissymétriques et à vergences sud-est. Ces plis qui sont étroits aux voisinages du J. Harraba au Nord, deviennent larges au Sud (fig. 97). Toutes ces structures semblent coupées à l'emporte pièce par deux fossés d'effondrement : le fossé de Kalaat Es-Senam qui se situe aux confins algéro-tunisiens et celui de Kalaa Jerda qui s'allonge au Sud de Tadjerouine (fig. 97). Ces deux fossés, remplis pour l'essentiel par des alluvions quaternaires contrastent par leur planéité avec les reliefs qui les encadrent.

b) Les couloirs de décrochement dextres :

Des décrochements majeurs dextres parcourent la région de Tadjerouine. Il s'agit d'accidents kilométriques, subverticaux, qui se prolongent en dehors de la région étudiée. Ces zones d'accidents décrochants sont les suivants :

- L'accident du J. Harraba (fig. 97 (F1)) correspond à une grande faille de direction voisine de E-W (Azimut 080 à 100) pentée de 65° vers le Sud avec un pitch de 40° vers l'Ouest, montrant un mouvement dextre. Ce mouvement à composante horizontale s'exprime également par les rebroussements des couches le long de la faille. Les fractures secondaires qui l'accompagnent montrent parfois un jeu dextre-inverse. Ces failles sont relayées à l'Est du massif de Harraba par des accidents subverticaux qui s'expriment particulièrement bien aux limites des affleurements triasiques. En effet, le contact du Trias avec les séries miocènes au Nord de l'Oued Mellègue est redressé à la verticale. Il en est de même pour les conglomérats du Miocène supérieur et la pseudo-

stratification des séries triasiques aux voisinages de ces contacts tectoniques.

- Le décrochement de Mellègue (fig. 97 (F2)) correspond à une faille majeure dirigée WSW-ENE (azimut 080) et dont les cannelures horizontales portées par son miroir indique un jeu dextre. Ce décrochement s'exprime sur la carte géologique au 1/50.000 de Tadjerouine par la flexion rapide de l'anticlinal d'El Gara. Ce pli dirigé NE-SW dans sa partie méridionale et en bordure du fossé de Kalaaat es Senam s'infléchit aux abords des affleurements triasiques de l'Oued où sa terminaison périclinale prend une direction voisine de N80. Des failles décrochantes inverses de direction subméridienne (fig. 97) accompagnent l'accident de Mellègue.

Celui-ci affecte la croûte attribuée au Villafranchien où il s'exprime par des failles normales de même direction.

Au NW de Guern Halfaya, l'accident de Mellègue est relayé par un chevauchement jalonné par le Trias. Le long de ce contact, les séries miocènes reposent sur les calcaires du Crétacé moyen. Par endroit, ces séries miocènes (Oued El Ressas) présentent des replis en échelon décamétriques de direction moyenne N20 en liaison avec le mouvement général dextre.

- Au centre du secteur d'étude, la zone de failles en relai de Kalaat Es Senam (fig. 97 (F3)) est jalonnée par des affleurements triasiques dont le plus important se situe au SW du J. Slata. Des plis métriques à décamétriques de direction N40 à N120 peuvent être relevés dans les calcaires crétacés de Slata ainsi que dans les séries triasiques qui jalonnent ce massif. Ces replis à fort plongement axial (30 à 50°) sont associés à des décrochements dextres.

Dans le J. Bou Jabeur (fig. 97), le couloir de cisaillement dextre de Kalaat Es Senam délimite une lame de calcaire albo-aptien où se développe une minéralisation en Barytine, Fluorine et Plomb-Zinc parfois d'allure lenticulaire. Cette minéralisation importante s'est localisée surtout le long de ces grands décrochements dextres et à la jonction de ces fractures.

- Au Sud, le couloir de cisaillement de Bou-El-Hanèche (fig. 97 (F4)) longe la corniche de ce massif suivant une direction N20 ; le plan de faille penté de 70° vers le Sud porte deux générations de stries montrant un jeu dextre, suivi d'un effondrement du compartiment Sud de Bou-El-Hanèche.

D'autres cisaillements dextres de direction voisine de E-W mais relativement moins importants se manifestent au Nord de la Koudiat El Afna sur la bordure occidentale du fossé de Kalaa Jerda et au Sud de Jérissa (fig. 97).

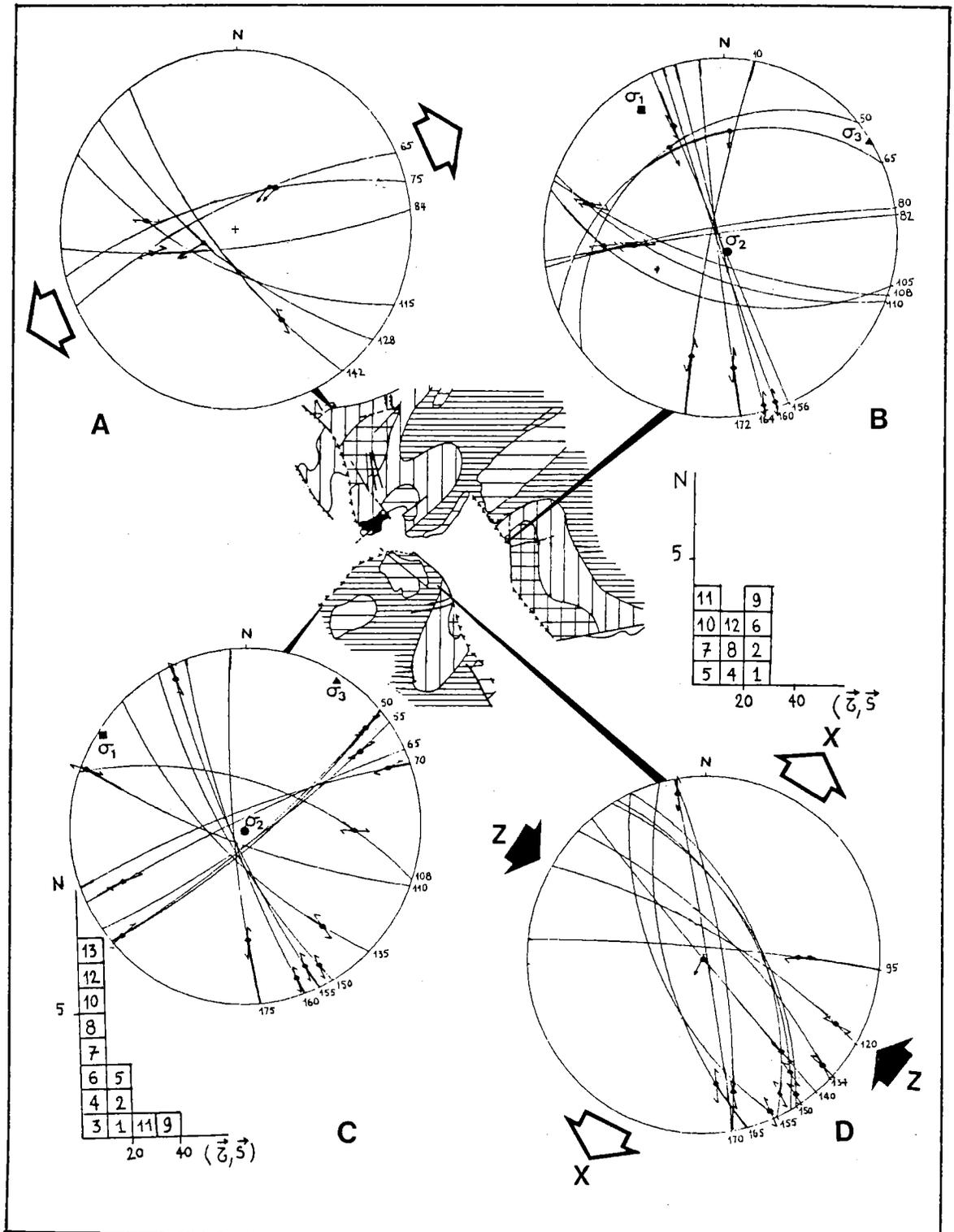


Fig. 98. — Stéréogrammes des failles affectant les séries crétacées de la région de Tadjerouine. Position des contraintes tectoniques (B et C) et des axes de déformation (A et D).

c) *Les bassins d'effondrement NW-SE :*

- Le fossé de Kalaat Es Senam est limité par des accidents N140 conjugués aux failles de décrochements dextres N80. Ce fossé est bordé à l'Est par des failles N140 qui assurent l'effondrement par paliers de sa bordure orientale. La plus importante, à regard ouest, longe le massif de Hameïma où elle affecte les séries marno-calcaires de l'Aptien. L'affaissement du graben le long de cette faille est attesté par l'orientation des crans de stries qui plongent de 85N. Des filons de Barytine s'associent à cet accident parallèlement à celui-ci. Ils se développent surtout sur les versants nord et sud du J. Hameïma où leur largeur est parfois plurimétrique.

La bordure occidentale du fossé de Kalaat Es Senam qui se situe en territoire algérien est également soulignée par des failles NW-SE (Dubourdieu, 1956).

Celles-ci se prolongent dans le district de Bou Jabeur où elle traversent leur structure anticlinale suivant une direction N160. Ce sont des failles décrochantes sénestres parfois béantes et souvent remplies de minéralisation.

Ces failles s'accompagnent souvent de cavités de dissolution de Barytine, Fluorine et Oxyde de Fer très recherchées pour leur forte teneur en minerais.

- Le fossé de Kalaa Jerda dans lequel s'est encaissé l'Oued Sarrath est limité par des accidents N140 à N160 conjugués aux failles de décrochement N80 de Bou-El-Hanèche et Slata (fig. 97). Encadrée par les massifs de Jérissa, Bou-El-Hanèche et Koudiat El Afna, cette dépression emplie d'alluvions quaternaires a une allure sigmoïde, soulignée par les escarpements des failles bordières : dans les tronçons Nord et Sud du fossé, ces failles sont de direction N140, elles prennent dans la partie moyenne de la dépression, une direction subméridienne.

Parmi ces accidents on peut citer :

- La faille de Jérissa (fig. 97 (F5)) de direction N170 et à regard ouest, montre des stries plongeant vers le Sud (pitch de 20S) et indiquant un mouvement sénestre. Le long de ces failles se développent des lentilles décimétriques d'Oxyde de Fer, dont les bordures sont également striées horizontalement et qui sont très recherchées pour leur forte teneur en minerais. Des plis d'entraînement de direction subméridienne plongeant de 40 à 80N, longent ces accidents. Ces plis, parfois coniques, peuvent s'associer par couple (drag-folds) et montrent un glissement sénestre subméridien. Dans cette zone de failles, les glissements couche à couche engendrent localement, de petits chevauchements métriques à vergence sud, induits par les décrochements.

- La faille de Bou-El-Hanèche, de direction N140 à N150 et à regard ouest, affecte une série albo-aptienne subrécifale. Des plis d'entraînement parfois coniques, de direction N130 à N180, plongeant de 60 à 80 vers le NW, sont visibles le long de cette faille.

d) *Analyse des populations de failles :*

L'analyse tectonique montre l'existence de failles inverses et de failles de décrochement ou à composante décrochante (fig. 98). Ces failles indiquent l'existence d'une direction principale de compression NW-SE qui se rapporte à la phase de plissement atlasique. Sur certains plans de failles dirigées NW-SE (Oued Meliz), on peut rencontrer deux générations de stries (les stries à jeu décrochant sont antérieures aux stries à jeu normal).

4.2. — *Les ensembles structuraux de la région de Siliana (fig. 99) :*

Ils ont fait l'objet de ma thèse de 3^{ème} cycle (1975) ; nous présentons très brièvement ici les principaux résultats de ces travaux :

L'ossature principale de la région de Siliana est formée par le synclinal d'Ellès orienté NE-SW. Deux bassins d'effondrement s'emboîtent dans cette grande structure. Il s'agit des grabens de Siliana et du Sers.

a) *Le graben de Siliana :*

La cuvette de Siliana est recouverte en grande partie par des dépôts quaternaires. La bordure nord-est et affectée par de grandes failles déterminant des gradins successifs qui s'affaissent vers le fossé de Siliana.

La bordure sud-ouest de la dépression est longée par une grande faille à regard NE. Le long de cet accident, qui coupe toutes les structures de la région, on observe au NW de la faille, un plongement des axes des plis et une augmentation régulière des pendages vers le fossé.

La plaine de Siliana est dominée au Sud par la corniche du Serdj. Au pied de cette dernière, on observe une grande faille normale, en partie masquée par des loupes de glissement.

b) *Le graben du Sers :*

Rectangulaire et de même direction que le fossé de Siliana, la plaine du Sers est bordée au Nord par le dôme triasique du J. Lorbeus et au SE par le flanc nord-ouest du synclinal d'Ellès.

La bordure nord-est est recouverte dans sa partie septentrionale par le Mio-Pliocène qui plongent vers le fossé. Par contre, la bordure sud-ouest est affectée par de grandes failles qui prolongent les accidents du synclinal d'Ellès. La plus importante est celle qui borde la plaine du Sers.

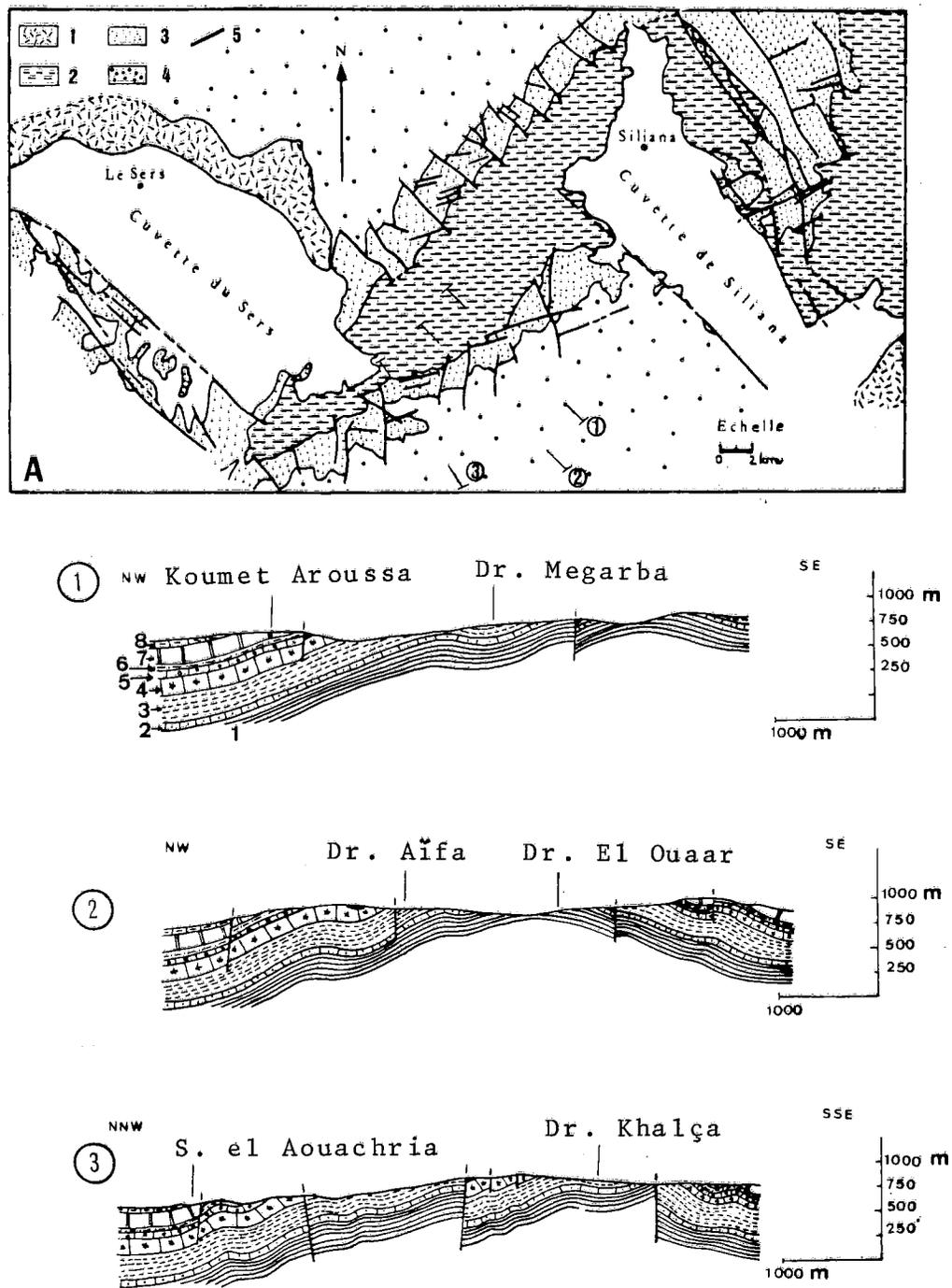


Fig. 99. — A : Esquisse géologique de la région de Siliiana-Sers (1 : Mio-pliocène; 2 : Eocène supérieur-Oligocène; 3 : Sénomien supérieur-Eocène inférieur; 4 : Sénomien inférieur; 1, 2, 3 : Coupes à travers les ensembles structuraux de la région de Siliiana-Sers (Légende des coupes, voir coupe 1 : 1 : Coniacien; 2 : Santonien inférieur; 3 : Santonien supérieur - Campanien inférieur; 4 : Campanien supérieur; 5 : Maestrichtien inférieur; 6 : Maestrichtien supérieur-Paléocène; 7 : Eocène inférieur; 8 : Lutétien-Priabonien.

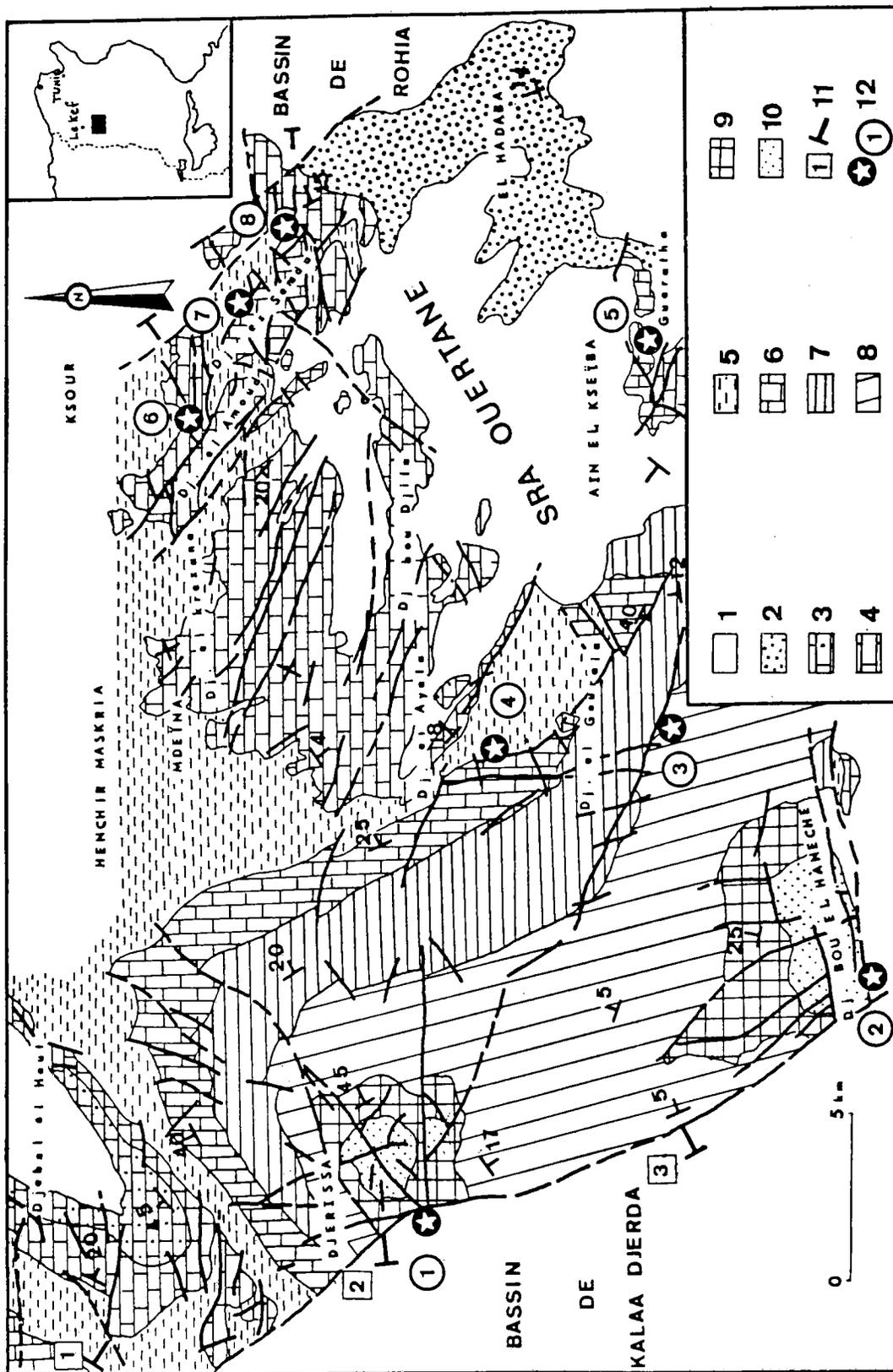


Fig. 100. — Carte géologique de Sraa Ouertane. Situation et localisation des coupes et des stations de mesures.
 Légende : 1 : Alluvions quaternaires; 2 : Mio-Pliocène continental; 3 : Eocène supérieur; 4 : Eocène inférieur; 5 :
 Maestruchtien supérieur-Paléocène; 6 : Sénomien supérieur; 7 : Sénomien inférieur-Turonien; 8 : Cénomannien; 9 :
 Albien; 10 : Aptien; 11 : Coupe géologique; 12 : Station de mesures (d'après Zaïer et Ben Ayed, 1981).

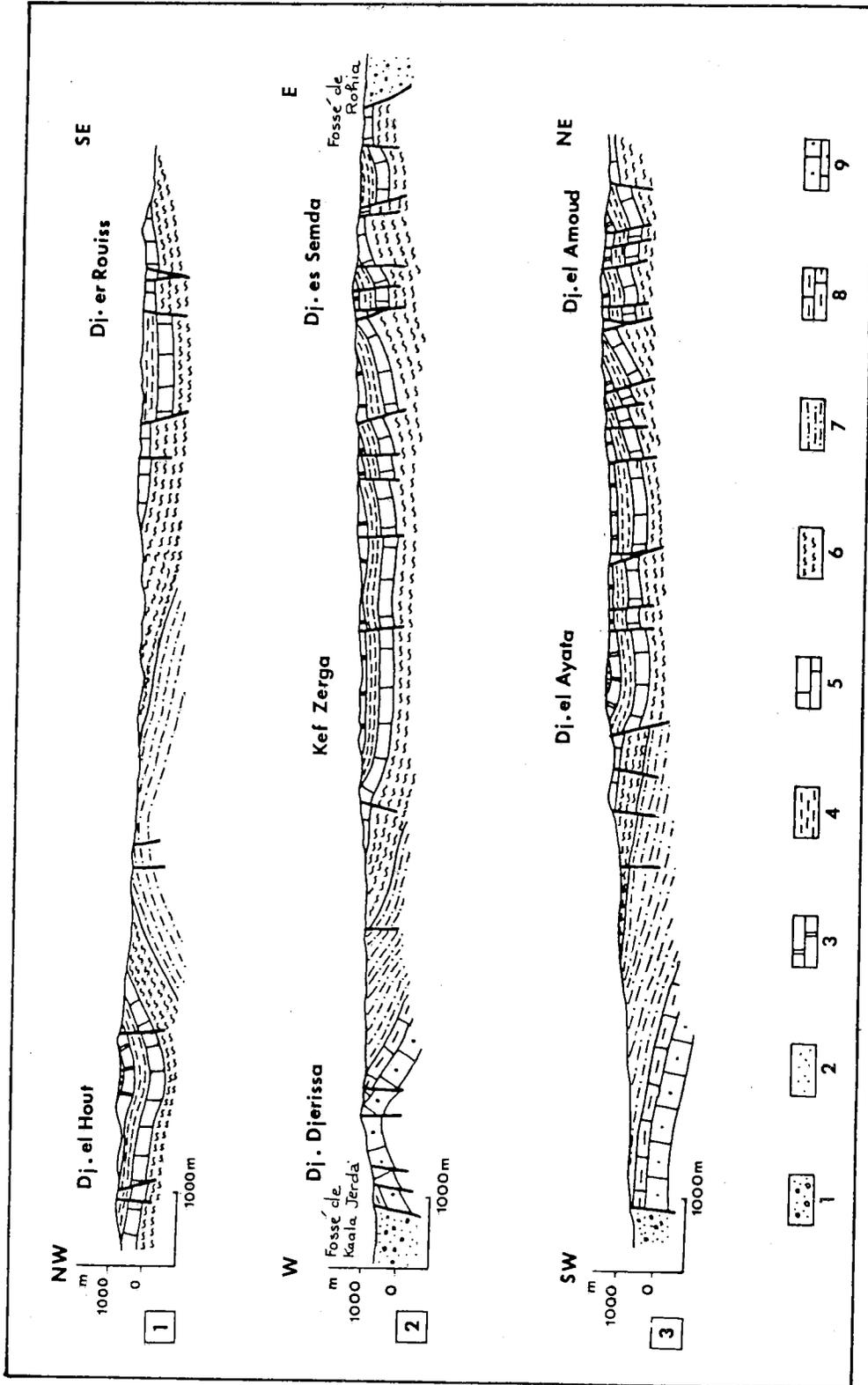


Fig. 101. — Coupes sériées à travers les structures de Sraa Ouartane.
 Légende : 1 : Alluvions quaternaires; 2 : Eocène supérieur; 3 : Eocène inférieur; 4 : Maestrichtien supérieur-Paléocène; 5 : Sénomien supérieur; 6 : Sénomien inférieur-Turonien; 7 : Cénomannien; 8 : Albien; 9 : Aptien. (D'après Zaïer et Ben Ayed, 1981).

c) *La fracturation* :

Les failles qui affectent les flancs du synclinal d'Ellès peuvent se grouper en trois familles :

- Les décrochements N160 sénestres.

Ces failles relativement importantes découpent les flancs de la structure en un très grand nombre d'éléments, avec une apparence de décrochements dextres. Cependant, l'observation des stries portées par ces plans sont en faveur de décrochements sénestres avec des dislocations verticales. Des plis coffrés, des plis d'entraînement à axes redressés et des rebroussements des couches suivant les axes de plis sont associés à ces mouvements décrochants sénestres.

- Les failles N65 à N80 décrochantes dextres.

Moins spectaculaires, elles affectent surtout le calcaire éocène. Ce sont des failles béantes, remplies de calcite grossièrement cristallisée et de faible rejet. Dans les calcaires du Campanien - Maestrichtien, cette famille est représentée également par des failles décrochantes dextres. Des failles inverses de direction NE-SW sont associées à ces décrochements.

d) *Chronologie relative des mouvements des failles* :

La plupart des plans de failles observés sont striés. Ces stries se rangent dans deux catégories : les stries de recristallisation et les stries mécaniques. Sur certains miroirs de failles décrochantes dextres N80 et des décrochements sénestres N170, souvent tordus en S ; on observe deux générations de stries. A titre d'exemple, on peut citer la faille du Signal de Massouge (1^{ère} : 171, 78E, 25S sénestre ; 2^{ème} : 171, 78E, 70S normal) ou encore celles de Sidi Mansour (par exemple : 1^{ère} : 75, 88N, 12E dextre ; 2^{ème} : 75, 88N, 85E normal).

Sur ces miroirs, les stries et les cannelures à composantes verticales recoupent les stries horizontales qu'elles masquent presque complètement sur les plans de failles bordant les cuvettes de Siliana et de Sers. Ce dernier rejeu vertical est relativement plus important dans la partie sud de la dépression de Siliana (environ 200m) que dans la partie nord où les pointements de calcaires éocènes au Sud de la ville sont les témoins d'un effondrement très peu important.

4.3. — *Les ensembles structuraux de la région de Sraa Quartane (Zaïer et Ben Ayed, 1981) :*

a) *Structure de Sraa Quartane* :

« Dans son ensemble, le synclinal de Sraa Quartane forme un large pli cylindrique, de direction NE-SW, très légèrement dissymétrique et à axe subhorizontal. Cette structure se prolonge par deux brachyanticlinaux. Au Nord l'anticlinal incomplet de Jerissa dont l'axe plonge assez forte-

ment vers le NE; et au Sud, le demi-dôme à cœur aptien de Bou-El-Hanèche (fig. 100).

b) *Bassins d'effondrement* :

« Toutes les structures plicatives de Sraa Quartane sont coupées par deux bassins d'effondrement correspondant aux fossés de Rohia et de Kaala-Djerda (fig. 101). Il s'agit de vastes plaines occupées par des terrains récents et dont les bordures sont parcourues par des failles de direction N160. Les escarpements de ces failles forment parfois de hautes cuestas bien connues, tel que les cuestas de Bou-El-Hanèche, Kef er-Rai, Djerissa... etc. Le manque de paramètres structuraux de part et d'autre de ces failles bordières ne permet pas d'évaluer leur rejet vertical. Cependant, quelques données géologiques récentes révèlent l'existence d'affaissement peu important par rapport à la largeur de ces fossés. Cet effondrement est de l'ordre de 300 à 900m suivant les régions ».

« Les forages d'eau effectués en 1981 dans le fossé de Rohia, au Nord de Koudiat ech-chair ont rencontré les calcaires de l'Eocène inférieur à une profondeur voisine de 750m. Ces calcaires éocènes sont connus à l'affleurement sur la bordure occidentale de ce bassin où ils forment une barre de calcaire massif qui constitue l'ossature principale du plateau de Sraa Quartane ».

« Il en est de même pour l'affaissement du bassin de Kaala-Djerda. En effet, les niveaux de phosphates exploités dans les galeries de la mine de Kaala-Djerda se situent dans le fossé, à une profondeur de près de 180m. Ces mêmes niveaux phosphatés affleurent à la base des calcaires éocènes qui constituent le synclinal perché de Kaala-Djerda ». (Zaïer et Ben Ayed, 1981).

Les bordures du plateau de Sraa Quartane (fig. 100).

« Les limites orientales et occidentales de ce plateau correspondent à deux grandes voies de décrochement sénestres, de direction moyenne N150. Ces coulissements sont souvent associés à des structures variées, tel que les plis d'entraînement plurimétriques à axes redressés, visibles au pied des massifs de Djerissa et Bou-El-Hanèche ; et les amygdales de décrochement métriques à hectométriques. Comme par exemple, les blocs lenticulaires minéralisés, exploités à Djerissa, en bordure du bassin de Kaala-Djerda ».

« La bordure septentrionale du massif des Ksour correspond au couloir de Kaalat es-Senam - Tadjerouine reliant les fossés de Kaala-Djerda et de Hameïma au nord-ouest de Sraa Quartane (N. Ben Ayed, 1980).

Aux confins algéro-tunisiens, ce couloir de décrochement dextre N65, délimite la lame de calcaires aptiens de Bou-Jabeur, ainsi que la

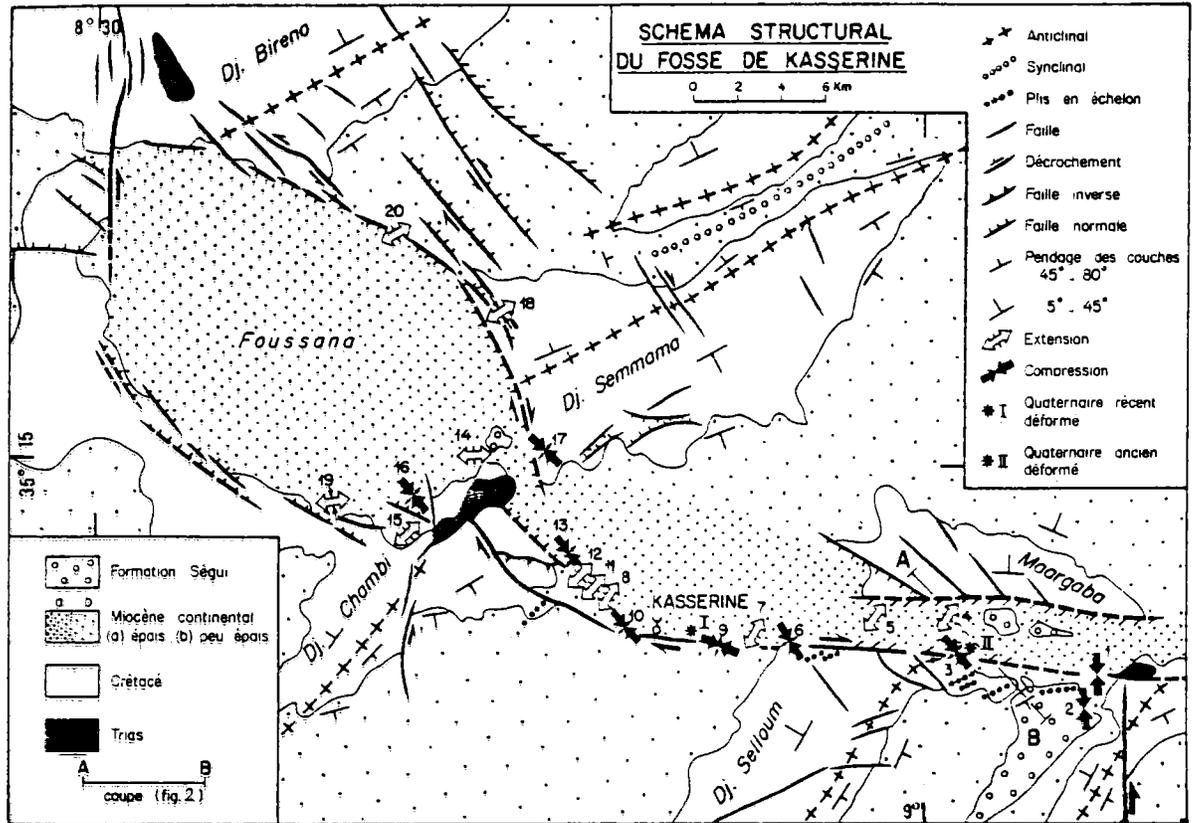


Fig. 102. — Schéma structural de la région de Kasserine (d'après Philip, Andrieux, Dlala, Chihi et Ben Ayed, 1986).

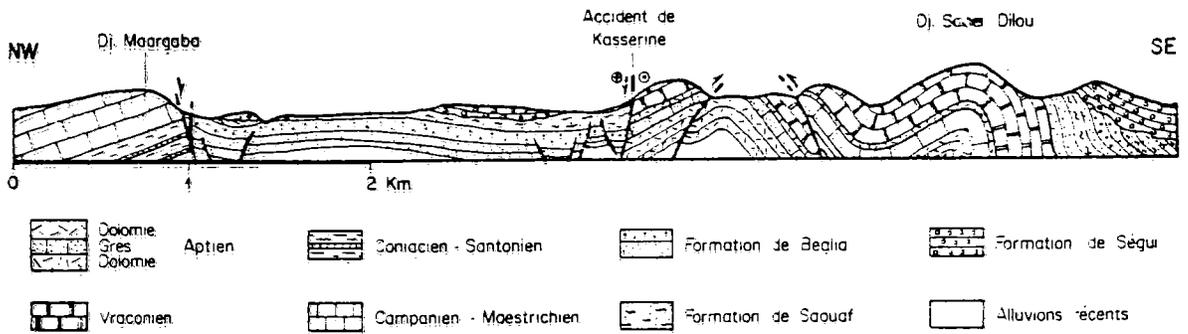


Fig. 103. — Coupe schématique à travers le Graben de Kasserine (d'après Chihi, 1984; Philip, Andrieux, Dlala, Chihi et Ben Ayed, 1986).

minéralisation importante du gîte-Est de la mine (N. Ben Ayed, 1980 ; M. Gharbi et Ben Saïd, 1982). Au NW de Djerissa, ce coulisement s'exprime par des failles et des plis d'entraînement plurimétriques, visibles dans les séries triasiques qui le jalonnent au SW du massif de Slata. Ce grand décrochement qui limite au Nord le Sraa Quartane correspond à l'accident El-Alia-Tebessa (V. Perthuisot et A. Jauzein, 1974) ».

« La bordure méridionale du plateau des Ksours est également occupée par un cisaillement N80 dextre qui longe la corniche de Bou-el-Hanèche et s'exprime par des fractures en relief, striées horizontalement, parfois accompagnées de joints de cisaillements dextres minéralisés en calcite (N. Ben Ayed, 1980; Zaïer et Ben Ayed, 1981).

c) *Les traits fondamentaux de la fracturation (fig. 100 et 101) :*

« Le synclinal de Sraa Quartane est affecté par de nombreuses failles N60-80 et N20E-N20W qui présentent des traces de mouvements horizontaux, parfois associés à des mouvements verticaux. Parmi ces failles importantes on peut citer à titre d'exemple :

— La faille de Aïn el Mizeb, de direction N140, met les calcaires éocènes (Formation Metlaoui) contre les marno-calcaires du Lutétien supérieur (Formation Souar). Cette faille subverticale montre également deux mouvements : un jeu sénestre souligné par des stries subhorizontales (pitch 30° NW), suivi d'un mouvement en faille normale avec affaissement du compartiment sud-ouest (pitch 65° SE).

— La faille N80 de Jerissa, sépare les deux collines qui forment le massif de Djérissa. Il s'agit d'une faille décrochante dextre dont le plan est strié horizontalement et qui est associée à des plis d'entraînement, visibles sur le versant nord du « petit Djerissa ». (Zaïer et Ben Ayed, 1981).

d) *La signification structurale des « plis transversaux » :*

« L. Pervinquière (1903, p.280) signale à Sraa Quartane l'existence de « plis orthogonaux ». L'étude structurale du plateau des Ksours a permis de conclure que ces « plis transversaux » ne sont en réalité que des compartiments affaissés, limités par des failles normales-sénestres, de même direction que les bassins d'effondrement de Rohia et de Kaala-Djerba. Ces failles regardent vers les blocs effondrés et présentent des rebroussements de couches montrant des pendages relativement forts au voisinage de ces accidents. Ces compartiments affaissés à pendages faibles limités par des crochons de failles normales sont responsables de l'auge que dessinent les calcaires éo-

cènes entre le Djebel Ben Soltane et le Djebel Ayata ainsi que l'allure synclinale des séries éocènes entre le Djebel Ayata et le Djebel Bou Djifa ». (Zaïer et Ben Ayed, 1981).

5. — STRUCTURATION DE L'ARCHIPEL DE KASSERINE ET DU BASSIN DE GAFSA :

5.1. — Structure de la région de Kasserine :

a) *Les grandes structures :*

« Un schéma structural (fig. 102), dressé à partir d'un levé cartographique de détail au 1/50 000°, fait apparaître des structures distensives et compressives imbriquées, dont l'agencement est complexe (fig. 103).

La région de Kasserine comprend des anticlinaux de direction NE-SW, à cœur de Crétacé, parfois injectés de Trias salifères, (J. Chambi) affectant les terrains de la série continentale (Paléogène à Tortonienne) et quelquefois ceux de la Formation Segui (Tortonien supérieur à Villafranchien). Ces plis, dont certains s'étendent sur plusieurs dizaines de kilomètres, correspondent toujours à de forts reliefs qui dominent les plaines de plusieurs centaines de mètres.

Ces plaines, généralement installées sur le Miocène continental, correspondent soit à de vastes « synclinaux » à fond plat de direction NE-SW, soit à des fossés orientés NW-SE dont le plus vaste est celui de Foussana situé au NW de la ville de Kasserine ». (Philip, Andrieux, Chihi, Dlala et Ben Ayed, 1986).

a1) *La structure du Jebel Semmama (fig. 102) :*

L'élément principal (localement de premier ordre) du Jebel Semmama est une structure anticlinale dont la terminaison sud-occidentale est tronquée par le fossé de Kasserine. Il s'agit d'un pli isopaque de direction N60 plongeant de 5 à 15° vers le NE. Le pli possède une terminaison nord-orientale d'allure conique.

a2) *La structure du Jebel Chambi (fig. 102) :*

Le Jebel Chambi correspond à une structure anticlinale de direction N40. Seule la partie orientale de ce massif a fait l'objet de notre étude. Il s'agit de la terminaison nord-orientale de l'anticlinal dont la direction moyenne est voisine de E-W. La fermeture du pli est bien dessinée dans les séries miocènes de Zabbès.

L'étude détaillée du contact du Trias avec les séries encaissantes a montré que les failles qui limitent le complexe triasique sont subverticales et les stries portées par ces plans qui sont souvent subhorizontaux montrent un mouvement dextre dans une direction moyenne voisine de E-W. Un

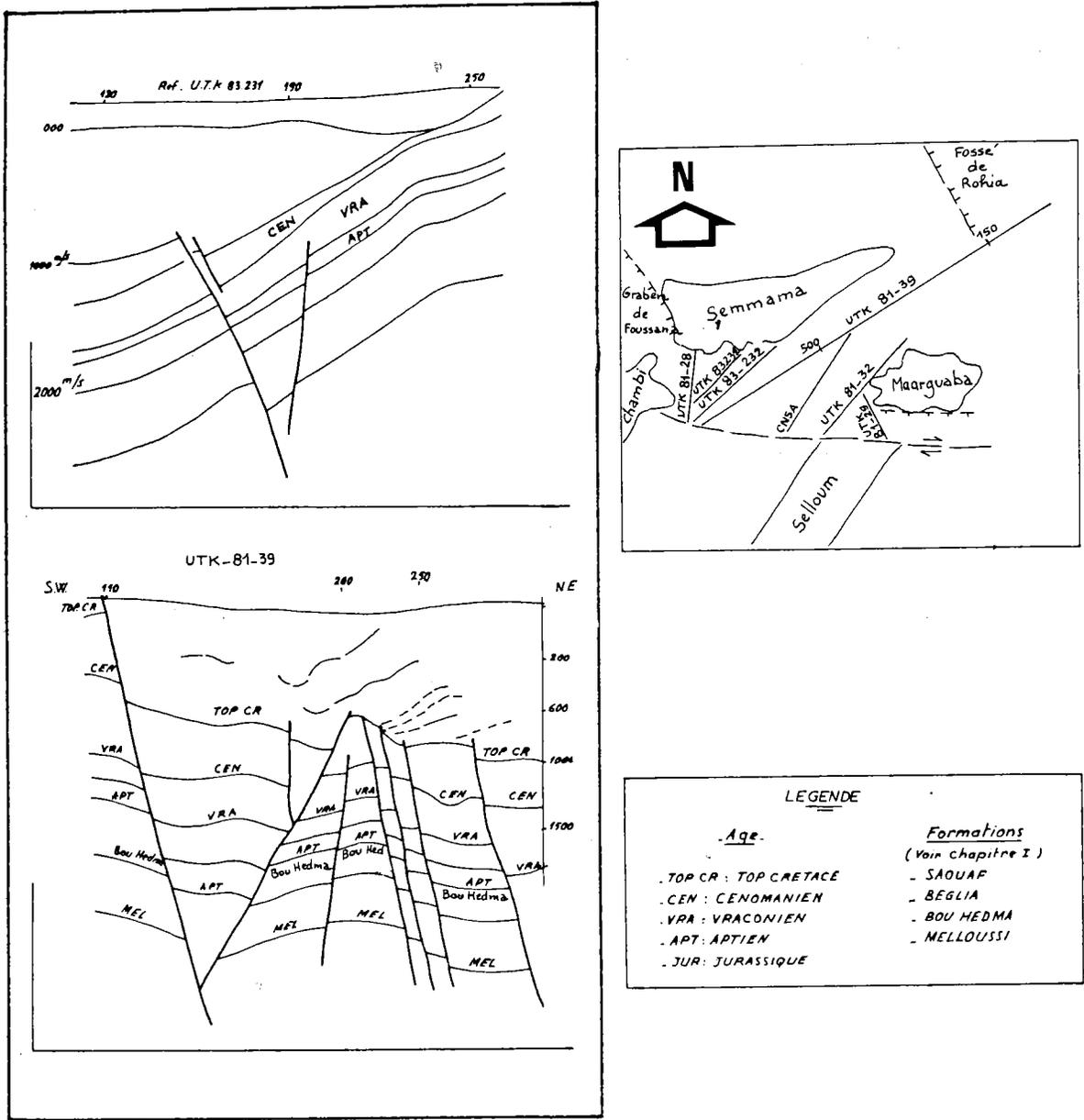


Fig. 104. — Coupes géologiques à travers le graben de Kasserine (d'après les données géophysiques). Carte de localisation des coupes.

tel mouvement est particulièrement spectaculaire au Sud de Kef el Agueb (fig. 102).

a3) La structure du Jebel Selloum :

Du point de vue structural, le Jebel Selloum peut être divisé en deux grandes parties :

- l'anticlinal principal,
- le secteur septentrional.

— *L'anticlinal principal* présente une direction moyenne atlasique N50. Il est affecté par deux réseaux d'accidents cassants dont les directions sont sensiblement subméridiennes dans la partie nord, voisine de E-W dans les parties centrale et méridionale.

- La terminaison méridionale est régulière. Elle correspond à un pli cylindrique dissymétrique dont le flanc oriental est souvent redressé à la verticale.
- L'axe de l'anticlinal principal présente des ondulations marquées par la présence de plusieurs ensellements axiaux (fig. 102) formant en fait une chaîne d'anticlinaux secondaires coalescents.

— *Dans la partie septentrionale* la structure se complique encore plus.

- Au niveau de la mine de Aïn Rmila (fig. 102), l'axe anticlinal s'infléchit de manière continue vers l'Est. La surface axiale du pli qui à une direction moyenne N50 s'oriente selon une direction N80 à l'approche du grand accident de Kasserine.

b) Agencement des plis et bassins d'effondrement :

« Les trois anticlinaux principaux Semmama, Chambi, Selloum ont aussi la particularité de ne présenter qu'une seule terminaison périclinale.

En effet, les grands plis se terminent toujours brutalement au niveau des failles normales bordières des fossés ou au niveau du décrochement de Kasserine. Cette géométrie a sans doute incité certains auteurs (Pervinquier, 1903 ; Castany, 1951 ; Dubourdieu, 1956 ; Burollet, 1957...) à proposer une succession dans le temps, des déformations plicatives et cassantes. Pour ces auteurs, les failles normales qui apparemment tranchent les plis à l'emporte-pièce, étaient postérieures au plissement. Cette conception doit être abandonnée car on peut remarquer par exemple, que les structures des anticlinaux du J. Chambi et du J. Semmama situés de part et d'autre du fossé ne se correspondent pas. Il s'agit de deux structures indépendantes. Ceci est encore plus évident pour le pli de Selloum qui se prolonge au Nord de la branche E-W du fossé de Kasserine par le

massif de Maarguaba qui correspond à un monoclinale indépendant ».

« D'autres plis hectométriques à kilométriques fournissent des preuves très évidentes de l'antériorité des failles normales par rapport aux plis ». (Philip, Andrieux, Chihi, Dlala et Ben Ayed, 1986).

Les bordures du fossé E-W de Kasserine ne sont pas soumises à la même dynamique. La déformation est absorbée par la faille de Kasserine. En effet, tous ces plis sont localisés dans le compartiment Sud, le long du décrochement E-W de Kasserine (fig. 102).

Au contact immédiat de cet accident, se développe un ensemble d'une dizaine de plis en échelon décamétriques à plurihectométriques dont la direction axiale est N80. Ces plis se succèdent depuis le J. Chambi jusqu'au J. Koumine en passant par le J. Sabel Dhillou.

Les charnières anticlinales de ces plis sont parfois disloquées; la surface axiale se transformant partiellement en failles inverses à vergence NW ou SE. La portée de ces accidents peut-être plurimétrique, mais elle est le plus souvent très réduite. Ils sont par leur disposition en échelon, liés clairement à l'activité décrochante dextre de cet accident. Les plis qui affectent aussi bien le Crétacé que le Miocène continental, y compris la formation Segui (Tortonien à Villafranchien), n'ont pas leur équivalent au Nord dans le fossé dont le remplissage miocène a une structure monoclinale (fig. 102 et 103).

• Les failles normales :

La direction NW-SE des grandes failles normales est assez constante dans les abords immédiats du graben de Foussana. Dans les terrains miocènes qu'elle affectent, les miroirs de faille indurés apparaissent par érosion différentielle ; en certains points, elles affectent des terrains attribuables au Quaternaire. Ces cassures sont à mettre en relation avec les filons clastiques qui traversent les grès miocènes sur la bordure du fossé de Foussana et dans le Bled Zelfane.

La partie sud-ouest de l'anticlinal de Semmama est découpée par une série d'accidents parallèles N140 à N160 qui peut être suivie depuis la région de Bou Laaba jusqu'au Jebel Bireno. Dans cette zone de transition avec le fossé, large d'environ 1 km, se développent d'importantes failles normales découpant des blocs qui jouent en touche de piano, parallèles au fossé et dont le rejet dépasse rarement une vingtaine de mètres.

En bordure immédiate du fossé dans la région de Bou Laaba, on trouve une petite colline de marnes à Ostracés du Cénomani moyen en contact par faille avec les niveaux dolomitiques de

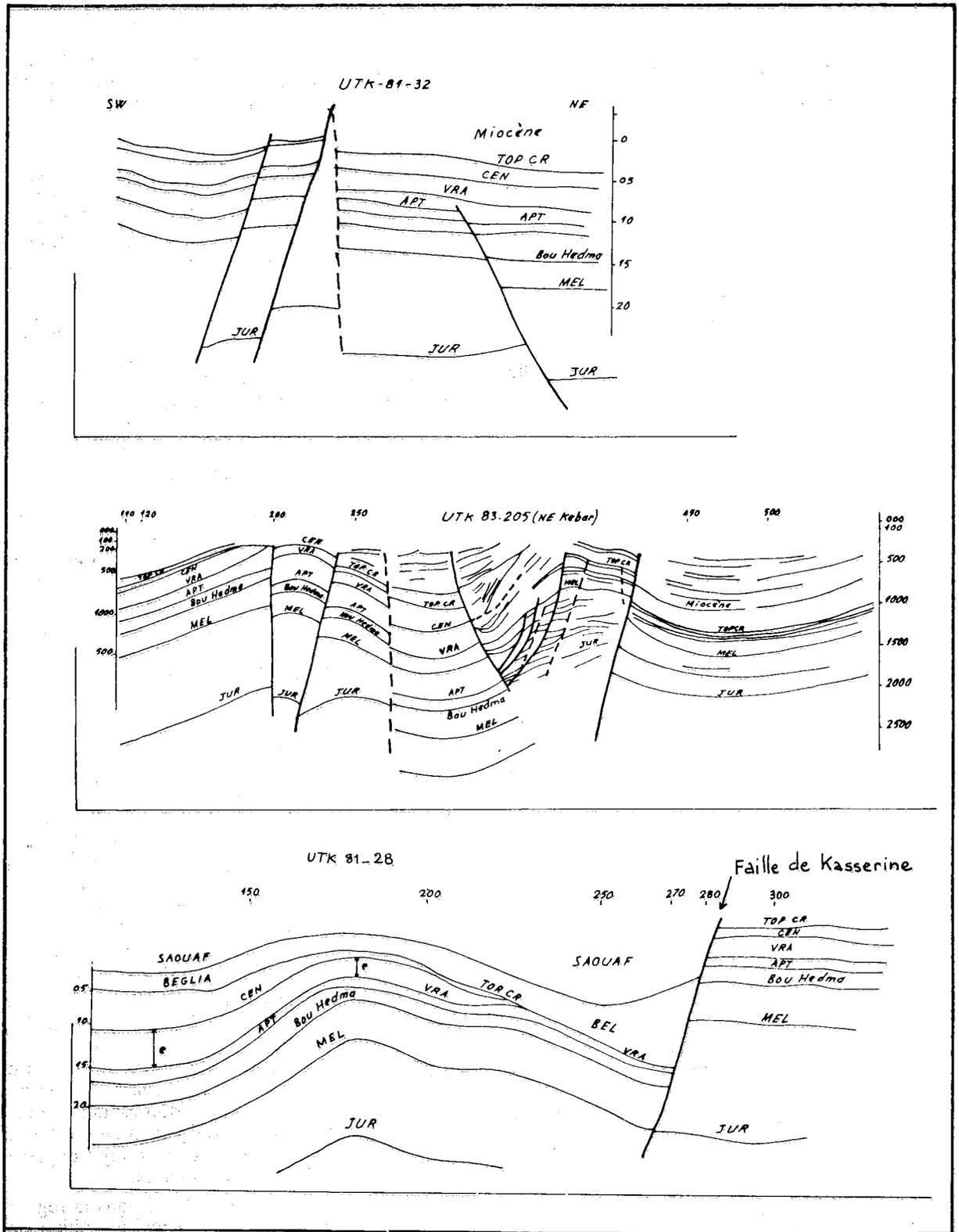


Fig. 105. — Coupes géologiques à travers les structures de la région de Kasserine (d'après les données géophysiques). Localisation et légende sur la figure 104.

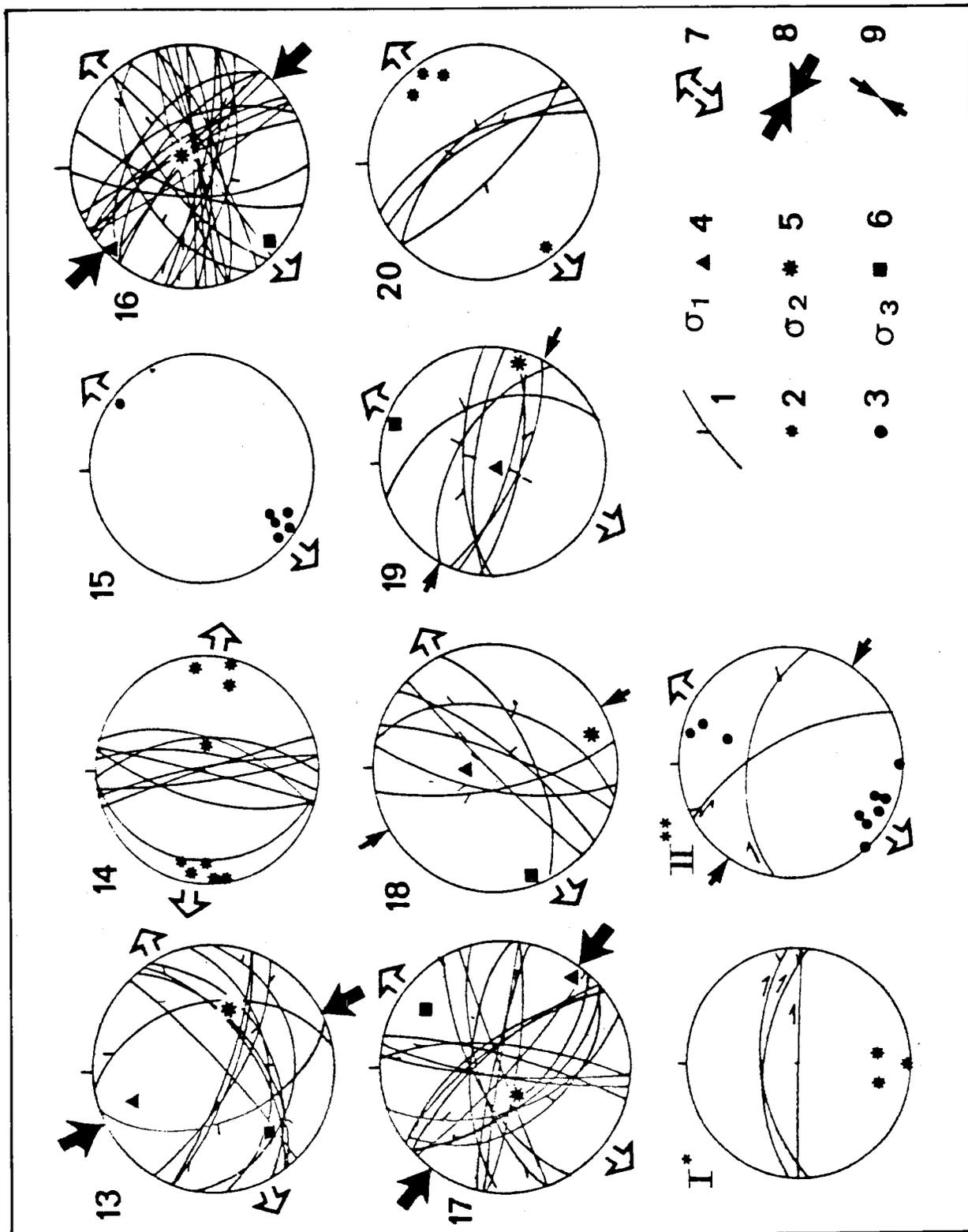


Fig. 106. — Résultats de l'analyse microtectonique (région de Kasserine)
 1 : plan de faille et strie; 2 : pôle de faille; 3 : pôle de fente; 4 : σ_1 ; 5 : σ_2 ; 6 : σ_3 ; 7 : direction d'extension (σ_3); 8 et 9 : direction de compression (d'après Philip Andrieux, Dlaia, Chihi et Ben Ayed, 1986).

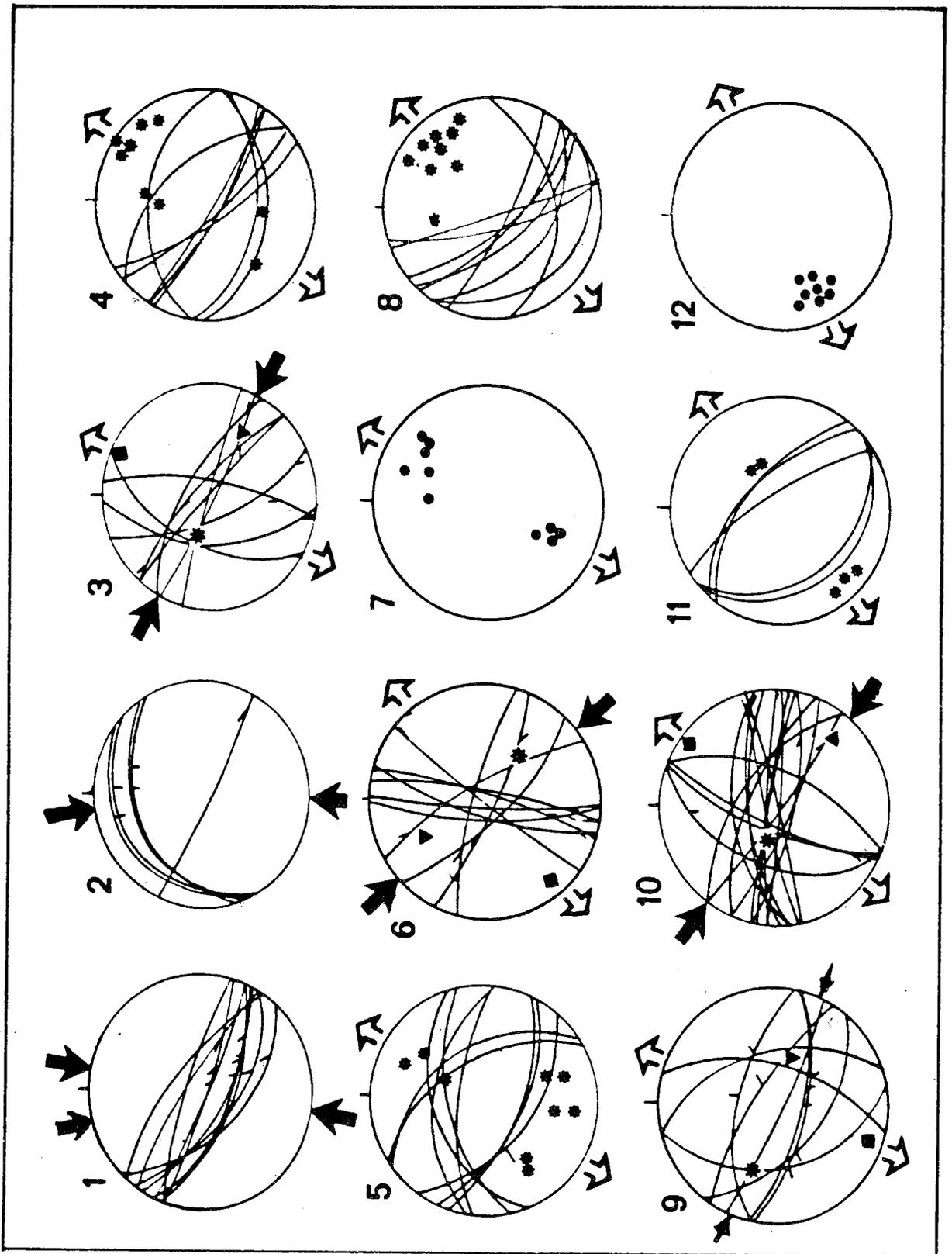


Fig. 107. — Analyse microtectonique (Région de Kasserine) même légende que la figure 106.

la formation Serdj (Aptien). Le rejet de cette faille bordière peut être estimé à environ 600m. Au Nord de Bou Laaba, ce rejet semble beaucoup moins important (fig. 102 et 103).

Dans le secteur sud-est de Semmam, se développent des failles normales de direction N60 à N90. Ces failles délimitent surtout des demi-grabens avec affaissement du compartiment sud-est. Localement, ces failles engendrent de petits fossés dont l'effondrement est très peu important puisque le rejet cumulé des failles majeures ne dépasse pas 200m. Ces failles sont probablement en liaison avec l'effondrement de la branche E-W de Kasserine (Dlala, 1984). Les données géophysiques montrent que le fossé de Foussana et le graben de Kasserine se sont ébauchés depuis au moins le Crétacé moyen (fig.104 et 105).

• *Les décrochements :*

« En dehors des accidents décrochants mineurs associés de façon évidente au plissement, la faille de Kasserine représente l'un des décrochements dextre majeurs de Tunisie centrale. Il s'agit d'une faille de direction E-W à l'Est de Kasserine, se raccorde vers l'Ouest aux failles qui découpent le flanc sud-est de l'anticlinal de J. Chambi. Cet accident s'amortit dans le Trias salifère qui occupe le cœur de la structure du Chambi et ne réapparaît pas sur le flanc nord. La composante décrochante dextre de l'accident de Kasserine est attestée :

- par la disposition générale en échelon des plis mineurs.
- par la torsion des axes de plis mineurs et majeurs (Selloum).
- par l'observation directe de stries sur les miroirs de faille qui recourent le Miocène mais aussi des formations très récentes (Paléolithique supérieur) (Ben Ayed et al., 1983).

Dans la masse triasique de Zabbès, les déplacements horizontaux s'expriment par de nombreux « drag-folds » qui indiquent un jeu dextre E-W.

La déviation de la direction axiale du pli au niveau de la terminaison nord-orientale du Chambi est également une conséquence de ce grand déplacement horizontal suivant une direction voisine de E-W.

Des décrochements subméridiens sénestres jalonnés localement par du Trias sont également bien exprimés dans le massif de Chambi. Le plus spectaculaire est le cisaillement qui limite à l'Ouest Kef El Agueb (Chambi-nord). Il s'agit d'un décrochement sénestre dont le rejet horizontal est de l'ordre de 1000m.

En effet, dans ce secteur du Chambi, les différents niveaux du Crétacé sont redressés à la verticale et sont également décalés d'environ 1 km

de part et d'autre de cette faille. Ce déplacement horizontal affecte les formations gréseuses du Miocène supérieur.

c) *Analyse microtectonique (fig. 106 et 107) :*

« Sur la faille E-W de Kasserine on observe deux générations de stries qui présentent toujours une composante horizontale importante : pour la première génération la composante verticale est toujours plus forte que celle de la deuxième génération. Celle-ci correspond quelquefois à un décrochement pur (par exemple : 1^{ère} : 090 88° N 46E normal dextre ; 2^{ème} : 090 88N 03° E dextre normal).

• Sur les failles bordières du côté SE du fossé de Foussana ou sur les failles secondaires de même orientation N130 à N155. La première génération de stries montre souvent un fort plongement en faille normale (pitch proche de 90°) alors que la deuxième génération a toujours une composante horizontale plus forte (par exemple : 1^{ère} : 153, 70E, 90 normal ; 2^{ème} : 153, 70E, 43 sénestre normal). La composante horizontale pour la deuxième épisode est soit dextre, soit sénestre : les failles normales qui sont reprises en décrochement ont une orientation très voisine de celle de la direction de raccourcissement régional ». (Philip, Andrieux, Chihi, Dlala et Ben Ayed, 1986).

• L'étude de la fracturation dans les galeries de la mine de Khamouda (au Nord de Bou Laaba) montre que les filons minéralisés se sont installés le long de fractures anciennes parallèles au fossé et que la minéralisation anté-miocène a été remobilisée pendant le Miocène supérieur puisque des blocs de grès de Béglia se trouvent coincés dans les filons minéralisés.

Le mouvement en faille normale gravé sur ces blocs de grès striés est postérieur au dépôt de la Formation Béglia. L'orientation des fractures minéralisées avant le Miocène montre que les accidents miocènes qui façonnent le graben reprennent vraisemblablement des accidents antérieurs.

« Si l'on ne tenait compte que des failles et des microfailles au niveau du fossé de Foussana, la déformation serait purement extensive ; or, la présence de failles décrochantes ou à forte composante décrochante (faille E-W de Kasserine) permettent de montrer qu'à l'échelle régionale au moins, la déformation est de type décrochant distensif (Philip, 1983). C'est-à-dire que la direction des grabens NW-SE est aussi une direction de raccourcissement horizontal régional ». (Philip, Andrieux, Chihi, Dlala et Ben Ayed, 1986).

« A l'épisode tectonique décrochant distensif succède un épisode décrochant compressif responsable notamment de la formation des grands plis

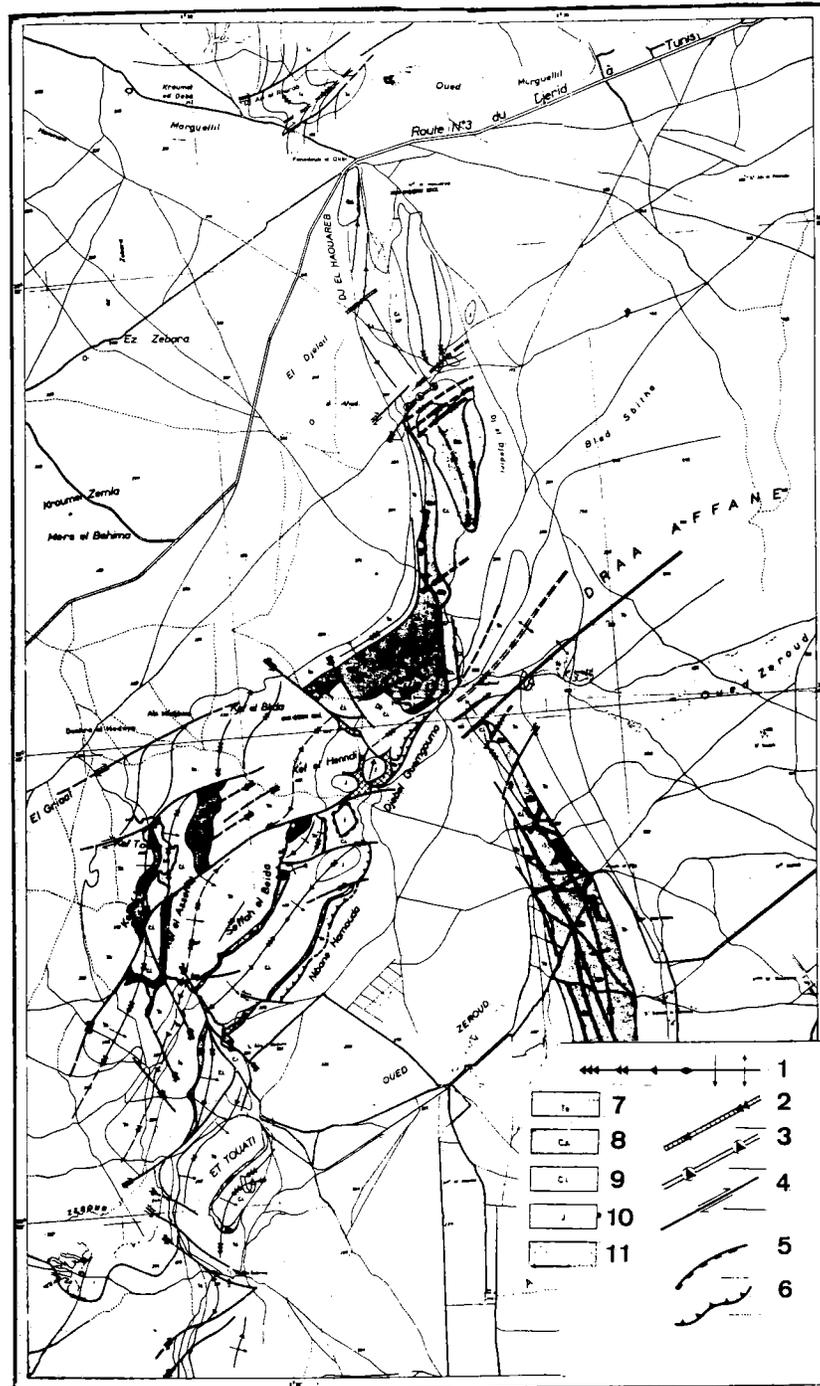


Fig. 108. — Carte structurale interprétative des anticlinaux des Djebel Touila, Ouareb, Touati et Chérail (d'après Richert, 1969, rapport inédit, légèrement modifié).
 Légende : 1 : pli, plongement et déversement; 2 : axe de déformation avec indication du plongement; 3 : zone de plis à axes verticaux; 4 : décrochement; 5 : faille normale; 6 : faille inverse; 7 : Tertiaire; 8 : Crétacé supérieur; 9 : Crétacé inférieur; 10 : Jurassique; 11 Trias.

kilométriques du Chambi, Semmama, Selloum. A ces plis, sont associés quelques rares failles inverses orientées N80 à N60 et des décrochements. Parmi ceux-ci, les décrochements dextres comme celui de Kasserine, sont orientés E-W, alors que les décrochements sénestres sont proches de N-S.

La direction de raccourcissement régional est donc orientée approximativement NW-SE. Les mesures microtectoniques effectuées dans les terrains miocènes à villafranchiens, donnent également une direction de compression qui est orientée NW-SE à N-S. (Philip, Andrieux, Chihi, Dlala et Ben Ayed, 1986).

Les accidents cassants qui affectent les plis n'ont pas tous la même signification selon leur position par rapport à la structure majeure. Par exemple, sur le flanc nord-occidental de l'anticlinal de Semmama, on observe de grands décrochements dextres de direction N135. Ces décrochements n'affectent que ce flanc et ne traversent pas la zone axiale de la structure principale.

Le jeu de ces décrochements induit entre-eux des plis transverses plurihectométriques. Nous n'avons aucun élément qui nous permette de préciser si le jeu du décrochement est synchrone de la déformation plastique, ou s'il y a diachronisme entre les deux types de transformation. Toutefois, le fait que les décrochements ne recourent pas la totalité des plis et que la direction de la contrainte qui les a engendrés soit la même que celles qui est responsable de la structuration du pli principal, nous amène à penser que les deux types de transformation sont vraisemblablement contemporains.

Sur les bordures nord-est du graben de Foussana, des filons clastiques larges de 3 à 4 m et longs de 3 à 4 km, affectent les grès subhorizontaux de la Formation Béglia. Ces structures tectoniques montrent localement des miroirs striés. On y observe des stries horizontales et des stries verticales mais la chronologie relative des mouvements sur ces plans lisses où les stries sont mécaniques est difficile à lire.

d) Conclusion :

« L'étude tectonique effectuée dans la région de Kasserine remet donc en question les hypothèses relatives à la chronologie des événements tectoniques, proposées jusqu'à présent pour l'ensemble de l'Atlas tunisien. La plupart de celles-ci admettaient en effet que la formation des grabens de Tunisie centrale représentait l'épisode tectonique le plus récent et constituait une « phase ultime de détente » dans l'évolution tectonique de cette région, en succédant à la « phase » de compression Villafranchienne (Castany, 1951 ; Burolet, 1957).

L'activité des grabens, depuis l'Aquitaniens jusqu'au Tortonien, est maintenant acquise. Elle est attestée indiscutablement par l'activité synsédimentaire des failles bordières. L'âge de la tectonique compressive postérieure permet de poser à nouveau le problème de synchronisme des différents épisodes tectoniques entre les différentes zones structurales de la Tunisie ». (Philip, Andrieux, Chihi, Dlala et Ben Ayed, 1986). La zonation tectonique de la Tunisie sera examinée plus loin en tenant compte de nos résultats et ceux récemment acquis par d'autres auteurs.

5.2. — La structure de l'Axe Nord-Sud :

a) Historique :

L'Axe Nord-Sud ou l'Atlas tunisien central constitue un alignement de chaînons subméridiens limitant à l'Est la Tunisie centrale.

★ Laffite (1939) compare la structure de « l'Axe Nord-Sud » avec celle de l'accident atlasique. Pour cet auteur, chacune de ces structures constitue une limite entre un domaine plissé et une zone subtabulaire.

★ Castany (1951), Burolet (1956), Guirand (1968) et Richert (1969-1971) y ont reconnu des structures relativement simples (plis, failles, chevauchements...) et Burolet, 1956 a souligné le rôle paléogéographique de cette ligne de suture subméridienne.

★ Pour Delteil, et al., (1979-1981), cet Axe correspond à une superposition de plusieurs unités allochtones d'âge miocène (voir introduction). Cependant, les études locales réalisées sous la direction de ces auteurs aboutissent à des conclusions différentes. Nous les présenterons très brièvement :

- Abbès (1983) qui a étudié la partie septentrionale de l'Axe Nord-Sud considère l'existence de plusieurs unités chevauchantes à vergence Est ou SE.
- Yaïch (1984) travaillant dans la chaîne du Cherahil conclut à la présence de paléo-failles normales subméridiennes responsables de la structuration de cette chaîne.
- Pour Gourmelen (1984), la partie méridionale de l'Axe Nord-Sud correspond à un bloc losangique limité par deux réseaux de décrochements de direction N40 et N70. L'allure sigmoïde des plis de cette région résulte d'une compression subméridienne postérieure au raccourcissement NW-SE.
- Pour Ouali (1984-1985) les accidents subméridiens de la partie septentrionale de l'Axe Nord-Sud seraient des « failles normales listriques » d'âge crétacé. Lors de la « remobilisation des blocs basculés », l'ensemble de l'édi-

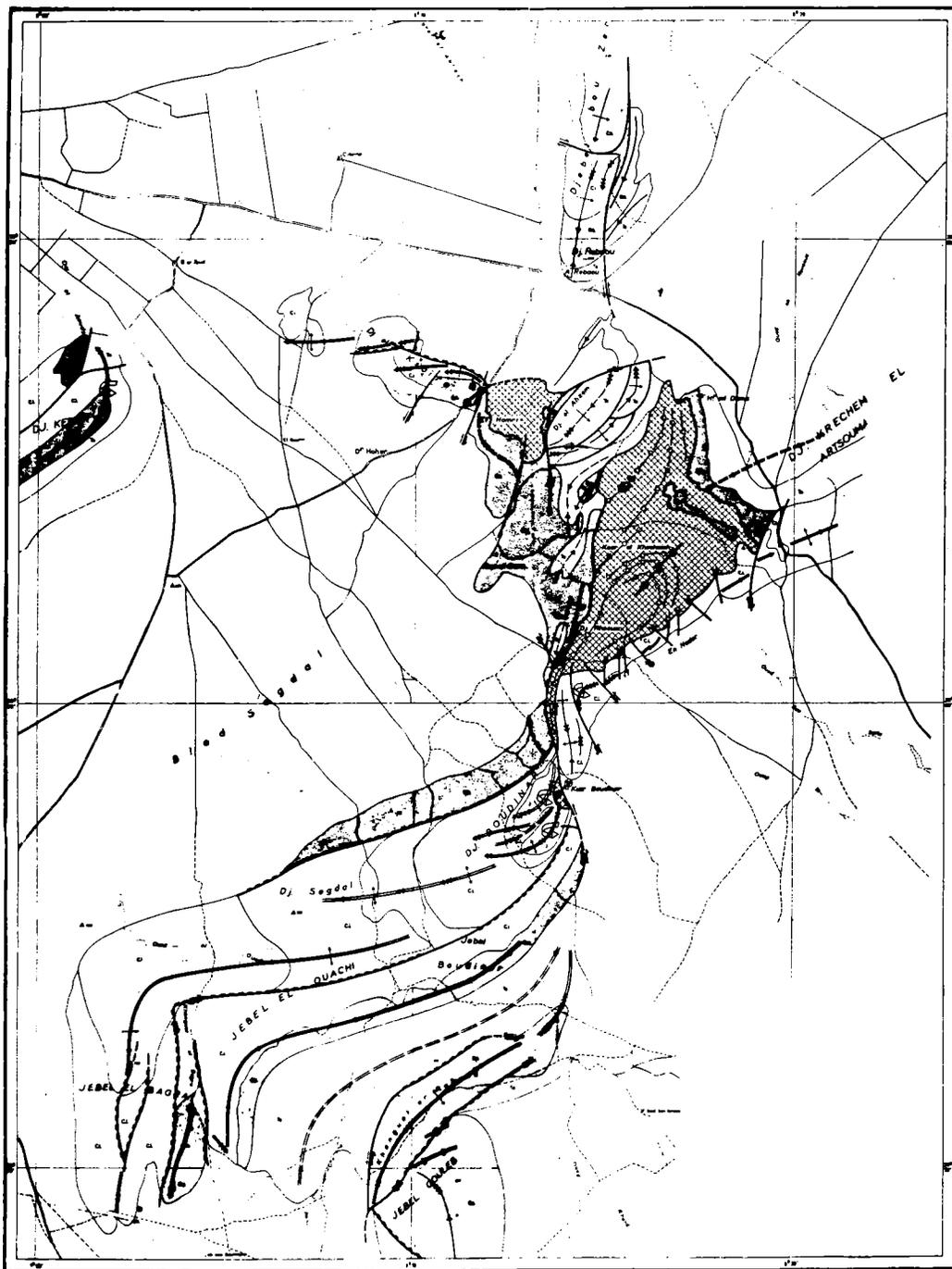


Fig. 109. — Carte structurale interprétative des anticlinaux des Djebels Rhéouis et Boudinar (d'après Richert, 1969 rapport inédit). (même légende que la figure précédente).

fice « a été tronqué à la base par une surface de chevauchement ».

- Enfin, pour Boukadi (1985), la région de Maknassy-Mazzouna (partie méridionale de l'Axe Nord-Sud) correspond à un noeud tectonique où interfèrent quatre directions structurales différentes. Pour cet auteur l'évolution structurale de ce noeud tectonique serait dépendante du décrochement de Gafsa.

Nous présentons brièvement ici, l'étude structurale inédite de Richert (1969).

b) *Les grands traits structuraux de l'Axe Nord-Sud* :

Dans le cadre des travaux de la S.E.R.E.P.T., Richert (1969) a effectué l'analyse structurale détaillée d'une très grande partie de l'Axe Nord-Sud. Les résultats des travaux de cet auteur s'intègrent bien dans le modèle cinématique proposé récemment par Ben Ayed, 1980 ; Ben Ayed et Viguière, 1981.

D'après Richert (1969), les régions septentrionales de l'Axe Nord-Sud offrent différents types de structures. On y distingue (fig. 108) :

- ★ Des plis plurikilométriques de direction proches de NS (N20E à N20W). C'est le cas des anticlinaux de J. Jérîdi, Nibane Hamouda, Nara, Cherahil...

- ★ Des plis kilométriques de direction atlasique (N40 à N60) tels que les anticlinaux de J. Halloul, Touila, Draa Affane...).

- ★ Des zones d'interférence de structures et des phénomènes de rotations axiales.

Des séries d'accidents décrochants affectent ces structures plicatives. Richert distingue :

- des décrochements orientés N60 à N80 dextres,

- des accidents chevauchants dirigés N65,

- des décrochements sénestres de direction N160 à N170.

Pour Richert (1969), la partie méridionale, de l'Axe Nord-Sud (fig. 109) montre des plis d'échelles variables, associés à un grand décrochement sénestre subméridien. Ainsi, il apparaît que les structures plicatives de l'Axe Nord-Sud sont affectées par un réseau de décrochements conjugués comparable à celui de la Tunisie centrale. Ces cisaillements sont associés à des chevauchements de faible portée qui sont à vergence-est dans la chaîne de Nara alors que dans le massif de Bou-Dabbous (Abbès et al., 1981), cette vergence est vers l'Ouest.

L'opposition dans les vergences des chevauchements peut s'expliquer par le jeu de coulissement

du « décrochement de l'Ouest de Kairouan » qui sépare ces deux types de chevauchement.

5.3. — *Structure de l'Atlas tunisien méridional* :

a) *Situation* :

Sur la bordure de la plateforme saharienne, il existe des groupements de plis longs et étroits qui s'allongent sur près de 200 km, suivant une orientation dominante proche de E-W (N80), inhabituelle pour l'ensemble de l'Atlas tunisien. Ces groupements de plis constituent la chaîne de Metlaoui (plis de Zerar, En Negueb, Alima, Chemsî... etc) et celle des Chotts (plis de Morra, Asker, Torrich, Zemlet El Beïda... etc).

b) *Interprétation structurale* :

Pour ce qui nous concerne (Ben Ayed, 1980 ; Ben Ayed et Viguière, 1981) il s'agit de plis en échelon disposés le long de voies potentielles de cisaillement E-W. Le jeu de coulissement dextre des accidents profonds proches de E-W (N80 à N100) est alors souligné par les plis en relai de la couverture (fig. 110 (A)).

L'existence de ces accidents est confirmée par les données gravimétriques (fig. 21 et 22) et géophysiques.

Récemment Zargouni (1985) ; Zargouni, Rabia et Abbès (1985) ont émis une interprétation différente pour expliquer ces structures. D'après ces auteurs, chacun des groupements de plis correspond à « ... une seule structure anticlinale dont les enveloppes les plus internes sont intensément déformées et présentent des ennoyages successifs de direction N50 à N60 vers le SW... Cette configuration résulte des rotations sénestres de 20 à 30° liées aux jeux relatifs des deux importants couloirs de cisaillements dextres de direction N120 - N130 (ou N120-N140) (voir fig. 110 (B)).

c) *Critique du modèle cinématique* :

On sait que les axes des plis qui naissent dans une zone de décrochement font toujours avec celle-ci un angle inférieur ou égal à 45°. Au cours des progrès du cisaillement, des plis subissent une rotation en masse qui rapproche leurs directions axiales de celle de la faille du socle (Wilcox et al., 1973 ; Harding, 1973 ; Odonne, 1981 ; Odonne et al., 1982...).

L'examen des directions structurales des plis kilométriques à plurikilométriques de la région de Gafsa (Abeljaoued, 1983 ; Rabia, 1984 ; Zargouni, 1985) montre que les décrochements majeurs N120 - N140 ne peuvent pas induire l'ensemble des plis majeurs qui se développent sur la bordure des Chotts. En effet, si l'on considère les directions axiales d'une vingtaine de plis de cette région (fig. 111) on constate que leurs axes font avec les

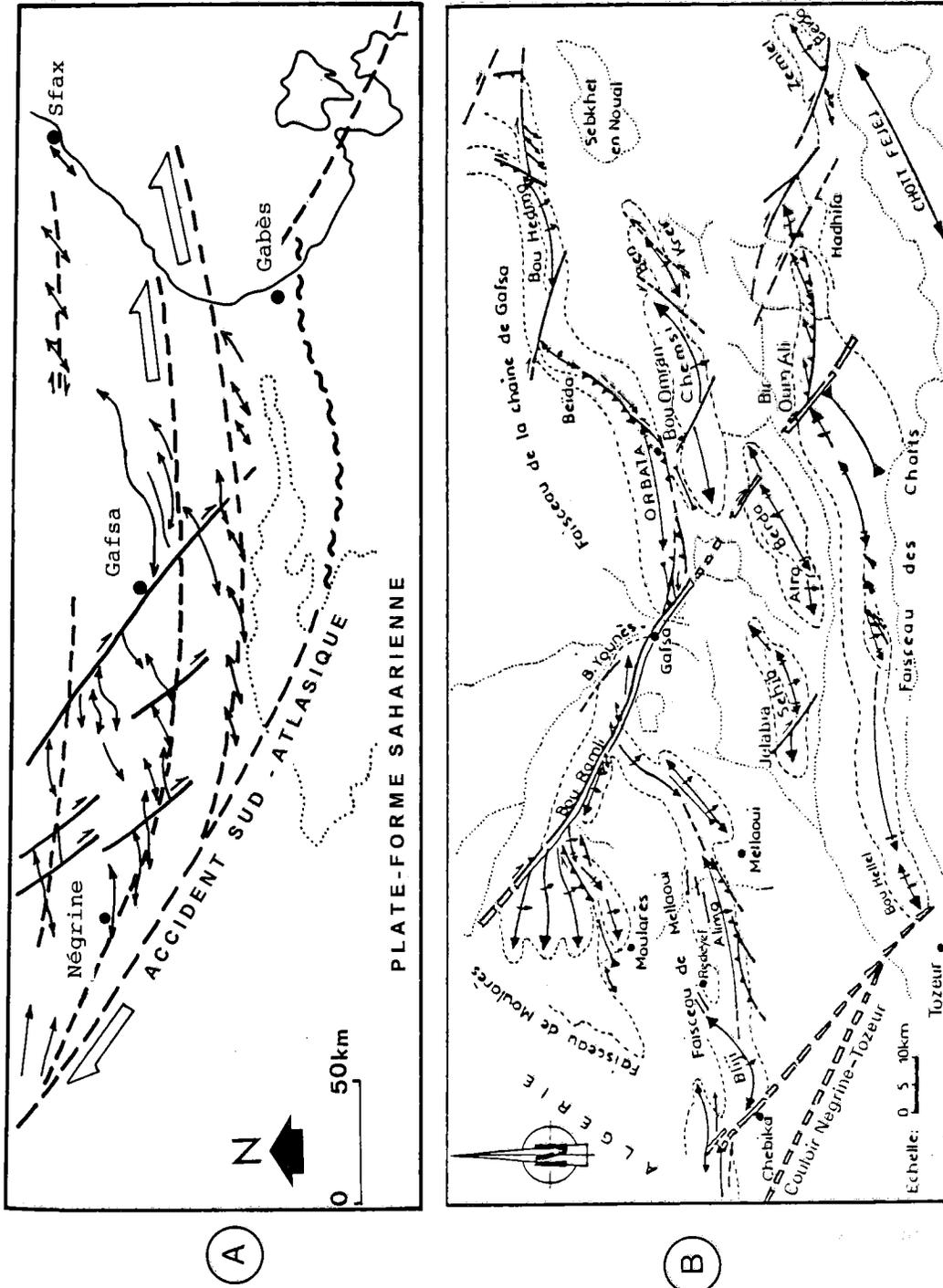


Fig. 110. — Deux interprétations différentes de l'agencement des plis en Tunisie méridionale
 A : Les accidents profonds proches de E-W induisent des plis en échelon (N. Ben Ayed, 1980, Ben Ayed et Vignier 1981)
 B : Les accidents N 120 - N 140 et les rotations sénestres de 20 à 30 donnent la configuration actuelle des structures de la Tunisie méridionale (Zargouni, 1984; Zargouni et al., 1985).

pli kilométrique à plurikilométrique	Chaîne de Metlaoui - Orbata										Chaîne des Chotts											
	Bou Hedma	Orbata	Ben Gata	O. Kerma	J. Attaf	Seftia	Alima	Mandra	En Nagueb	Metlaoui	Bit Oum Ali	O. el Karma	Sidi Bou hiel Tozeur	El Hamra	Morra	J. Torrich	Zemlet el Beida	K. Hammamel	Beida	Pis de J. El Haidouf	Hachichina	J. Naima
direction moyenne par rapport au Nord	80	80 à 90	85	75	80	80	65 à 85	80	70	80	80	80	80	40	50	50 à 60	60	60	70	95 et 80	80	60
valeur de θ par rapport à la direction des décrochements N80	0	0 à 10	5	5	0	0	5 à 15	0	10	0	0	0	40	30	30	30	20	20	10	15	0	20
valeur de θ par rapport aux décrochements de direction N130	50	50 à 40	45	55	50	50	65 à 45	50	60	50	50	50	90	80	80	80	70	70	60	35	50	70

Fig. 111. — Comparaison des valeurs de θ par rapport aux décrochements dextres de direction N80 et N130 du domaine des Chotts (chaîne de Metlaoui Orbata et chaîne des Chotts). (Ben Ayed, 1986)

NB : Les directions des axes des plis sont empruntées à Abdeljaouad (1983), Rabia, (1984), Zargouni (1985) et Zargouni et al., (1985).

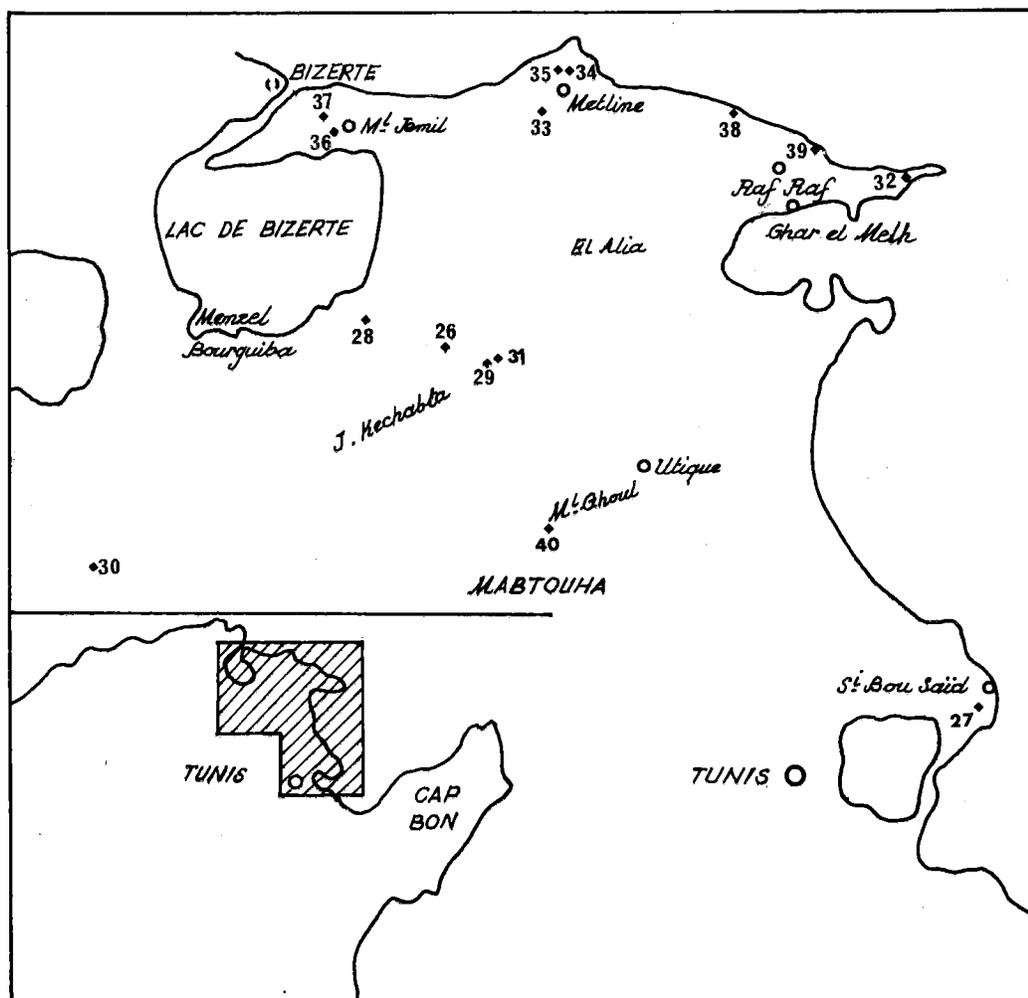


Fig. 112. — Carte de localisation des sites d'observation ou de mesures (points noirs)
 NB : Les noms des localités correspondant aux sites d'observation ou de mesures sont indiqués sur les figures qui accompagnent le texte.

accidents N120-140, un angle θ le plus souvent supérieur à 45°. Par contre, si nous considérons que ces mêmes plis sont plutôt induits par les décrochements E-W (N70 à N80) on obtient des valeurs de θ inférieures à 45° qui sont compatibles avec les modèles analogiques (Ben Ayed, 1986).

Ainsi, la disposition des plis majeurs de la région de Gafsa ne sont pas induits par les coulissements N120-140, mais plutôt par le jeu en décrochement dextre des accidents voisins de E-W (N70 à N80).

Parmi ces décrochements dextres, on peut citer (Ben Ayed, 1980) :

- 1) Le décrochement E-W du domaine des Chotts, souligné par des plis disposés en échelon sur le flanc nord du dôme d'El Fedjedj, comme par exemple les plis de Morra, Asker, Naima, Tebaga de Gabès etc...
- 2) Le décrochement proche de E-W de Metlaoui - Negrine, souligné par les plis en relief dextre de Zerar, En Negueb, Alima Bellil, Mrata etc...
- 3) Le cisaillement proche de E-W qui longe la mégastructure de Bou Hedma et qui se manifeste par des virgations axiales au niveau du Sned et par des ondulations des couches directionnelles, visibles sur le flanc nord du massif de Bou Hedma (Ben Ayed, 1980). Ces ondulations peuvent être interprétées comme des plis à axes redressés qui soulignent la zone de passage du grand décrochement E-W.

D'ailleurs, le développement d'anticlinaux plus pincés à la base de la couverture sédimentaire qu'à son sommet, observés au niveau des plis de la bordure des Chotts (Zargouni, 1985 ; Zargouni et al., 1985) est un argument en faveur de l'existence d'un décrochement dextre proche de E-W. En effet, on sait que dans le cas des plis en relais sur un cisaillement de socle, les déformations des couches profondes sont plus intenses que dans les couches superficielles (Odonne et al., 1982).

Cependant, il est possible que certaines failles majeures N120-140 (comme par exemple, la faille de Gafsa) que nous avons rangé parmi les cisaillements importants de la couverture (Ben Ayed, 1980), soient également des accidents anciens (Burolet, 1973 ; Boltenhagen, 1981 ; Bismuth et al., 1982 ; Zargouni, 1985). Le long de ces décrochements, il existe des plis en relief dextre de second ordre. Notons que les données sur les décrochements E-W de l'Atlas tunisien méridional ont été utilisées par P.F. Burolet (Actes Congrès Nat. 1990) sans référence aux auteurs. Ce sont là des omissions très regrettables parce qu'elles ne respectent pas les traditions universitaires.

6. — LES DEFORMATIONS DU TORTONIEN SUPERIEUR :

a) Les failles synsédimentaires dans le bassin molassique de Kechabta :

Au site 26 (fig. 112) (anticlinal de Kechabta), on peut observer de rares failles synsédimentaires qui se développent dans les alternances argilo-gréseuses et les conglomérats de la Formation Kechabta. Celle-ci serait l'équivalent des sables de Somaa (communication orale de Bismuth, 1984) d'âge Tortonien supérieur (Colleuil, 1976). Il s'agit de failles normales scellées soit par des conglomérats (Oued et Tarfa, cote 251), soit par ds argiles et des grès (rive gauche de l'Oued ed Dekara). Ces failles de direction NW-SE expriment vraisemblablement une extension voisine de NE-SW (fig. 113).

b) Les failles synsédimentaires dans les séries molassiques de la banlieue nord de Tunis :

Au site 27 (fig. 112) (Falaise d'Amilcar), la Formation Somaa (Tortonien supérieur) est discordante sur différents termes de l'Oligocène (Ben Ayed, Bismuth et Viguié, 1979).

Dans certains niveaux des conglomérats de la Formation Somaa se développent des failles synsédimentaires cachetées par les différents niveaux conglomératiques ultérieurs. Il s'agit de failles normales de direction N130 à N151. Les rares stries visibles plongent de 86° vers le SE. Les failles sont associées à des fentes N140, développées dans les limons rouges (fig. 113). Le réseau de failles normales contemporaines de la sédimentation déterminent une direction d'extension NE-SW à ENE-WSW.

7. — LES DEFORMATIONS MESSINIENNES

a) Les failles synsédimentaires de Sidi Mansour :

Au site 28 (fig. 114) nous avons mis en évidence de nombreuses failles normales synsédimentaires (fig. 114 (M1)) au sein de la brèche et cailloutis représentant le Messinien (Burolet et Byramjee, 1974).

Le sens de glissement relatif de ces failles a été défini par l'étude morphologique des stries, combinée à des critères plus classiques tels que les crochons et les décalages verticaux des couches.

Toutes les failles synsédimentaires affectent des terrains dont le pendage général est de l'ordre de 30°. Elles sont cachetées le plus souvent par les marnes grises du terme supérieur de la série et les marnes pliocènes qui les surmontent. Ces failles normales dont le rejet vertical est de 10 à 50 cm déterminent une succession de petits horsts et grabens qui piègent les sédiments. Dans la zone

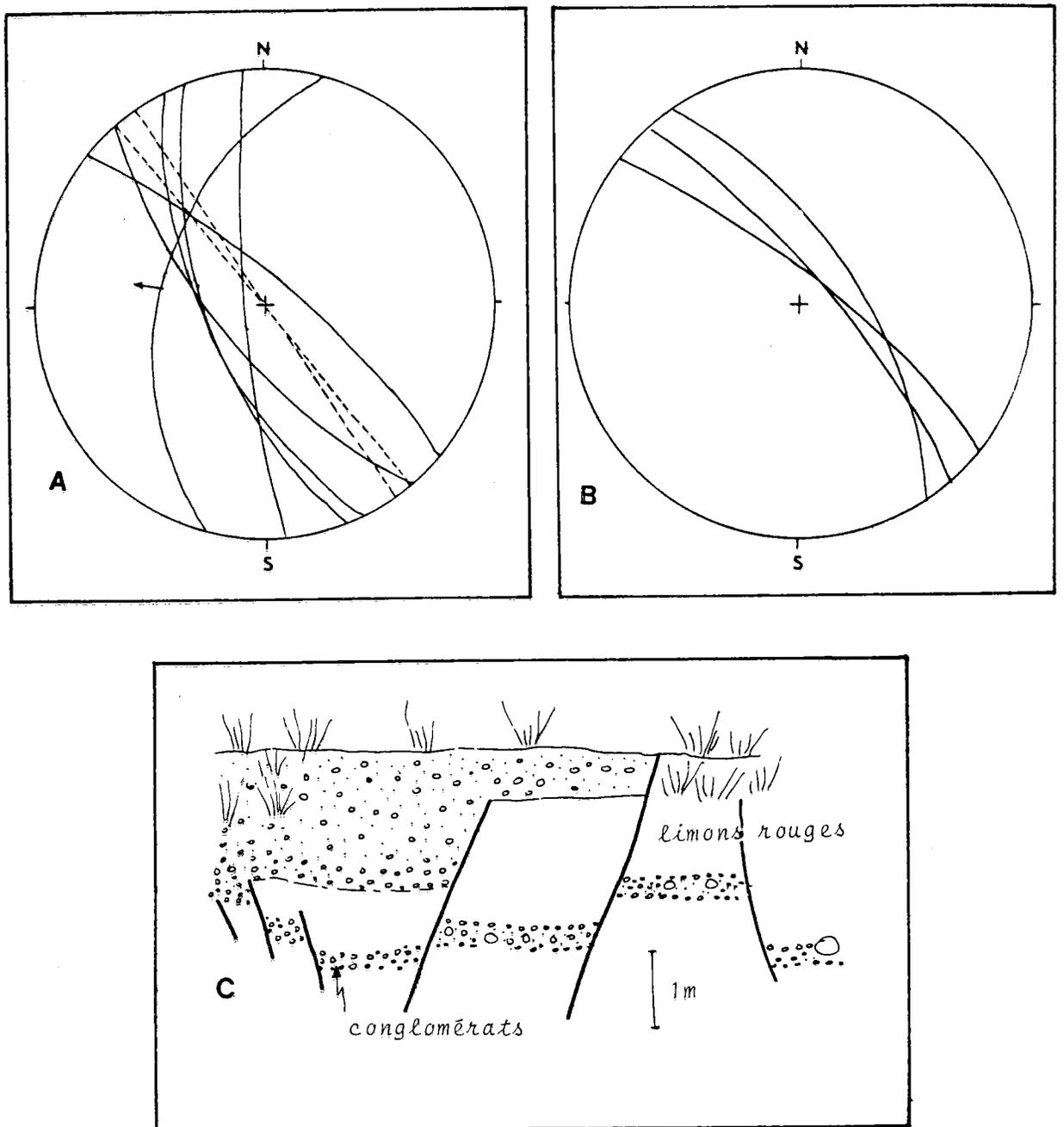


Fig. 113. — Les déformations du Tortonien supérieur.
 A : Représentation stéréographique des failles synsédimentaires d'Amilcar.
 B : Représentation stéréographique des failles synsédimentaires de Kechabta.
 C : Allure des failles synsédimentaires d'Amilcar.

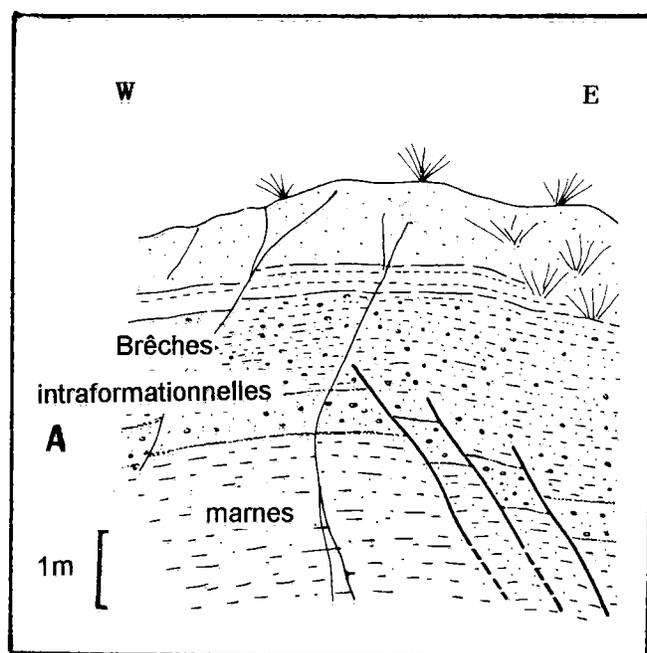
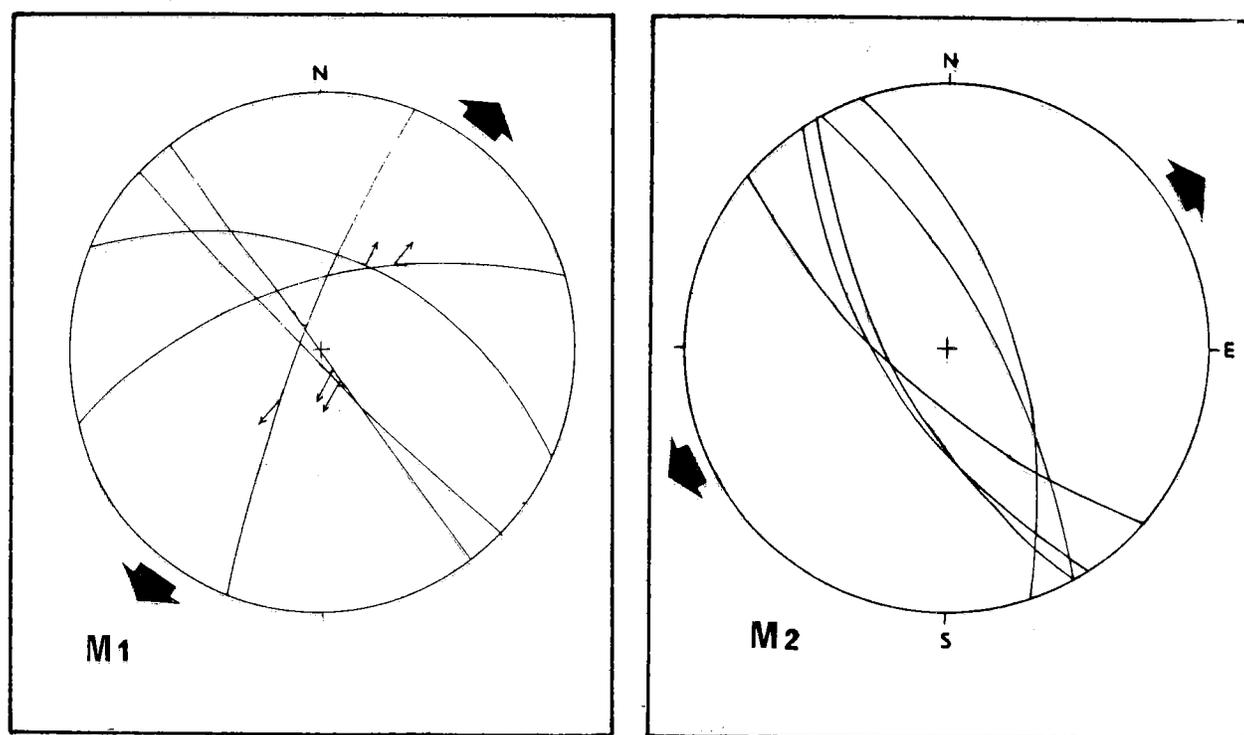


Fig. 114. — Exemples de structures distensives messiniennes.
 M1 : Répartition des failles normales synsédimentaires au J. Sidi Mansour (SE de Menzel Bourguiba).
 M2 : Répartition des failles normales synsédimentaires au J. Kechabta (Chaabet Tebbala)
 A : Allure des failles normales synsédimentaires au J. Sidi Mansour.

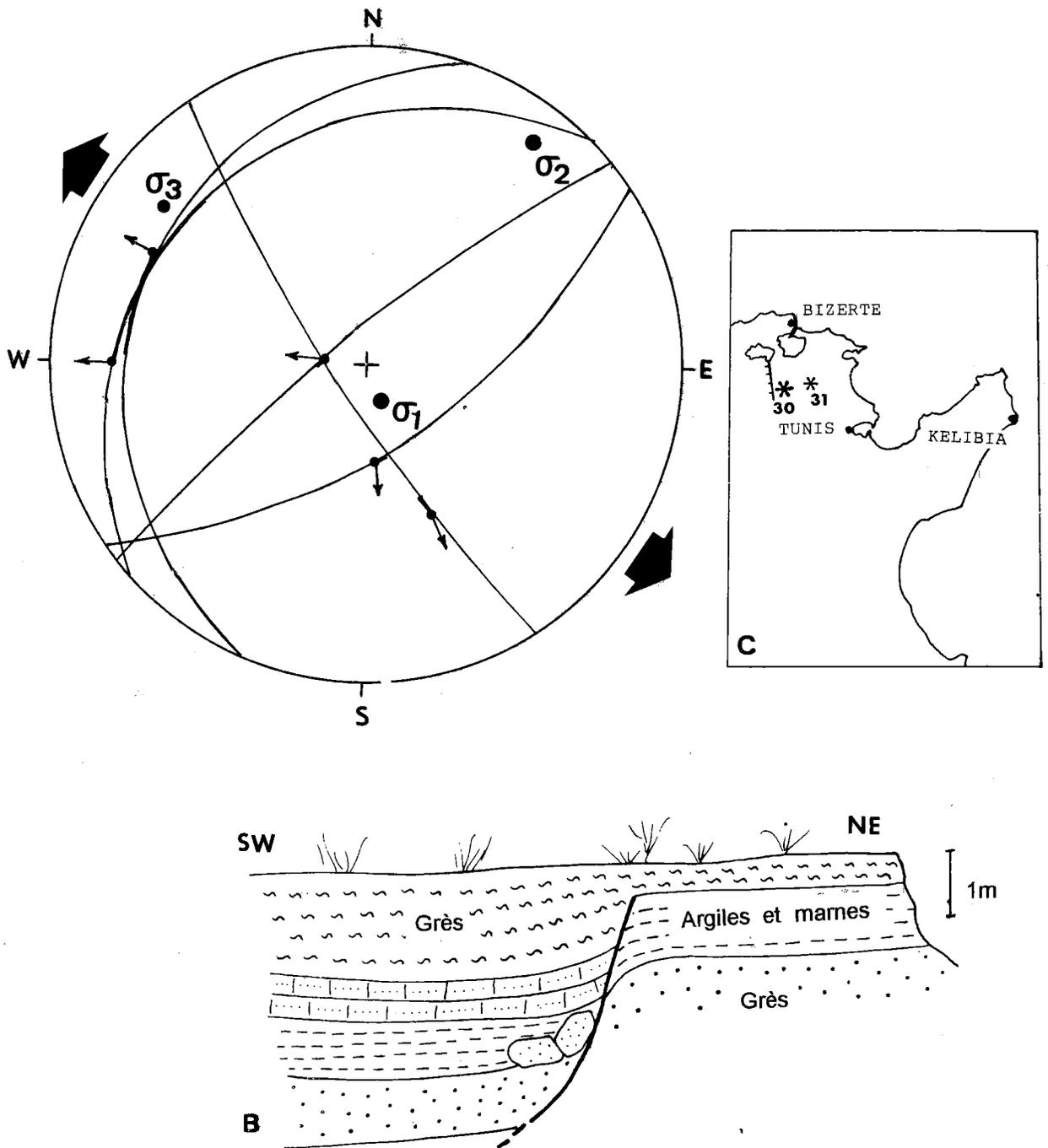


Fig. 115. — Tectonique synsédimentaire distensive au sein du Pliocène de la région de Bizerte.
 Les grosses flèches indiquent la position de la paléocontrainte minimale de cette époque.
 A : Représentation stéréographique des failles normales synsédimentaires du site de Masseftine (30) et Kechabta (31)
 B : Allure d'une faille normale synsédimentaire au sein du Pliocène de Masseftine
 C : Localisation des sites d'observation.

des failles, les différents niveaux du Messinien enregistrent une légère différence d'épaisseur.

b) *Les failles synsédimentaires de Kechabta :*

Au site 29 (fig. 114) des conglomérats et sables rouges (Formation de Chaabet Tebbaba) représentant l'équivalent continental de la Formation Oued el Bir (Messinien supérieur ; Bismuth, 1984) sont affectés par des failles normales (fig. 114 (M2)) de direction N130 à N150 qui compartimentent cette série en plusieurs panneaux montrant latéralement des différences de faciès et d'épaisseurs. Il s'agit très probablement de failles synsédimentaires messiniennes.

Au cours de cette période distensive à décrochante distensive, des manifestations volcaniques sont connues en Tunisie septentrionale. Il s'agit des dernières intrusions alcalines avec des injections de sills dans les Nefza et la mise en place des dykes dans les Mogod et à la Galite (Rouvier, 1977 ; Mauduit, 1978). Ce volcanisme est en rapport avec des accidents profonds (Mauduit, 1978). l'existence de cette tectonique messinienne peut expliquer les variations de faciès et d'épaisseur des séries de cette époque (Burolet, 1956). Elle peut être à l'origine de l'effondrement du « massif du lac de Bizerte » et de la plaine du lac Ichkeul, proposé par Burolet (1951 et 1971) et les grands bouleversements sédimentologiques qui ont eu lieu dans cette région au Messinien. La tectonique messinienne est vraisemblablement accompagnée d'un abaissement eustatique, bien connu en Méditerranée.

8. — LES DEFORMATIONS PLIOCENES :

a) *Région de Mateur :*

Au site 30 (fig. 112) on observe dans une carrière de sables une alternance de grès et de sables jaunes avec intercalation de marnes brunâtre à boules de calcite. Il s'agit de la formation des « Grès de Porto-Farina » (Burolet 1951 et 1956). Cette série est affectée par une faille normale synsédimentaire qui coupe les grès jaunes et les marnes brunâtres mais elle est scellée par un niveau de grès pliocène dont l'épaisseur varie considérablement de part et d'autre de la faille (fig. 115). En effet, de pluridécimétrique sur le compartiment sud-occidental de la faille, ce niveau devient plurimétrique sur sa lèvre nord-orientale. La faille normale est de direction N140 avec un pendage vers le NE de l'ordre de 80. Le miroir de cet accident porte des stries plongeant d'environ 35° vers le SE. L'ensemble des accidents contemporains des dépôts pliocènes indiquent l'existence d'une déformation distensive avec une extension apparente NW-SE.

Au site 31 (fig. 112), dans la carrière de la Briqueterie de Kechabta, les marnes pliocènes de la Formation Raf Raf montrent de légères variations d'épaisseur de part et d'autre d'une série de failles normales que nous interprétons comme des failles synsédimentaires.

b) *Région de Raf Raf :*

Au site 32 (fig. 112), la sédimentation très perturbée du Pliocène supérieur du Raf Raf confirme que la déformation est liée à la sédimentation.

En effet, dans la région de Ras Fartass et le long du J. En Nadour, des brèches synsédimentaires à éléments décimétriques et parfois métriques sont résédimentés dans la formation gréseuse de Porto-Farina. Ces brèches intraformationnelles localisées le long de l'accident de Metline sont probablement liées à l'activité tectonique de cet accident au cours du Pliocène supérieur.

9. — LA PHASE DE PLISSEMENT MAJEUR DU QUATERNAIRE ANCIEN :

9.1. — Introduction :

Le plissement du Quaternaire ancien a donné des anticlinaux et des synclinaux particulièrement spectaculaires dans le bassin molassique de Kechabta et dans la région du Sahel (fig. 116). Dans le reste de la Tunisie, cette phase de compression, responsable de l'essentiel du relief actuel de la Tunisie, a accentué le plissement antérieur (Castany, 1951 et 1956 ; Jauzein, 1967...).

Il en est ainsi en Tunisie centrale et méridionale où les limons et conglomérats attribués au Villafranchien montrent des pendages importants. Dans la région de Kasserine et dans le domaine des Chotts, cette phase donne des plis et des failles inverses le long des décrochements.

Nous illustrerons par des exemples que nous avons étudié dans le bassin de Kechabta, cette phase majeure de déformation. La structure de ce bassin correspond à deux bandes parallèles de plis affectés par un réseau de décrochements de directions moyennes E-W dextres et NW-SE sénestres.

9.2. — Structures du secteur d'El Alia - Metline - Raf Raf :

* « L'anticlinal de Raf Raf correspond à un vaste pli faillé dont le cœur est occupé par une lame de Trias. Son flanc sud-est montre une épaisse série mio-pliocène dont la forme générale apporte des renseignements sur la courbure de l'axe anticlinal. En effet, les pendages qu'on peut y mesurer montrent que la direction du plan axial

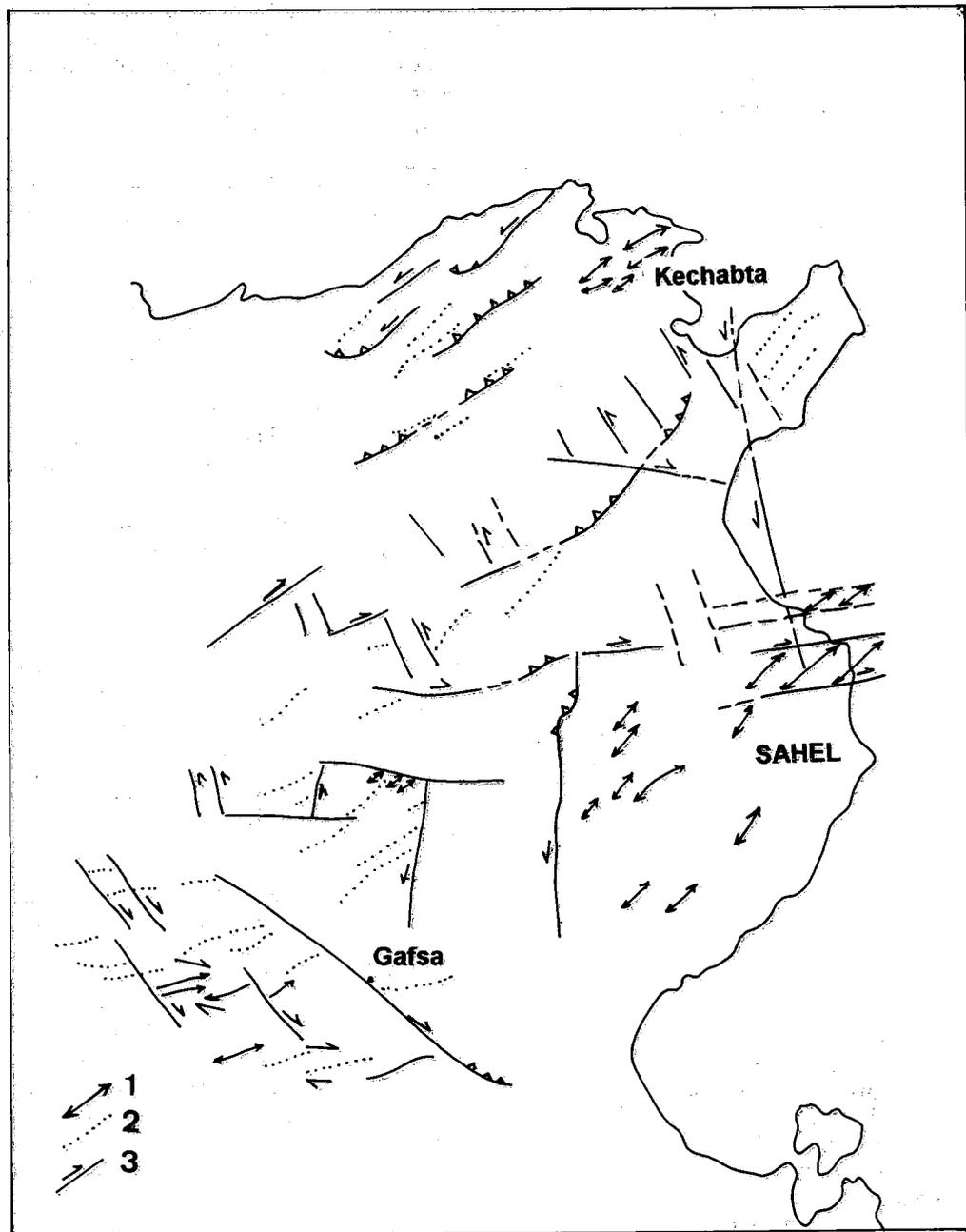


Fig. 116. — Le plissement du Quaternaire ancien (1 : pli d'âge quaternaire ancien; 2 : pli réactivé au Quaternaire ancien; 3 : décrochement).

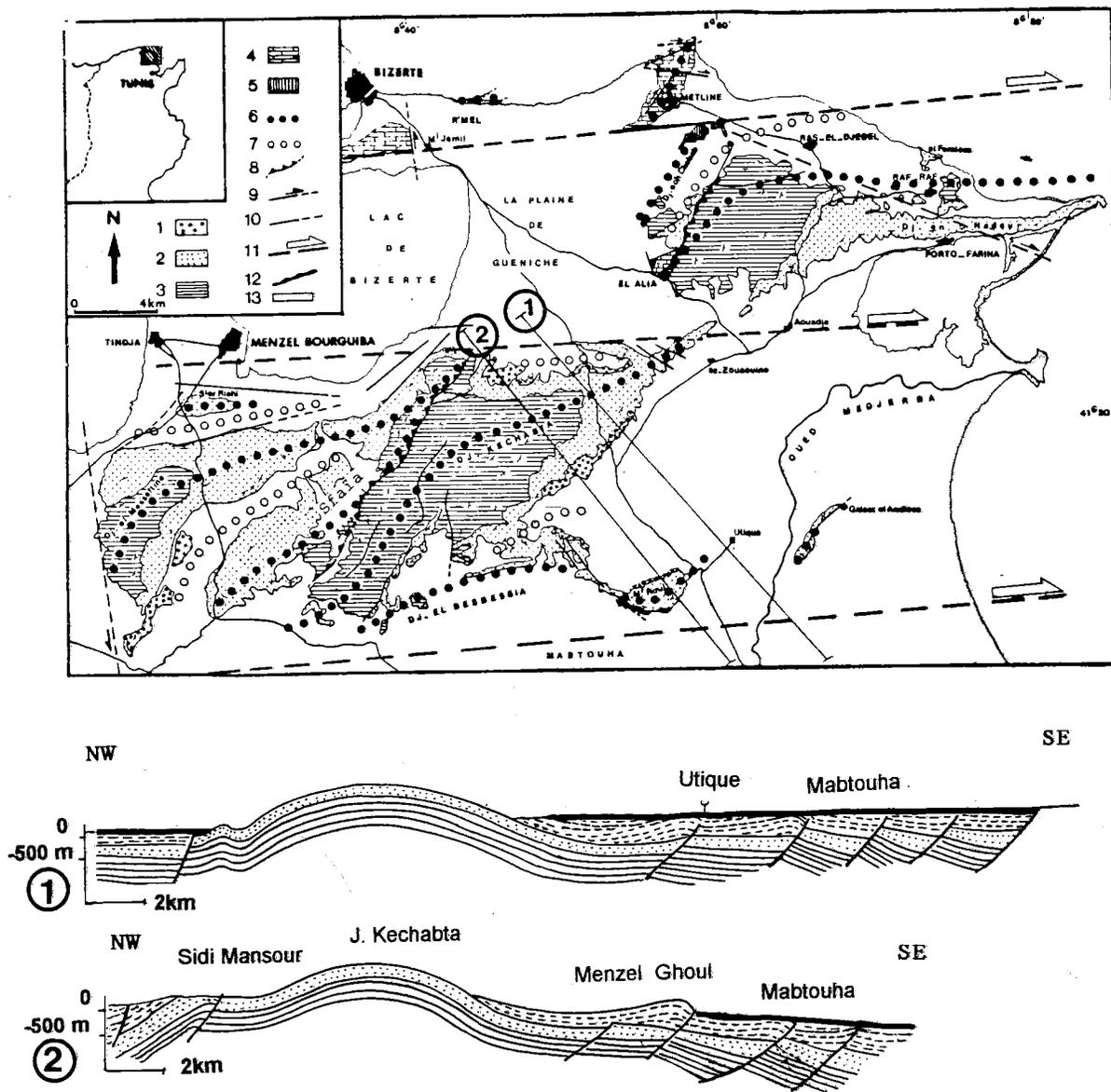


Fig. 117. — Carte géologique du pays de Bizerte.

Légende : 1 : Villafranchien; 2 : Pliocène; 3 : Miocène supérieur; 4 : Eocène inférieur; 5 : Crétacé supérieur; 6 : Axe anticlinal; 7 : Axe synclinal; 8 : Faille chevauchante; 9 : Décrochement; 10 : Faille; 11 : Décrochement majeur; 12 : Zone de broyage; 13 : Tyrrhénien (d'après Ben Ayed, Viguier et Bobier, 1983).

— Coupes géologiques à travers les structures du bassin de Kechabta.

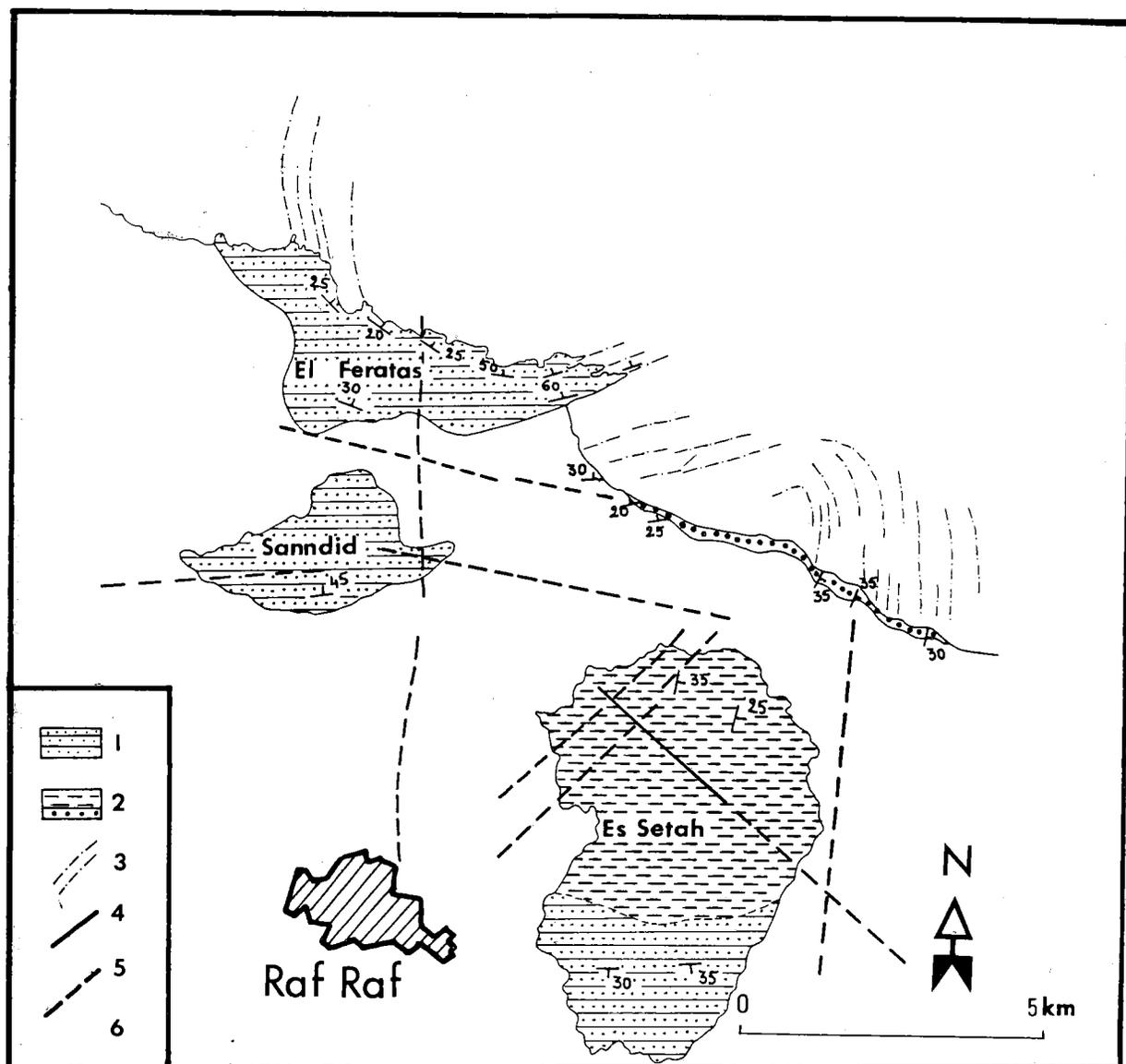


Fig. 118. — Carte géologique de la région de Raf-Raf d'après Berte, 1954 inédit, légèrement modifiée.
 Légende : 1 : Pliocène; 2 : Messinien; 3 : Bancs de grès sous-marins visibles sur photos aériennes; 4 : faille; 5 : faille probable.

du pli qui est sensiblement NE-SW dans la région d'El Alia, s'infléchit rapidement vers le Nord pour prendre une direction voisine de E-W dans la région de Porto-Farina (fig.117).

La structure présente ses deux flancs dans la région de Raf Raf. Elle est cependant perturbée par les replis d'El Feratass (fig. 118) sur son flanc nord ».

★ « L'anticlinal de Sidi Ali ech Chebab (au Nord d'El Alia), est un pli étroit et dissymétrique de direction NE-SW (fig. 117). Dans sa partie méridionale, ce pli est presque entièrement couvert par les dunes qui masquent même les calcaires blanchâtres du Cénomaniens qui occupent le cœur de la structure. La présence de ces calcaires est révélée par des blocs disséminés dans les champs. Dans sa partie septentrionale, cet anticlinal est bien dessiné dans les calcaires blanchâtres du Sénonien, bien visibles sur la tranchée de la route d'El Alia-Ras el Jebel près de l'embranchement vers Metline ».

★ « L'anticlinal de Metline (fig. 117) est formé essentiellement par les calcaires à Globigérines de l'Eocène inférieur. Il s'agit d'un pli dissymétrique à vergence-est de direction axiale NE-SW, qui s'étend au Nord jusqu'au Cap de Ras Zebib où il s'arrête au niveau d'un important accident ». (Ben Ayed, Viguier et Bobier, 1983).

b) *Les accidents cassants :*

« Les structures plicatives du secteur d'El Alia-Metline (fig. 117) et Raf Raf sont affectées par plusieurs accidents importants :

★ Au site 33 (fig. 112), le grand accident de Metline s'exprime par une zone de broyage large de près de 500 m, bien visible en particulier sur la tranchée de la piste forestière à 2,5 km environ du village. Dans ce secteur, la zone de broyage, de direction N100, présente des lentilles de cisaillement pluridécimétriques qui jalonnent l'accident majeur. Ces lentilles qui ne montrent pas de stratification nette, sont hachées par une série de failles N80. Plus à l'Ouest, on ne trouve plus de lentilles mais des portions de plans N70 à N80 qui montrent des crans de stries plongeant de 15° vers l'Est et correspondant à un jeu dextre. Ces plans, visibles au Nord de Aïn es Smara, constituent un escarpement de faille de direction voisine de E-W ». (Ben Ayed, Viguier et Bobier, 1983).

★ Au site 34 (fig. 112), « une faille de décrochement dextre N110 porte des stries avec un pitch de 7° vers l'Est. Le rejet horizontal de cette faille, indiqué par le décalage des couches subverticales du flanc oriental de l'anticlinal, est de l'ordre de 600 à 700 m. Le rejet vertical ne dépasse pas 70 à 80m. Ce décrochement qui n'affecte pas les deux flancs de l'anticlinal mais qui

s'amortit dans le cœur de la structure et vraisemblablement contemporain au plissement du Quaternaire ancien ». (Ben Ayed, Viguier et Bobier, 1983).

★ Au site 35 (fig. 112), « un accident N75 penté de 68° vers le NW montre, sur des plans de friction de même orientation, des stries plongeant de 5° vers le SW qui indiquent un jeu dextre ».

Une brèche tectonique de largeur plurimétrique accompagne ce décrochement scellé par les dépôts du Quaternaire récent ».

★ Au site 36 (fig. 112), « le calcaire éocène est parcouru par un double réseau de décrochements conjugués : accidents subverticaux dextres N110 à N115 portant des stries plongeant de 8° vers l'Est, accompagnés parfois d'une mylonite importante, et décrochements N160 sénestres se manifestant surtout à l'Ouest de Menzel Jemil. Ils sont bien visibles dans la carrière située dans le village et qui est limitée à l'Est par un cisaillement majeur portant sur une hauteur de 30m environ des stries et des cannelures à jeu sénestres, avec des pitches de 20° vers le Nord ».

★ Au site 37 (fig. 112), les calcaires d'âge éocène inférieur de Zarzouna sont limités au Nord par un escarpement important de direction voisine de E-W.

Les carrières qui entaillent cet escarpement, montrent un calcaire très tectonisé, avec parfois une zone de broyage importante qui traduit vraisemblablement le passage du grand accident de Metline ». (Ben Ayed, Viguier et Bobier, 1983).

★ Au site 38 (fig. 112) et toujours dans l'alignement du grand accident de Metline, des décrochements N75 à N90, pentés de 60° vers le Sud portent des stries de mouvement dextre. Par contre, au Nord de Raf Raf (Site 39 (fig. 112) se développent des plis au voisinage de la zone de passage de failles plongeant de 10° vers l'Est. Dans ce secteur, la série marno-gréseuse du Miocène dessine des replis hectométriques d'entraînement, visibles le long de la falaise, en bordure de mer.

« L'accident d'El Alia (fig. 117) correspond à une faille inverse de direction NE-SW, jalonnée par du Trias. Les plis visibles le long de l'accident dans la série marno-gypseuse du Trias, montrent bien que, localement, ce chevauchement est à vergence ouest ». (Ben Ayed, Viguier et Bobier, 1983).

9.3. — *Structure des J. Kechabta et Messeftine :*

a) *Structures plissées :*

La région de Kechabta - El Messeftine correspond à une bande de vastes plis à cœur miocène et

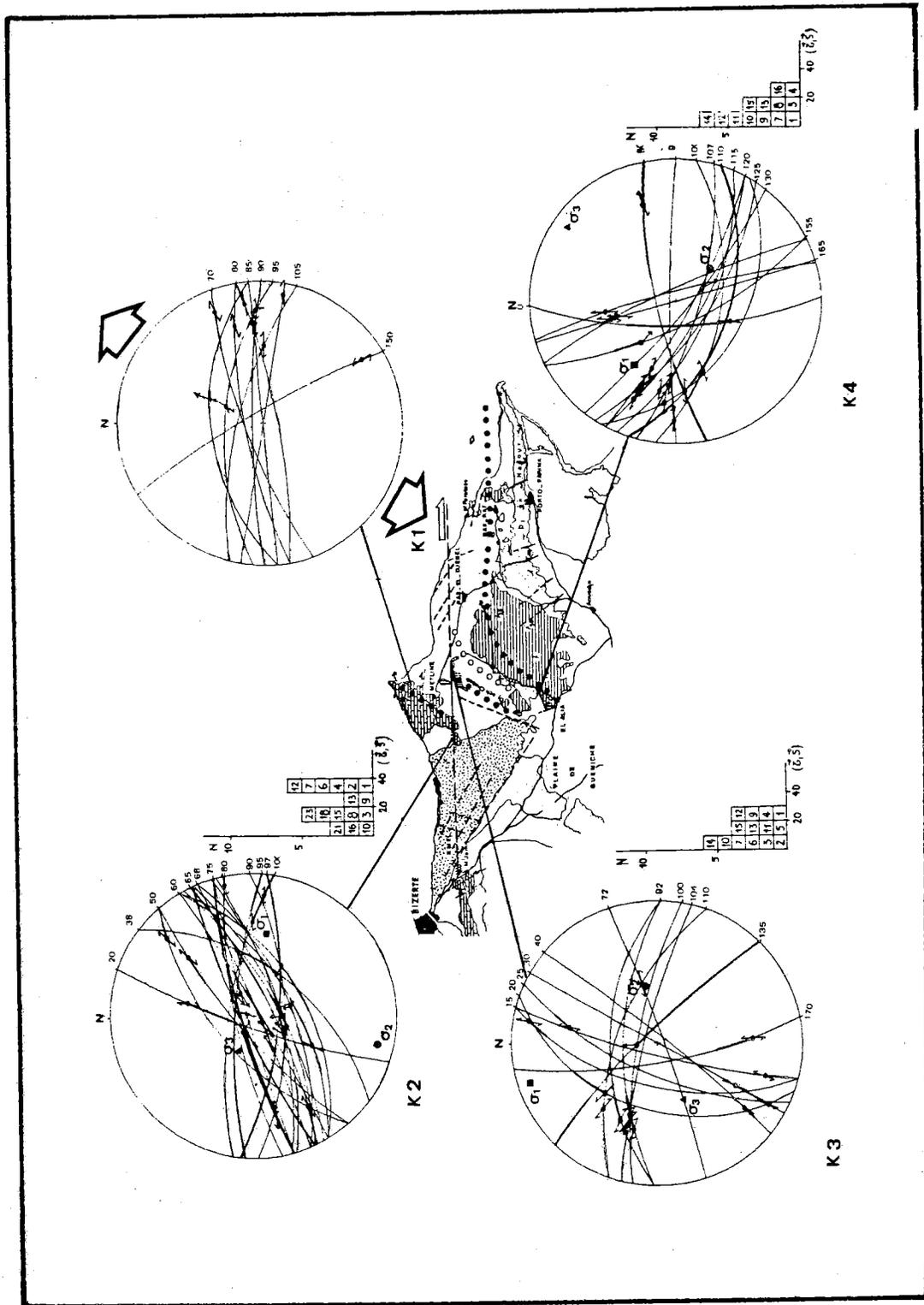


Fig. 119. — Stéréogrammes des failles inverses et des décrochements distensifs affectant les séries du Crétacé-Eocène du bassin de Kechabta. Chronologie relative (Site K1) montrant que les accidents E-W ont connu un jeu décrochant dextre (1) puis un mouvement en faille normale (2) lié à une extension NE-SW.

de direction NE-SW (fig. 117). Cependant, des plis décimétriques à plurihéctométriques (Burolet, 1951) de directions variées se développent localement comme par exemple les replis qui s'observent sur le flanc nord de l'anticlinal de Messeftine, dans la région de Sidi er Riahi.

« Au Sud du J. Kechabta, sur la bordure septentrionale de la plaine de Mabtouha (fig. 117) se développent également des plis étroits et dissymétriques de direction N70 à N80, légèrement déversés vers le S.E. ».

Des études géophysiques en cours, montrent que certains de ces plis, prennent naissance à l'emplacement de failles normales mio-pliocènes, réactivées en failles inverses lors du plissement post-villafranchien.

b) *Accidents cassants :*

* « L'accident de Sfaïa (fig. 117) correspond à une faille chevauchante de direction NE-SW (Burolet, 1951 ; Rouvier, 1977) ayant pris connaissance à l'emplacement d'une flexure miocène de même direction (Burolet, 1951). Cet accident constitue vraisemblablement le prolongement vers le SW de l'accident NE-SW d'El Alia comme l'ont suggéré Burolet (1951) et Rouvier (1977) ».

• Le décrochement de Menzel Bourguiba :

Si l'on admet avec les auteurs (Burolet, 1951 ; Rouvier, 1977) qu'avant le Néogène, l'accident d'El Alia se poursuivait par la faille de Sfaïa, le décalage d'environ 7 km que l'on observe actuellement ne peut s'expliquer que par l'existence d'un accident décrochant dextre de direction voisine de E-W. Au Sud de Menzel Bourguiba, cet accident peut correspondre aux failles dirigées E-W (fig. 117), mises en évidence par la prospection électrique (Andrieux, 1971 ; in En Nabli, 1980 et Soussi, 1981). Au Sud de cette zone de failles, l'inflexion rapide des plis de Messeftine (fig. 117) est vraisemblablement liée au jeu en décrochement dextre de l'accident. D'ailleurs, les vergences des failles chevauchantes de Sfaïa et El Alia, de part et d'autre de ce cisaillement sont identiques aux déversements des plis, situés de part et d'autre d'un décrochement dextre (Odonne, 1981) (in Ben Ayed, Viguiier et Bobier, 1983).

• Le décrochement potentiel de Mabtouha :

Au Sud du J. Kechabta (fig. 117), les plis quaternaires de la bordure septentrionale de la plaine de Mabtouha se disposent en relai suivant une direction voisine de E-W. La direction WSW-ENE des plans axiaux de ces plis est différente de la direction NE-SW du plissement régional ». Cette disposition en échelon peut s'expliquer par l'existence d'un décrochement dextre profond qui

s'est manifesté en bordure de la plaine de Mabtouha.

« La bordure de la plaine de la Mabtouha, couverte en grande partie par les alluvions récentes, montre elle aussi, localement, des failles de décrochement, comme par exemple au SW du J. Menzel Ghoul. Ainsi, dans une carrière qui entaille le Villafranchien (site 40, fig. 112), une faille relativement importante met les limons rouges du Villafranchien au contact de grès du Pliocène. Cette faille de direction N110, pentée d'environ 85° vers le Nord, montre sur des galets striés, contenu dans son plan, des pitchs de 5 à 10 Est avec un jeu en décrochement dextre. De même, le long de la bordure de Mabtouha, le pointement triasique de l'Oued El Lil et les manifestations halocinétiques miocènes rencontrées par un forage pétrolier au SE de Gaalet el Andeless (Bramaud, communication orale), soulignent l'existence d'un accident E-W profond qui peut se poursuivre dans le golfe de Tunis... » comme le prouve d'ailleurs, les affleurements de Trias carbonaté, foré sous le Pliocène discordant dans le sondage de Raoued. (Ben Ayed, Viguiier et Bobier, 1983).

b) *Etude microtectonique :*

Dans la région de Bizerte et de Kechabta, les observations microtectoniques sont très limitées car les formations argilo-gréseuses et marneuses du Néogène, occupées par les cultures, ne se prêtent pas à ce genre de recherche. Aussi l'étude structurale de détail a été faite sur les noyaux sénoniens et éocènes de Metline et d'El Alia exploités en carrière.

Ces calcaires sont très tectonisés et on peut dégager les faits suivants (fig. 119) :

- des décrochements majeurs (N60 à N70) ou de second ordre (N10 à N40 et N90 à N110) dont certains ont joué en failles normales.
- des failles inverses d'orientation NE-SW.
- des failles décrochantes sénestres N150 à N-S très peu représentées.

Sur plusieurs miroirs de failles, on a pu observer deux générations de stries, mais la chronologie de mouvements, le plus souvent difficile à déterminer sur des stries mécaniques n'a pu être établi que dans de rares cas (fig. 119, K1). Les failles N80 à N100, disposées parallèlement au grand accident de Metline, montrent une première génération de stries à composante horizontale, alors que la deuxième génération de stries montre un fort plongement en faille normale.

Dans l'ensemble, les décrochements conjugués sont associés parfois à des failles inverses qui traduisent une direction de raccourcissement NW-

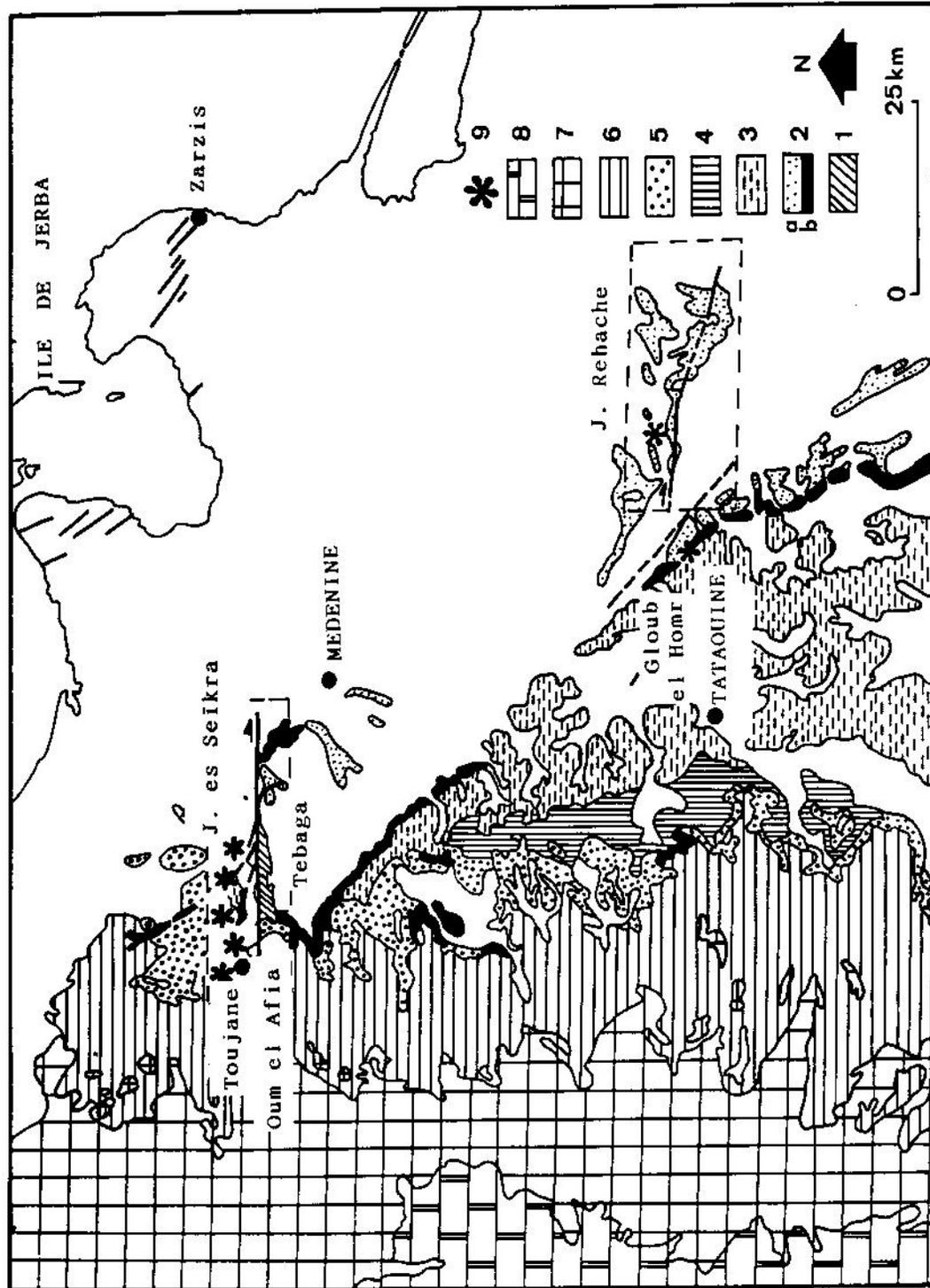


Fig. 120. — Carte géologique de la bordure septentrionale de la plateforme saharienne.
 Légende : 1 : Permien; 2a : Trias; 2b : Passage Trias-Lias; 3 : Jurassique; 4 : Crétacé inférieur; 5 : Apto-Cénomannien;
 6 : Turonien; 7 : Cénomannien-Santonien; 8 : Campanien-Maestrichtien; 9 : Site microtectonique.

SE à NNW-SSE associée à une extension voisine de NE-SW (fig. 119) au voisinage de la faille de Metline.

Dans ce pays, formé de terrains néogènes « post-nappes » et quaternaires, la compression NW-SE à NNW-SSE donnée par l'étude de la fracturation est attribuable à la phase de plissement villafranchienne. Elle est d'ailleurs, compatible avec l'axe de raccourcissement déterminé à partir des plis quaternaires.

10. — LA STRUCTURE DE LA PLATEFORME SAHARIENNE : (Ben Ayed, 1986).

La plateforme saharienne est un domaine où les séries mésozoïques sont peu plissées (Mathieu, 1940 et 1941 ; Busson, 1967). Récemment, nous avons entrepris une étude tectonique et microtectonique dans ce domaine (Ben Ayed et Khessibi, 1981). Nous les présentons ici très brièvement.

L'âge des structures étudiées est difficile à préciser du fait de l'absence de séries tertiaires en Jeffara.

a) *Les ensembles structuraux :*

Sur la plateforme saharienne (fig. 120) et plus particulièrement en Jeffara, on peut distinguer deux grands accidents cartographiques :

a1) *Les accidents majeurs :*

- L'accident de Tebaga correspond à un décrochement majeur qui s'est manifesté au cours de l'Aptien (voir chapitre II). Il est associé à des plis en relai dextre (fig. 47 et 48) et des décrochements métriques à plurihémométriques de direction N80 à N100 dextres.

- La faille du Rehach, visible sur près d'un kilomètre correspond à un cisaillement de direction N100, penté de 70° vers le Nord, portant des stries qui plongent de 10 à 40° E. Il s'agit d'un décrochement localement associé à des replis d'entraînement de direction N115 à N120. Les microdécrochements et les joints de cisaillement potentiels relevés au voisinage de ce décrochement (fig. 121) donnent un raccourcissement NW-SE avec un angle de séparation des réseaux conjugués très réduit.

a2) *Les zones de flexuration :*

Entre le domaine de Tebaga et celui du Rehach apparaissent deux grandes zones de flexuration limitant le plateau de Ben Kheddache :

- Les flexures de la zone de Rhomerassene affectent les séries jurassiques qui se situent au NE de ce village. Il s'agit de flexures décamétriques à hectométriques à axes subhorizontaux, bien visibles à l'Est de Rhomerassene avec des directions moyennes de N110-130 à N40-50.

- Les flexures de la zone de Matmata se développent dans les séries du Crétacé supérieur du Sud de Matmata. Elles sont décamétriques à hectométriques particulièrement spectaculaires autour du village de Zeraou.

Les directions de ces flexures sont N120 et N10 à N50. On a remarqué qu'il existe une corrélation d'une part entre les directions des axes de flexures de Rhomerassene et celles de Matmata et d'autre part entre ces directions d'axes de flexures et celles des failles et des diaclases des secteurs de Tebaga et du Rehach.

a3) *Les linéaments morphostructuraux :*

L'analyse des photographies du satellite ERTS suivant les procédés classiques de la photogéologie a permis de dégager les structures géologiques déjà décrites avec une bonne corrélation entre les directions de ces structures et celles des linéaments repérés. Cependant, certains alignements ne correspondent à aucune structure superficielle visible (fig. 122) (Ben Ayed, 1986).

La comparaison des données de la carte des linéaments morphostructuraux avec celles des accidents permocarbonifères (fig. 34 et 37) révèle un fait nouveau et troublant qui réside dans la superposition des accidents tectoniques E-W et N-S détectés uniquement par la géophysique avec certains linéaments de la Jeffara (Ben Ayed, 1986).

b) *En guise de conclusion :*

« L'analyse des diverses structures de la Jeffara septentrionale montre que la déformation est répartie d'une manière hétérogène et qu'elle est souvent concentrée dans des bandes étroites et bien localisées... L'hétérogénéité de la déformation suggère une liaison étroite entre la tectonique du socle et celle de la couverture... L'analyse de la fracturation détermine une orientation NW-SE de la direction principale de raccourcissement et ce, jusqu'à 150 km de la chaîne atlasique ». (Ben Ayed et Khessibi, 1981). Le réseau de décrochements de la plateforme est analogue à celui de l'Atlas tunisien.

Certains de ces données sur la tectonique et les linéaments morphostructuraux de la plateforme saharienne ont été utilisés par S. Bouaziz (1986) sans faire référence aux auteurs Ben Ayed et Khessibi (1981); Ben Ayed (thèse, 1986). Ce sont là des omissions très regrettables parce qu'elles ne respectent pas les traditions universitaires.

11. — RESUME ET CONCLUSIONS :

L'analyse structurale effectuée en Tunisie centrale et nord-orientale révèle l'existence d'une tectonique polyphasée :

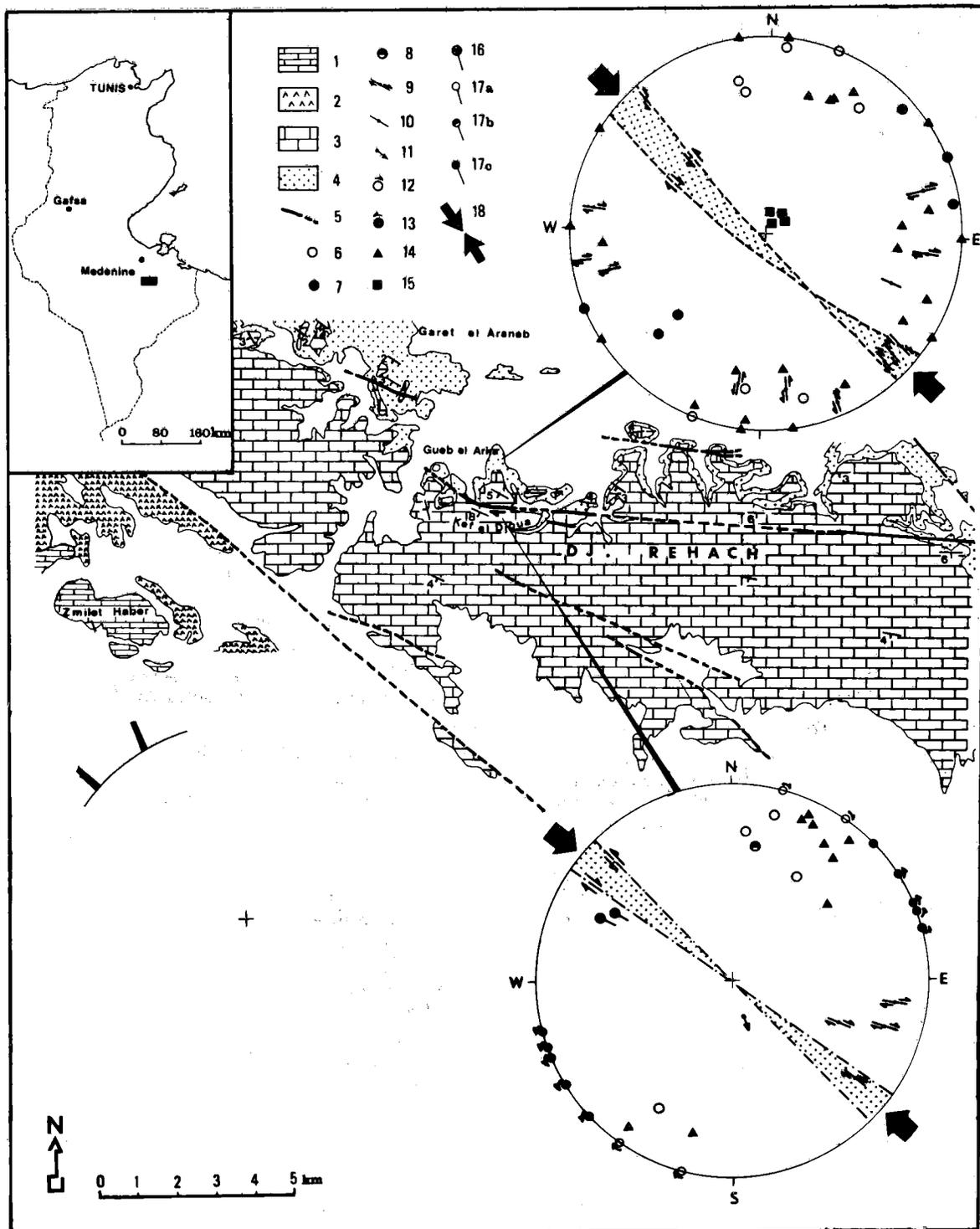


Fig. 121. — Esquisse géologique du Jebel Rehach. Situation et localisation des sites de mesures. Représentation stéréographique des différents éléments structuraux.

Légende : 1 : Lias-Trias; 2 : Trias gypseux; 3 : Trias carbonaté; 4 : Trias gréseux; 5 : Failles; 6 : Pôle de décrochement dextre; 7 : Pôle de décrochement sénestre; 8 : Pôle de faille normale; 9 : Strie et sens du mouvement; 10 : Strie et sens du mouvement indéterminé; 11 : Strie de faille normale; 12 : Joint de cisaillement dextre; 13 : Joint de cisaillement sénestre; 14 : Diaclases; 15 : Pôle de plan de stratification; 16 : Axe de pli d'entraînement (d'après Ben Ayed et Kessibi, 1981).

Légende : 1 : Permien; 2a : Trias; 2b : Passage Trias-Lias; 3 : Jurassique; 4 : Crétacé inférieur; 5 : Aptio-Cénomanién; 6 : Turonien; 7 : Cénomanién-Santonien; 8 : Campanien-Maestrichtien; 9 : Site microtectonique.

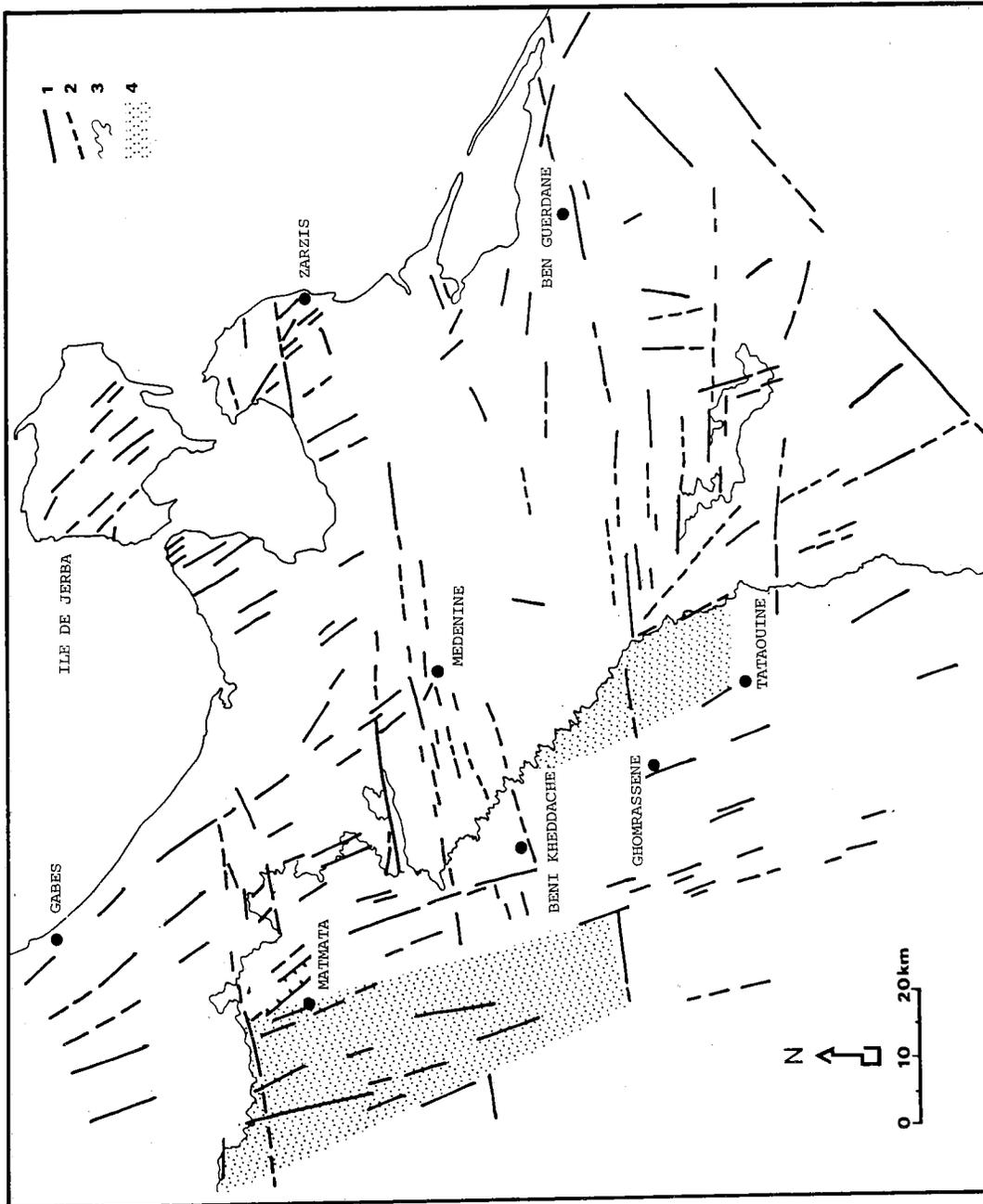


Fig. 122. — Carte des linéaments structuraux de la Jeffara et du Dahar
 Légende : 1 : linéament; 2 : linéament probable; 3 : limite d'affleurement; 4 : zone de flexure.

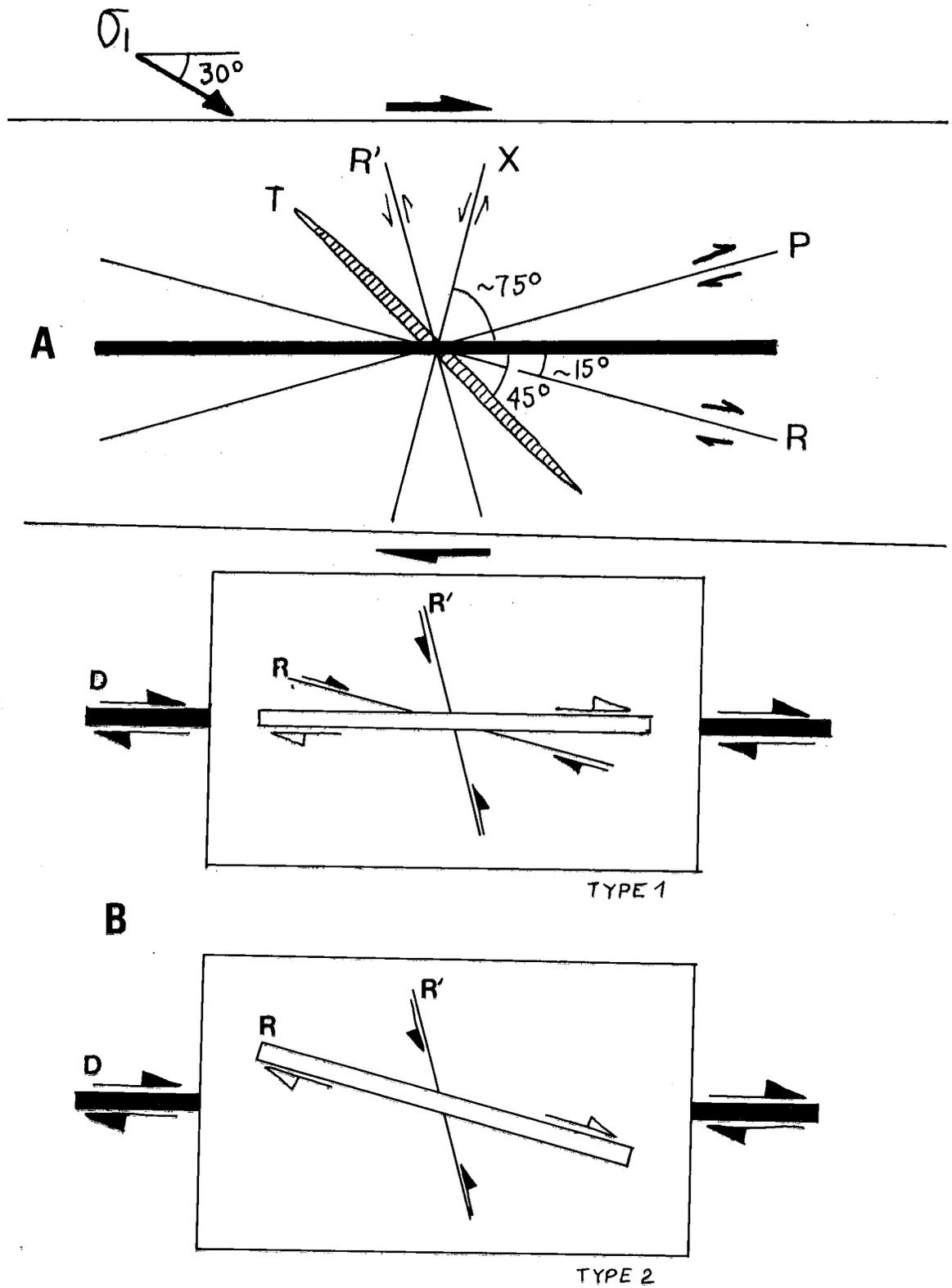


Fig. 123. — A : Schéma des fractures de 2e ordre en relation avec un décrochement dextre (d'après Nicolas, 1984)
 B : Ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant dans le socle (Type 1 : cas d'une couverture « mince »,
 Type 2 : cas d'une couverture « épaisse » (d'après Fabre et Robert, 1975).

- Au Tortonien inférieur, une phase de plissement NW-SE affecte la Tunisie centrale et nord-orientale (Kasserine, Cap Bon). Cet important épisode compressif donnera les plis atlasiques de direction NE-SW.
- Du Tortonien supérieur au Pliocène s'installe une période distensive à décrochante distensive. L'activité tectonique de cette époque semble se manifester uniquement en Tunisie nord-orientale. Elles est à l'origine de la formation de horsts et grabens synsédimentaires de direction N140 à N160. Cet épisode distensif semble être absent dans une grande partie de la Tunisie centrale (Philip, Andrieux, Chihi, Dlala et Ben Ayed, 1986) et en Tunisie méridionale.
- Au Villafranchien supérieur intervient une phase de plissement (NW-SE à NNW-SSE) qui engendre les plis du bassin molassique de Kechabta et ceux de la Tunisie orientale et accentue le plissement antérieur de la Tunisie centrale et méridionale.

L'étude tectonique de la Tunisie centrale et nord-orientale a permis de proposer une chronologie des déformations depuis le Miocène inférieur jusqu'au Quaternaire qui remet en question ce que l'on admettait jusqu'à présent pour ce qui concerne la succession des événements tectoniques.

La plupart des auteurs admettaient que la formation des grabens de Tunisie représentait l'épisode tectonique le plus récent et constituait une « phase ultime de détente » ou phase d'ouverture quaternaire (Castany, 1951 ; Burollet, 1957 ; Richert, 1971). L'activité des grabens depuis le Langhien jusqu'au Tortonien est maintenant acquise. Par suite, l'épisode d'ouverture des fossés ne peut donc être qu'antérieur au plissement des séries miocènes (« phase atlasique »). L'antériorité des grabens par rapport aux plis atlasiques, explique l'existence de structures plicatives qui ne se correspondent pas de part et d'autre des fossés NW-SE et E-W. Ces plis sont nés en bordure des grabens avec une seule terminaison périclinale (J. Mrihla, J. Selloum, J. Semmama, J. Hamra, J. Bou el Hanèche, J. Amar...) (Dlala, Chihi, Philip, Ben Ayed et Andrieux, 1986).

Pour les deux épisodes de déformation correspondant à l'ouverture des fossés (Langhien - Serravallien) et le plissement tortonien, on notera la remarquable coaxialité des axes géométriques de la déformation au niveau des mégastructures (plis et grabens) et les axes des tenseurs de contraintes tectoniques. On passe d'un épisode à l'autre : d'une déformation de type décrochant distensif à une déformation de type décrochant

compressif sans qu'il y ait de changement d'orientation des axes des tenseurs des contraintes régionales ; seules changent les valeurs relatives des contraintes : la contrainte maximale horizontale est : σ_2 pour le premier épisode et : σ_1 pour le second.

L'âge des événements tectoniques dans le reste de la Tunisie pose à nouveau le problème du synchronisme des différents épisodes tectoniques des zones structurales de la Tunisie et surtout la coexistence dans l'espace et à la même époque de structures compressives et distensives. Ce problème sera examiné dans le chapitre VI de ce mémoire.

Lors des plissements atlasiques se développent également un réseau de décrochements qui apparaît à différents ordres de grandeur. La distribution et le sens du mouvement du réseau de décrochements de la Tunisie nord-orientale et des Atlas tunisiens central et méridional nous a amené à proposer une interprétation structurale pour l'ensemble de la Tunisie atlasique.

12. — SYNTHÈSE ET INTERPRÉTATION : VERS UN MODÈLE CINÉMATIQUE D'EXPLICATION DES STRUCTURES ATLASIQUES :

12.1. — Introduction :

Il est clair que la tectonique atlasique a façonné les structures de l'Atlas tunisien. Il s'agit souvent de structures simples et plus fréquemment des plis et des décrochements, qui se sont exprimés à toutes les échelles durant les phases de plissement du Tortonien supérieur et du Quaternaire ancien.

Cependant, ces structures paraissent à prime abord, mal ordonnées. C'est ainsi, par exemple, que les fossés en coude qui caractérisent l'Atlas tunisien central sont absents en Tunisie méridionale. De même, que les décrochements N120-140 dextres qui constituent le faisceau de Gafsa sont mal exprimés en Tunisie centrale. Il en est de même pour les orientations des différents axes des plis et l'emplacement des chevauchements le long de l'axe Nord-Sud. On est ainsi conduit à rechercher un modèle qui tienne compte de la coexistence de ces diverses structures atlasiques. Ce modèle doit également :

- exprimer les différences entre le réseau de décrochements de l'Atlas tunisien central et celui de l'Atlas tunisien méridional.
- assurer la liaison entre les accidents du socle révélés par la gravimétrie et la géophysique et les déformations de la couverture sédimentaire.

a) *Les grandes synthèses des Atlas autochtones* :

a1) *Les hypothèses anciennes de l'avant-pays autochtone* :

A ce type appartiennent les interprétations classiques de Castany (1951), Burolet (1956) et Jauzein (1967) mais aussi celles qui viennent en conclusion de travaux plus récents comme ceux de Rouvier (1977) et Perthuisot (1978). La cinématique invoquée est variable :

Pour certains auteurs, le diapirisme joue un rôle dominant. Pour d'autres auteurs, ce sont les accidents cassants subverticaux qui jouent le rôle fondamental dans l'évolution structurale de l'Atlas tunisien.

La présence des chevauchements dans la région de Hédil, dont Caire et *al.* (1971) avaient supposé l'existence, a été contesté par Cohen et *al.* (1980) qui considèrent que cette région serait caractérisée par l'existence de failles normales guidant l'apparition ultérieure des plis confnés et le diapirisme. Shamel (1982) va plus loin quand il écrit que l'Atlas tunisien est une chaîne intracratonique dont l'histoire est indépendante de celle du domaine tellien qui a évolué comme une marge continentale. Cela est vrai à l'époque Langhienne et Serravallienne mais pas pour la période du Miocène terminal et du Plio-Quaternaire.

a2) *Hypothèse de l'allochtonie* :

Cette interprétation est résumée par deux publications récentes (Truillet et Delteil, 1982 ; Delteil et Truillet, 1982-1983).

Dans la logique des conclusions avancées par Vila pour interpréter les structures décrites dans l'Est algérien, ces auteurs concluent à l'existence d'une série de « lames tectoniques » allochtones sur une grande partie de l'Atlas tunisien (Delteil et *al.*, 1979-1980 ; Delteil et *al.*, 1980...) « de style tectonique analogue à celui qui caractérise le domaine tellien en Algérie » (Truillet et Turki, 1980).

L'interprétation de Truillet et Delteil (1982) en rappelant certaines contraintes dues aux observations de terrain qui rendent improbable la présence de nappes dans la zone des diapirs mais prouvent « la liaison étroite et permanente entre les diapirs et les terrains sédimentaires encaissants du Crétacé à l'Actuel » (Perthuisot et Rouvier, 1983).

L'examen attentif des modèles précédents montre que chacune de ces interprétations privilègent les structures qui s'intègrent bien dans le modèle élaboré mais négligent et parfois ignorent les structures qui y sont incompatibles. Il y a là

une incohérence entre les données géologiques de terrain et les données géophysiques. C'est ainsi que l'interprétation « allochtoniste » par exemple, expliquent bien les chevauchements qui sont connus depuis fort longtemps, mais ignore les phénomènes diapiriques mis en évidence par des prospections géologiques et géophysiques. Elle néglige également les mouvements décrochants observés sur la plupart des failles majeures. De même les interprétations qui privilègent les mouvements verticaux et expliquent les mouvements ascensionnels du complexe triasique et les jeux des failles normales, négligent l'agencement des plis et des failles chevauchantes.

b) *Le modèle de décrochements* :

Les cisaillements majeurs sont rarement des surfaces uniques. Il s'agit plutôt d'une zone plus ou moins large où se manifestent différents types de fractures élémentaires dits de « Riedel » qui sont des failles de second ordre.

Ces failles disposées en échelon se répartissent en deux systèmes (Riedel, 1929 ; Skempton, 1966 ; Tchalenko, 1970 ; Nicolas, 1984...) (fig. 122).

- un système additif formé par des fractures de type R et P.
- un système soustractif formé par des fissures de type R', X et T.

Ces modèles de déformation offrent différentes possibilités d'évolution pour une zone de cisaillement simple. L'apparition des différentes structures élémentaires de cette zone dépend de plusieurs facteurs dont le plus important est l'épaisseur de la couverture sédimentaire. Deux compartiments différents ont été mis en évidence (Fabre et Robert, 1975 ; Robert, 1976...) (fig. 123).

Dans notre interprétation des structures de l'Atlas tunisien nous avons tenu compte de ces divers facteurs susceptibles d'expliquer la coexistence et/ou l'absence des différentes structures élémentaires caractéristiques des zones de décrochement.

L'interprétation retenue n'est peut être pas la solution unique et définitive pour toutes les régions en Tunisie atlasique. Elle a pour but de regrouper les structures variées de la Tunisie atlasique qui sont à l'origine des subdivisions classiques en atlas tunisien central, oriental, méridional, septentrional... Il est clair que ce modèle s'applique surtout aux époques atlasiques. Certaines régions complexes (l'Axe Nord-Sud), instables depuis au moins l'époque triasique (Burolet, 1956), ne s'intègrent pas nécessairement totalement dans ce modèle quand il s'agit d'évoquer leur histoire ancienne.

12.2. — *Interprétation structurale de l'Atlas tunisien* :

Il est bien possible de rassembler toutes les données tectoniques et microtectoniques effectuées sur le terrain dans diverses séries et à différentes échelles dans le but de proposer un modèle relativement simple qui tiendra compte des diverses structures mais aussi de l'épaisseur et de la nature de la couverture sédimentaire (chapitre I et II) en particulier, (Ben Ayed, 1980 ; Ben Ayed et Viguié, 1981) :

- la sédimentation très épaisse et monotone du sillon tunisien,
- le domaine de plateforme complexe à couverture cénozoïque non subsidente de la Tunisie centrale,
- les séries mésozoïques et cénozoïques réduites de la Tunisie méridionale.

La répartition des familles de décrochements de la couverture est en tout point comparable aux fractures élémentaires liées à des zones de cisaillements orientés suivant une direction proche de E-W (fig. 123 et 124). Ceci tant par leur distribution y compris la valeur des angles entre les différentes familles, que par le sens des mouvements le long de chacune d'elles. Par suite, les réseaux de fractures associées de la Tunisie atlasique peuvent être considérées comme des répercussions dans la couverture sédimentaire d'accidents anciens et profonds (chapitre II) réactivés en cisaillements dextres orientés N80 à N120 et NW-SE à NS (Ben Ayed, 1980 ; Boltenhagen, 1981 ; Zargouni, 1985) :

— *Dans le domaine du sillon tunisien* à couverture sédimentaire très épaisse apparaissent surtout des accidents décrochants dextres et/ou chevauchants de type P caractéristiques des raccourcissements importants. Il en est ainsi pour les accidents N40 à N60 souvent injectés de Trias qui se développent dans le domaine des nappes de charriage, tel que l'accident de Cap Serrat - Ghardimaou (Rouvier, 1977) et dans la zone des diapirs tel que le décrochement dextre de Tebessa - Al Alia (Perthuisot et Jauzein, 1974...).

On connaît également des décrochements proches de E-W dextres et NS sénestres affectant les plis des nappes de charriage (Rouvier, 1977) et la zone des diapirs (Caire, 1977 ; Dali, 1979 ; Ben Hadj Ali, 1979 ; Ghanmi, 1980 ; Gharbi et al., 1981...).

— *Dans le domaine de la Tunisie centrale*, on reconnaît :

- les décrochements N80 à N110 qui affectent l'ensemble de la couverture sédimentaire post-triasique (Kith, communication orale, 1983)

tels que les accidents de Kairouan, Sbiba, Kasserine...

- les décrochements sénestres (N20N à N20W) de type R' et X répétés en échelon limitent tous les grabens tunisiens et constituent les éléments structuraux fondamentaux de l'Atlas tunisien central. Ils sont souvent accompagnés de corps lenticulaires (J. Bou Hanèche) ou de plis d'entraînement (bordure orientale du fossé de Siliana). Les décrochements sénestres subméridiens s'expriment également le long de l'Axe Nord-Sud (Richert, 1971 ; Ben Ayed et Viguié, 1981) où ils sont associés à des chevauchements à vergence est (Richert, 1971 ; Ben Ayed, 1980) et d'une portée visible maximale d'environ 3 km (Castany, 1981) (fig. 124).

— *Dans la partie septentrionale de l'Axe Nord-Sud* : (J. Bou Dabbous) il existe des recouvrements tectoniques à vergence ouest (Abbès, 1983). Le décrochement majeur E-W dextre de Kairouan qui sépare ces types de recouvrement peut expliquer cette opposition dans la vergence des chevauchements. Ces derniers semblent fuir le décrochement de Kairouan, à la manière des déversements des plis de part et d'autre d'une voie de coulissement (Odonne et al., 1982).

- des fissures dirigées N140 de type T, généralement minéralisées constituent les champs filoniens contemporains et postérieurs aux plissements des gisements métallifères de Bou-Jabeur, J. Jérissa, J. Slata, J. Chambi... (voir 2^{me} partie, chapitre I).

— *Dans le domaine de la plateforme du Sahel et dans l'Axe Nord-Sud*, on retrouve les mêmes réseaux de décrochements E-W dextres et NS sénestres. Mais, dans le Sahel, où les séries cénozoïques sont subsidentes, la manifestation de ces accidents dans les dépôts du Quaternaire ancien est relativement discrète (Touati, 1985 ; Bédir, 1988).

— *Dans le domaine de l'Atlas tunisien méridional* et celui de la plateforme saharienne l'importance des déplacements le long des décrochements diminuent par rapport à ceux de l'Atlas tunisien central. Il en résulte le développement, sur la bordure de la plateforme saharienne, de plis en échelon le long des accidents majeurs proches de E-W. Dans ce domaine à couverture sédimentaire réduite apparaissent deux réseaux de fractures élémentaires :

- des accidents en relais de type D (N80) ; il s'agit de décrochements effectifs ou potentiels à composante dextre qui s'expriment le long des chaînes des Chotts et de Metlaoui (Ben Ayed, 1980 ; Ben Ayed et Viguié, 1985) (fig. 124).
- une famille de décrochements dextres de type R (N120-130) constitue parfois les accidents

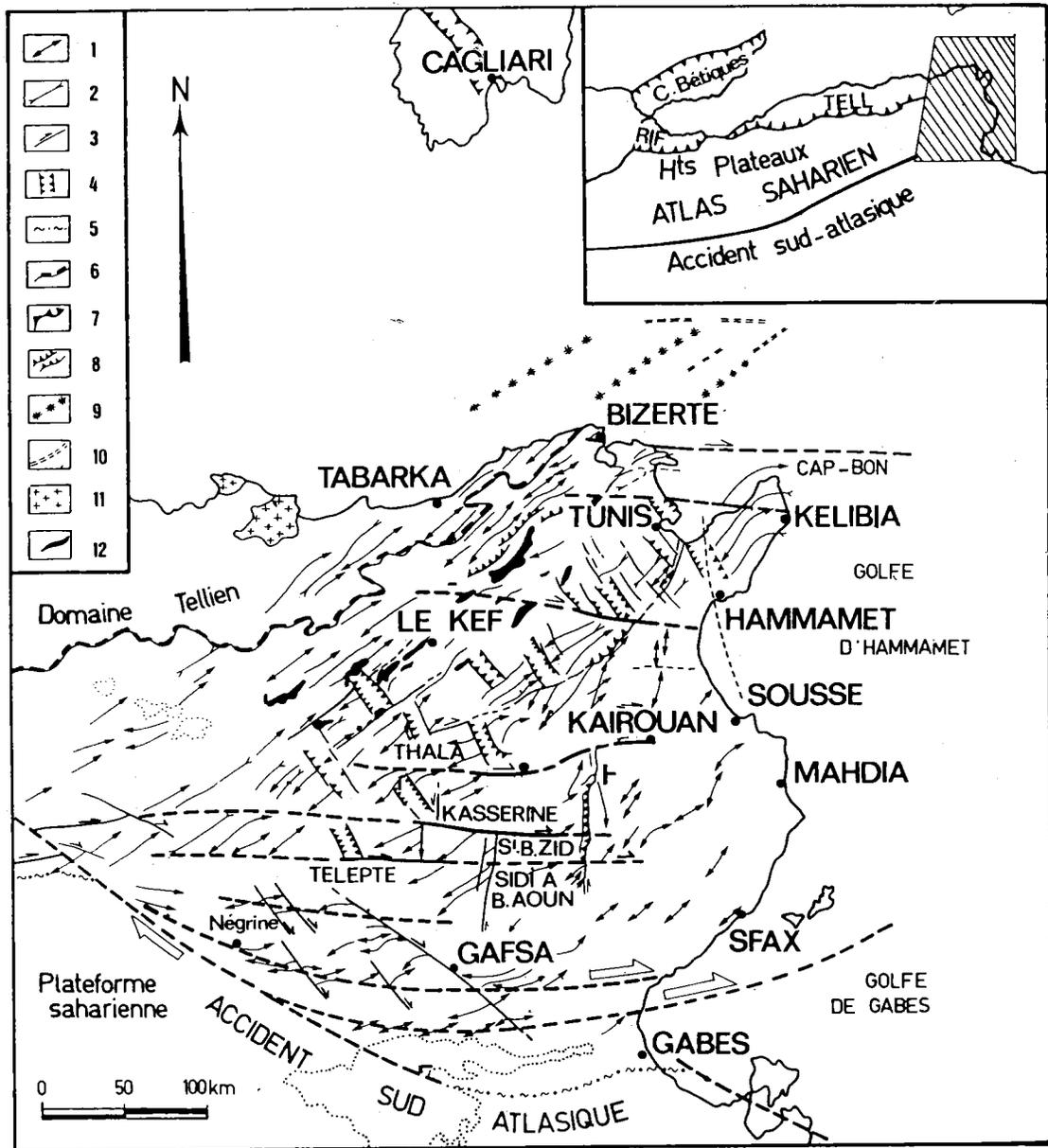


Fig. 124. — Carte tectonique simplifiée du domaine atlasique tunisien.

1 : anticlinal; 2 : synclinal; 3 : décrochement et sens du mouvement; 4 : fossé d'effondrement; 5 : flexure; 6 : front des nappes de glissement; 7 : chevauchement; 8 : écaillés; 9 : alignements anticlinaux; 10 : prolongement présumé de ces alignements anticlinaux vers l'Est à partir des données bathymétriques; 11 : anté-alpin; 12 : affleurements triasiques. (D'après Ben Ayed et Cl. Viguié, 1981).

majeurs de la couverture. Ces accidents provoquent des torsions et/ou des relais de plis particulièrement spectaculaires le long de la faille de Gafsa (Richert, 1971 ; Bodou et *al.*, 1976 ; Ben Ayed, 1980 ; Ben Ayed et Viguié, 1981 ; Zargouni, 1985 et Boukadi, 1985) (fig. 124).

- des décrochements sénestres subméridiens existent également dans ce domaine.

L'ensemble de ce réseau de décrochements dextres et sénestres caractérise également le domaine peu fracturé de la plateforme saharienne (Ben Ayed et Khessibi, 1981).

CONCLUSION :

L'ensemble des cisaillements effectifs et potentiels tendent à découper l'Atlas tunisien en blocs tectoniques losangiques (fig. 124) (Ben Ayed, 1980 ; Ben Ayed et Viguié, 1981 ; Zargouni, 1985) dont les bordures généralement fracturées sont des discontinuités de type (D + R'), (R + R') ou encore (P + R') dans l'Atlas tunisien central et dans la zone des diapirs ; et de type (D + R) dans l'Atlas méridional.

Ces discontinuités de cisaillement enserrant des zones de moindre déformation dans lesquelles s'amortissent les sollicitations tectoniques de telle sorte que la partie centrale de ces compartiments est une zone de moindre déformation (c'est le cas par exemple, des régions de Kesra, Ebba Ksour, Metlaoui etc...).

Par contre, aux limites des blocs polygonaux, la concentration des efforts et donc des déplacements, se traduit par des glissements et des déformations intenses, tels que les broyages au voisinage immédiat des voies de coulissement et des virgations des plis dans le sens de la rotation induite : c'est le cas de certaines régions de la Tunisie centrale (Sidi Ali Ben Aoun, Nord-Chambi, Nord-Selloum...) et de la Tunisie méridionale (Ben Younés, Bou Ramli...) (fig. 134).

A l'intérieur des blocs polygonaux des rotations internes provoquent la réorientation des plis atlasiques (Ben Ayed, 1980 ; Ben Ayed et Viguié, 1981 ; Zargouni, 1985).

Les accidents majeurs préexistants ont pu jouer en décrochements aussi bien pendant les phases compressives que lors des épisodes distensifs. L'évolution de ces accidents en décrochements

compressifs ou distensifs est fonction du régime tectonique et de la valeur relative des contraintes entre elles. Cependant, les légères oscillations des contraintes dans l'espace et dans le temps peuvent faire jouer d'une manière préférentielle l'un ou l'autre des réseaux de décrochements conjugués (NS et E-W). A titre d'exemple, la compression du Miocène supérieur, orientée (N120-130), fera jouer les accidents proches de E-W d'une manière synthétique ; les accidents NS constituent alors le réseau de failles antithétiques. Au cours de cette époque compressive, les jeux des accidents majeurs voisins de E-W peuvent induire des plis en échelon comme c'est le cas pour la faille de Kasserine, la faille de Gafsa et les décrochements potentiels de la bordure de la plateforme saharienne. Par contre, lors de la compression post-villafranchienne, la compression qui s'oriente dans une direction N140-N160, fera jouer les accidents proches de NS d'une manière synthétique.

Parmi ces accidents majeurs, on peut citer avec Rouvier (1977) ceux qui décalent dans le Nord, les lignes structurales et paléogéographiques antérieures. Sur certains des ces accidents, subméridiens peuvent prendre naissance des plis en échelon (décrochement sénestre de Sidi Ali Ben Aoun).

Lors des phases distensives à décrochantes distensives, le jeu en failles normales et/ou en décrochements distensifs des accidents majeurs préexistants (NW-SE et E-W) explique la forme en coude de certains fossés tunisiens.

De la même manière, on peut penser que l'importance de l'effondrement sur l'un ou l'autre des directions des « fossés en coude » (EW et NW-SE) peut être liée à l'orientation des grabens par rapport à la direction d'allongement maximale de l'époque considérée.

Il est troublant de remarquer que l'allure de mosaïque observée dans la structure actuelle de l'Atlas tunisien a également existé pendant la période pré-tectogénique en particulier à l'Oligo-Miocène (Vernet, 1981) et d'une manière moins nette au cours du Crétacé (Boltenhagen, 1981 ; Chihi et *al.*, 1984). Ainsi, le système de fracturation fondamental de la Tunisie atlasique semble avoir guidé la sédimentation mésozoïque et cénozoïque (Ben Ayed, 1980). Certaines failles de ce réseau ont été rajeunies au cours des époques quaternaire et actuelle.

CHAPITRE IV

LA NEOTECTONIQUE (Tectonique du Quaternaire récent)

1. — INTRODUCTION	181
2. — STRATIGRAPHIE	183
3. — LES DEFORMATIONS POSTERIEURES AU « SICILIEN » (TUNISIE NORD-ORIENTALE)	183
4. — LES DEFORMATIONS POSTERIEURES AU TYRRHENIEN	183
4.1. — La tectonique post-tyrrhénienne en Tunisie septentrionale	183
4.2. — La tectonique post-tyrrhénienne en Tunisie nord-orientale (Cap Bon et Monastir)	189
5. — LES DEFORMATIONS POSTERIEURES AU PLEISTOCENE SUPERIEUR	193
5.1. — La tectonique post-pléistocène supérieur en Tunisie centrale	193
5.2. — La tectonique post-pléistocène supérieur en Tunisie méridionale	199
6. — LES DEFORMATIONS POST-HOLOCENES	199
7. — RESUME ET CONCLUSION	201

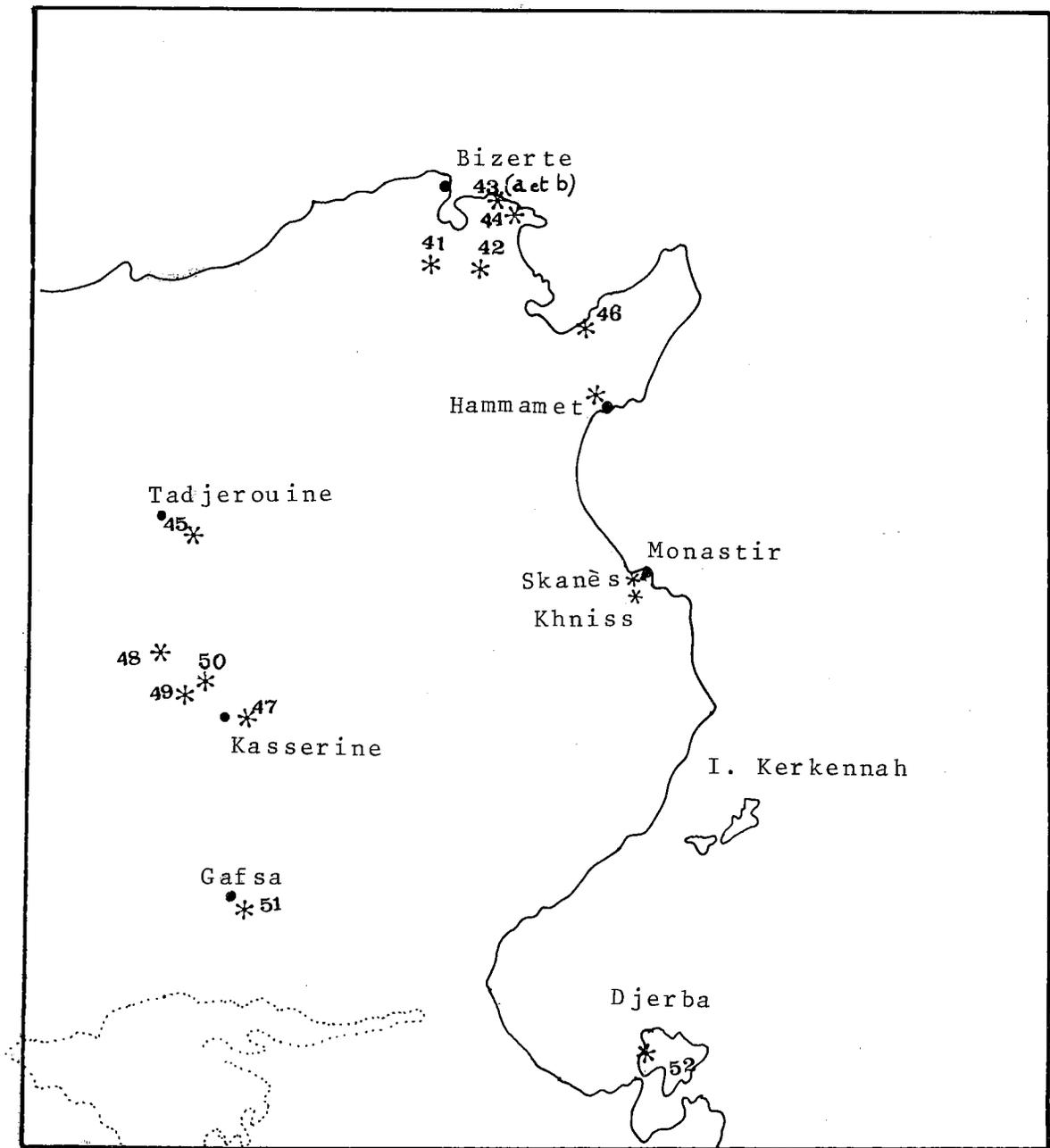


Fig. 125 — Carte de localisation des sites d'observation ou de mesures des déformations quaternaires.
 NB : Les noms des localités correspondant aux sites d'observation ou de mesures sont indiqués sur les figures qui accompagnent le texte.

CHAPITRE IV

LA NEOTECTONIQUE

(Tectonique du Quaternaire récent)

1. — INTRODUCTION GENERALE :

En Tunisie, la tectonique d'âge quaternaire a été pressentie dès la fin du siècle dernier par G. Le Mesle (1980) mais c'est à partir de 1930 qu'on assiste à la multiplication des publications sur les déformations récentes (Vaufrey, 1932 ; Castany, 1951 et 1956 ; Coque et Jauzein, 1965...). Depuis le début de cette dernière décennie, ces déformations sont l'objet d'un grand renouveau.

a) *Les grands trait morphostructuraux :*

Les reliefs de la Tunisie centrale et nord-orientale sont étroitement liés aux structures tectoniques ; après une érosion différentielle, ces structures ont pris des formes tectoniques qui découlent directement du style fondamental de la déformation (Ben Ayed, 1975).

a1) *Morphologie structurale :*

Les surfaces structurales sont fréquentes sur les flancs des plis (Ellès, Semmama, Selloum...). Ces plis sont soulignés dans le relief par une succession de cuestas (Massouge, El Houd...) dont certaines entaillées par les oueds qui s'écoulent, découpent en chevrons et « pointes de Fer à repasser » les flancs des structures plissées et permettent d'apprécier les pendages. L'alternance de formations résistantes et moins résistantes a développé un « relief jurassien » qui caractérise l'ensemble de l'Atlas tunisien.

a2) *Escarpelements de faille :*

Les structures plissées sont hachées par un grand nombre de failles qui s'expriment bien dans le relief. L'essentiel de l'escarpement de ces failles est dû essentiellement à la tectonique (Failles de Kasserine, Sbiba, Gafsa...). L'érosion différentielle n'a pas encore usé les pentes, si bien qu'on n'y observe pas de versant réglé de Richter.

Les escarpements composés de roches dures surmontant des roches tendres ont conservé toute leur raideur, même dans le cas où ils ont connu un recul parallèle à leur tracé initial (Corniche du J. Serdj). Le plus souvent le regard de la faille correspond au miroir et au rejet structural. Sur certains flancs de plis (exemple du synclinal d'Ellès) le mouvement vertical des failles s'est exprimé dans la morphologie par des décadages remarquables des différents crêts de la structure. Ces déclages des crêts sont bien dessinés sur la carte topographique, si bien que l'allure des failles dans le paysage (région de Massouge) permet de lire instantanément ses principales caractéristiques tectoniques. Il s'agit là, d'accidents récents affectant des structures elles-mêmes récentes. Dans ces régions le climat semi-aride a réduit l'influence des agents de l'érosion.

a3) *Les grabens et les glacis emboîtés :*

Les grabens s'expriment dans la morphologie par des aires déprimées. Des dénivellations nettes marquent les limites entre les reliefs avoisinants et les plaines alluviales qui occupent les fossés (grabens de Grombalia, Siliana, Rohia, Fousana...).

Dans ces grabens se développent des glacis emboîtés. Ces glacis d'érosion ou d'accumulation sont souvent encroûtés (Coque, 1962 ; Jauzein, 1962-1967).

a4) *Réseau hydrographique et structures :*

Après le plissement du Quaternaire ancien, le réseau hydrographique élémentaire est apparu et les vallées principales se sont formées. Les oueds qui ont conservé leur tracé original convergent dans les structures déprimées que forment les grabens. Ces oueds dont le travail a été allégé au niveau de ces dépressions, décrivent des méandres et creusent les terrasses alluviales. En Tunisie atlasique, le réseau hydrographique est souvent adapté aux structures tectoniques, cependant, le phénomène d'antécédence est connu en Tunisie méridionale. (Exemple de l'Oued Selja).

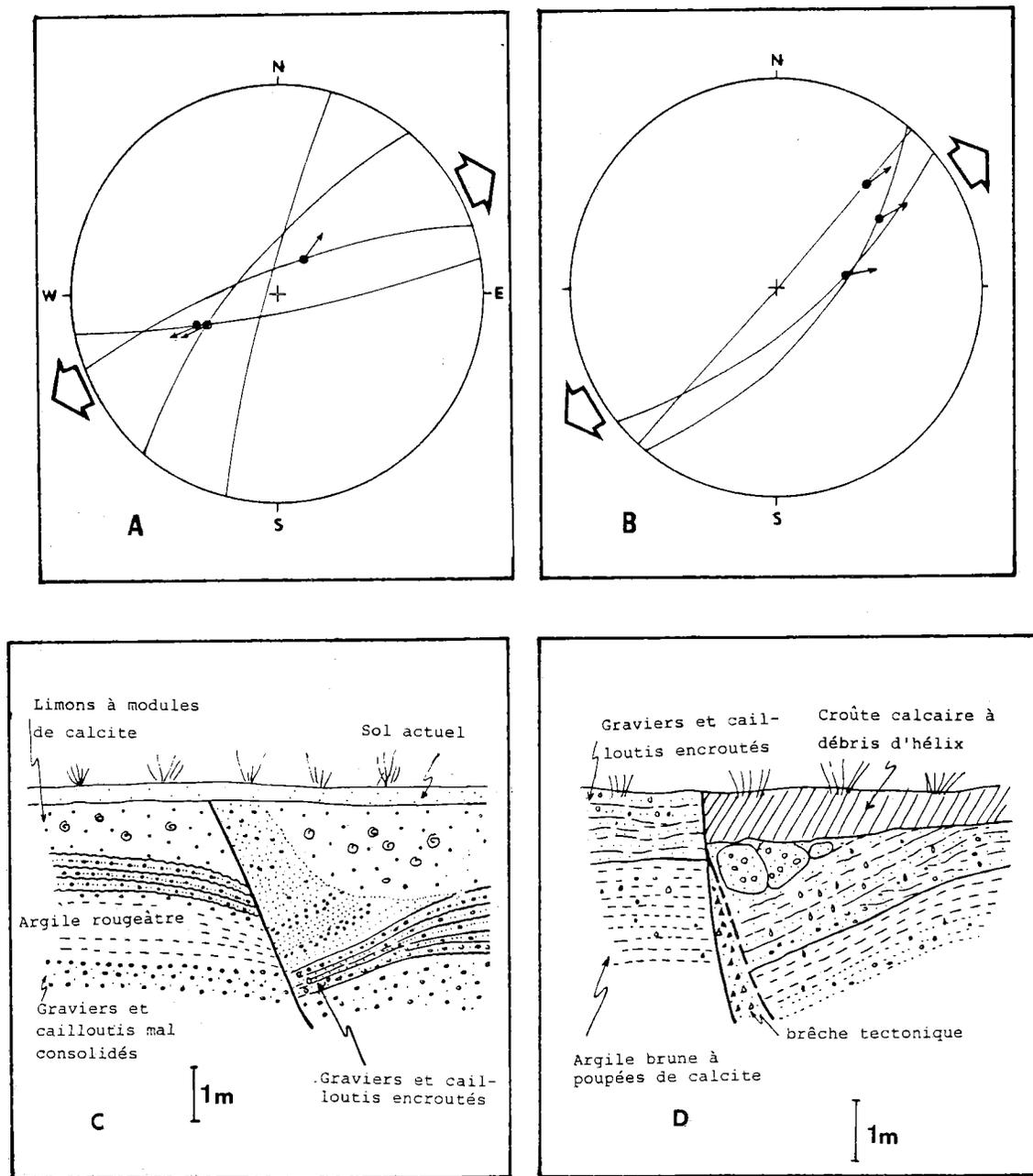


Fig. 126 — A et B : Représentation stéréographique des failles postérieures au Pléistocène inférieur (Sicilien). (A : Cebala Ben Amar; B : Menzel Ghoul)
 C et D : Allure de failles normales postérieures au Pléistocène inférieur sur la bordure de la route de Bizerte (Cebala Ben Amar).

a5) Structures et milieu climatique :

Il convient de souligner ici la convergence d'un climat dominant depuis le Villafranchien et de structures récentes conservées depuis cette époque, si bien que la morphologie constitue le reflet fidèle de la stratigraphie et de la tectonique récente. En effet, les données morphostructurales montrent que les reliefs de la Tunisie atlasique sont jeunes, mais les structures plissées qui ont engendré ces reliefs sont également récentes ; puisque la hauteur de ces structures a bien résisté au travail de l'érosion dans un climat semi-désertique. Il en est de même pour les failles dont les escarpements sont encore conservés. Le réseau hydrographique qui est bien adapté aux structures tectoniques est également un trait caractéristique de la jeunesse des reliefs et des structures. Ceci nous amène à étudier les structures récentes engendrées par la Néotectonique.

2. — STRATIGRAPHIE DU PLEISTOCENE RECENT :

On connaît deux types de dépôts du Pléistocène supérieur :

a) Les dépôts littoraux :

Localisés le long des côtes actuelles, ils ont fait l'objet de nombreux travaux (Pervinquier, 1903 ; Bellair, 1954 ; Castany, 1951, 1954 et 1955 ; Pethuisot, 1977 ; Paskoff et Sanlaville, 1982). Ils connaissent actuellement un renouveau d'intérêt qui a permis d'en préciser localement la stratigraphie et de mettre en évidence la succession de quatre termes associés à des transgressions marines tyrrhéniennes (Perthuisot, 1977).

Cependant, l'utilisation d'une nomenclature de formation, les corrélations de séries très éloignées (Paskoff et Sanlaville, 1982), de même que l'âge et l'origine de certains de ces dépôts sont l'objet de nombreuses controverses (J. P. Perthuisot, 1979 ; Paskoff et Sanlaville, 1982).

b) Les dépôts continentaux :

Les dépôts continentaux du Pléistocène supérieur sont encore mal connus sauf dans certaines localités où ils ont livré des industries lithiques (Vaufrey, 1932 ; Castany, 1953 ; Coque, 1962 ; Coque et Jauzein, 1965...). La succession stratigraphique des séries du Quaternaire récent est diverse et très variable, pour cela on n'examinera que les coupes des secteurs où nous avons mis en évidence des déformations tectoniques.

3. — LES DEFORMATIONS POSTERIEURES AU « SICILIEN » (TUNISIE NORD-ORIENTALE) :

— Au site 41 (fig. 125), la série attribuée au « Sicilien » est visible au pied du massif de Menzel

Ghoul. Elle est affectée par de rares microfailles striées que nous avons observé avec Oueslati. Il s'agit de microfailles normales N50-60 dont les stries plongent de 30 à 60 NE et indiquent une direction générale d'extension voisine de NE-SW (fig. 126 (B)). Cette direction d'allongement différente de celle qui est associée aux déformations post-tyrrhéniennes, nous a amené à ranger ces déformations dans le « Sicilien » ; mais cette attribution doit être considérée avec une certaine réserve.

— Au site 42 (fig. 125), près de Sidi Mérouani, on peut observer sur la bordure occidentale de la route des failles affectant une alternance de niveaux de graviers et de limons rougeâtres à pouppées de calcite (fig. 126 (C)).

Il s'agit de failles de rejet métrique et de direction N20-80, à forte composante verticale. Au contact de quelques failles, certains galets permettent de déterminer une direction générale d'extension voisine de NE-SW (fig. 126 (A)).

La distension sicilienne a déjà été envisagée (Ben Ayed et al., 1980) pour expliquer l'affaissement récent de certaines dépressions et fossés aux environs de Tunis après le plissement post-villafranchien. D'après Burolet (1972), la subsidence post-villafranchienne dans la Basse Vallée de la Medjerda a abaissé de 1000 m le toit du Miocène sous le lac de Porto-Farina (Ghar El Melh).

4. — LES DEFORMATIONS POSTERIEURES AU TYRRHENIEN :

4.1. — La tectonique post-tyrrhénienne en Tunisie septentrionale :

a) Stratigraphie adoptée :

A la plage du R'mel (Site 43 ; fig. 125), les dépôts peu épais du Tyrrhénien reposent en discordance sur les grès à Pectinidés du Pliocène supérieur (Pimienta, 1959). Il s'agit d'une série à faune abondante et à cachet récent que Pimienta (1959, p. 9) a attribué au Tyrrhénien, sans donner à ce terme une signification paléontologique. Ces séries que nous avons décrites (Ben Ayed et al., 1978 ; Viguier et al., 1979) montrent de bas en haut (fig. 127).

1) Pliocène moyen à supérieur

(a) Grès marneux bioclastique et fossilifère correspondant à un faciès de plateforme (20m visible)

2) Eutyrrhénien à Néotyrrhénien ? Sur une importante discordance angulaire repose la série tyrrhénienne suivante :

(b) 0,40m de grès marron clair à éléments millimétriques ; des dépôts de plage.

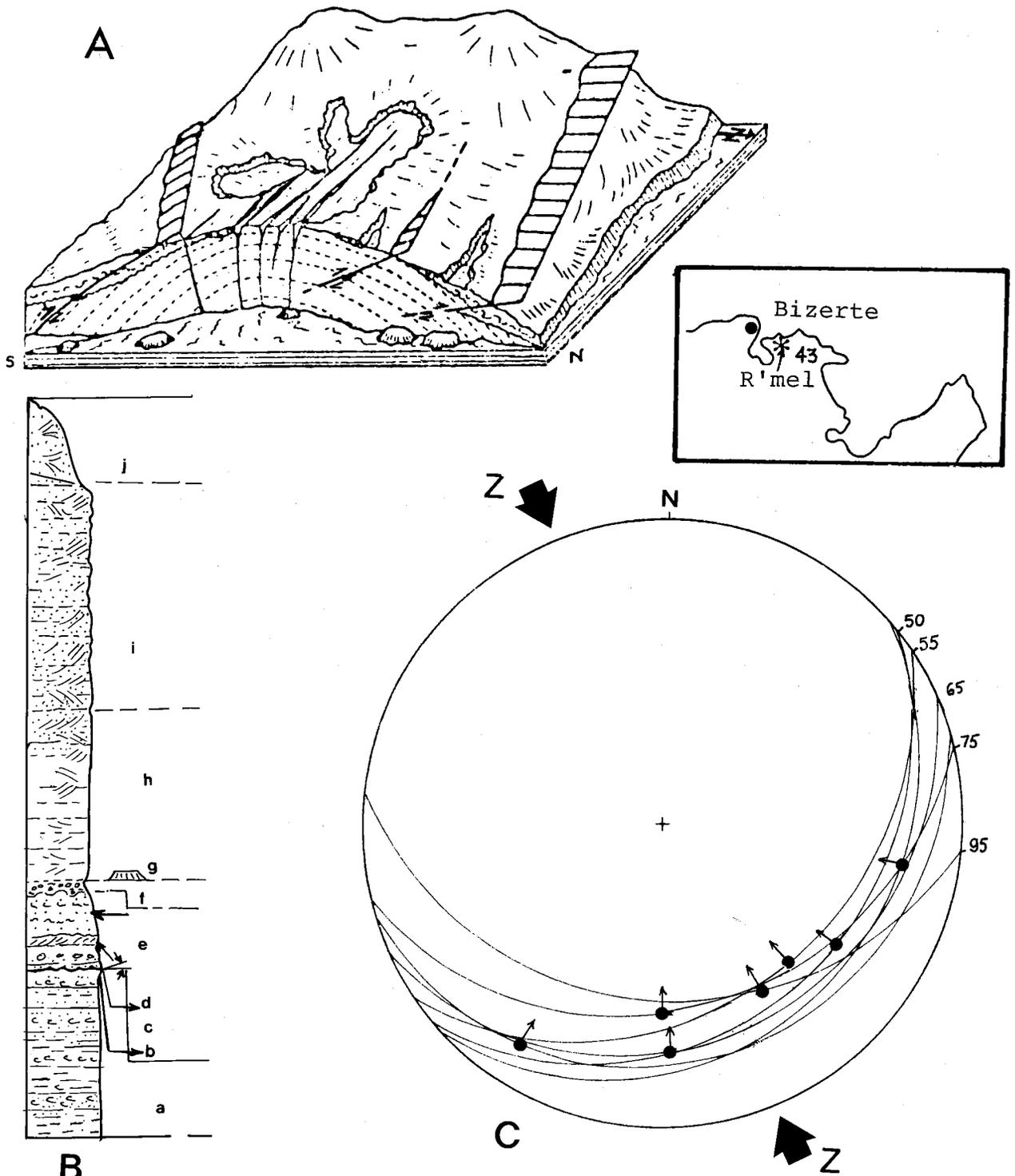


Fig. 127 — Stratigraphie et tectonique du Tyrrhénien du R'mel

A : Bloc-diagramme de l'anticlinal et des failles inverses du R'mel.

B : Coupe lithostratigraphique du Tyrrhénien de la place du R'mel (d'après Vigier, Ben Ayed, Bobier et Paskoff, 1979)

a : Grès du Pliocène moyen à supérieur; b : Grès de plage (0,4m); c : Conglomérats à coquilles roulées (0,30m); d : Grès de haut de plage (0,55m); e : Sable grossier fossilifère et discordant (1,35m); f : Sables à Strombes (0,3m); g : Limons rouges; h : Dune fossile; i : Grès d'une dune ancienne (10m); j : Dune récente.

C : Représentation stéréographique des failles inverses du R'mel. (Carte de localisation du site d'observation).

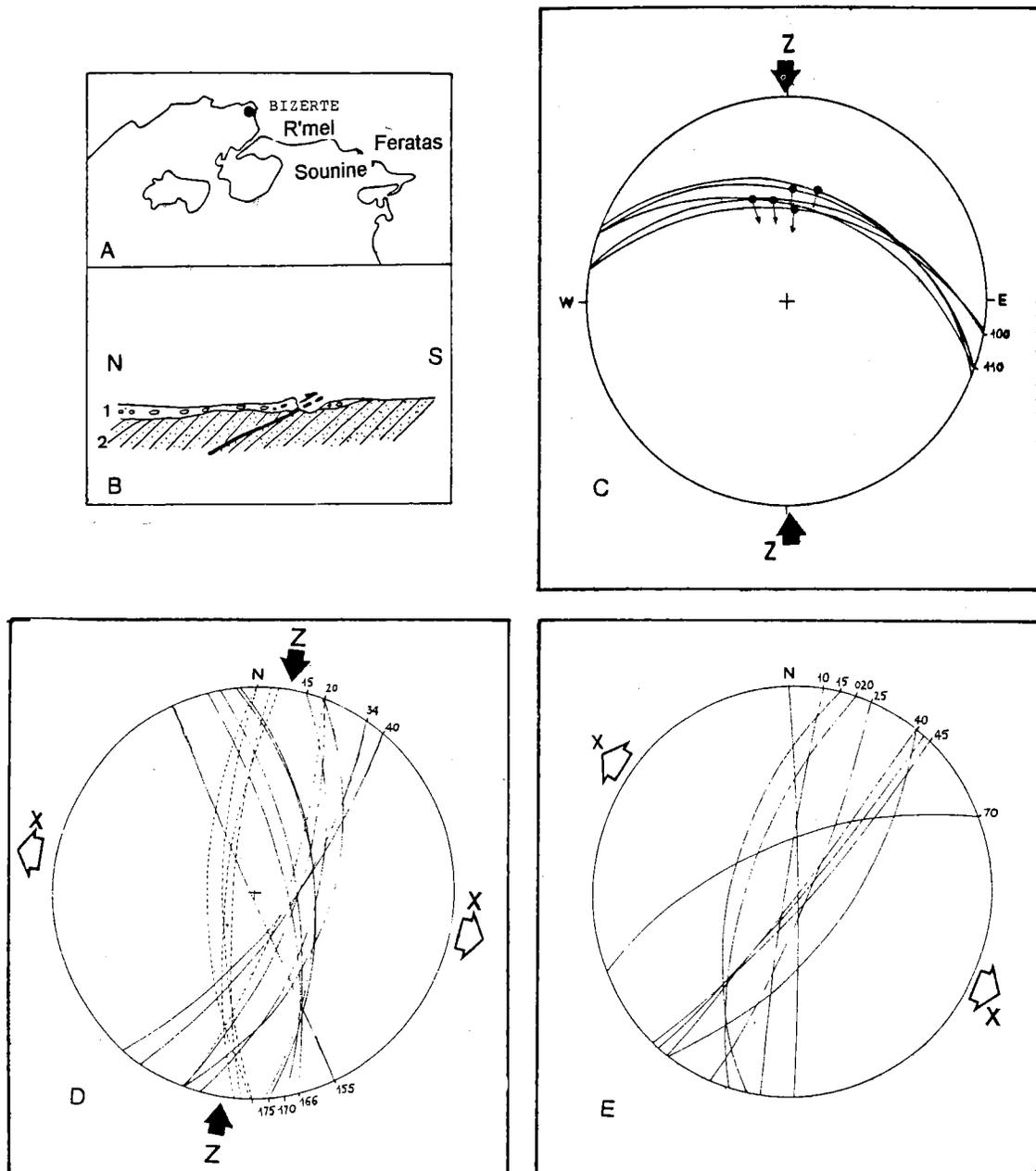


Fig. 128 — Exemples de failles post-tyrrhéniennes à l'Est de Bizerte.
 A : Carte de localisation; B : Faille inverse de Sounine (1 : Tyrrhénien; 2 : Pliocène supérieur)
 C : Représentation stéréographique des failles inverses de Sounine
 D et E : Représentation de failles normales et des fentes de tension (en pointillé) au Nord et à l'Est du Raf Raf
 (D'après Hfaiedh, Ben Ayed et Dorel, 1985, sous-presses).

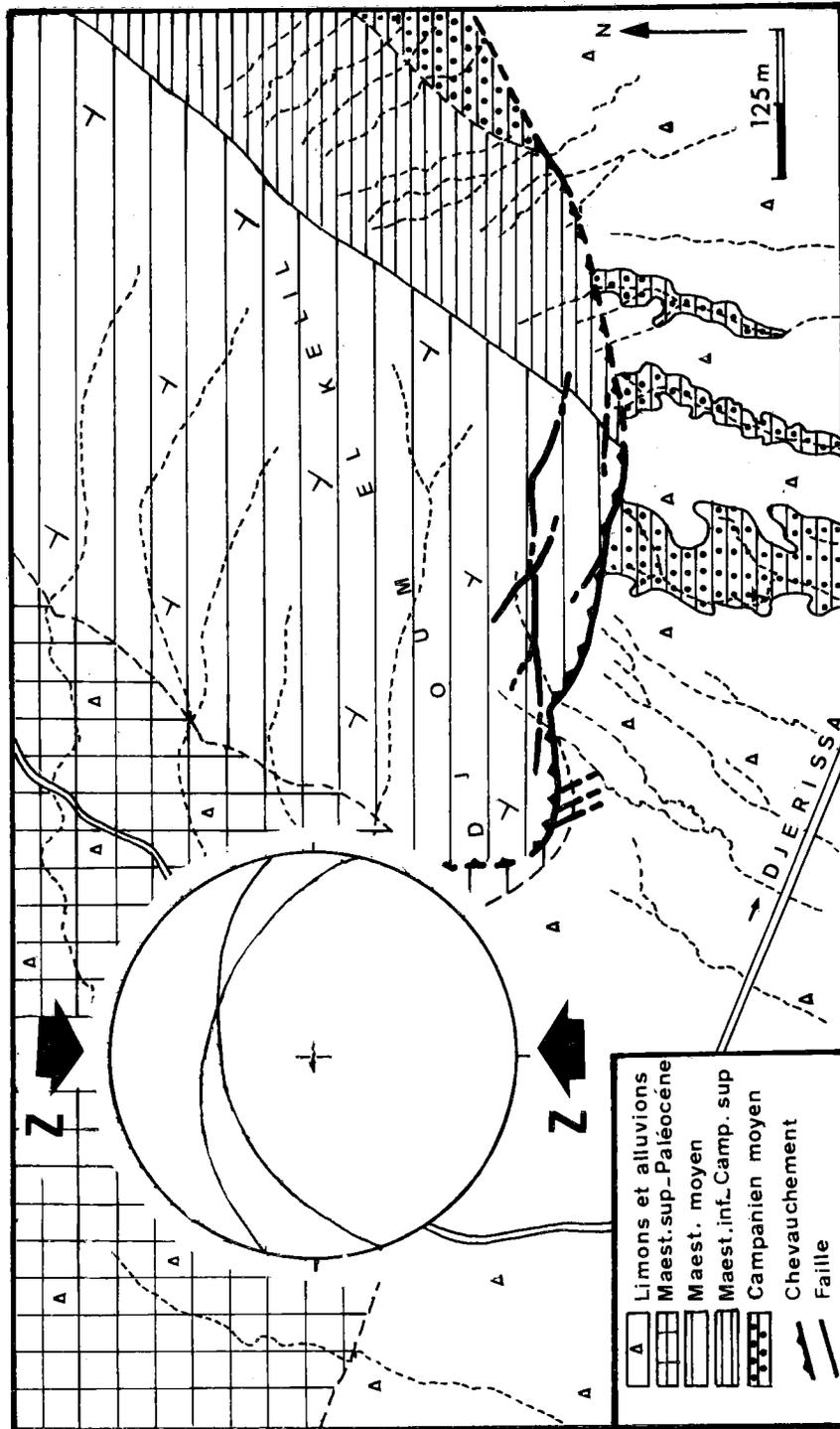


Fig. 129 — Carte du J. Oum el Keli (Nord de Jerissa) montrant une faille inverse affectant les limons et alluvions quaternaires. Diagramme représentant les failles inverses et la direction de raccourcissement (Z).

- (c) 0,30m de conglomérat de galets de silts agglutinés, à coquilles roulées de plage.
- (d) 0,55m de grès en feuillet entrecroisés de haut de plage.
- (e) 1,35 de sable grossier bioclastique et fossilifère (coquilles de *Cardium* et de *Glycymeris*) de plage ou d'avant-plage.
- (f) 0,30m de sables bioclastiques, de galets lithophagés avec une faune à Strombes caractéristique d'une zone littorale.

3) Médio-Würm :

- (g) 30m de limons rouges correspondant probablement à un remaniement de sol ancien par ruissellement, quelques mètres de grès dur.
- (h) Grès dur, jaune rougeâtre (quelques mètres)
- (i) Grès friables, beige clair, à stratification entrecroisée (10m) (dune ancienne).
- (j) Sable fin à moyen à stratification entrecroisée (dune actuelle).

Paskoff et Sanlaville (1976) attribuent les dépôts (b) à (e) à l'Eutyrrhénien (Formation Rejiche I et II) et le dépôt (f) au Néotyrrhénien (Formation Chebba). La dune fossile serait d'âge médio-würm. Lors de l'excursion INQUA sur le Tyrrhénien (1979) J.P. Perthuisot, a attribué la série à l'Eutyrrhénien. Pour cet auteur, la formation néotyrrhénienne (Chebba) serait absente (communication orale).

b) Tectonique :

b1) *La faille inverse de la plage du R'mel (site 43, fig. 125) :*

Pimienta (1959) a signalé sur la plage du R'mel, une structure anticlinale qui déforme les couches pliocènes et des dépôts quaternaires en discordance angulaire sur les premières. La révision de ce site nous a permis non seulement d'affiner la stratigraphie mais surtout de préciser les déformations récentes (Ben Ayed et al., 1978).

La déformation souple qui a créé un pli de direction N85° serait post-eutyrrhénienne. Il s'agit d'un pli de direction N80 à déformation de flanc avec des fentes ouvertes, dans le Tyrrhénien à l'extrados de la structure. Sur les flancs de cette structure, parallèle au pli qui déforme le Pliocène, les pendages sont de l'ordre de 15 à 20°. Sur le flanc nord, une faille inverse de direction N70 à N80 à pendage de 10 à 40°, visible sur une trentaine de mètres, affecte toute la série eutyrrhénienne (fig. 127 et 128). Le miroir de ce plan, porte des stries plongeant d'environ 70° vers le SE et montre un mouvement inverse. La flèche de chevauchement est de 0,6m.

Des failles inverses à pendage plus fort, de rejet métrique sur le flanc nord et décimétrique sur le

flanc sud, découpent l'anticlinal de direction axiale N80.

L'ensemble de cette population de failles inverses donne une direction de compression NNW-SSE (fig. 127).

b2) *La faille inverse de Sounine :*

Au site 44 (fig. 125), sur le bord de la plage rocheuse de Sounine, Paskoff et Sanlaville (1983) ont signalé l'existence d'une faille inverse post-tyrrhénienne. Il s'agit d'un accident visible sur une vingtaine de mètres qui affecte un plateau d'abrasion tyrrhénien et fait chevaucher le compartiment nord (fig. 128). Les failles inverses qui affectent les dépôts tyrrhénien sont de direction moyenne N100-110. Le grand accident porte des stries qui plongent de 65 à 85° vers l'Ouest. Cette génération de failles inverses donne une direction de raccourcissement voisine de N-S (fig. 128).

b3) *Les failles normales de Raf Raf :*

- Au site 44 (fig. 125) (Raf Raf), la formation Rejiche (Eutyrrhénien) exploitée en carrière, est affectée par des failles normales sans stries visibles. Il s'agit de failles de direction N30-N170, associées à des fentes de traction subméridiennes. Les failles normales et les fentes donnent une direction d'extension voisine de E-W qui est compatible avec le raccourcissement N-S observé près de Sounine (fig. 128).

- A l'Est du haut village de Raf Raf, la même formation Réjiche est affectée par des failles à composante normale et sans stries visibles, de direction N10 à N40. Ces failles montent souvent un compartiment oriental affaissé. Cet effondrement est associé à des figures de slump qui se développent au sein de la formation dunaire du Réjiche, montrant un glissement général par gravité vers l'Est. Le jeu de ces failles à composante normale qui s'ouvrent selon une direction proche de E-W est compatible avec le raccourcissement subméridien post-Eutyrrhénien. (fig. 128) (Hfaïedh, Ben Ayed et Dorel, 1985).

b4) *La faille inverse de Tadjerouine :*

Au site 45 (fig. 125) (Nord de J. Jérissa), à l'emplacement de la nouvelle cimenterie de la région, j'ai observé avec A. Caire en 1976, une faille inverse (fig. 129) de direction N80, pentée de 20° vers le Nord et qui fait chevaucher le compartiment septentrional formé par les calcaires du Sénonien supérieur sur des sables grossiers et des conglomérats mal cimentés, identiques aux éboulis récents du massif de Oum el Kelil (Tadjerouine) (Caire, 1977 ; Ben Ayed, 1980). Il s'agit d'une déformation qui pourrait être subactuelle, résultant d'une compression de direction subméridienne.

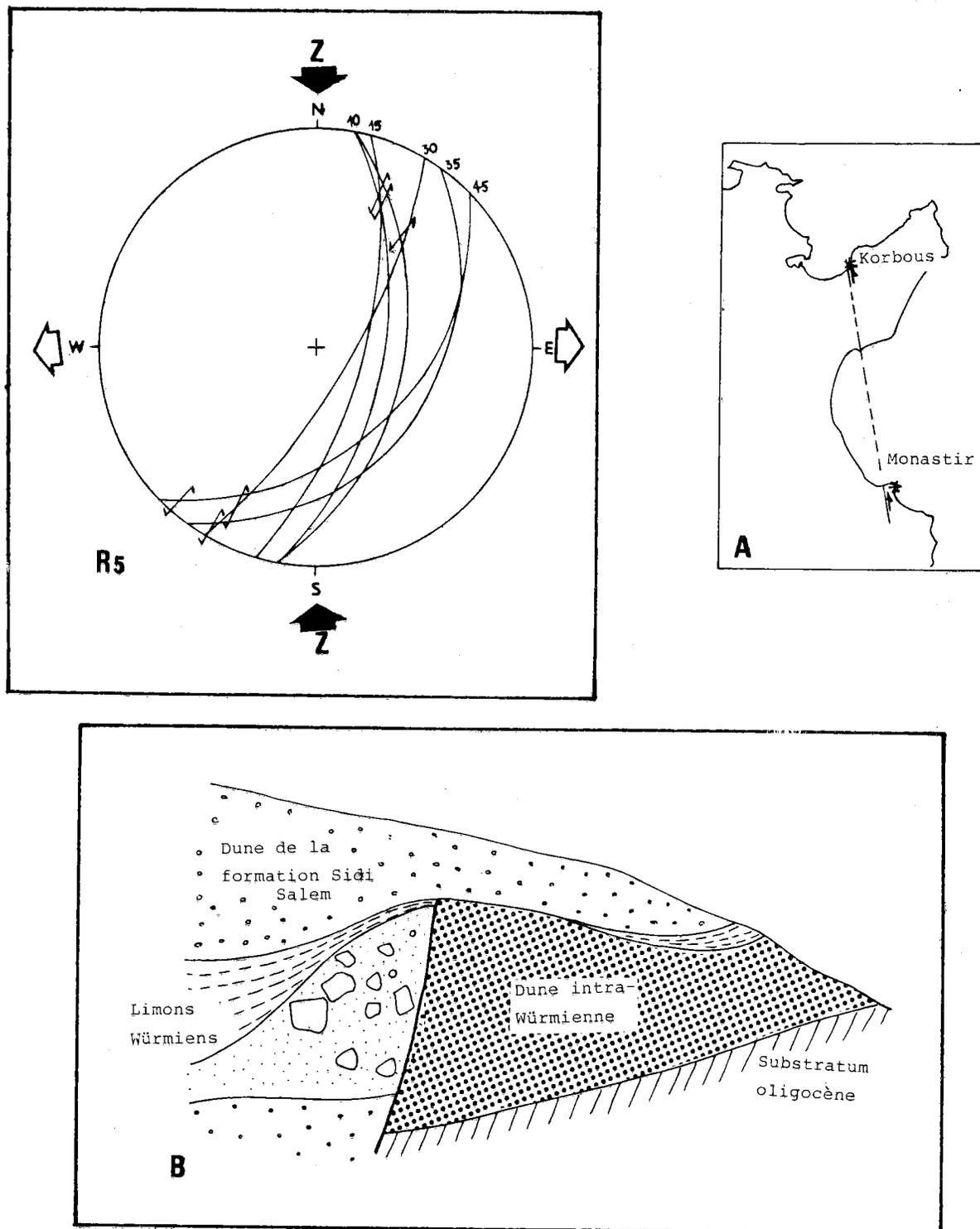


Fig. 130 — Tracé et allure de la faille de Aïn Oktor (prolongement vers le Nord de la faille de Khniss-Hammamet)
 Légende : R5 : Projection stéréographique des failles mesurées près de la «Station de Aïn Oktor» et direction approximative de la compression post-tyrrhénienne.
 A : Tracé de la faille de Aïn Oktor et raccord possible avec la faille de Khniss-Hammamet.
 B : Allure de la faille de Aïn Oktor près de la «Station de Aïn Oktor»
 (Ben Ayed, Bourgou, Karray et Oueslati, 1988).

4.2. — La tectonique post-tyrrhénienne en Tunisie nord-orientale (Cap Bon et Monastir) :

a) La faille décrochante de Aïn Oktor :

Dans la péninsule du Cap Bon, le graben de Grombalia est limité par des failles kilométriques subverticales de direction moyenne N160 qui tronquent toutes les structures plicatives de la région. Au site 46 (fig. 125) (près de la station thermale de Aïn Oktor), des accidents tectoniques sont observables au front de taille d'une carrière abandonnée sur la bordure de la route de Kor-bous.

Au passage de l'accident, dans cette carrière l'éolianite intra-würmienne (Formation Cap Blanc ; Bonvallet et Paskoff, 1983) et les limons rouges qui la surmontent sont affectés par des failles subverticales, de direction N10 à N40 (fig. 130). Les miroirs subverticaux de ces plans de failles portent des stries fines et parfois des cannelures qui plongent de 5° à 20° vers le Sud ou vers le Nord et indiquent un mouvement décrochant sénestre. L'accident principal a un rejet vertical d'environ 3m ; il est scellé par une éolianite coquillière peu consolidée qui, par son faciès et sa position, peut appartenir à la Formation Sidi Salem (Bourgou, 1982) d'âge holocène (Bonvallet et Paskoff, 1983). Le compartiment affaissé de cette faille a été comblé par des limons rouges. Il s'agit vraisemblablement d'éléments empruntés à la couche de limons rouges qui se développe sur le compartiment occidental surélevé de la faille, sous forme de poches lenticulaires et discontinues surmontant l'éolianite würmienne.

Ainsi, la succession, de dépôts marins et continentaux sur les rives occidentales du Cap Bon au cours du Quaternaire récent traduisent des changements eustatiques et climatiques (Bonvallet et Paskoff, 1983) mais ils sont également associés à une activité tectonique relativement importante.

La comparaison des données microtectoniques du site de Aïn Oktor (fig. 130) avec celles de l'Est de Bizerte (fig. 128) permet de conclure que les failles NS à N45 sans stries visibles qui se développent au Nord et à l'Est de Raf Raf correspondent très vraisemblablement à des décrochements sénestres analogues à ceux de Aïn Oktor.

b) La faille de Khniss-Skanès (site n° 52 fig. 125) :

« Le Thyrrhénien surélevé et déformé du plateau de Monastir est limité à l'Ouest par un escarpement de faille érodé, de direction NNW-SSE, qui se suit sur 5 km au Sud de Skanès (fig. 131). Reconnu et cartographié grâce aux méthodes de la géophysique (Castany, 1951), l'accident n'a été repéré par ses effets géologiques

qu'au printemps 1979 dans la région de Khniss » (Kamoun, Sorel, Viguier et Ben Ayed, 1980).

« Cette faille de Skanès-Khniss est observable en de nombreux points entre l'extrémité du drain de Khniss et la route de Khniss-Djemmal, en particulier au front de taille occidentale de la carrière principale de Khniss (fig. 131, point 3) : au passage de l'accident dans la carrière, la calcarénite tyrrhénienne est intensément fracturée, dans une zone de quelques mètres de large, par des plans verticaux ou subverticaux de direction N150 à N170 (fig. 131, R6). Des stries existent sur ces plans ; elles indiquent un jeu sénestre, avec un pitch de 15° en moyenne vers le Sud, ce qui est conforme aux décalages verticaux observés sur le terrain, en particulier des niveaux repères lithologiques de part et d'autre des failles. Cette faille a sans doute une activité quasi permanente, attestée par l'observation de plusieurs épisodes de déformation :

- un jeu synsédimentaire, pendant le Tyrrhénien, provoque des épaisissements rapides et le jeu de petites failles verticales, à rejet métrique synsédimentaire, ces structures s'observent dans le versant de faille érodé entre Djama Kortil et l'Oued Telfa, ainsi que de part et d'autre de la faille flexure de l'Oued Telfa (fig. 131 (A), point 1).
- un jeu postérieur au Thyrrhénien marin, dont le cordon littoral est fortement fracturé et décalé au niveau de la grande carrière de Khniss (fig. 131 (A)) à cet endroit, des blocs de calcarénite du cordon littoral, dépassant 1m3, s'éboulent du relief de faille dans des sables argileux continentaux post-tyrrhéniens.
- ces sables rouges sont eux-mêmes faillés et décalés, dans cette même carrière ainsi qu'à l'extrémité nord-ouest du drain de Khniss (fig. 131 (A), point 2).
- en ce dernier point, des vases lagunaires à *Cardium*, qui reposent sur les sables rouges, sont à leur tour déformées.
- enfin l'existence actuelle de la Sebkhia de Skanès, affaissée à l'Ouest de la faille, peut témoigner de son jeu très récent, car ce mouvement vertical relatif est conforme à l'inclinaison des stries mesurées sur les failles de la grande carrière de Khniss (fig. 131 (R6)).

Le décalage sénestre du cordon littoral eutyrrhénien est de l'ordre de 500m (fig. 131 (A)) ; si l'on admet les âges voisins de 150.000 ans actuellement attribués à l'Eutyrrhénien, la vitesse moyenne de coulissement de la faille jusqu'à nos jours serait de 0,3 cm/an ». (Kamoun, Sorel, Viguier et Ben Ayed, 1980).

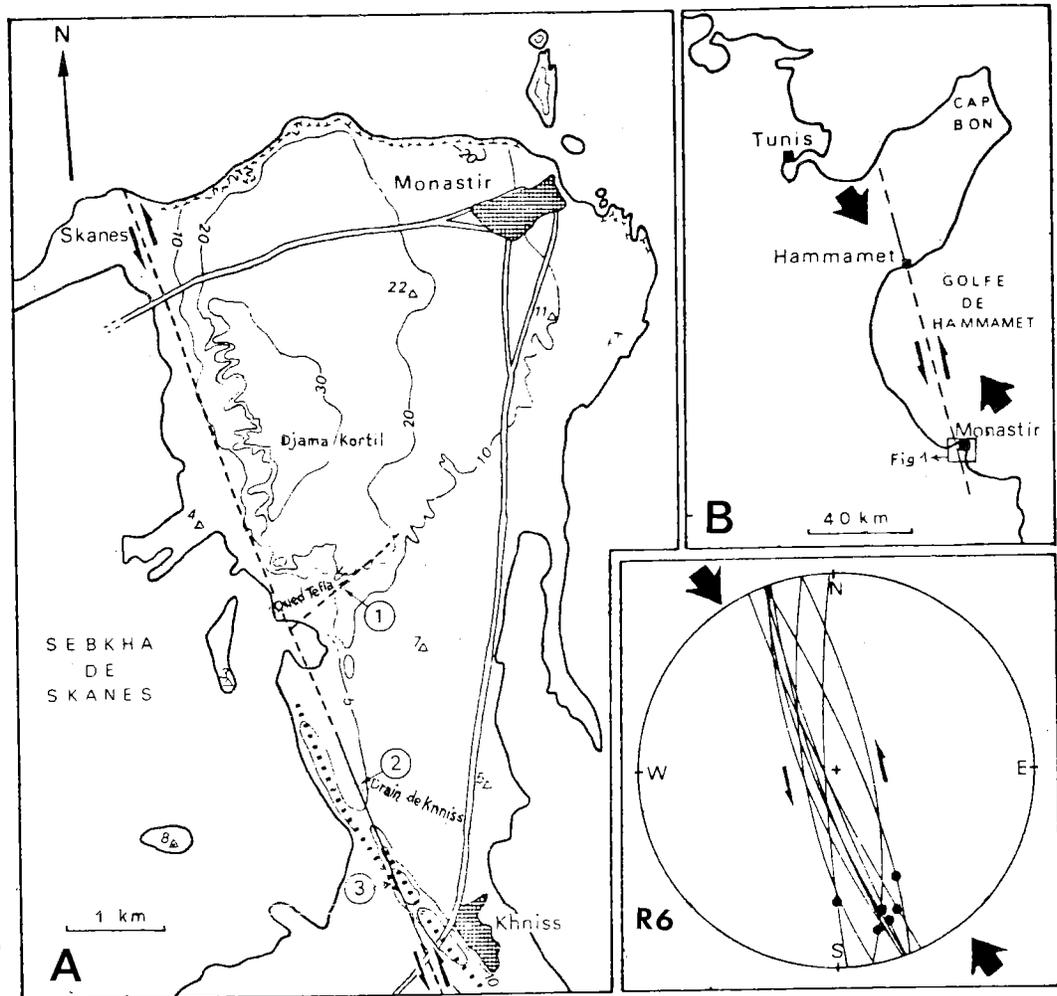


Fig. 131 — Le décrochement distensif sénestre dans le Tyrrhénien de Monastir

A : Tracé de la faille de Khniss-Skanès. En trait discontinu : faille repérée par son versant de faille érodé. Chiffres encadrés : emplacement de lieux signalés dans le texte. Ligne de carrés : cordon littoral eutyrrhénien décalé par la faille.

R6 : Projection stéréographique (dans l'hémisphère inférieur) des failles mesurées dans la grande carrière du cordon littoral près de Khniss (point 3 de la figure 1). Les points noirs figurent les stries. A l'extérieur du diagramme, les grosses flèches noires indiquent la direction approximative de la compression post-tyrrhénienne

B : Localisation et raccord possible des décrochements de Hammamet et de Khniss-Skanès.
(D'après Kamoun, Sorel, Viguier et Ben Ayed 1980).

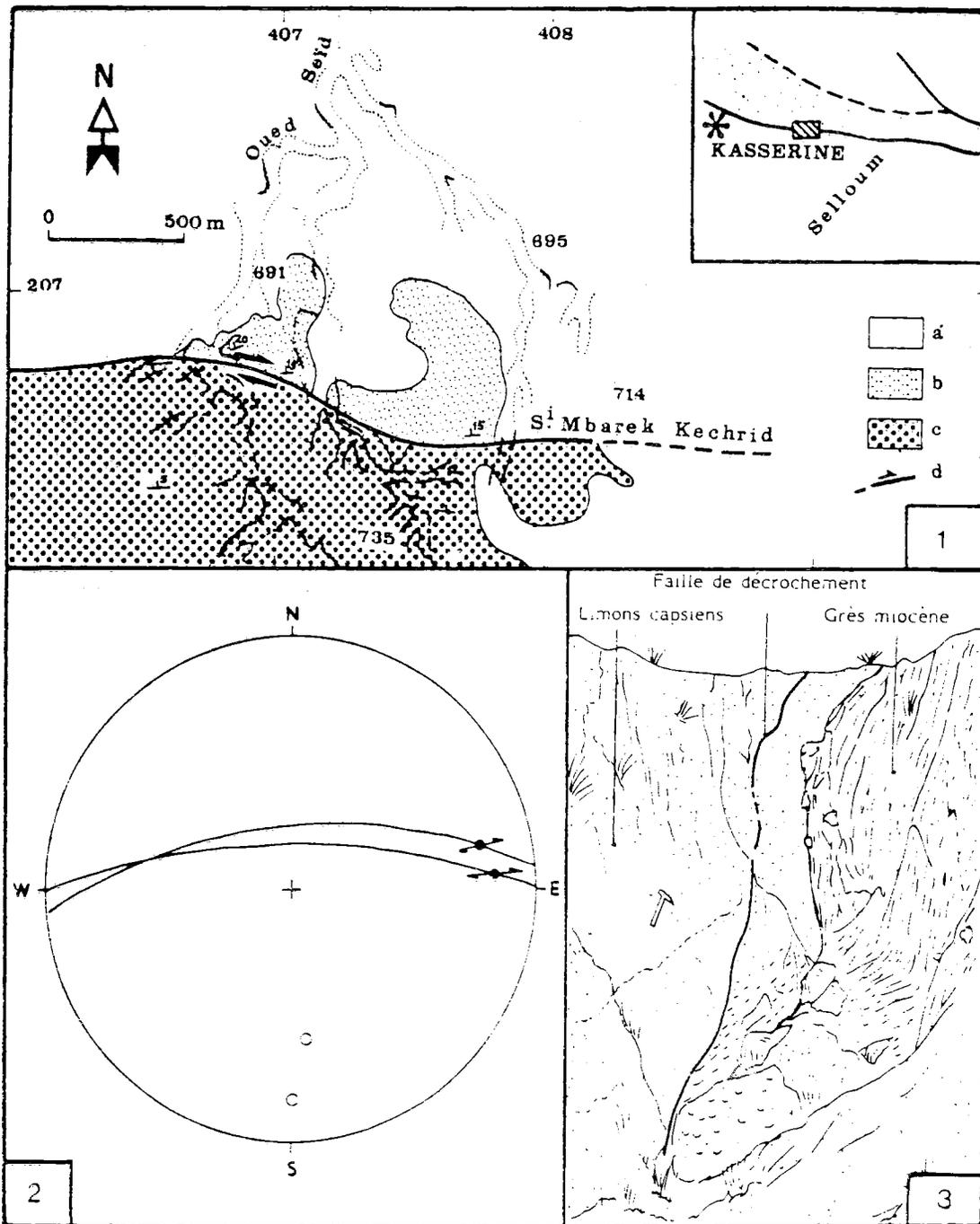


Fig. 132 — Le décrochement E-W dextre d'âge quaternaire récent de Kasserine.

- 1 : Carte géologique de la région étudiée
a : alluvions récentes; b : limons capsiens; c : grès miocène (Béglija); d : faille de décrochement dextre.
- 2 : Projection stéréographique (dans l'hémisphère inférieur) des failles mesurées. Les points noirs figurent les stries et le sens du mouvement.
- 3 : Faille de décrochement affectant les limons capsiens de l'Oued Seïd.
(d'après Ben Ayed, Chihi et Dlala, 1983).

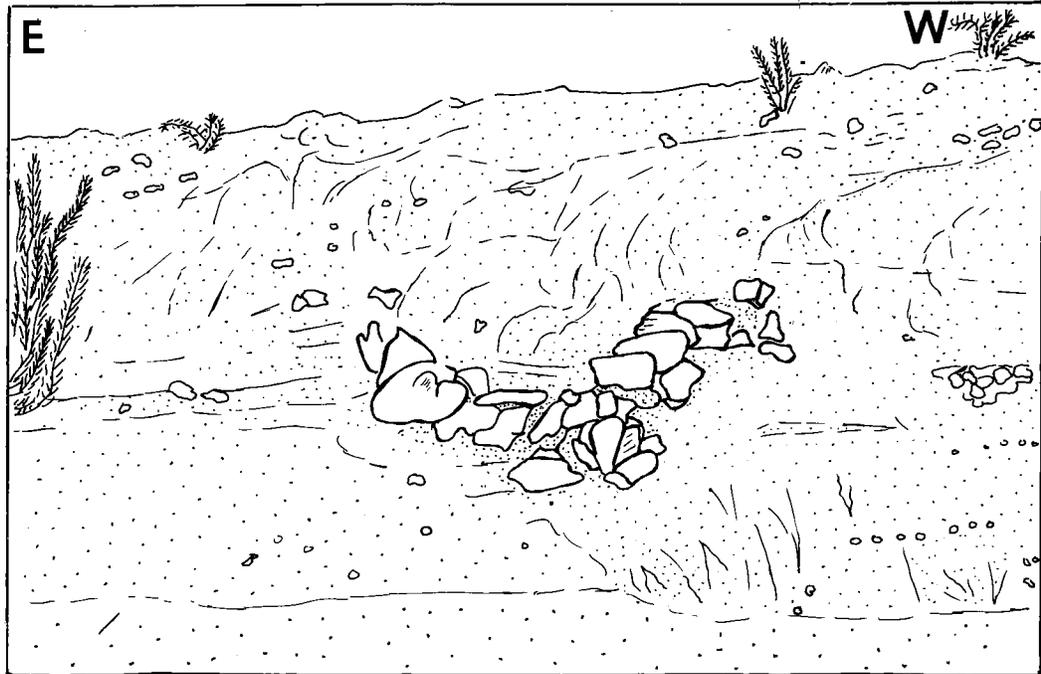


Fig. 133 (A) — Traces de campement avec foyers préhistoriques renfermant des éclats de silex.

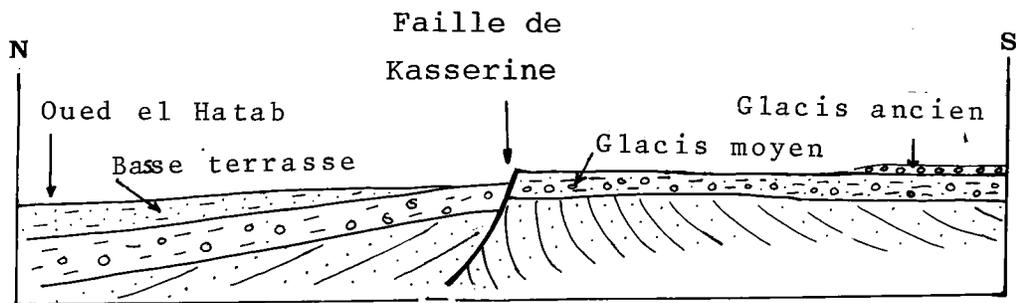


Fig. 133 (B) — Coupe synthétique à travers les glacis et la terrasse du NW du Jebel Selloum. (Région de Kasserine).

c) La faille de Hammamet :

« A l'extrémité septentrionale du golfe de Hammamet et à partir de cette ville, un accident de direction N160 à N-S se trouve dans l'alignement de la faille de Khniss-Skanès (fig. 131 (A)). Il peut se suivre sur 5 km vers le nord : au-delà les cultures et l'absence de relief rendent son observation très délicate ».

Colleuil (1976) l'a décrit comme un décrochement sénestre, une nouvelle étude de la zone fracturée, a permis d'observer de belles navettes de décrochement de taille métrique à décimétrique. Des galets déplacés ou fracturés sur les miroirs de faille établissent de façon certaine un jeu en décrochement sénestre. Par ailleurs, sur certains miroirs de faille (au Nord de l'Oued El Fourati) de rares stries indiquent un pitch de 15° vers le Sud ». (Kamoun, Sorel, Viguier et Ben Ayed, 1980).

Age de l'accident : le décrochement met au contact du Miocène ou du Pliocène avec du Quaternaire continental. Celui-ci est surtout représenté par la superposition de deux couches : sables fins à matrice silteuse rouge recouverts d'une croûte calcaire. Elles sont attribuées par les auteurs au Quaternaire ancien pour l'essentiel, mais la seconde croûte pourrait dater d'un quaternaire plus récent. Dans la zone fracturée, sables rouges et croûte sont redressés à la verticale et déformés en crochons soulignant le déplacement horizontal.

En absence d'une stratigraphie plus détaillée du Quaternaire continental du Cap Bon, nous ne pouvons aller plus loin dans la datation de l'accident de Hammamet. Il s'agit d'un décrochement sénestre postérieur à du Quaternaire ancien à moyen, qui poursuit ou relaie vers le Nord, l'accident de Skanès-Khniss. (Kamoun, Sorel, Viguier et Ben Ayed, 1980).

Notons que les données néotectoniques sur la région de Monastir ont été utilisées par P.F. Burrollet (1986) sans référence aux auteurs. Ce sont là des omissions regrettables parce qu'elles ne respectent pas les traditions universitaires.

5. — LES DEFORMATIONS POSTERIEURES AU PLEISTOCENE SUPERIEUR :

5.1. — La tectonique post-Pléistocène supérieur en Tunisie centrale :

a) La faille de Kasserine :

L'accident de Kasserine a été reconnu depuis longtemps (Roumiguières, Uguet, 1946). Il correspond à une faille rectiligne et continue d'orientation voisine de E-W (fig. 132) que l'on peut suivre sur une cinquantaine de kilomètres depuis le Sud du J. Chambi jusqu'au delà du J. Hamra.

a1) Stratigraphie et morphologie :

« La bordure sud du fossé de Kasserine est formée par le piémont du J. Selloum où l'on distingue trois glacis d'érosion étagés qui se raccordent au massif du Selloum par des cônes de déjection épais et encroûtés (Bannour et Bonvalot, 1983) avec (fig. 132) :

- un glacis récent limoneux sableux,
- un glacis moyen à croûte en feuillets,
- un glacis ancien conglomératique fossilisé par une puissante croûte calcaire.

Le glacis récent constitue la haute terrasse de l'Oued el Hattab.

Au site 47 (fig. 125), cette haute terrasse est formée de limons argileux beiges (3 à 5m) bien développés à l'Ouest de Sidi M'Barek Kechrid (fig. 132). Elle est découpée en compartiments par des vallées perpendiculaires au lit majeur de l'Oued el Hattab. Dans ces vallons affluents, la terrasse alluviale du Quaternaire récent emboîtée dans la précédente est bien représentée. Elle se raccorde vers l'aval à la basse terrasse qui surplombe le lit inférieur de l'Oued el Hattab ». (Ben Ayed, et al., 1983).

« Les sédiments de la basse terrasse renferment des escargotières et des vestiges d'industries préhistoriques. Vermeersh (1973) a reconnu plusieurs sites dont deux sont situés entre les deux bras de l'Oued Seïd (fig. 132).

Dans ces deux sites, cet auteur a décrit :

- Cinq escargotières de petites dimensions. Le matériel archéologique ramassé au dessus de l'une d'elles est attribué à un Capsien supérieur.
- Un site préhistorique de caractère capsien situé en contrebas des escargotières avec de nombreux artefacts dispersés.
- un four d'âge non déterminé, creusé dans les sédiments.

Près du site 47 (fig. 125) sur la rive droite de la branche occidentale de l'Oued, nous avons localisé les traces d'un campement avec trois foyers qui correspondent à de petites dépressions circulaires d'environ 20 cm de profondeur et 50 cm de diamètre, entourés d'un cercle de pierres et renfermant des éclats de silex et des traces de feu (fig. 133). Ces foyers situés près d'une escargotière, sont alignés le long d'une rupture de pente sculptée par l'érosion. Ils sont bien dégagés dans les thalwegs où on peut les observer sur une section verticale. Ces foyers semblent avoir été réservés à la cuisine ou au chauffage d'un campement temporaire. Le site mérite d'être fouillé et étudié avec la précision actuellement pratiquée. Au dessus des foyers et de l'escargotière, s'étend

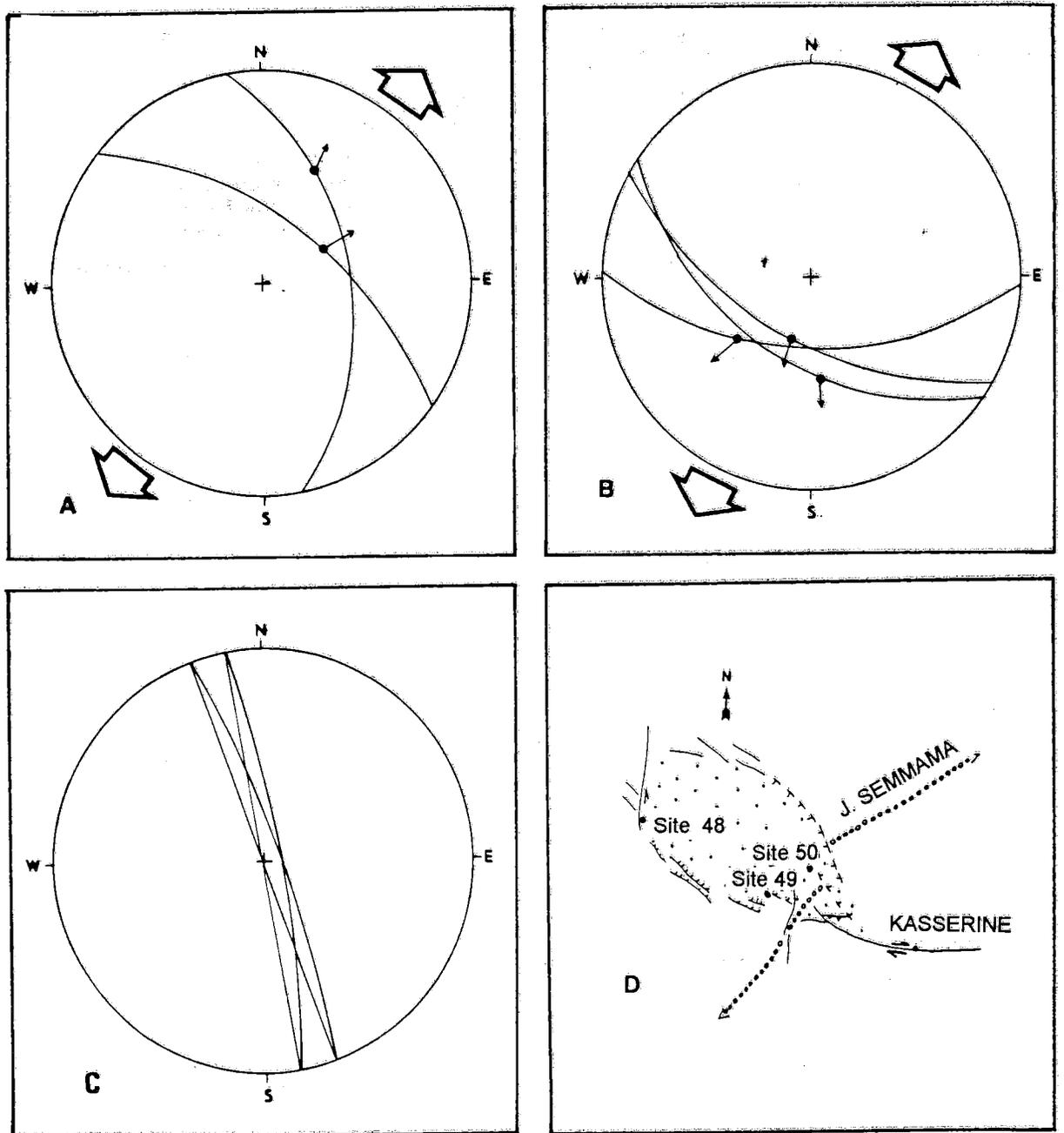


Fig. 134 — Représentation stéréographique des failles normales du Quaternaire récent du graben de Fossana.
 A (site 48), B (site 50), C (site 49), D : carte de localisation.

un niveau à industrie lithique interstratifié dans les limons dans lequel nous avons récolté quelques artefacts préhistoriques en position stratigraphique. Il s'agit d'éclats à coches, à crêtes ou denticulés que A. Gragueb (Musée du Bardo) a attribué au Paléolithique supérieur en précisant que ces artefacts peuvent s'intégrer dans le Capsien (équivalent africain de l'Aurignacien européen). Ces conclusions rejoignent celles de Vermeersh (1973)

Plus à l'Est, dans la région de Aïn Rmila qui se situe à environ 9 km de notre secteur d'étude, nous avons rencontré un site préhistorique jusqu'ici inconnu, sur la bordure sud de la piste reliant Kasserine à Hassi el Frid par Aïn Nouba ($x = 415,5$ $y = 205,8$).

Dans ce site, nous avons découvert des gravures rupestres sur un bloc de calcaire de quelques mètres, situé au milieu des éboulis et au pied de la corniche du J. Selloum. Sur la banquette rocheuse de ce bloc de calcaire, utilisé comme polissoir, sont gravés des « traits capsien » montrant des sections en V qui rappellent ceux décrits à El Mekta (Gafsa) par Vaufrey (1955, p. 136). Près de cet abri, s'étale une zone de débitage du silex et une escargotière. (Ben Ayed, et al., 1983).

a2) Déformations tectoniques :

« Dans notre secteur d'étude, le glaciaire-terrasse, doucement incliné vers la plaine, présente une contre-pente qui correspond à un affaissement récent des cônes de déjection à la suite du rejeu de l'accident de Kasserine.

Grâce à des observations réalisées à l'Ouest de Sidi M'barek Kechrid, il est possible de dater le dernier mouvement décrochant dextre de la faille de Kasserine qui traverse à ce niveau le ravin de Sidi M'barek Kechrid et l'Oued Seïd ». (fig. 132).

• Coupe du ravin de Sidi M'barek Kechrid :

Dans le ravin situé à l'Oued de Sidi M'barek Kechrid, les limons argileux beiges sans stratification visible, viennent en contact par faille avec les limons rougeâtres du Pléistocène supérieur qui présentent un pendage général de 15 à 20° vers le Nord et recouvre en partie les grès blancs du Miocène (Formation Beglia). L'accident principal est une faille de décrochement qui se suit depuis le ravin de Sidi M'barek Kechrid (fig. 132) jusqu'au second bras de l'Oued Seïd situé plus à l'Ouest. Cette faille de direction N90E pentée de 85° vers le Nord abaisse les limons du compartiment septentrional. L'étude des stries conservées sur les limons argileux montre que la composante horizontale du mouvement est importante (fig. 132) : le plongement des stries est de 10° vers l'Est et le sens du mouvement dextre.

• Coupe de l'Oued Seïd :

Sur la rive droite du bras occidental de l'Oued Seïd, les limons rougeâtres de la basse terrasse sont affectés par un accident décrochant, visible dans un thalweg non loin des foyers préhistoriques.

Le plan de faille de direction N85E penté de 62° vers le Nord, porte des stries de 15° vers l'Est montrant un mouvement dextre (fig. 132). Ce mouvement dextre est également visible sur la rive droite du bras oriental de l'Oued Seïd où la faille met les grès subverticaux du Miocène contre les limons de la basse terrasse qui sont pentés de 10 à 20° vers Nord. L'âge du dernier mouvement est donc Pléistocène supérieur, vraisemblablement post-capsien.

b) Les failles des bordures du graben de Foussana :

Des manifestations tectoniques d'âge Quaternaire moyen à récent ont été observées sur les bordures du fossé de Foussana (fig. 134).

b1) Bordure occidentale du graben :

• Au site 48 (fig. 125), dans la région d'El Hamadra, les failles bordières du fossé affectent les alluvions récentes de l'Oued Cherchera. La faille principale montre un jeu normal dextre, attesté par un crochon de faille normale visible dans les alluvions récentes qui sont au contact de cet accident.

Il s'agit de deux failles normales de direction NW-SE liées à une extension générale dirigée grossièrement ENE-WSW (fig. 134 (A)).

• Au site 49 (fig. 125) (kef El Agueb) deux failles de direction N160-170 affectent les cônes de déjection formés par des élévations et alluvions de pente avec cailloutis encroûtés. L'accident principal est visible en amont de l'Oued el Garjouma. Il affecte des dépôts subhorizontaux attribués au Quaternaire moyen à récent (Bannour et Bouallègue, 1979).

b2) Bordure orientale du graben de Foussana :

• Au site 50 (fig. 125) (J. Semmama) près du pont de la voie ferrée, le Quaternaire récent bien développé, correspond aux formations de la basse terrasse de l'Oued el Hattab. Il comprend la série suivante (Bannour et Bouallègue, 1979) :

- argile sableuse grisâtre avec présence de lits de graviers fins et de sables (3 à 4m).
- poches de galets de tailles variées avec localement des graviers et sables. Ce niveau contient des éclats de Silex daté du Moustérien et des ossements (2 à 3m).
- limons argileux avec individualisation de passées sableuses (environ 2m). Cet horizon a donné une partie de squelette d'éléphant.

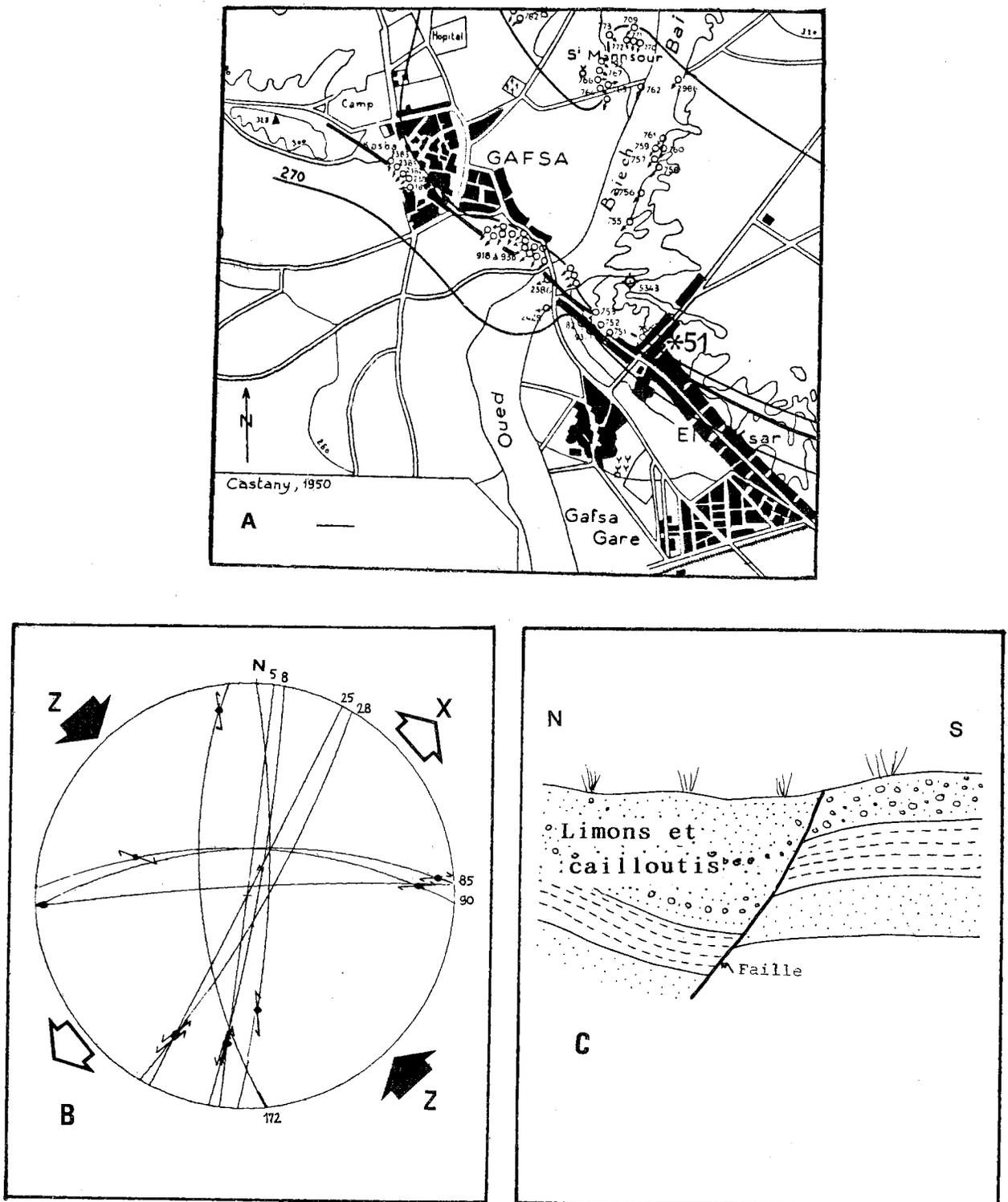


Fig. 135 — A : Extrait de la carte hydrogéologique des environs de Gafsa (1/50.000) d'après Castany, 1950. Position de la faille de Gafsa et du site de la faille post-moustérienne (Site 51).
 B : Représentation stéréographique des microstructures associées à la faille de Gafsa.
 C : Allure de la faille de Gafsa sur la bordure de la route de Sidi Bou-Zid (R^{et} - El Halou). L'accident affecte les limons moustériens.

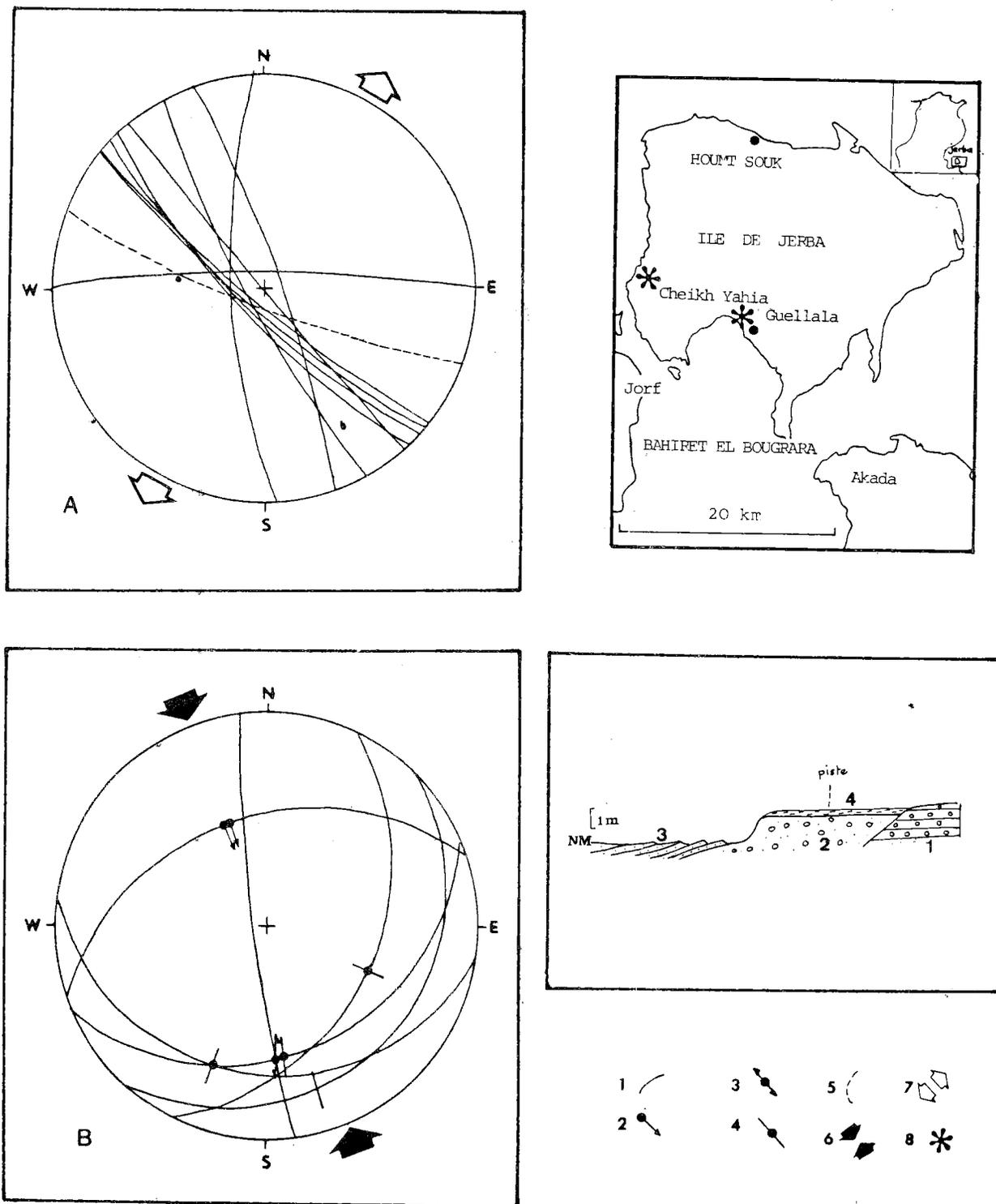


Fig. 136 — Les déformations villafranchiennes et holocènes de l'île de Jerba. Carte de localisation. Légende : A : Stéréogramme des failles normales post-villafranchiennes et anté-holocènes; B : Stéréogramme des failles holocènes; (1 : plan de faille; 2 : strie de faille inverse; 3 : strie de faille décrochante sénestre; 4 : strie à mouvement indéterminé; 5 : fente de traction; 6 : direction de compression; 7 : direction d'extension; 8 : site microtectonique); C : Plage holocène et beachrock à Cheikh Yahia. (légende de la coupe, voir texte). D : Carte de localisation.

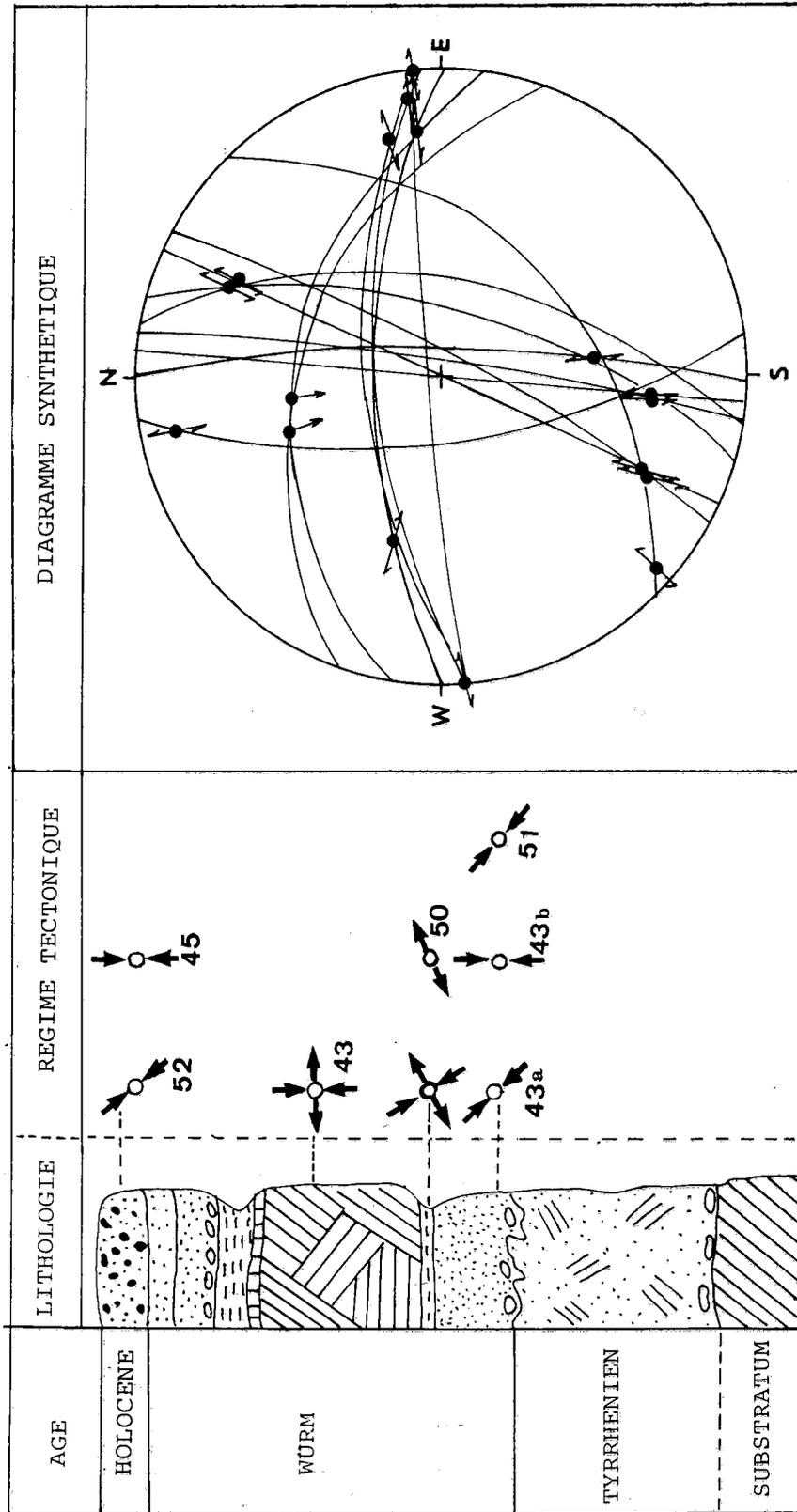


Fig. 137 — Tableau récapitulatif de la Chronologie des événements tectoniques du Quaternaire récent.

- des sables argileux et des limons jaunes (1 à 2m).

Ces niveaux du Quaternaire récent serait d'âge würmien à Flandrien (Bannour et Bouallègue, 1979 ; p. 119).

Au site 50 (fig. 125), près du Pont de la voie ferrée (entre J. Chambi et J. Semmama) des failles N90 à N120 affectent la série du Quaternaire récent. Il s'agit de failles normales montrant un affaissement de leur compartiment septentrional (fig. 134 (B)). Les miroirs de ces failles portent des stries plongeant de 55 à 80°.

5.2. — La tectonique post-pléistocène supérieur en Tunisie méridionale :

a) La faille de Gafsa :

a1) Stratigraphie du Quaternaire des environs de Gafsa :

Les auteurs différencient dans la région de Gafsa deux types de « conglomérats » (Vaufrey, 1932 ; Castany, 1953 ; Coque, 1962 ; Coque et Jauzein, 1965...).

- les alluvions formées par des sables limoneux fauves avec des lits de cailloux et de graviers roulés qui constituent le glaciis 2 à industrie moustérienne (Coque, 1962).
- les conglomérats grossiers et plissés qui affleurent le long des Ragoubet entre Aïn es Soltane et la colline du Signal.

Les divers auteurs s'accordent à attribuer les alluvions du glaciis 2 au Moustérien, cependant, l'âge des conglomérats grossiers fait l'objet d'une controverse.

Pour Vaufrey (1932), le conglomérat plissé serait d'âge acheuléen. Coque et Jauzein (1962 et 1965) affirment son appartenance au Plio-Villafranchien continental.

Pour ces auteurs, les outils de silex trouvés sont seulement encastés dans une carapace calcaire zonée à la surface des bancs conglomératiques.

a2) L'accident de Gafsa :

La faille majeure a fait l'objet des travaux de Castany (1953) Coque (1962) et Coque et Jauzein (1965). Récemment, Zargouni et Rhuland (1980) reprennent l'étude du secteur et déterminent le mouvement décrochant dextre de l'accident par des arguments indirects.

Ces auteurs qui ont retenu uniquement l'âge avancé par Vaufrey (1932) pour les conglomérats grossiers de Aïn es Soltane, attribuent le mouvement de la faille à l'Acheuléo-Moustérien.

Lors d'une tournée géologique avec Bousquet et Lanzafame au printemps 1984, nous avons découvert au Nord des Ragoubet (site 51,

fig. 125), sur le bord oriental de la route de Sidi Bou Zid (GP3), une faille affectant les alluvions du glaciis 2 à industries que Coque (1962) date du Moustérien. Cette faille visible derrière la première rangée des maisons a une direction E-W (fig. 135 (A)). Les stries portées par le miroir de faille indiquent un jeu dextre normal, avec un pitch de 35° W qui est conforme avec le décalage vertical observé sur le terrain. Au voisinage de la faille, les galets sont déformés et/ou sectionnés et présentent des stries. La microdéformation des galets et microfailles qui accompagnent l'accident majeur (fig. 135 (C)) permettent de déterminer une direction de raccourcissement NW-SE (fig. 135 (B)) responsable d'une déformation décrochante distensive. Si l'on admet avec Coque (1962) que le glaciis est d'âge moustérien, le rejeu du décrochement E-W dextre de Gafsa serait d'âge post-moustérien.

6. — LES DEFORMATIONS POST-HOLOCENES.

a) Les microfailles de Cheikh Yahia (Jerba) :

Au site 52 (fig. 125) une microfaille inverse à rejet centimétrique et de direction N70 affecte les dalles de « beach-rock » holocène et atteste de l'existence d'un épisode compressif de cet âge (fig. 136).

On y observe également un microdécrochement de direction N172, penté de 82° vers l'Ouest et portant des stries plongeant de 18° vers le Sud. Ce plan présente des figures d'arrachement qui montrent un jeu sénestre compatible avec le jeu de la faille inverse. Plusieurs autres microfailles de direction N25 à N70 ont été mises en évidence dans ce site mais l'état des stries sur ces plans érodés par le mouvement des vagues ne permet pas de déterminer leur jeu (fig. 136 (B)).

b) L'étude morphostructurale de l'interprétation de la bathymétrie sous-marine actuelle de Behiret El Bou Grara au Sud de Jerba, montre des directions de grands axes de drainage (N160, N80 et N40) (Jedoui, 1979 ; Bobier, Jedoui et Medhioub, 1981) qui correspondent aux directions des microfractures holocènes (fig. 136 (B)). Cela nous amène à considérer avec ces auteurs que le réseau de type rectangulaire des vallées sous-marines actuelles de Bou Grara est contrôlé par la tectonique récente.

Des indices de mouvements quaternaires et récents ont été également décrits aux îles Kerkenah (Burolet, 1978) et sur le proche-plateau continental (Winnock, 1979 ; Bellaïche et Blanpied, 1979).

(Les déformations holocènes de Jerba ont été observées avec Kamoun en août 1983).

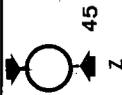
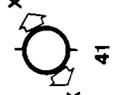
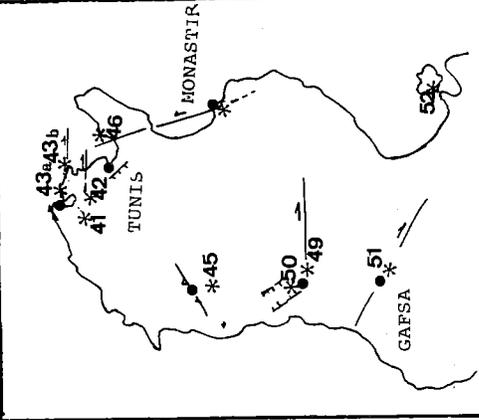
		PLEISTOCENE SUPERIEUR		TYRRHENIEN		HOLOCENE	
Formations marines et éoliennes	Formations continentales	Industries	Tunisie septentrionale	Tunisie centrale et méridionale			
Sidi Salem	Couches rouges	Capsien supérieur					
CAP BLANC membre supérieur (membre inférieur)	Dar Chichou	ibéro-maurusien (Capsien inférieur)					
	Sidi Daoud	Atérien					
Chebba	Aïn Oktor	Moustérien					
Rejiche	Couches rouges	Acheulien supérieur ?					
Douira		Acheulien moyen ?					
		Acheulien ancien ?					
							

Fig. 138 — Tableau récapitulatif des déformations postérieures au plissement du Quaternaire ancien. Représentation des directions des axes de déformations et situation des sites par rapport aux failles majeures (Z : axe de raccourcissement; X : axe d'allongement).

7. — RESUME ET CONCLUSION :

Les exemples montrés dans ce chapitre sont rassemblés ici en un tableau (fig. 137) et une carte (fig. 138) qui permettent de préciser l'histoire néotectonique de la Tunisie.

a) *Tunisie septentrionale :*

- *L'extension du Pléistocène inférieur.*

Les séries continentales du Bassin molassique de Kechabta sont découpées par des failles normales de direction NE-SW. Il s'agit de failles mio-pliocènes réactivées lors d'une extension de direction NW-SE qui serait d'âge Pléistocène inférieur.

Cet épisode distensif est responsable des effondrements en demi-grabens, de la Basse vallée de la Mejerda.

- *La compression du Pléistocène supérieur.*

Dans le Nord de la Tunisie, cette compression importante se traduit par la réactivation de certains plis du Quaternaire ancien et par la formation de nouveaux accidents (failles inverses). D'après la chronologie que nous avons adoptée, la compression quaternaire commence au Tyrrhénien et semble se poursuivre localement jusqu'à une époque sub-actuelle.

b) *Tunisie centrale et orientale :*

Dans l'Atlas tunisien et au Sahel, l'extension du Pléistocène inférieur n'a pas été mise en évidence.

Il semble que la tectonique compressive du Quaternaire ancien se soit poursuivie pendant le Pléistocène par des déformations décrochantes distensives.

- *La tectonique décrochante-distensive du Pléistocène supérieur*

Après les déformations compressives et décrochantes-compressives du Quaternaire ancien, s'installe le régime tectonique, décrochant distensif du Pléistocène supérieur. Celui-ci se traduit par le rejeu des accidents décrochants compressifs du Quaternaire ancien, en décrochements distensifs. Cette tectonique serait responsable des effondrements récents des grabens tunisiens (Tunisie centrale et Sahel) dont certains sont occupés par des Sebkhass (Sahline, Kélibia, Moknine, Sidi El Hani).

- *La compression holocène.*

Après le dépôt des séries holocènes, un nouvel épisode tectonique décrochant compressif s'est manifesté localement et discrètement (Jerba).

En précisant le régime tectonique du Quaternaire récent et en mettant en évidence les rejeux de structures anciennes, l'étude néotectonique assure ainsi le lien entre la tectonique précocée et atlasique et les phénomènes tectoniques actuels.

CHAPITRE V

LES DEFORMATIONS ACTUELLES ET HISTORIQUES

1. — INTRODUCTION	205
2. — REPARTITION DES SEISMES	207
3. — LES MECANISMES AU FOYER	207
4. — MESURES DES CONTRAINTES IN SITU	211
5. — LES DEFORMATIONS DE SURFACE DES SEISMES RECENTS	211
5.1. — Les effets de surface du séisme de Ghar El Melh	211
5.2. — Les effets de surface du séisme de Tunis	211
5.3. — Les effets de surface du séisme de Chemtou	215
5.4. — Les effets de surface du séisme de Gafsa	215
6. — LES DEFORMATIONS DE SURFACE DES SEISMES HISTORIQUES	215
6.1. — Les effets de surface du séisme historique d'Utique	215
6.2. — Le décrochement d'âge historique de Monastir	221
7. — SYNTHESE A PARTIR DES ANALYSES SISMOTECTONIQUES	221

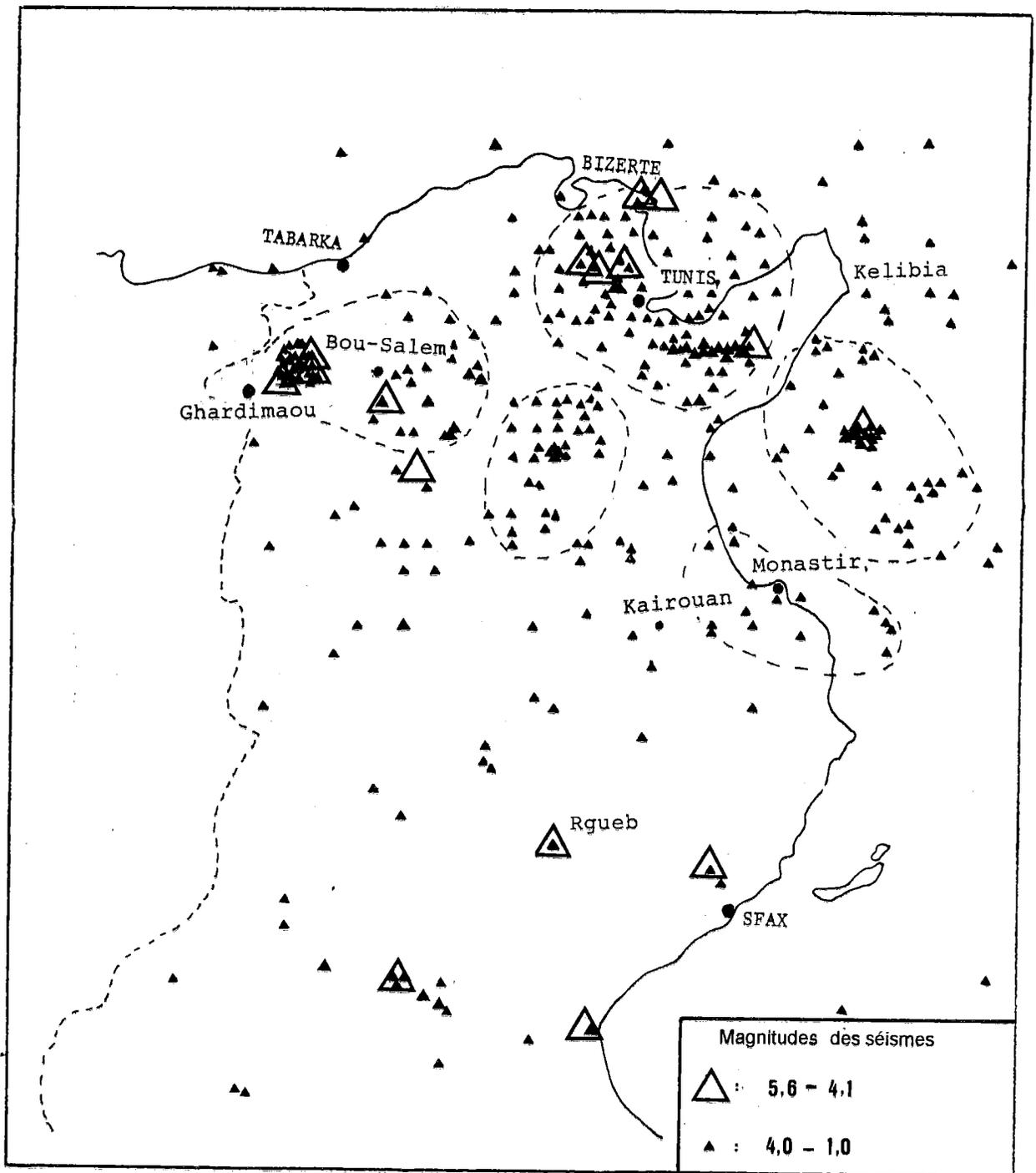


Fig. 139 — Carte de répartition des séismes, d'après les données de l'I.N.M., Tunis.

CHAPITRE V

LES DEFORMATIONS ACTUELLES ET HISTORIQUES

1. — INTRODUCTION :

L'étude de la sismicité du bassin de la Méditerranée occidentale révèle la complexité du contact Afrique-Europe, à la suite de la collision des plaques africaine et européenne depuis 70 MA (Ritsema, 1969).

Alors que dans le domaine océanique les limites des principales plaques tectoniques sont souvent soulignées par des alignements de foyers sismiques ; dans le domaine continental, ces limites sont floues. En particulier sur le pourtour de la Méditerranée occidentale. La répartition diffuse de la sismicité montre que la zone de contact Afrique-Europe est large et recouvre l'ensemble du Bassin méditerranéen et des chaînes qui le bordent.

Les déformations subies par la marge septentrionale de la plaque africaine depuis cette collision sont une conséquence de la cinématique des mouvements relatifs Europe-Afrique. C'est cette caractéristique que nous tenterons de reconstituer par l'analyse des déformations actuelles et récentes.

a) Réseau sismologique de la Tunisie :

La Tunisie dispose d'un réseau sismologique récemment installé 1976 qui se compose de six stations, dont un réseau télémétré de quatre stations au Nord et deux stations autonomes au Sud. Ces stations sont toutes équipées de sismographes verticaux courte période.

L'étude séismotectonique de la Tunisie nord-orientale présentée dans ce mémoire a été faite en collaboration avec Hfaïedh et Dorel (Hfaïedh, Ben Ayed et Dorel, 1985). Elle a fait l'objet de la thèse de 3^{ème} cycle de Hfaïedh, (1983). L'étude consiste à traiter successivement :

— la localisation et la détermination des séismes.

— la recherche des mécanismes au foyer individuels de certains séismes.

— l'étude des effets de surface des séismes.

La localisation et la détermination des séismes, de même que l'étude des mécanismes au foyer ont été faites par Hfaïedh et Dorel (in Hfaïedh, 1983), nous les présenterons ici très brièvement. Cependant, l'examen des effets de surface des séismes et l'étude néotectonique ont été réalisés avec ma collaboration.

b) Localisation des séismes-Programme de détermination :

« Les données utilisées pour la détermination des séismes sont celles du sous-réseau télémétré. Mais pour réduire les erreurs de mesure sur ces déterminations, il a fallu tenir compte de l'identité des stations, du système de téléséisme et de l'usage de l'horloge mère autonome... Les lectures des enregistrements ont été pondérées selon leur qualité, aussi bien dans le cas d'un impétus que celui d'une émergence en première arrivée ».

« La détermination précise des séismes faibles à modérés de la Tunisie a nécessité l'utilisation du programme hypo 71 révisé et adapté aux séismes proches (Lec et Lamar, 1975). Ce programme calcule les RMS qui constituent un critère de contrôle d'une bonne convergence vers la solution optimale, mais il donne également une évaluation de l'erreur sur l'épicentre (ERH) et sur la profondeur (ERTZ) (Hfaïedh, Ben Ayed et Dorel, 1985) ».

« En l'absence d'une loi de vitesse sismique adéquate et d'une structure ou d'une composition de croûte définie, nous avons adopté un modèle standard de croûte à couche unique de 30 km d'épaisseur avec une vitesse moyenne $V_c = 6 \text{ km/s}$ et une valeur $P(\text{over}) S = 1.75$.

Nous avons également tenu compte de toutes les déterminations des ondes S pour lesquelles les RMS sont compris entre 0.1 et 0.3. Il en résulte

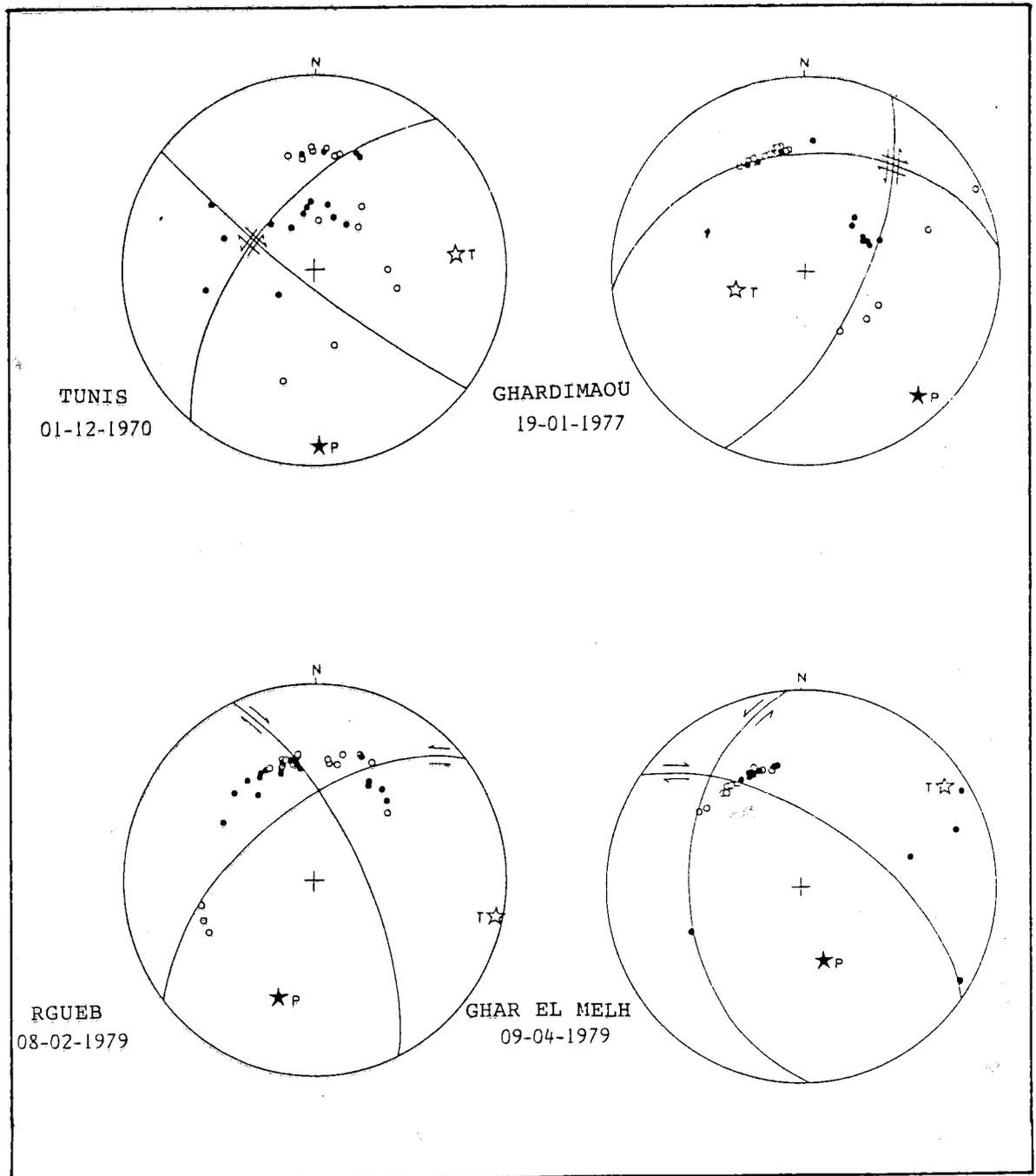


Fig. 140 — Solutions focales pour les séismes individuels, cercle plein : compression, cercle ouvert : dilatation (Réseau de Schmidt, hémisphère inférieur), P : axe de pression; T : axe de tension (d'après Hfaiedh, Ben Ayed et Dorel, 1985).

une précision de localisation variant de 1 à 10 km pour les séismes localisés à l'intérieur du réseau, mais pouvant dépasser 20 km pour les séismes situés en dehors du réseau sismologique local ».

« La qualité de la solution dépend de plusieurs facteurs qui constituent des sources d'erreurs. Ces erreurs peuvent être systématiques, introduites surtout par un mauvais choix du modèle de croûte, comme elles peuvent être non systématiques, regroupant les erreurs de lecture, l'incertitude due à la position et au nombre de stations et celles qui sont dues à l'emplacement du séisme par rapport au réseau télémétré ». (Hfaïedh, Ben Ayed et Dorel, 1985).

2. — REPARTITION DES SEISMES :

L'examen de la répartition des épacentres (fig. 139) et celles des intensités montre que l'essentiel des séismes se regroupe en plusieurs essaims dont les deux principaux se situent dans les vallées de la Moyenne et Basse Medjerda. Il s'agit de bassins subsidents au cours du Néogène et qui ont connu une grande activité tectonique au cours du Quaternaire. Ces bassins sont découpés par des failles récentes de directions voisines de E-W, NS et NE-SW (Burollet, 1951 ; Perthuisot et Jauzein, 1974 ; Rouvier, 1977 ; Ben Ayed et al., 1984) qui semblent à l'origine de l'activité sismique de ces régions.

En Tunisie, les séismes se regroupent en 5 essaims principaux : (fig. 139) situés dans les régions suivantes :

- 1) La Moyenne Medjerda.
- 2) La Basse Vallée de la Medjerda, la région de Tunis et le Cap Bon.
- 3) La région du Fahs et de Zaghouan.
- 4) Le golfe de Hammamet.
- 5) La région de Monastir-Moknine.

3. — LES MECANISMES AU FOYER :

Les séismes de la Tunisie sont rarement de magnitude supérieure à 5 (comme par exemple, le séisme de Tunis du 1.12.1970). Nous avons cependant dépouillé les données de plus de 330 séismes enregistrés entre 1976 et 1980, par les stations télémétrées de Tunisie (Hfaïedh, 1983 ; Hfaïedh, Ben Ayed et Dorel, 1985).

Les enregistrements du réseau local et ceux de certains observatoires riverains de la Méditerranée ont été utilisés dans la détermination des mécanismes au foyer, mais « lors du dépouillement des séismogrammes courte durée, des précautions ont été prises pour éliminer les événements pour lesquels la lecture de la première arrivée était douteuse.

Des solutions individuelles ont été tentées pour les événements de magnitude supérieure à 4. Chacune de ces déterminations a été faite à partir de plus de vingt données. Le choix des événements sismiques a été déterminé par les connaissances géologiques et structurales de la région affectée. Parmi ces zones, nous avons retenu les domaines de la Moyenne et Basse Vallée de la Medjerda et les régions de Tunis ».

« La présentation des résultats a été faite en utilisant l'hémisphère inférieur de la projection « d'égal surface » (Cannevas de Schmidt). Les plans nodaux sont alors présentés par leur direction et leur pendage ; par contre, les axes de pression (P) et de tension (T) sont indiqués par leur direction et leur angle de plongement ». (Hfaïedh, Ben Ayed et Dorel, 1985).

Quatre séismes individuels (fig. 140) et quatre composites (fig. 141) ont été traités et des solutions focales leur ont été proposées (Hfaïedh, 1983 ; Hfaïedh, Ben Ayed et Dorel, 1985).

a) *Le séisme de Ghardimaou* (19.01.77) fait partie de l'essaim de séismes de la Moyenne Vallée de la Medjerda. Ce séisme a une solution focale donnant un axe de pression subhorizontale dirigé N138 (fig. 140).

b) *Le séisme de Ghar El Melh* appartient à l'essaim de séismes de la Basse Vallée. Il a ébranlé le 9 avril 1979 le village de Ghar El Melh. Celui-ci se situe au Nord du lac qui porte son nom et fut un important faubourg d'Utique. Sous le règne de Hamouda Bey (1631-1668) on y a construit un fort turc relié aux bâtiments militaires du village par un aqueduc qui semble avoir été affecté par le séisme.

La solution focale proposée pour ce séisme paraît cohérente. En effet, le séisme a engendré des effets de surface, exprimés par des fissures décamétriques dont le direction proche de E-W serait voisine de celle de la grande faille active qui traverserait la lagune de Porto-Farina. Celle-ci est suggérée par le plan nodal dirigé N125 (fig. 140).

c) *Le séisme de Tunis* (fig. 140) appartient à l'essaim de séismes de la Basse Vallée de la Medjerda. Il s'agit d'un séisme qui s'est produit aux environs de Tunis le 1.12.1970 à 0 h 04 mn. Sa plus forte réplique au choc principal a eu lieu le 12.12.1970 à 0 h 07 mn (M = 5,1).

L'épicentre de ce séisme a été localisé près du village de Chaouat, à environ 35 km de Tunis.

La solution focale proposée pour ce séisme a été établie d'après les données de l'I.S.C. (31 stations) (Hfaïedh, 1983 ; Hfaïedh, Ben Ayed et Dorel, 1985). Elle est légèrement différente de celle de Girardin et al. (1977).

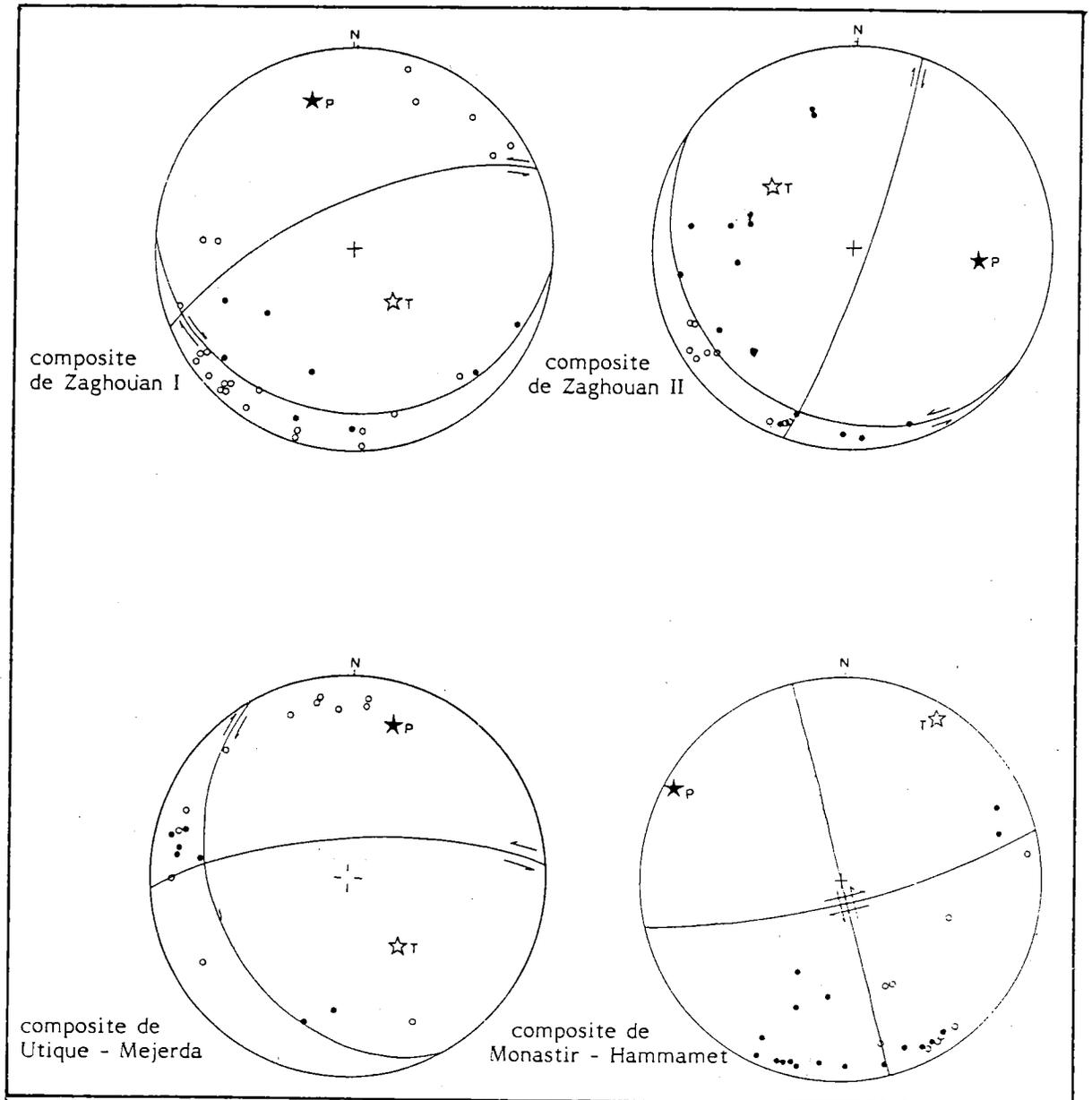


Fig. 141 — Solutions focales pour les mécanismes composites; cercle plein : compression, cercle ouvert : dilatation (Réseau de Schmidt, hémisphère inférieur); P : axe de pression; T : axe de tension (d'après Hfaïedh, Ben Ayed et Dorel, 1985).

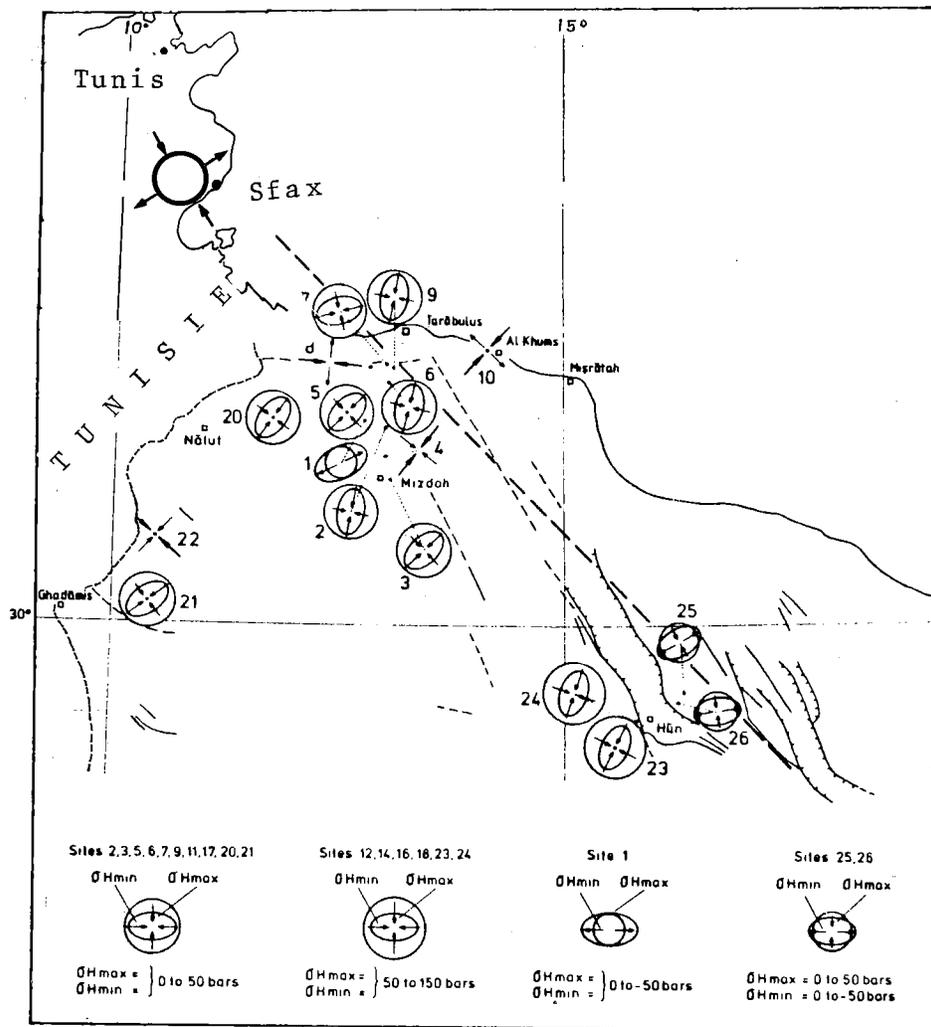


Fig. 142 — Carte de localisation des mesures de contraintes in situ aux confins tuniso-libyens (d'après Schäfer, 1979, modifiée).

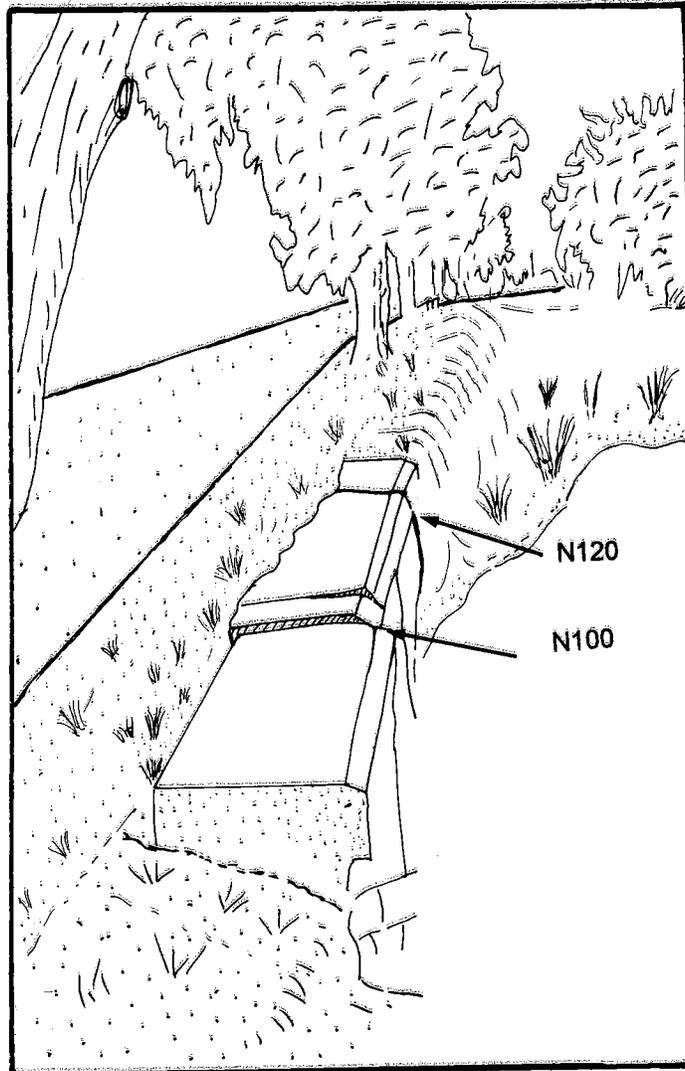


Fig. 143 — Les effets de surface du séisme de Tunis du 1.12.1970 (Fractures affectant un petit pont à proximité du village de Chaouat).

d) Le séisme du 8.02.1979 concerne la région du R'gueb qui se situe au SE de Sidi Bou Zid. le mécanisme au foyer de ce séisme a donné un axe de pression maximale dirigé N15. (fig. 140).

D'une manière générale, les mécanismes aux foyers proposés pour certains séismes à faible magnitude de la Tunisie donne un axe de pression orienté NW-SE à NNE-SSW. Ces solutions sont compatibles avec les mécanismes au foyer des séismes du Nord de l'Algérie (Udias et al., 1976 ; Shirokovas, 1972 ; Girardin et al., 1977).

4. — MESURES DE CONTRAINTES IN SITU :

Ritsema (1975) a suggéré une orientation NW-SE pour la contrainte horizontale compressive s'exerçant actuellement sur l'ensemble des pays du Maghreb, à l'exception de l'Ouest marocain. En Tunisie, les mesures de contraintes in situ, réalisées par les géologues pétroliers travaillant dans le champ pétrolier de Sfax, permettent de conclure à l'existence d'une direction de raccourcissement voisine de NW-SE (Mc Donald, communication orale, 1983). Les travaux de Schäfer (1979) confortent aussi la conclusion de Ritsema. En effet, les mesures de contrainte in situ effectuées par cet auteur aux confins tuniso-libyens montrent qu'actuellement la contrainte maximale horizontale est dirigée NW-SE à NS (fig. 142).

5. — LES DEFORMATIONS DE SURFACE DES SEISMES RECENTES :

L'étude des effets de surface a été faite après l'examen historique à partir des données bibliographiques sur l'événement concerné. Des enquêtes auprès des habitants ont été menées dans les zones touchées par les séismes.

Dans l'étude tectonique des effets de surface des séismes, nous avons utilisé les techniques classiques de la microtectonique.

5.1. Les effets de surface du séisme de Ghar El Melh (9.04.1979) :

a) Les fissures subverticales ouvertes :

Le séisme de Ghar El Melh n'a pas fait de victimes, mais il a causé des dégâts matériels. Une fissure d'une trentaine de mètres a été repérée par les pêcheurs que le quai du vieux port turc, qui longeait la partie sud de l'aqueduc suivant une direction voisine de E-W et a affecté les pavements du quai, faits de blocs de grès noyés dans un ciment de chaux. Sur son passage, le mur qui porte l'aqueduc présente des témoins de travaux de réparation et de renforcement et l'aqueduc lui-même est cassé. Il semble que ce dernier ait été

très légèrement décalé dextre suivant une direction voisine de E-W, mais ce décalage minime de l'ordre de 1 cm est difficile à confirmer. Il est cependant clair que la faille a du jouer de multiples fois. En effet, 50 m au sud du port turc, des fissures provoquées par le séisme du 9.04.1979 ont permis à l'eau de la nappe phréatique de jaillir au milieu de la lagune, lors du séisme.

b) Des glissements de terrain ont été observés sur les deux flancs des J. En Nadour et Ed Dmina. La mise en déséquilibre des terrains marno-gréseux par l'onde sismique a donné des chutes sporadiques de blocs de pierres sur les pentes fortes du flanc sud du J. En Nadour.

c) Détermination des axes de déformation :

Nous n'avons aucun élément structural permettant un essai de détermination des axes de déformation. Cependant, le décalage dextre, mais très peu important, observé de part et d'autre de l'aqueduc semble suggérer un mouvement général dextre le long d'une grande faille active de direction voisine de E-W.

5.2. Les effets de surface du séisme de Tunis du 1.12.70 :

a) Les fissures ouvertes :

Nous avons pu observer, dans la zone épicertrale, des fissures verticales ouvertes de direction N100 à N110 affectant la plaine alluviale de Chaouat. Le long de ces fissures, des jets d'eau et de boue, associés à de « volcans de boue » alignés sur ces fentes, ont été observés (1).

Ils sont associés à la montée d'eau dans certains puits situés sur les trajectoires de ces fractures (par exemple, le puits de l'ex-ferme de René de Bilissi). Ces faits sont en liaison avec les phénomènes tixotrophiques au niveau de la nappe phréatique.

D'autres fissures de direction NNE-SSW s'étendant sur plusieurs dizaines de mètres ont été également relevées dans la plaine de Chaouat et près de Cherfech, au Nord de la zone épicertrale (2).

De même que la route secondaire reliant Chaouat à Jedeïda a été affectée par des fissures ouvertes (1) aujourd'hui disparues et qui sont disposées en relais suivant une direction voisine de N100 et montrant un jeu sénestre.

(1) Ces informations ont été recueillies auprès de Tahar Chérif (Propriétaire de la ferme René Bilissi) et Mohamed Jendoubi, instituteur à l'Ecole primaire de Chaouat.

(2) L'emplacement précis des fissures sur le terrain a été révélé par les paysans de Cherchef qui ont vécu le séisme.

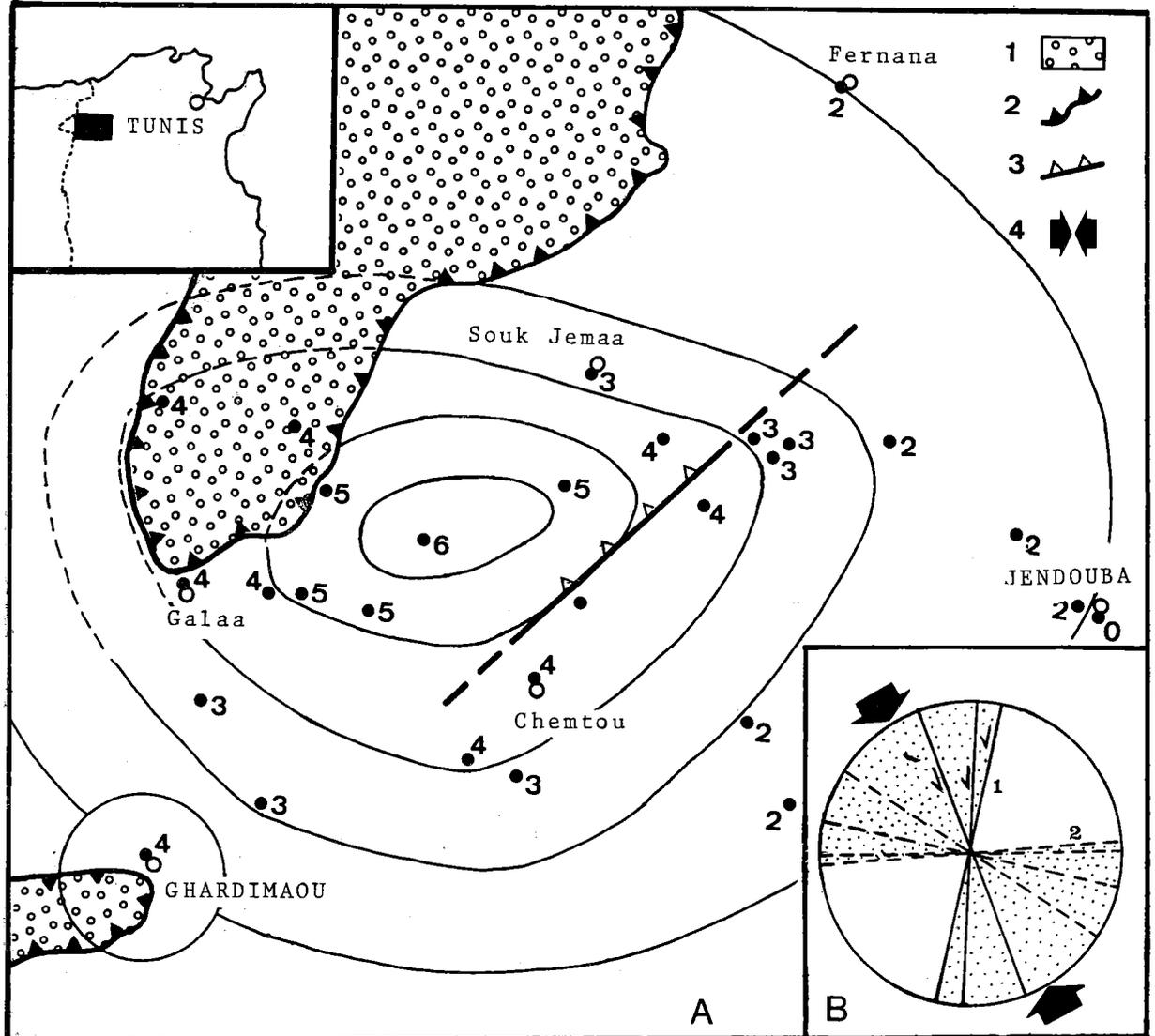


Fig. 144 — Le séisme de Chemtou du 6 août 1985

A : Carte des isoséistes (1 : nappe de charriage; 2 : front de nappe; 3 : faille inverse; 4 : direction de compression actuelle)

B : Représentation stéréographique des fissures de la zone épiscopentrale (1 : joint potentiel de cisaillement; 2 : fente ouverte; dièdre en compression (en pointillé)).

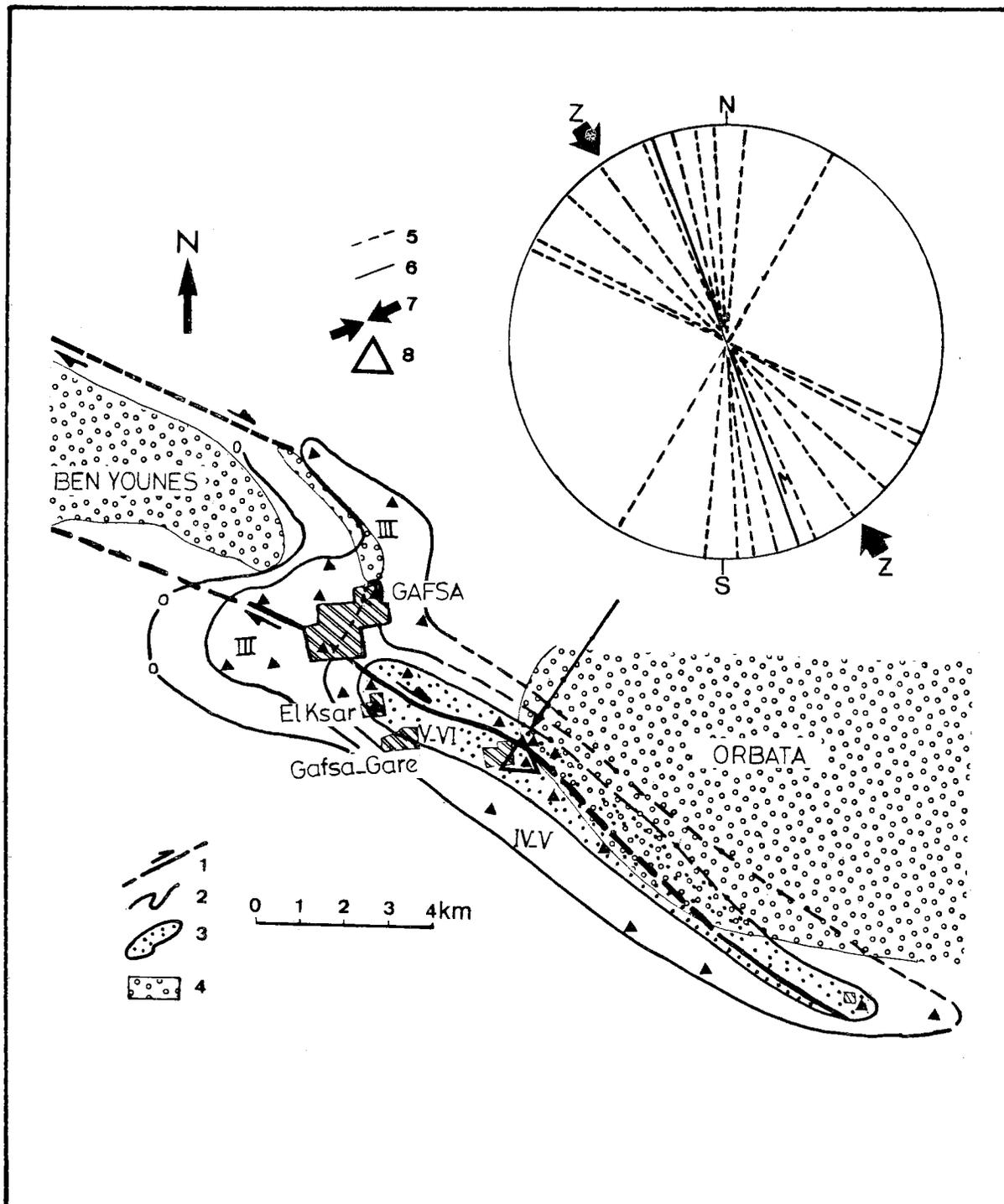


Fig. 145 — Carte des courbes isoséistes du séisme de Gafsa (27.12.1985).

Légende : (1 : décrochement dextre; 2 : courbe isoséiste; 3 : zone d'intensité maximum; 4 : relief important; 5 : fissure; 6 : joint de cisaillement; 7 : direction de compression; 8 : zone épiscopentrale d'après les données de terrain.

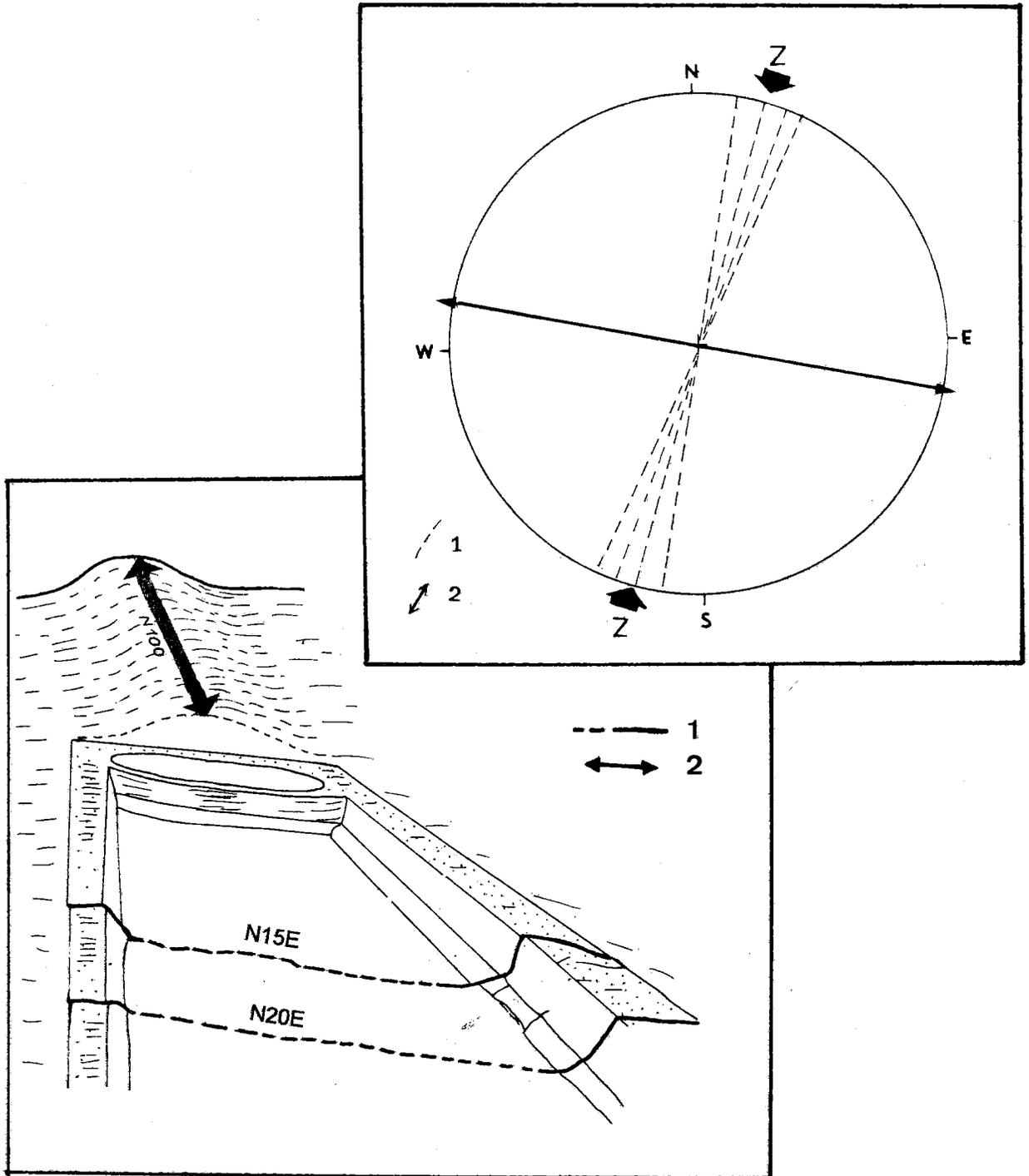


Fig. 146 — Effets de surface du séisme historique d'Utique

A : Représentation des fissures (1) et du bombement anticlinal (2).

B : Les fissures du bassin du Viridarium du Palais et le bombement anticlinal du plancher du Grand Oecus.

(1) : fissures; (2) : bombement anticlinal.

b) *Les microdécrochements sénestres :*

Dans certains cas, sur le trajet de grandes fractures N100-N110 apparues lors du séisme, on peut observer de petites failles décrochantes. Il en est ainsi au Sud de Chaouat, sur la route principale GP7 et près de l'ex-ferme René Bilissi : les poutres en béton, d'un petit pont qui porte la route, sont affectées par des failles de décrochement sénestres-normales, avec un rejet horizontal pouvant atteindre 5 cm et un rejet vertical de quelques millimètres (fig. 143).

Ces failles sont de direction N100 à N120.

c) *Détermination des axes de déformation :*

Les fissures subméridiennes et les microdécrochements sénestres permettent de déterminer la direction de l'axe Z de raccourcissement maximum. Celui-ci est dirigé NNE-SSW et il est proche des solutions focales proposées pour ce séisme (Girardin et al., 1977 ; Hfaïedh, 1983 ; Hfaïedh, Ben Ayed et Dorel, 1985). Nous verrons qu'elle est également comparable aux données de la tectonique du Quaternaire récent.

5.3. Les effets de surface du séisme de Chemtou du 6.8.1985 :

Dans la zone épicertrale du séisme du Chemtou (1) sont apparues des fissures verticales ouvertes, on y distingue : (fig. 144) :

- des fentes décimétriques de direction N10E à N25W et de largeur centimétrique à décimétrique. Les plus importantes se disposent en relai sénestre.
- des fissures décimétriques à métriques de direction N80 à N120 de largeur millimétrique à centimétrique. Ces fissures ne semblent pas indiquer de mouvement.
- détermination des axes de déformation :

Les fissures N10E à N25W en échelon montrent un jeu sénestre qui indique une direction proche de NW-SE pour l'axe Z de compression (fig. 144). Par contre, les fentes N80 à N120 présentent une direction générale proche de celle d'une faille importante (N80) limitant au Nord le massif de l'Hairech. Le prolongement de cette faille dans la plaine de Chemtou se situe 500 m (environ) au Sud de la zone épicertrale.

(1) L'étude des effets de surface du séisme de Chemtou a été faite avec Mongi Gueddiche et Faouzi Matmati.

5.4. Les effets de surface du séisme de Gafsa du 27.02.1985 :

L'épicentre de ce séisme se situe dans les environs de Gafsa (2) à l'Est de la localité de Lalla. Les fissures ouvertes sont apparues entre Aïn es Soltane et Oued Bou Rija. Il s'agit de fentes verticales de longueur métrique à décimétrique et de largeur millimétrique à centimétrique (2).

— Détermination des axes de déformation :

Les fissures ouvertes sont de direction NS à N15 et N115 à N180. Certaines fentes se disposent en échelon suivant une direction N160. L'ensemble de ce réseau de fissures donne une direction NW-SE pour l'axe Z de compression (fig. 145).

6. — LES DEFORMATIONS DE SURFACE DES SEISMES HISTORIQUES :

6.1. Les effets de surface du séisme historique d'Utique :

La ville antique célèbre d'Utique constituait la plus importante cité phénicienne de Libye après Carthage (Lezine, 1970). Elle a été fondée par des Tyriens entre 750 et 1000 avant J-C. Cette cité qui était l'un des ports les plus importants de la Méditerranée, occupait la pointe d'un promontoire situé à la terminaison orientale de Menzel Ghoul. Aujourd'hui, ce promontoire est situé à une dizaine de kilomètres de la mer, par suite de l'envasement du Golfe d'Utique (Reyniers, 1951 ; Jauzein, 1967). La ville d'Utique a connu un séisme historique, particulièrement destructeur vers 412 après J-C (Sieberg, 1932).

Cet auteur évoque l'apparition de fissures dans le sol lors de ce séisme qui a été suivi par plusieurs répliques pendant une semaine.

a) *Les effets de surface de ce séisme ont été repérés au printemps :*

Une mosaïque affectée se situe dans le Palais ou la « Maison du Grand Oecus » dont la date de construction est postérieure au 1^{er} siècle après J-C (Veyne, 1961, 1962). Il s'agit d'un bassin, très allongé et arrondi aux extrémités situé au milieu du Viridarium (fig. 146 et 147). Le bassin est tapissé par une mosaïque à cubes blancs en écailles de poisson. Il est traversé transversalement par des fissures verticales ouvertes. Ces fentes ouvertes affectent aussi bien la mosaïque que les murs du bassin. On les retrouve également plus au Nord, traversant un bassin semi-circulaire (fig. 146 et 147). Certaines fentes ouvertes ont été colmatées par de petits cubes de même couleur que le reste de la mosaïque. Ces réparations

(2) L'étude des effets de surface du séisme de Gafsa a été faite avec Houcine Chakhma et Ali Kadri.

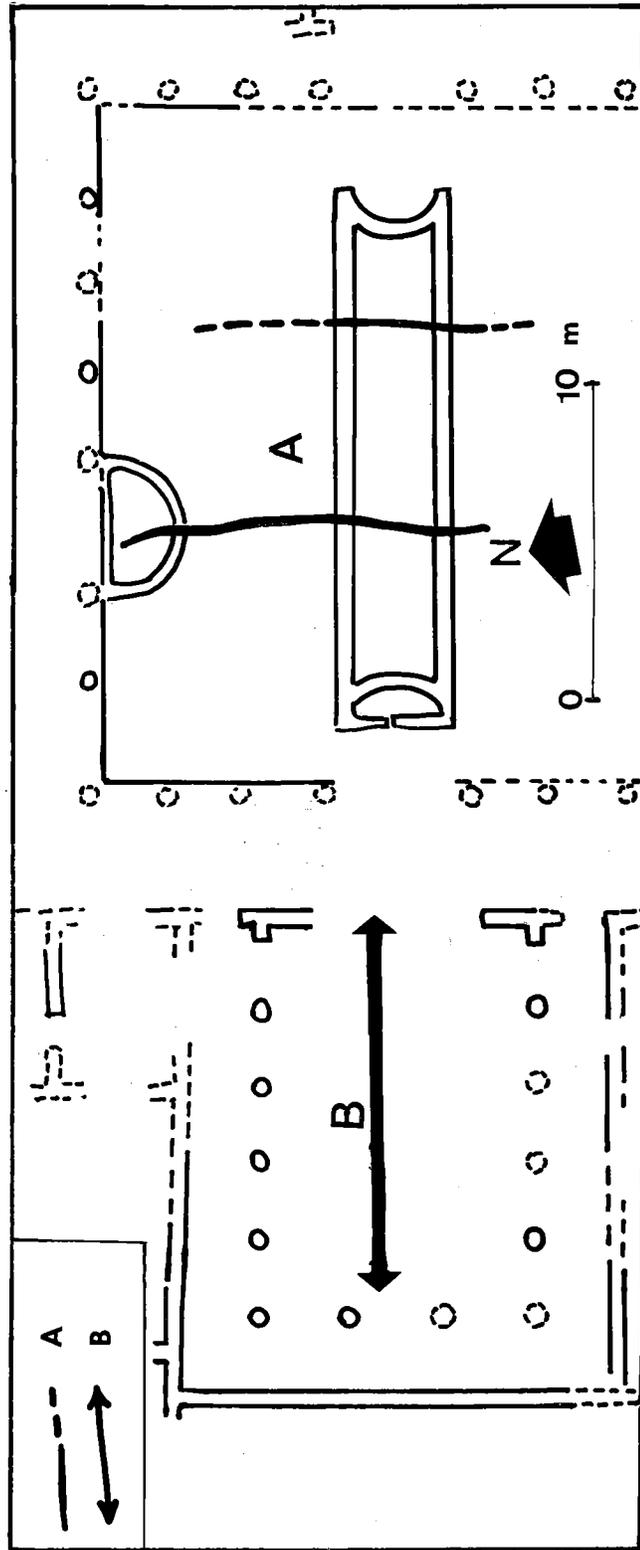


Fig. 147 — Effets de surface du séisme historique d'Utiqne (412 après J.C)
 A : Fissures traversant le bassin du Viridarium du Palais (ou Maison du Grand Oecus) 146-169 après J.C)
 B : Bombement antinodal au niveau du Grand Oecus.

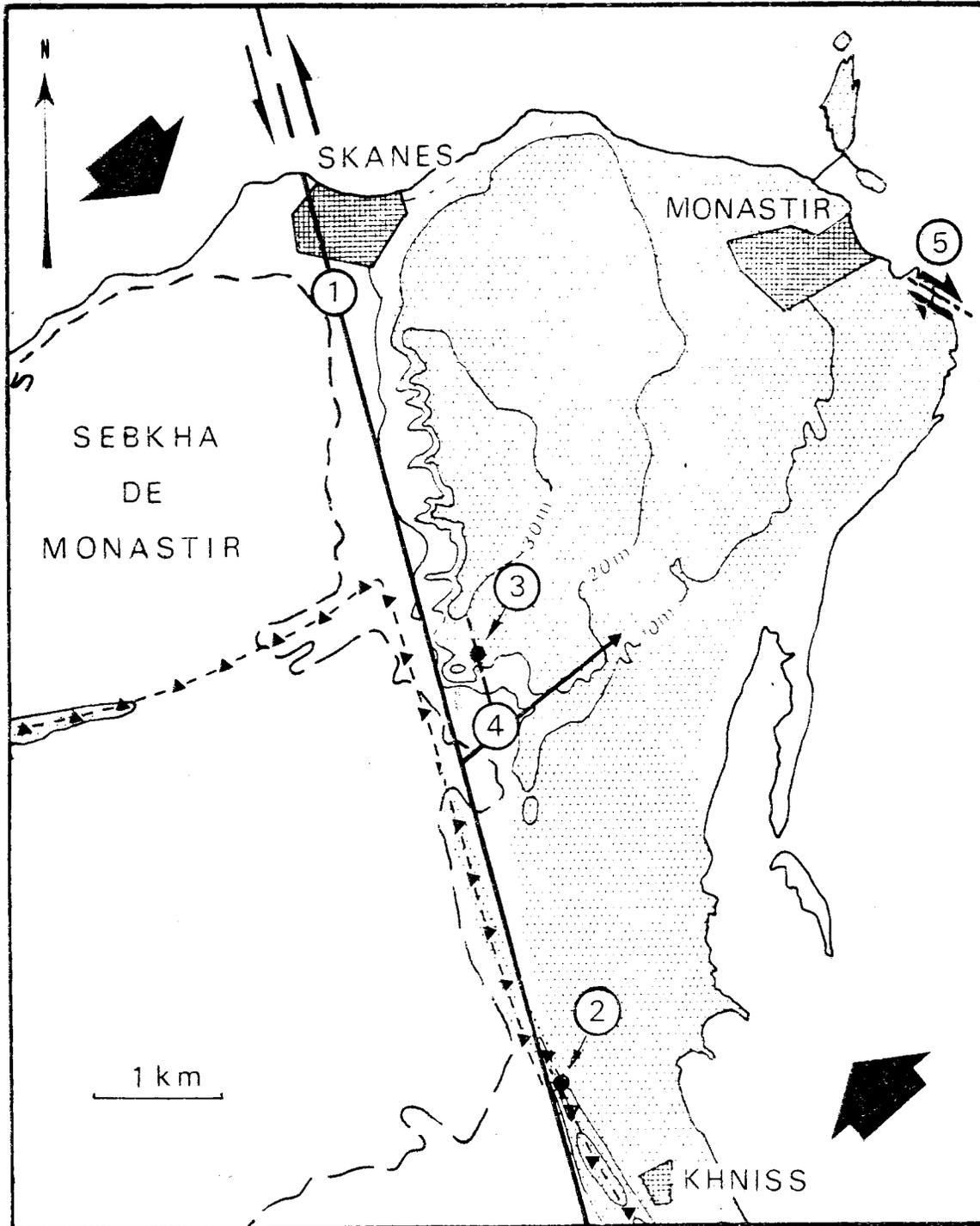


Fig. 148 — Carte structurale des environs de Monastir. Zone en pointillée : dépôts d'âge tyrrhénien : la mer était au N et à l'Est de la ligne des rivages (ligne marquée par des triangles). 1, 2 : zone de faille de Skanès - Khniss - 3 : faille de Henchir Tennir. 4 : flexure post-tyrrhénienne de l'Oued Tefla. 5 : faille de Monastir. Les grandes flèches noires : Contrainte compressive régionale. (d'après Sorel, Kamoun, Sayadi, Viguier et Ben Ayed, 1983).

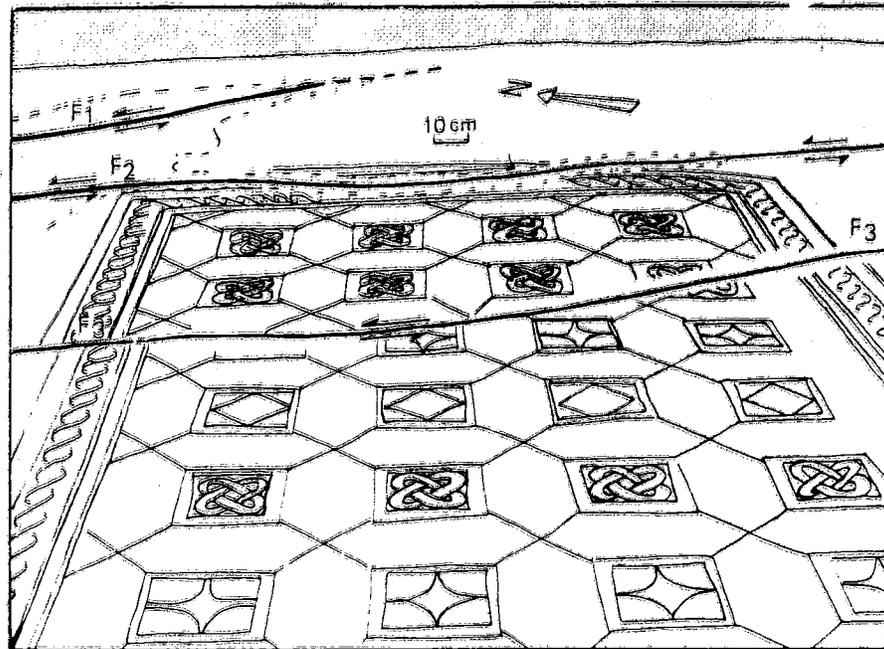


Fig. 149 — Décalage par faille dans la mosaïque de la maison romaine du 2e siècle après J-C, à Henchir Tennir. Décrochements sénestres : F1 à F3 (d'après Sorel, Kamoun, Sayadi, Viguier et Ben Ayed, 1983).

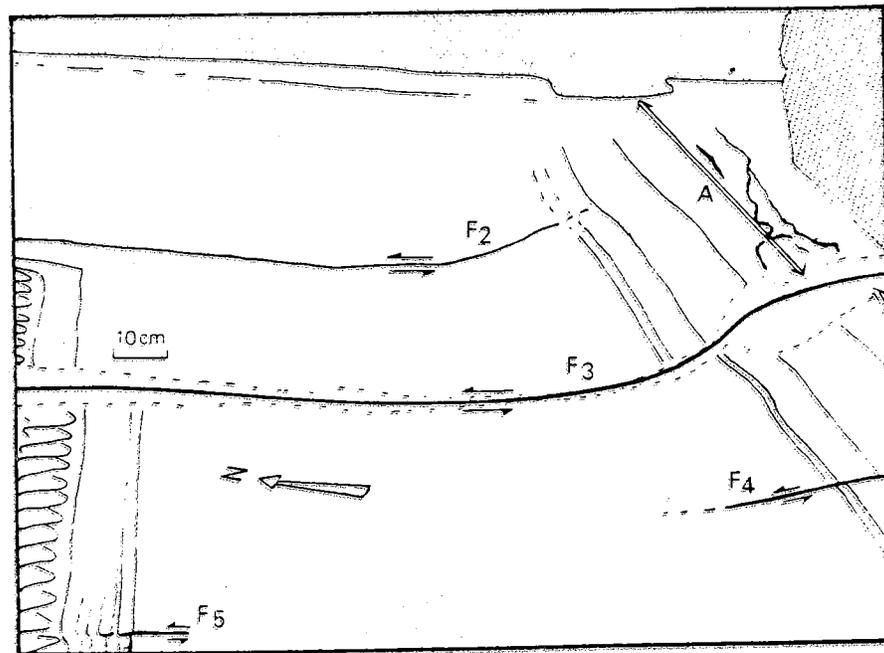


Fig. 150 — Bombement anticlinal accompagnant les failles dans la mosaïque de la maison romaine du 2e siècle après J-C, à Henchir Tennir. (d'après Sorel, Kamoun, Sayadi, Viguier et Ben Ayed, 1983).

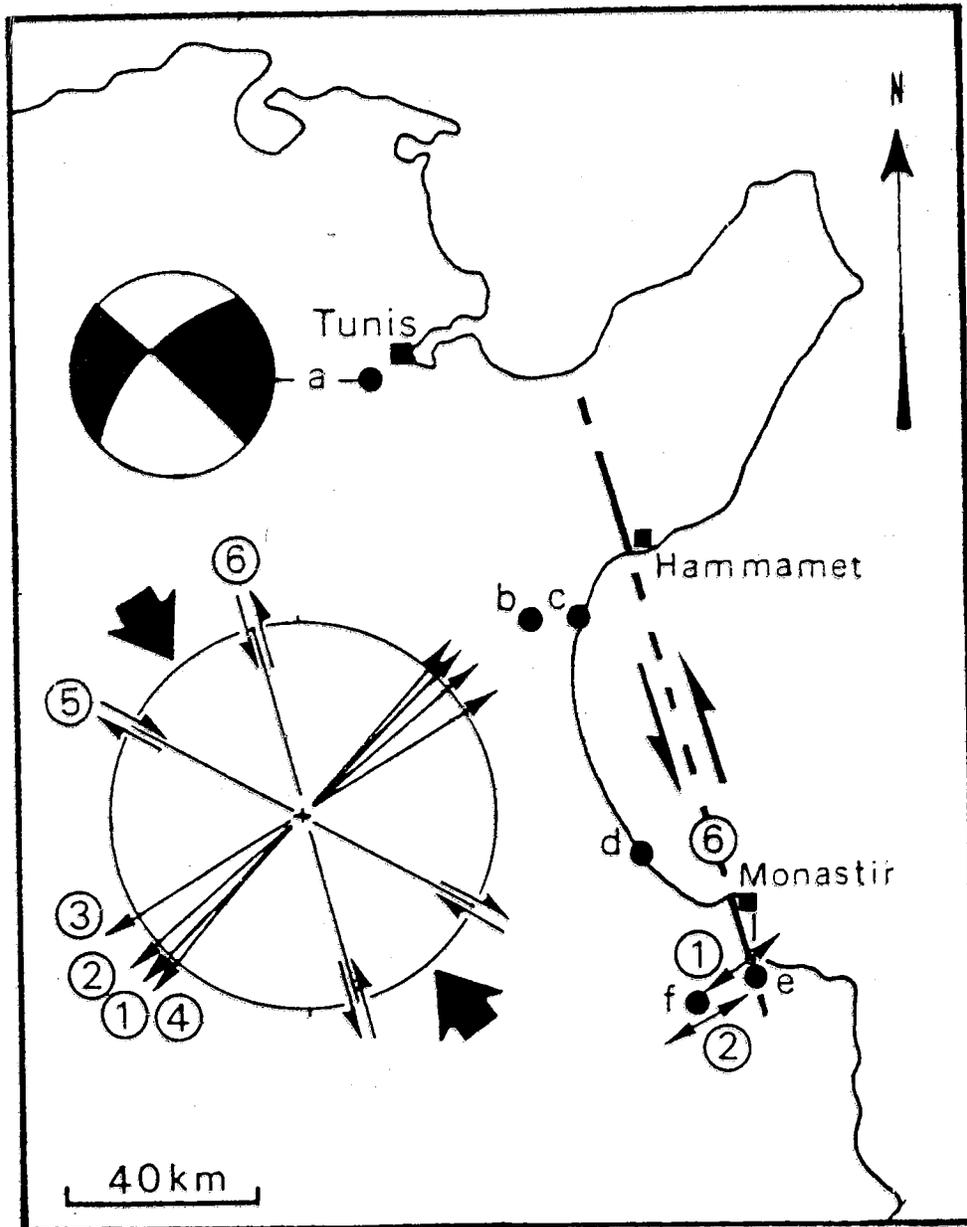


Fig. 151 — Les failles de Hammamet et Skanès-Khniss (6) et le large anticlinal quaternaire de Menzel Ennour (ex. : Damous) (1) et de Zeramedine (2). Ces structures sont reportées ensemble sur le diagramme avec la flexure de l'Oued Tefla (4), le pli de la mosaïque de la maison romaine (3) et la faille de Monastir (5), localisation de la contrainte compressive quaternaire et historique (larges flèches noires), de a à f : épicentres :

- a : 1/12/70 $M = 5,1$ Mécanisme au foyer avec la compression dans les quadrants blancs (4)
- b : 7/11/32 intensités maximales : $I = 7$
- c : 1952 intensités maximales : $I = 7$
- d : 7/5/49 intensités maximales : $I = 8$
- e : 21/1/61 intensités maximales : $I = 7$
- f : 7/2/77 intensités maximales : $I = 7$. $M = 4,5$

(d'après Sorel, Kamoun, Sayadi, Viguier et Ben Ayed, 1983).

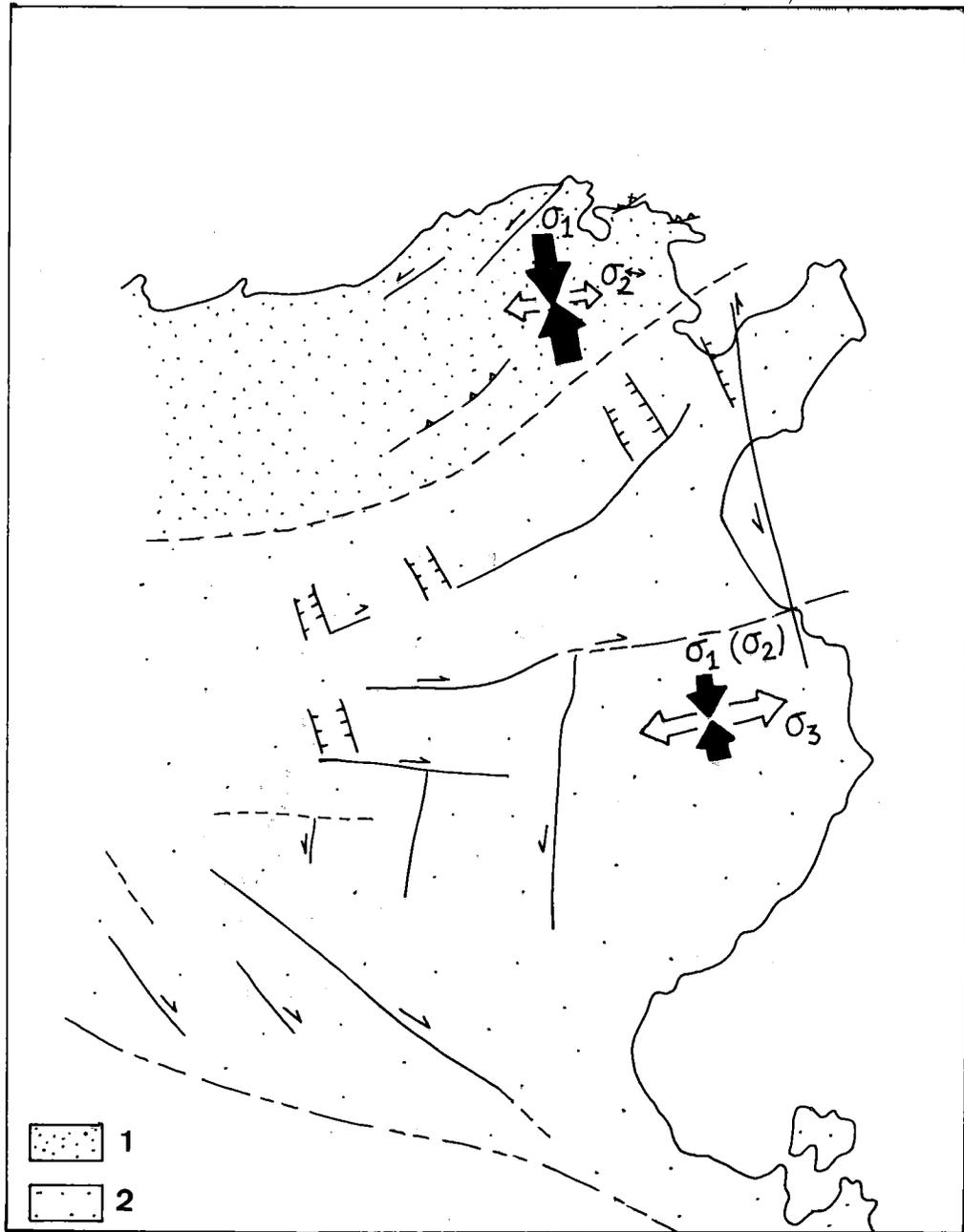


Fig. 152 — Les provinces sismotectoniques de la Tunisie (1 : province de déformation compressive à décrochante-compressive; 2 : province de déformation distensive à décrochante distensive) (Ben Ayed, Thèse 1986).

exécutées n'ont tenu compte, ni des motifs ornementaux de la mosaïque, ni même de sa surface lisse. En effet, certains cubes qui couvrent les fissures sont posés en saillie par rapport au plancher du bassin. Il en est de même pour les murs fissurés qui ont été restaurés par un mortier de ciment de chaux différent de celui du revêtement initial.

A l'intérieur du bassin, un renforcement du premier salin par un mortier étanche formé par des briques concassées est encore visible.

L'ensemble des fissures est de direction N10-N24. Cependant, certaines fissures de direction N15 affectant le mur du bassin montrent un décalage dextre de 1 à 2 cm. Il s'agit de micro-décrochements dextres subverticaux (fig. 146 et 147).

b) *Bombement anticlinal* :

Le plancher dallé de marbre du « Grand Oecus » qui date du 1^{er} et 2^e siècle après J-C montre un bombement anticlinal de 10 cm d'amplitude, d'une dizaine de mètres de long et d'environ 2 m de large qui s'allonge dans une direction N90. La direction de ce bourrelet anticlinal qui se situe dans le prolongement du bassin du Viridarium déjà cité est voisine de celle des plis quaternaires de la région d'Utique tels que les anticlinaux N70 à N80 de Besbessia, Menzel Ghoul et Galaat el Andalous.

c) *Les affaissements de terrain* :

Au Sud de cette zone de fissuration, nous avons repéré dans la partie orientale du site, une zone d'affaissement de terrain qui pourrait être en rapport avec la nature argileuse du sous-sol. La « maison double » du quartier romain d'Utique offre un bel exemple de cet affaissement de terrain. Une coupe bien visible du plancher d'une pièce montre la superposition de deux mosaïques. La mosaïque inférieure qui est affaissée est revêtue de briques et de glaise damée. C'est sur ce revêtement que la deuxième mosaïque a été installée.

d) *Détermination des axes de déformation* :

Le bombement anticlinal du plancher du « Grand Oecus » de direction N90 suppose l'existence d'un raccourcissement dirigé NNE-SSW, compatible avec l'axe de compression maximum donné par les fissures subméridiennes ouvertes et/ou climatées qui affectent le bassin punique.

Aussi, les effets de surface du séisme historique d'Utique sont induits par une déformation compressive, avec un raccourcissement maximum dirigé NNE-SSW à NS qui est concordante avec les données du Quaternaire récent du bassin de Kechabta et du domaine de Raf Raf.

6.2. *Le décrochement d'âge historique de Monastir* :

Près du décrochement majeur de direction N160 sénestre de Monastir, « ... une faille de moindre importance, mais de même direction est localisée sur le plateau de « Henchir Tennir » (fig. 148) à partir d'un rejet vertical de 4 m dans la formation tyrrhénienne (Castany et al., 1956) ».

« L'érosion des affleurements n'a pas permis malheureusement l'observation de stries sur les plans de rupture. Au printemps de 1980, les ruines d'une maison romaine, située exactement sur le passage de la faille ont été mises à jour par des fouilles dirigées par M.S. Sayadi. La mosaïque du plancher donne un âge vraisemblablement du 1^{er} siècle après J-C. Elle est découpée par quelques failles secondaires en relais (fig. 149 et 150), jouant en décrochements sénestres, avec des rejets horizontaux de 1 cm pour F1, F4 et F5 ; 4 cm pour F2 et 9 cm pour F3 ». (Sorel, Kamoun, Sayadi, Viguier et Ben Ayed, 1983). « ... La mosaïque est également plissée (fig. 150). L'amplitude du pli est de l'ordre de 10 cm et son axe orienté au N60E. Bien que l'orientation de ce pli ait pu être modifiée par les failles et le mur de la maison, il ne diffère pas de la direction régionale des axes anticlinaux du Quaternaire. Le flexure de la terrasse tyrrhénienne à l'Oued Tefla (fig. 151, point 4) de 10 m d'amplitude, s'oriente en N40°E, les anticlinaux Menzel Ennour (ex Damous Zaramdine, fig. 151, point 1 et 2) de 10 à 20 km de longueur et de quelques centaines de mètres d'amplitude, sont orientés respectivement vers N50°E et 45°E ». (Sorel, Kamou, Sayadi, Viguier et Ben Ayed, 1983).

7. — SYNTHÈSE A PARTIR DES ANALYSES SISMOTECTONIQUES :

Les données de la néotectonique et celles de la sismicité présentées dans ce chapitre sont ici synthétisées sous forme d'esquisse sismotectonique. Celle-ci permet de préciser les relations qui existent entre les structures géologiques récentes et l'activité sismique, dans le but d'identifier les zones de failles actives ou « failles capables ».

On y distingue deux zones sismotectoniques (fig. 152).

— une zone en « compression ».

Il s'agit du domaine alpin de la Tunisie septentrionale où la tectonique majeure remonte au Crétacé ou à l'Eocène inférieur. On peut rattacher à ce domaine les bassins molassiques de la Moyenne et de la Basse Medjerda. Dans cette province dominant les déformations compressives

mais de brefs épisodes de failles normales peuvent apparaître (ben Ayed et *al.*, 1979; Hfaïedh et *al.*, 1985).

== une zone en « distension ».

Il s'agit du domaine de l'Atlas tunisien et de la plateforme pélagienne où la distension apparaît comme un phénomène dominant (Ben Ayed, in Hfaïedh et *al.*, 1985).

Celle-ci se manifeste surtout au Crétacé mais reprend au Miocène supérieur. Après les déformations compressives à décrochantes compressives du Tortonien et du Quaternaire ancien, la tectonique décrochante distensive s'installe à nouveau. Les données de la sismicité historique et actuelle laissent supposer que ce régime tectonique se poursuit encore de nos jours.

CHAPITRE VI

EVOLUTION TECTONIQUE DE L'AVANT-PAYS COMPARAISON AVEC LE DOMAINE VOISIN

1. — ESSAI DE ZONATION TECTONIQUE DE LA TUNISIE AU COURS DES EPOQUES NEOGENE ET QUATERNAIRE	225
1.1. — Zonation tectonique au Langhien-Serravallien	225
1.2. — Zonation tectonique au Tortonien inférieur	225
1.3. — Zonation tectonique au Tortonien supérieur	229
1.4. — Zonation tectonique du Messinien au Pliocène basal	229
1.5. — Zonation tectonique au Pliocène supérieur - Villafranchien	229
1.6. — Zonation tectonique au Quaternaire ancien	229
1.7. — Zonation tectonique du Quaternaire récent à l'Actuel	229
1.8. — Conclusion	233
2. — EVOLUTION TECTONIQUE DU DETROIT SICULO-TUNISIEN.....	233
2.1. — Les caractères morphologiques stratigraphiques et paléogéographiques.....	233
2.2. — Historique tectonique	234
a) Tectonique précoce.....	234
b) Tectonique atlasique et néotectonique	235
2.3. — Résumé et conclusions	237

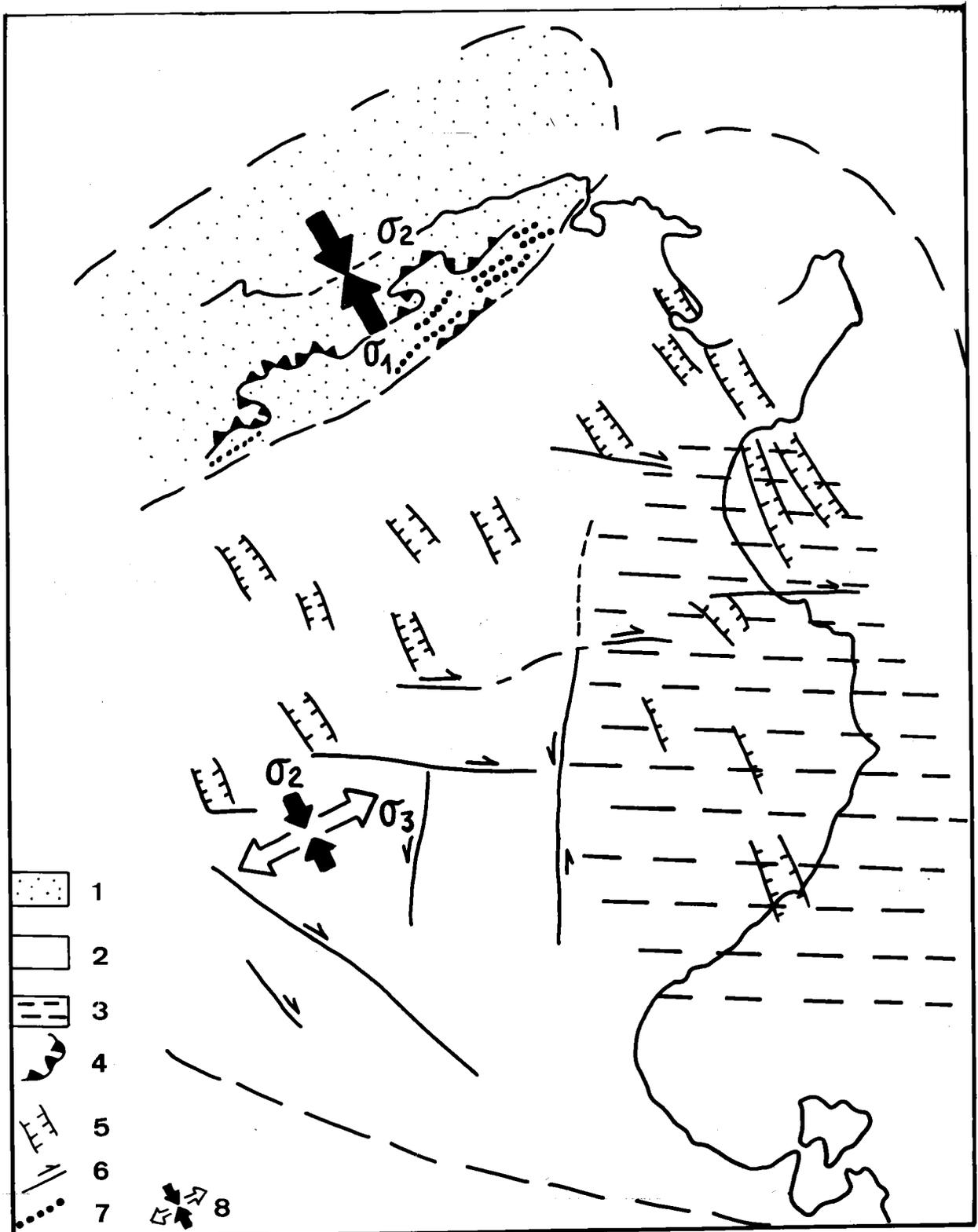


Fig. 153 — Zonation tectonique du Langhien-Serravallien (1 : zone de déformation compressive, 2 : zone de déformation décrochante distensive; 3 : zone de subsidence; 4 : Front de nappe de charriage; 5 : Graben; 6 : décrochement dextre; orientations des contraintes tectoniques et régime tectonique) (Ben Ayed, Thèse 1986).

CHAPITRE VI

EVOLUTION TECTONIQUE DE L'AVANT-PAYS COMPARAISON AVEC LE DOMAINE VOISIN

1. — ESSAI DE ZONATION TECTONIQUE DE LA TUNISIE AU COURS DES EPOQUES NEOGENE ET QUATERNAIRE :

Le Bilan des déformations récentes (Langhien-Quaternaire) de l'ensemble des Atlas tunisiens, révèle une répartition et une évolution cohérente des différents types de déformation.

En effet, les résultats de nos travaux ainsi que ceux de nos prédécesseurs montrent qu'à l'échelle de la Tunisie, l'orientation des axes de déformation varie très peu au cours des époques néogène et quaternaire.

En tenant compte des résultats de ces travaux, nous avons esquissé une zonation tectonique des événements récents. (fig. 153 à 158). Dans notre représentation, les limites des zones ne constituent pas des séparations brutales entre des régimes tectoniques différents mais plutôt des secteurs de passage progressif entre des déformations de types différents. L'enchaînement entre ces différents types de déformation se traduit par une variation dans les valeurs relatives des paléo-contraintes et de là, une permutation des axes de déformation tectonique.

1.1. Zonation tectonique au Langhien-Serravallien (fig. 153) :

Au cours du Langhien-Serravallien, l'Extrême-Nord de la Tunisie a été soumis à une compression dirigée NW-SE qui a mis en mouvement les unités allochtones des Atlas septentrionaux. Les unités tectoniques à vergence sud-est sont obliques par rapport aux lignes paléogéographiques esquissées au cours de l'Eocène (Rouvier, 1977).

Durant cette époque s'ouvrent les fossés de la Tunisie centrale (Philip *et al.*, 1986) à l'emplacement des zones qui ont été également le siège de phénomènes distensifs à décrochants-distensifs au Crétacé moyen (Chihi, Dlala et Ben Ayed, 1984).

En Tunisie centrale, le Sahel est caractérisé pendant le Miocène moyen par une subsidence active, liée à des phénomènes distensifs (Haller, 1983 ; Touati, 1985). L'Atlas tunisien méridional semble avoir été peu touché par la tectonique pendant cette période comme l'atteste l'absence de discordance dans les séries du Miocène moyen (Coque et Jauzein, 1965 ; Biely *et al.*, 1972 ; Robinson, 1981).

1.2. Zonation tectonique au Tortonien inférieur (fig. 154) :

Cette période correspond en Tunisie à une importante phase compressive appelée « phase atlasique ». Dans l'extrême-Nord de la Tunisie, cet épisode se manifeste par le replissement des contacts des nappes suivant des plis NE-SW ; et l'apparition d'écaillés en avant du front de nappes. En Tunisie centrale et nord-orientale, cet épisode constitue l'événement tectonique compressif majeur : dans la péninsule du Cap Bon, les dépôts conglomératiques du Tortonien supérieur sont discordants sur les formations serravalliennes plissées suivant une direction NE-SW (Colleuil, 1976). Dans la région de Kasserine, les séries du Langhien-Serravallien sont affectées de plis orientés NE-SW, comme en Tunisie septentrionale. Ce plissement est en association avec des systèmes de décrochements conjugués qui affectent aussi bien les Atlas autochtones que les nappes de charriage. Le long de l'un de ces accidents majeurs (E-W) des émissions volcaniques acides se sont mises à jour dans les Nefza (Rouvier, 1977).

Dans l'Atlas méridional, les plis en échelon de la bordure de la plateforme saharienne, se sont développés en cours de cette époque; ceci est attesté par la discordance de la Formation Ségui (Tortonien supérieur Villafranchien) sur différents termes plissés du Crétacé et du Miocène (Bir

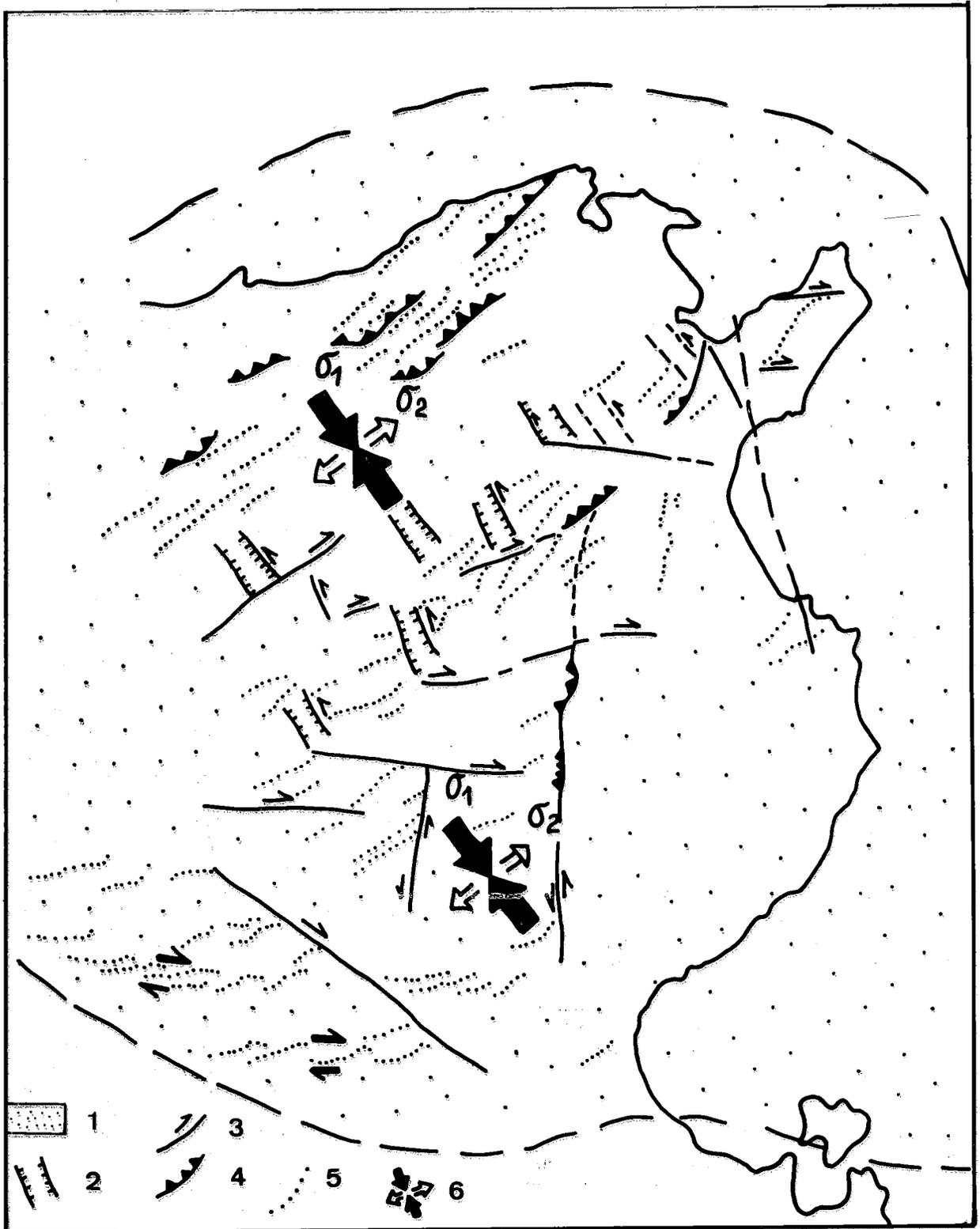


Fig. 154 — Zonation tectonique au Tortonien inférieur
 1 : zone de déformation compressive; 2 : graben; 3 : décrochement dextre; 4 : front de nappe de charriage et chevauchement; 5 : pli; 6 : orientation des contraintes et régime tectonique. (Ben Ayed, Thèse 1986).

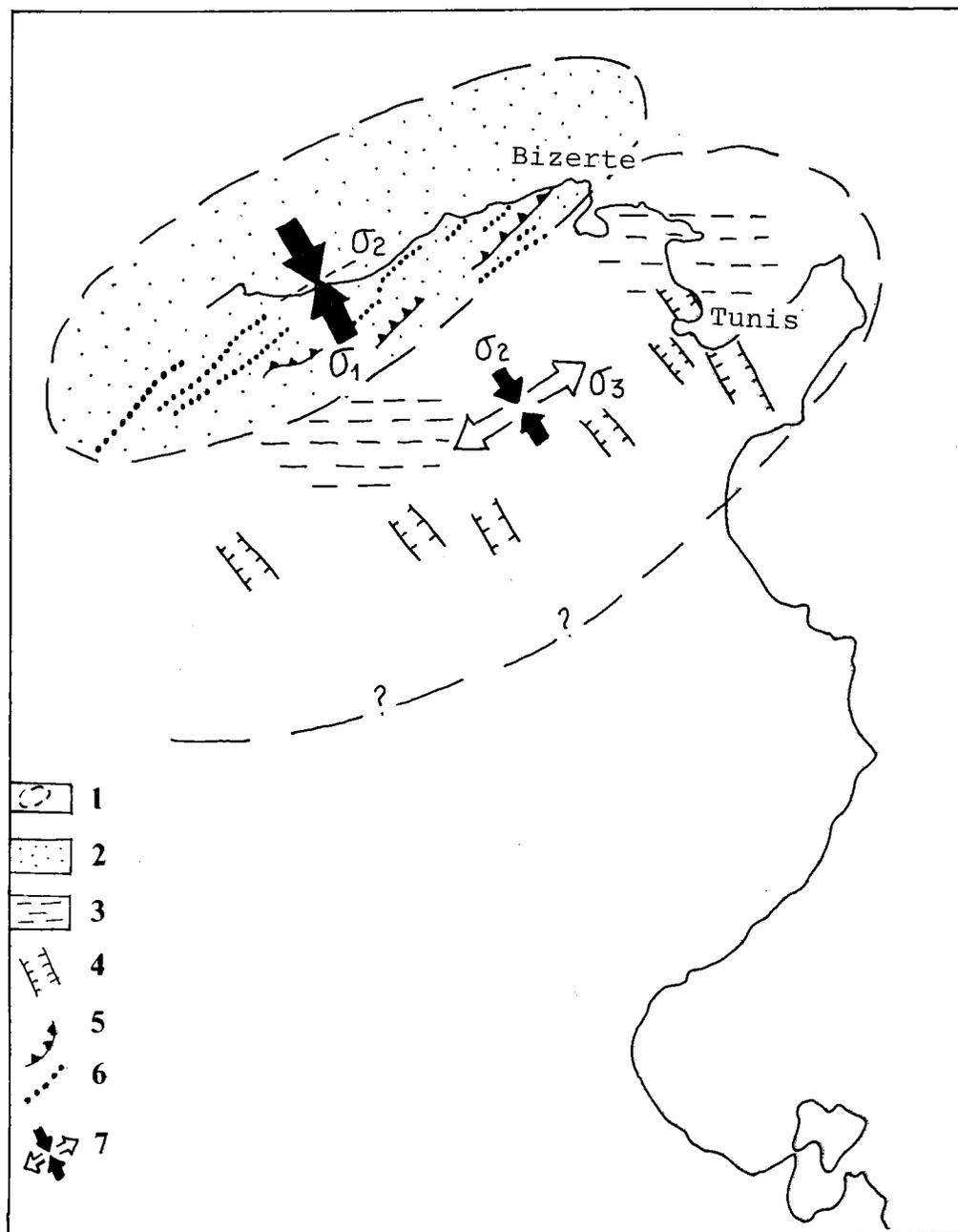


Fig. 155 — Zonation tectonique au Messinien-Pliocène basal (Ben Ayed, Thèse 1986).
 (1 : zone de déformation compressive; 2 : zone de déformation distensive à décrochante-distensive; 3 : zone de subsidence; 4 : graben; 5 : front de nappe; 6 : pli; 7 : orientation des contraintes et régime tectonique.

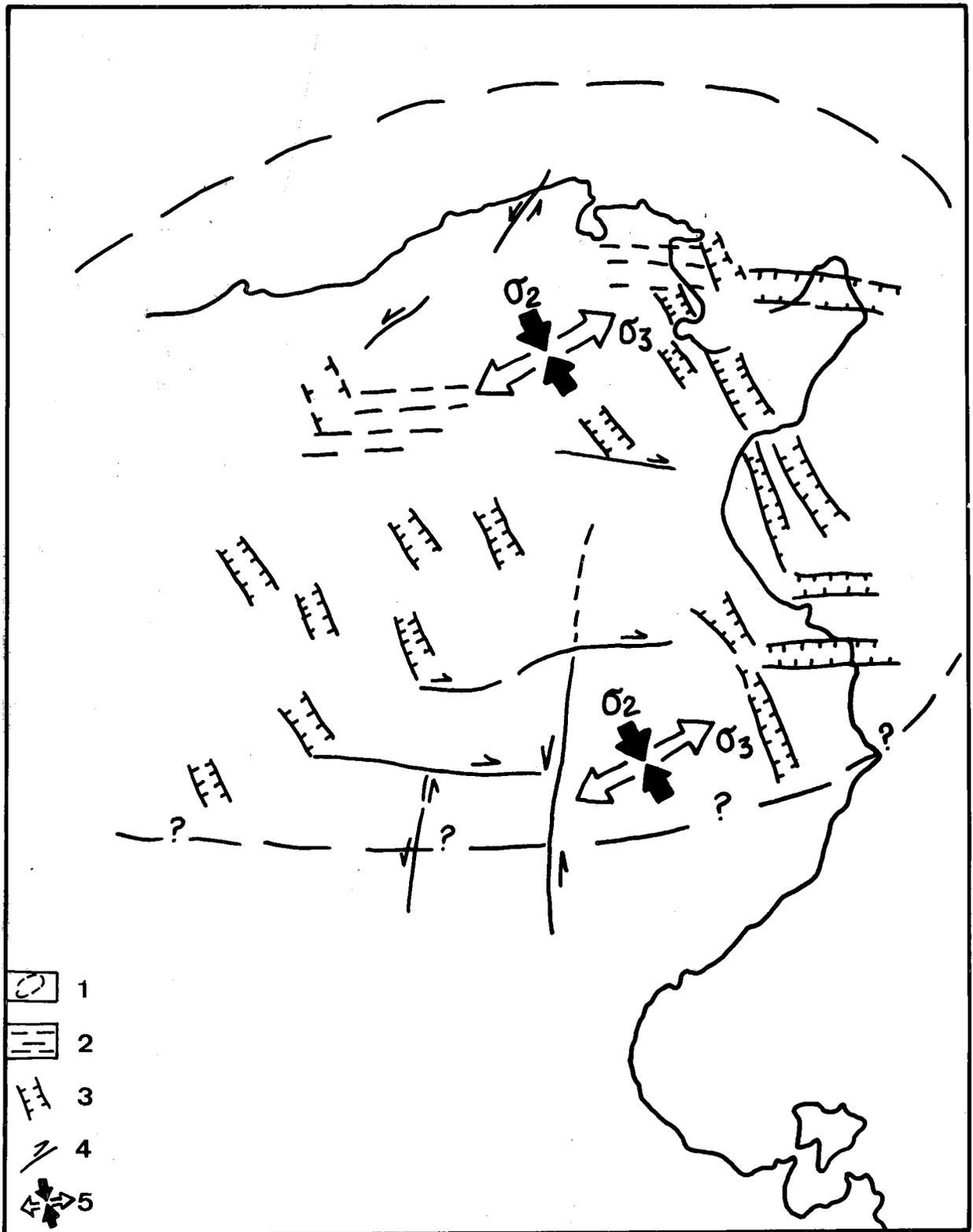


Fig. 156 — Zonation tectonique au Pliocène supérieur - Villafranchien inférieur (1 : zone de déformation décrochante distensive; 2 : zone de subsidence; 3 : graben; 4 : décrochement; 5 : orientation des contraintes et régime tectonique).

Oum Ali, Atra, Berda, Chems, Orbata...) (Chaabani, 1986 ; communication orale). Au cours de cette époque, les systèmes de décrochements E-W dextres et NS sénestres de l'Atlas tunisien ont été rajeunis (Ben Ayed, 1980).

1.3. Zonation tectonique du Tortonien supérieur :

Au cours du Tortonien supérieur, une phase de détente semble avoir concerné l'extrême-Nord et le Nord-Est de la Tunisie. Dans les environs de Tunis, cet épisode distensif à décrochant-distensif a donné des horsts et des grabens limités par des failles NW-SE (chapitre III). Plus au Nord, cet événement a accéléré la subsidence des aires déprimées (Kechabata, Nefza, Moyenne Medjerda) permettant parfois l'accumulation de plusieurs milliers de mètres de molasses.

1.4. Zonation tectonique du Messinien au Pliocène basal (fig. 155) :

Au cours du Messinien-Pliocène basal, l'Extrême-Nord a été de nouveau soumis à une compression voisine de NW-SE qui a donné des plis d'axes NE-SW bien caractérisés au sein des dépressions molassiques (Rouvier, 1977).

Les plis de la zone des nappes ont rejoint à cette époque au point de former des monoclinaux chevauchants et des écaillés, se développant au niveau du substratum des nappes et dans les Hédils septentrionaux. En Tunisie nord-orientale, cet épisode est marqué par l'ouverture de fossés de direction NW-SE (chapitre III).

D'après Burollet et Byramjee (1974), cette époque est caractérisée dans la région de Bizerte, par l'effondrement d'un massif qui s'élevait à l'emplacement du Lac de Bizerte. Pour ces auteurs, la formation de la plaine de Mabtouha, du lac de Ghar el Melh et de l'Est du Lac Ichkeul a commencé au Messinien pour s'accélérer au Pliocène. Ce phénomène a été également observé entre la Basse Medjerda et le golfe de Tunis où un bassin salifère messinien occupe des grabens dirigés NW-SE et E-W séparés par des plateaux dépourvus de sédiments d'âge miocène supérieur (Winnock et Bea, 1979).

1.5. Zonation tectonique au Pliocène supérieur-Villafranchien (fig. 156) :

Cet épisode marqué par une tectonique distensive à décrochant-distensive, a concerné une grande partie de la Tunisie. Au cours de cette phase de détente, l'extrême-nord de la Tunisie a été le siège d'effondrement et d'accumulation de sédiments continentaux du groupe Mellègue (Rouvier, 1977). En mer, au large de Bizerte se développe un bassin à sédiments plio-quatérnaires de près de 800 m d'épaisseur (Auzende, 1971). Il

en est de même dans le domaine d'Utique où la subsidence s'est accélérée durant le Pliocène et le Pléistocène inférieur. Au cours de cette époque, l'extension semble avoir compartimenté le Nord-Est en horsts et grabens de direction voisine de NW-SE (chapitre III et IV) et E-W (Winnock, 1979).

1.6. Zonation tectonique au Quaternaire ancien (fig. 157) :

Sur l'ensemble du territoire tunisien, les exemples géologiques de l'intensité des mouvements compressifs à décrochants-compressifs du Quaternaire ancien sont très nombreux. En Tunisie septentrionale, Rouvier (1977) signale un épisode compressif important postérieur au Villafranchien et qui a donné à l'Extrême-Nord tunisien sa configuration actuelle.

Au cours de cette époque prennent naissance les plis du Sahel, ceux du domaine d'Utique ainsi que certains plis des Atlas tunisiens central et méridional.

Dans le reste de l'Atlas tunisien, les structures anciennes sont réactivées suivant les mêmes directions. Il en est ainsi pour les plis NE-SW et pour les systèmes de décrochements conjugués.

1.7. Zonation tectonique du Quaternaire récent à l'Actuel (fig. 158) :

Au cours du Quaternaire récent, le Nord de la Tunisie a été le siège d'une déformation en compression qui a donné les plis et chevauchement de la région de Bizerte et les failles inverses de la région de Tajerouine (Ben Ayed et al., 1979 ; Ben Ayed, 1980). Dans le reste de la Tunisie atlasique, les accidents préexistants ont été réactivés au cours de cette époque, en décrochements distensifs. Il en est ainsi dans la région de Monastir (Kamoun, Sorel, Viguier et Ben Ayed, 1980), au Cap Bon et en Tunisie centrale (chapitre IV). Lors de cet épisode compressif dirigé NNW-SSE, le passage de la déformation décrochant distensive à la déformation compressive (type A ou D) se fait sans changement de la direction de raccourcissement général. Cette tectonique affecte des terrains très récents (Ben Ayed et al., 1985) voire même historiques (Sorel, Kamoun, Sayadi, Viguier et Ben Ayed, 1985) (chapitre V). Ce régime tectonique se poursuit de nos jours avec des trajectoires d'axe de déformation maximale dirigées NNW-SSE (Ben Ayed ; in Hfaïedh, Ben Ayed et Dorel, 1985). La phase de détente a donné soit les dépressions quaternaires de la moyenne Medjerda, de Garaet Ichkeul et du lac de Bizerte, soit les reliefs de l'Ichkeul et le massif de Ben Ahmed (Rouvier, 1977).

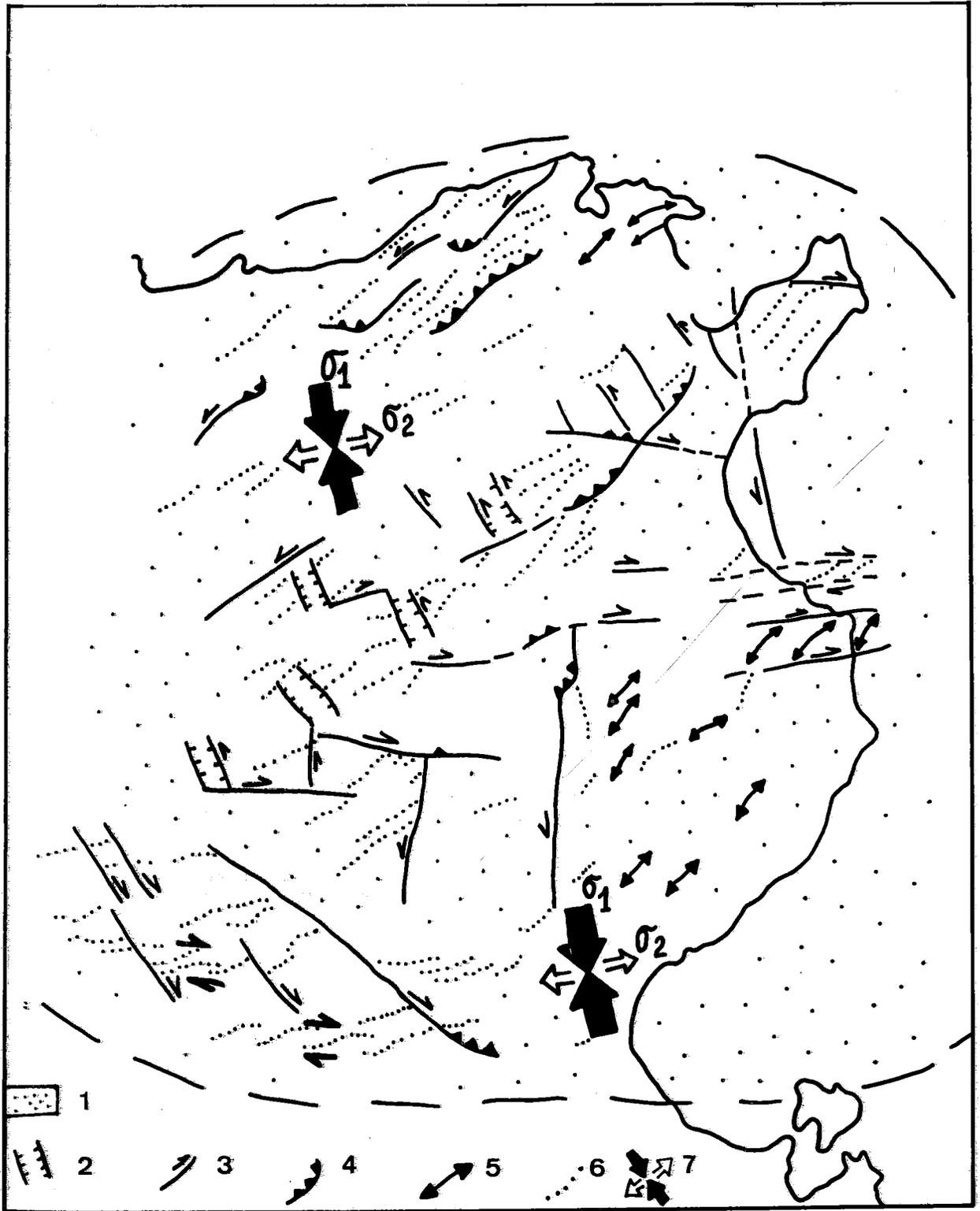


Fig. 157 — Zonation tectonique lors du plissement du Quaternaire ancien (1 : zone de déformation compressive; 2 : graben; 3 : décrochement dextre; 4 : front de nappe de charriage et chevauchement; 5 : pli d'âge quaternaire ancien; 6 : pli réactivé au Quaternaire ancien; 7 : orientations des contraintes et régime tectonique) (Ben ayed, Thèse 1986).

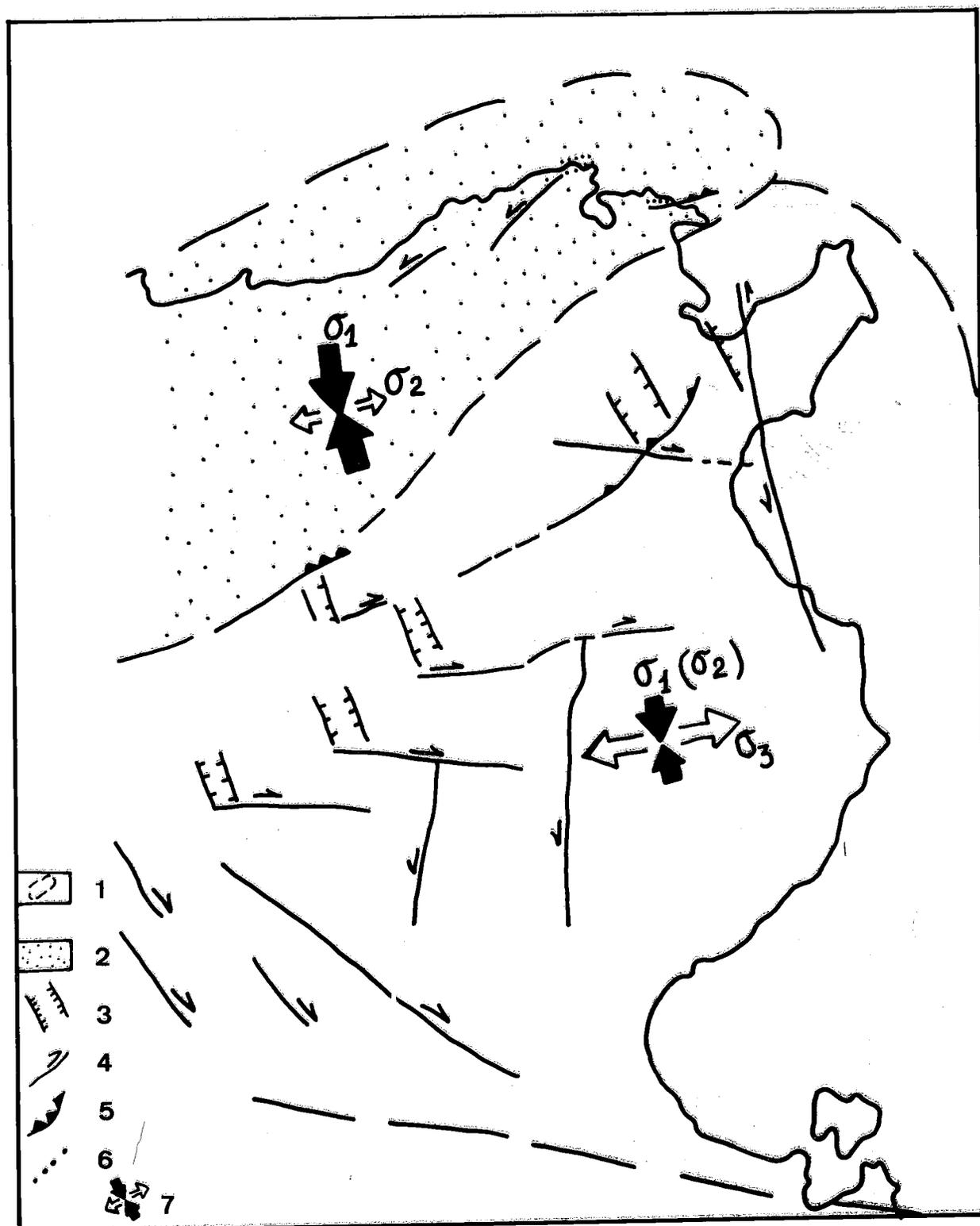


Fig. 158 — Zonation tectonique au Quaternaire récent (Ben Ayed, Thèse 1986).
 (1 : zone de déformation décrochante-distensive; 2 : zone de déformation compressive; 3 : graben; 4 : décrochement dextre; 5 : faille inverse; 6 : pli; 7 : orientation des contraintes et régime tectonique).

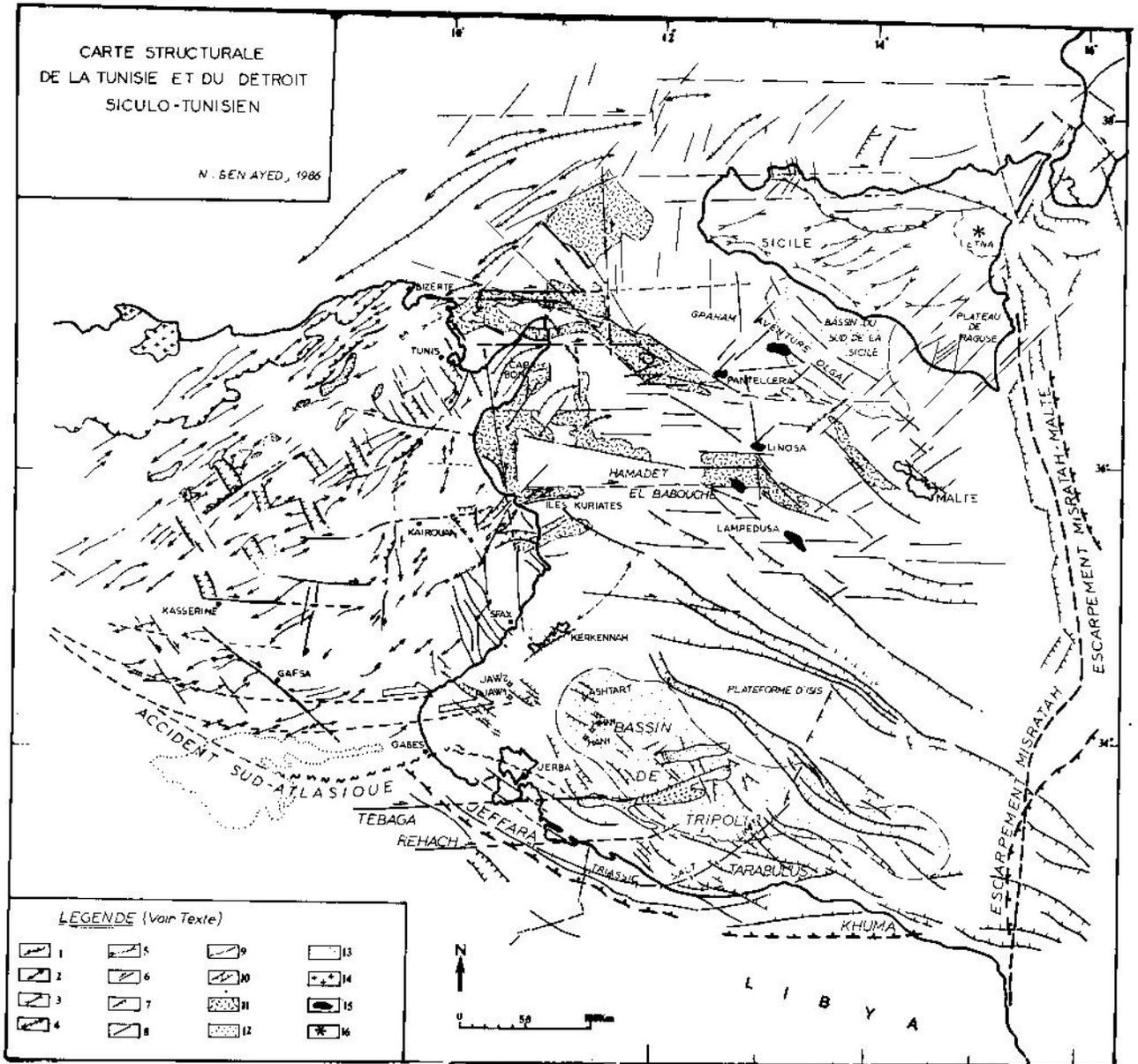


Fig. 159 — Carte structurale de la Tunisie et du détroit siculo-tunisien (Ben Ayed, Thèse 1986).
Légende : 1 : Front de nappes; 2 : Anticlinal; 3 : Synclinal; 4 : Décrochement; 5 : Faille normale; 6 : Alignement anticlinal; 7 : Faille; 8 : Graben; 9 : Pli; 10 : Limite de la plateforme pélagienne; 11 : Bassin pliocène; 12 : Bassin sédimentaire; 13 : Trias; 14 : Anté-alpin; 15 : Roches volcaniques; 16 : Volcan (Compilation des travaux des auteurs pour la partie nord du détroit siculo-tunisien; d'après les géologues libyens pour le bassin de Tripoli; d'après Ben Ayed et Viguié 1981 pour la Tunisie).

1.8. Conclusion :

Ainsi, la répartition dans l'espace des différents types de déformation au cours du Mio-Plio-Quaternaire montre qu'au cours de cette période, la zone de compression qui était localisée dans l'Extrême-Nord au Langhien-Serravallien, migre vers le Sud au Tortonien et affecte l'ensemble du pays au Quaternaire ancien. A l'échelle du pays, l'époque Néogène-Quaternaire est caractérisée par une très légère déviation des axes de déformation. A titre d'exemple, l'axe de déformation maximum (Z), qui était dirigé NW-SE au cours de la compression du Tortonien inférieur, prend une direction voisine de NNW-SE au Quaternaire ancien.

2. — EVOLUTION TECTONIQUE DU DETROIT SICULO-TUNISIEN :

La plateforme pélagienne se situe au Nord de la plateforme saharienne et à l'Est des Atlas tunisiens. Il s'agit d'une zone peu plissée qui possède une évolution comparable à celles des régions voisines.

Dans ce chapitre, on présentera très brièvement, les liaisons précoces et actuelles qui existent entre les différents domaines du bassin pélagien et ceux de régions voisines, en insistant sur les caractères communs. On dégagera ensuite l'analogie des événements tectoniques et de l'agencement des structures dans ces différentes zones, avant de proposer une interprétation structurale pour l'ensemble de la région (fig. 159).

2.1. — Les caractères morphologiques stratigraphiques et paléogéographiques :

a) Les caractères morphologiques :

L'examen de la carte topographique de la Tunisie et de la carte bathymétrique du plateau continental (Morelli et al., 1975 ; Burollet, 1979) montre que les ensembles orographiques de la Tunisie se poursuivent dans la Mer pélagienne. C'est ainsi, par exemple, que les zones déprimées du Sud tunisien (Chott Jérid, Chott Fejej) se prolongent à l'Est par la grande dépression du Golfe de Gabès et du bassin tripolitain. De même que les Basses Steppes (Sahel) se continuent en mer pour former le plateau tunisien (plateau de Kerkennah) et la plateforme d'Isis. Le bassin pélagien est également parcouru par un ensemble d'aires déprimées de directions moyennes NW-SE et WNW-ESE telles que les fossés de Pantellaria, Malte et Linoša... On retrouve des zones basses tout à fait comparables en Tunisie (Grombalia, Rohia, Medjerda...) et surtout en Libye (grabens de Syrte). Ainsi, les ensembles physiographiques du domaine pélagien sont très comparables à ceux

du domaine atlasique et de la marge septentrionale de la plateforme saharienne.

b) Les caractères stratigraphiques et paléogéographiques :

Il existe une grande homogénéité entre les séries stratigraphiques de la Tunisie et de la Libye et celles du plateau continental tuniso-libyen. En effet, mises à part quelques exceptions dues à des passages latéraux de faciès, la plupart des formations géologiques du Mésozoïque sont à peu près identiques aux séries connues sur terre. (Burollet, 1956 ; Fournié, 1978 ; Bismuth et al., 1962 ; ...). De même que nous avons vu au chapitre II que les différentes aires de sédimentation de Tunisie orientale se poursuivent dans la Mer pélagienne (Bolthenhagen, 1981 ; Vernet, 1981 ; Viterbo, 1984 ; Marie et al., 1984...). Le domaine pélagien comprend alors du Nord au Sud, les aires de sédimentation suivantes :

- On a déjà vu (chapitre II et III) que sur la marge septentrionale de la plateforme saharienne, la flexure permo-carbonifère constitue la limite sud du domaine pélagien. Au Nord de cette flexure qui longe la côte tuniso-libyenne et se poursuit en Jeffara, la subsidence est active. Celle-ci semble liée à des basculements de blocs le long de failles voisines de E-W.
- Le bassin du Golfe de Gabès et le bassin tripolitain constituent le prolongement oriental du Sillon des Chotts tunisiens. L'ensemble de ces aires de sédimentation est caractérisé par une subsidence rapide depuis le Trias jusqu'au Crétacé inférieur.
- Au Nord de ce domaine, le plateau tunisien constitue un haut-fond relativement stable au cours du Crétacé et qui englobe les plateformes de Sfax et de Kerkennah.
- Plus au Nord, le bassin du Golfe de Hammamet prolonge à l'Est, le Sillon tunisien. Ces domaines sont caractérisés par une forte subsidence qui s'est manifestée surtout pendant le Crétacé et au début du Tertiaire.

Enfin, au niveau du Canal de Sicile, Caire (1973) et Durant Delga (1980) ont montré par les reconstitutions des anciennes paléogéographies alpines, l'existence de liaisons précoces entre l'Afrique du Nord et la Sicile.

c) Les grandes coupures sédimentaires :

Les séries sédimentaires de la plateforme pélagienne présentent les mêmes coupures majeures que celles qui sont connues dans les séries de l'Atlas tunisien et de la plateforme saharienne. Celles-ci ont permis de définir plusieurs séquences sismiques (Ellouze, 1984 ; Touati, 1985). Parmi ces discontinuités qui sont liées à des épisodes de déformation tectonique ou à des manifestations

eustatiques, nous citerons celles qui se rapportent à l'Aptien, Cénomaniens, Sénonien inférieur, Eocène inférieur, Lutétien et l'Oligocène. Cependant, la plus importante de ces discontinuités semble être celle qui est à la base des séries permo-carbonifères. En effet, les séries permotriassiques et jurassiques de la plateforme pélagienne rappellent celles qui sont décrites au Sahara mais elles reposent en discordance sur le socle précambrien. Il semble donc que durant le Paléozoïque, la plateforme pélagienne correspondait à une aire émergée comparable à celle de l'anticlinorium algérien.

2.2. — Histoire tectonique :

a) *Tectonique précoce :*

a1) *Le Permo-Trias et le Jurassique inférieur :*

Nous avons vu au chapitre II que la Jeffara qui appartient au domaine pélagien était compartimentée au Permo-Trias et au Lias par des failles délimitant des grabens NW-SE et des demi-grabens proches de E-W. Ces derniers se prolongent à l'Est le long du proche plateau tuniso-libyen.

A la même époque, se développent des horsts et des grabens sur le plateau de Raguse et le plateau ibléen de Sicile (Vercellino et Rigo, 1970 ; Vercellino et Fabrizio, 1970).

Il est donc logique de considérer qu'à partir de cette époque la plateforme pélagienne depuis la Tunisie jusqu'en Sicile était également compartimentée par des failles délimitant des grabens de directions proches de NW-SE et de E-W (ENE-WSW à WNW-ESE). Les failles qui bordent certains bassins du détroit siculo-tunisien seraient l'expression actuelle d'accidents anciens et profonds qui sont apparus depuis le début de Mésozoïque. Ces failles anciennes présentent des directions analogues à celles des accidents post-hercyniens de la plateforme saharienne qui limitent le haut-fond appelé « anticlinal algérien » et le bassin de Syrte.

a2) *Le Crétacé :*

On sait qu'au niveau du détroit siculo-tunisien, le Trias se présente sous deux faciès différents, situés de part et d'autre d'une ligne joignant le Cap Bon au môle de Garian (Bonnetous, 1972) avec une « province carbonatée » à l'Est et une « province évaporitique » à l'Ouest. Cette différence de faciès triassique semble avoir eu une grande influence sur le comportement des séries crétacées sus-jacentes. En effet, dans la province évaporitique, l'halocinèse est importante au cours du Crétacé où elle débute à l'Albo-Aptien, soit à la même époque que celle du « Sillon tunisien » (Albo-Aptien). Les phénomènes halocinétiques

sont connus dans le Golfe de Gabès, sur le plateau tuniso-libyen et dans le Sahel septentrional. Par contre, dans la province carbonatée, l'halocinèse semble absente sauf peut-être aux alentours du plateau de Raguse où le Trias se présente sous un faciès argileux (Bonnetous, 1972). Dans ces régions, prédomine la tectonique cassante qui développe au Crétacé des horsts et des grabens. Sur le proche plateau tunisien, les structures distensives du crétacé apparaissent au Barrémo-Aptien pendant le Turonien-Cénomaniens et au cours du Sénonien.

Dans le Golfe de Gabès et le bassin de Hammamet, elles sont associées à la fracturation du Crétacé et aux émissions volcaniques de cette époque.

Ainsi, l'histoire tectonique de la plateforme pélagienne qui a débuté au Permo-Trias s'est poursuivie pendant le Crétacé. Au cours de cette époque, les structures distensives antérieures ont été réactivées. Il en résulte la formation de hauts-fonds à séries condensées et/ou récifales très recherchées par les géologues pétroliers. Les objectifs de ces derniers sont les mêmes à terre, ce qui confirme les analogies qui existent entre les structures du bassin pélagien et celles de l'Atlas tunisien.

a3) *La Paléocène - Eocène :*

La compression du Paléocène supérieur - Eocène inférieur a affecté le plateau de Kerkennah et le proche-plateau tuniso-libyen. Au cours de cet épisode de raccourcissement, les diverses structures ébauchées au Crétacé ont été rajeunies. Il y a coexistence de structures compressives et distensives comparables à celles qui sont connues en Tunisie centrale (cf. chapitre III).

Ces structures semblent s'organiser dans l'espace de la manière suivante :

— Au Nord d'une ligne imaginaire joignant Gafsa-Kerkennah et Lampedusa, se développent surtout des paléoanticlinaux et des paléosynclinaux de direction générale NE-SW. Ces paléorides transparaissent sur les cartes paléogéographiques; surtout dans les régions du Cap Bon, Golfe de Hammamet, Sahel et plateau tunisien. L'ensemble de ces structures est compatible avec la direction de compression NW-SE de l'époque.

— Au Sud de la ligne Gafsa - Kerkennah - Lampedusa, les bassins sont allongés suivant une direction orthogonale à la précédente et voisine de NW-SE. Il s'agit de zone émergée (Sassi, 1985) ou de hauts-fonds (Ellouze, 1984) correspondant à des horsts, qui sont séparés par des grabens où s'accumulent d'importantes séries éocènes, comme par exemple, le fossé et horst de Jawhara (JAW 1 et 2) (fig. 159) sur la bordure méridionale

du plateau de Kerkennah, ou encore le graben et les demi-grabens de Hammoun (HMN1) (fig. 159) dans le bassin de Gabès. Ces horsts et grabens éocènes sont très souvent dirigés NW-SE soit parallèlement à la direction de raccourcissement général.

Dans le Golfe de Gabès, ces structures distensives sont localement associées à des bombements, anticlinaux à grand rayon de courbure (Coppeneux, communication orale, 1984).

Cette zonation tectonique des structures éocènes est bien exprimée par les courbes isopaques des schémas paléogéographiques du Paléocène et de l'Eocène. (Chandoul, 1988; in Ferjani et al., 1990).

a4) L'Oligocène - le Miocène moyen :

Au cours de l'Oligo-Miocène, les bassins s'installent sur les paléostructures de l'époque éocène. Dans le Golfe de Hammamet, les bassins oligo-miocènes sont dirigés NE-SW ; ils occupent les paléosynclinaux ébauchés à l'Eocène. Au milieu de ces structures, il y a eu une reprise importante de la subsidence (Ellouze, 1984) mais sur les bordures de ces bassins et plus particulièrement au niveau des paléoanticlinaux, on assiste à de très rapides variations d'épaisseur des séries marines du Miocène inférieur et moyen (Long, 1978). Dans la région de Hammamet, certains grabens peuvent occuper le toit des paléoanticlinaux comme c'est le cas le long de la ride de Korba (Tixier, communication orale, 1984).

Plus au Sud, l'ensemble des bassins du plateau tunisien et du Golfe de Gabès occupent les paléograbens éo-crétacés.

C'est ainsi que des grabens et des demi-grabens NW-SE se développent à l'Oligocène dans la région d'Ashtart (Melqart, MLQ 1). Alors qu'au Miocène, des horsts et des grabens s'installent sur le plateau tunisien et sur la plateforme d'Isis. Il en est ainsi pour la structure haute d'Alfil (Ellouze, 1984). Il s'agit d'un horst étroit à séries oligo-miocènes condensées. Les données géophysiques de ce secteur montrent que les failles bordières qui limitent le horst sont scellées par les séries du Miocène moyen à supérieur (Han 1).

Les structures distensives oligo-miocènes sont également connues dans le Sahel (Touati, 1985) et dans la région de Kasserine (Philip et al., 1986). Cependant, sur le proche plateau tuniso-libyen, l'extension oligo-miocène se manifeste par des phénomènes halocinétiques liés à la migration du sel.

Ainsi, les structures éo-crétacées de la plateforme pélagienne ont été rajeunies lors de l'intervention de la distension oligo-miocène inférieur.

b) Tectonique atlasique et néotectonique :

L'analyse des déformations du Miocène supérieur, a montré que la phase de compression du Tortonien inférieur est caractérisée par une direction de raccourcissement orientée N120 à N140 et qu'elle a engendré les plis « atlasiques » des Atlas tunisiens central et septentrional et les plis en échelon de la Tunisie méridionale. Lors de ce plissement, les accidents anciens proches de E-W et de N-S ont été réactivés en décrochements N70 à N120 dextres et N140 à NS sénestres.

Dans le contexte des régions étudiées, c'est en Tunisie nord-orientale que ces accidents sont de dimensions plurikilométriques (accidents de Meteline, Tazoghane, Ouest de Kairouan, Axe N-S, Kasserine...) alors que vers le Sud, ces accidents sont rares et discrets, exprimés par les plis en échelon de la bordure de la plateforme saharienne.

On a vu au chapitre IV, qu'en Tunisie, les reliefs actuels sont étroitement liés aux structures tectoniques récentes. On peut donc considérer que les formes de relief actuelles du détroit siculo-tunisien, — prolongement naturel des pays voisins — découlent aussi directement du style fondamental de la déformation néotectonique.

b1) Etude morphostructurale :

L'interprétation morphostructurale des cartes bathymétriques à diverses échelles du proche plateau tunisien (Ben Ayed et al., 1980 ; Vigneaux, 1981) et celle du détroit siculo-tunisien et du proche plateau tuniso-libyen (fig. 159) montre par comparaison avec les déformations récentes de Tunisie et de Sicile, les directions structurales principales suivantes :

- Des plis NE-SW analogues à ceux de la Tunisie continentale et de la Sicile. Parmi ces plis miocènes, on peut citer les anticlinaux de Halk El Menzel et de Byrsa. Ces structures du proche plateau tunisien sont localement associées à des failles inverses de même direction. Dans le détroit siculo-tunisien, ces structures plicatives se développent également du côté sicilien comme par exemple l'anticlinal miocène d'Olga.
- Des accidents majeurs affectent la plateforme pélagienne ; ils s'organisent suivant les directions N70 à N120 et N140 à N180 (Bobier et Martin, 1976 ; Martin et Bobier, 1977). Ces accidents sont ainsi analogues aux réseaux de fractures connus en Tunisie atlasique et en Sicile. Certains accidents majeurs du proche-plateau tunisien et sicilien prolongent les failles de décrochement des régions continentales voisines.

Il en est ainsi par exemple, pour les accidents proches de E-W du Golfe de Tunis qui prolongent à l'Est les failles majeures du pays de Bizerte. De la même manière l'accident de Tazoghane, la faille à l'Ouest de Kairouan et le fossé de Grombalia se continuent sur le plateau tunisien (fig. 159). Le même phénomène se rencontre dans le Sud-tunisien (accidents de Tebaga, Rehach, Jeffara...) en Tripolitaine (faille de Misratah-Malte ; failles du bassin de Syrte) (fig. 159).

Par suite, les déplacements le long de ces accidents majeurs peuvent s'accorder avec le modèle de décrochement proposé au chapitre III. De la même manière que l'ensemble de la Tunisie, la plateforme pélagienne est comprise entre deux couloirs de cisaillement de premier ordre.

- « L'accident EW du détroit tuniso-sarde qui, d'après Ben Ayed et Viguière (1981), se traduit par les torsions rapides des structures de direction atlasique mises en évidence en mer, au Nord de Bizerte (Auzende et al., 1974). Ces virgations axiales ainsi que les accidents W-E qui les accompagnent sont analogues aux manifestations tectoniques rencontrées dans les régions de Bizerte et du Cap Bon (cf. chapitre III). Elles témoignent de l'existence d'une voie majeure de cisaillement au niveau du canal de Sardaigne.
- « L'accident sud-atlasique, au sud, correspond essentiellement à des voies potentielles de coulissement soulignées par des plis de couverture disposés en échelon... Ces voies de cisaillement longent ou se superposent à la flexure méso-cénozoïque nord-saharienne, flexure qui se poursuit vraisemblablement E-W, le long d'affleurements triasiques d'allure diapirique » (Ben Ayed et Viguière, 1981) associés à des failles majeures de même direction.

Entre ces deux grands couloirs de décrochement, les accidents du détroit siculo-tunisien s'organisent pour l'essentiel et à tous les ordres de grandeur en des réseaux conjugués de décrochements dont certains sont des structures héritées.

Parmi ces cisaillements, on peut évoquer (fig. 159) :

- Les accidents décrochants E-W dextres qui limitent les fossés de Pantelleria, Linosa et la partie septentrionale du fossé de Malte.
- Les accidents N110 à N120 dextres bordent les grabens du plateau de Kerkennah et ceux de la plateforme d'Isis. Ces grabens limités par des cisaillements sont comparables aux branches E-W des fossés de Kasserine, Sbiba, Bou Arada, Sidi Daoud... les accidents N120 qui sont proches de la direction de la contrainte miocène sont dominants.

- Les accidents N140 à N160 limitent les grands fossés du détroit siculo-tunisien (Martin, 1977 ; Martin et Bobier, 1976) et certains fossés du Golfe de Hammamet et du Golfe de Gabès. Les épaisseurs considérables des séries miocènes dans certains de ces fossés (Golfe de Hammamet) attestent que les failles bordières de ces structures distensives ont connu un jeu à forte composante normale.
- Les accidents NS à NNE-SSW représentent les décrochements sénestres de type R' dont certains semblent affecter une grande partie de la plateforme pélagienne (fig. 159). Ces accidents antithétiques sont connus surtout dans la partie septentrionale du détroit siculo-tunisien. Ils sont bien exprimés au niveau de l'Aventure et de Graham.

b2) *Tortonien supérieur - Messinien* :

À la fin du Miocène, l'abaissement du niveau moyen des mers (Mitchum et al., 1977) peut correspondre en Méditerranée à un changement climatique majeur qui semble avoir permis le dépôt d'une épaisse série évaporitique. Il en résulte le développement de Sebkhass et de lacs salés où on remarque une forte tendance à la subsidence. Ces mouvements de subsidence sont vraisemblablement liés à l'épisode distensif ou décrochant-distensif de cette époque connu en Tunisie nord-orientale. La déformation décrochante distensive du Tortonien supérieur - Messinien semble provoquer l'affaissement des grabens siculo-tunisiens et y favoriser ainsi le développement d'épaisses séries évaporitiques. Cette tectonique décrochante distensive est connue dans la région d'Ashtart où les failles à forte composante normales synsédimentaires et de direction N160 à N170 se développent au sein de la série messinienne. Elles sont scellées par le niveau repère carbonaté de cette série.

b3) *Au Pliocène* :

Au Pliocène inférieur, la tectonique structure fortement une très grande partie du « bloc pélagien ». Alors que dans les zones alpines de Tunisie et de Sicile, un épisode compressif a été décrit par Burollet (1956), Mascle (1972) et Rouvier (1977) ; à la même époque, le bloc pélagien est soumis à une distension également connue dans le Sud de la Sicile (Mascle, 1972 ; Finetti, 1976 ; Morelli, 1981) et en Tunisie nord-orientale (chapitre III).

Le morcellement de la plateforme pélagienne au cours du Pliocène a engendré des horsts et des grabens de direction proche de E-W et N-S. Ce découpage est connu au milieu du détroit siculo-tunisien et sur le proche-plateau tuniso-libyen, où il s'agit souvent de structures anciennes rajeunies. L'extension NE-SW du Pliocène a fait fonctionner les accidents NW-SE en failles normales, avec

parfois des rejets verticaux de plus de 1000 m sur les bordures des fossés de Pantelleria, Linosa et Malte (Winnock, 1979), alors que sur les bordures des demi-grabens E-W du plateau tunisien, les failles bordières sont associées à des manifestations halocinétiques comme c'est le cas pour la zone de Hamadet el Babouch (Bellaïche et Blanpied, 1979). Ces failles jouent vraisemblablement en décrochement distensif (cf. modèle cinématique - chapitre III).

La sédimentation pliocène a été contrôlée par la tectonique comme l'attestent les nombreuses anomalies sédimentaires signalées par divers auteurs. Parmi celles-ci citons :

- L'épaississement des séries pliocènes au milieu de certains fossés (Pantelleria) et leur amincissement et/ou leur absence sur les bordures de ces structures (Linosa et Malte) ainsi qu'au niveau des horsts du plateau tunisien (Winnock, 1979 ; Bellaïche et Blanpied, 1979). Le même phénomène s'observe au niveau des fossés voisins de E-W (Sidi Daoud, Mahdia...) dont la sédimentation pliocène dépasse 2000 m d'épaisseur (fossé des Iles Kuriates ; Winnock et Bea, 1979).
- La présence d'importants olistostromes au sein des séries pliocènes dans la partie septentrionale du bassin de Gela, du côté sicilien (Rocco, 1959 ; Winnock, 1979).
- Les discordances progressives du Pliocène supérieur qui se développent sur les bordures des horsts et des grabens et dans les zones périphériques des structures halocinétiques du Golfe de Gabès et de la petite Syrte (Winnock et Bea, 1979).

b4) Au Quaternaire :

Lors de la compression du Quaternaire ancien se développent sur la plateforme pélagienne des plis orientés N80 à N110 dont la plupart ont été mis en évidence au SW des Iles pélagiennes et à l'Est des Iles Kuriates (Winnock, 1979 ; Bellaïche et Blanpied, 1979). En outre, certaines failles bordant les horsts et les grabens NW-SE à NS ont été rajeunies comme c'est le cas pour les accidents limitant les fossés de Malte, de Linosa et de Pantelleria... et ceux qui bordent certains bassins du Golfe de Hammamet, tels que les grabens de Maamoura, des Iles Kuriates et de Hammamet. Ce dernier se prolonge au Nord par le fossé de Grombalia qui fonctionne et reçoit plus de 1000 m de dépôts quaternaires (Castany, 1948).

Au cours de cette époque, les anciens accidents proches de E-W et de NS ont vraisemblablement rejoué en décrochement. Ceci est attesté par la disposition de certaines structures quaternaires comme c'est le cas pour les anticlinaux qui se

développent au milieu du fossé E-W des Iles Kuriates et dont la disposition en relai étroit est compatible avec un jeu coulissant dextre des failles E-W bordant le graben (fig. 159). Ceci est d'autant plus plausible que ces accidents se prolongent sur le continent par le grand décrochement dextre de l'Ouest de Kairouan (Coiffait, 1974 ; Caire, 1977 ; Ben Ayed, 1980). Entre le fossé de Malte et le proche plateau tunisien, les failles qui bordent les grands fossés rejouent actuellement et les grabens continuent à s'affaïsser. Certains accidents NNE-SSW du détroit siculo-tunisien peuvent avoir joué en décrochement sénestre à une époque subactuelle (Winnock, 1979). L'activité tectonique quaternaire est accompagnée d'un volcanisme de type alcalin. Les mécanismes au foyer de Tunisie et de Sicile, de même que les mesures de contraintes in-situ de Libye donnent une direction générale de raccourcissement actuelle voisine de Nord-Sud pour l'ensemble de la Mer pélagienne.

2.3. — Résumé et conclusions : la structure du détroit siculo-tunisien. (fig. 159).

Elle est très comparable à celle du domaine atlasique. On y retrouve les mêmes grands traits structuraux, la même succession des événements tectoniques et la même évolution stratigraphique et paléogéographique. Il en résulte souvent des structures analogues et de même direction (plis, failles, chevauchements, décrochements...). Certaines structures de la plateforme pélagienne prolongent celles de la plateforme atlasique. Il s'agit d'une zone de cisaillement limitée au Nord par le décrochement dextre du Canal de Sardaigne et au Sud par le cisaillement potentiel dextre du Sud tunisien. Elle semble avoir pris naissance au moins depuis la phase de compression de l'Eocène inférieur. Le réseau de fractures élémentaires qui s'installe entre les deux voies de coulissement majeur est constitué par des cisaillements proches de E-W et des décrochements NW-SE à NS sénestres. Lors des phases ultérieures correspondant aux époques néotectoniques, les accidents du réseau élémentaire dont certains sont des structures anciennes, jouent en décrochements antithétiques ou synthétiques. L'orientation du réseau préférentiel dépend étroitement de la direction de la contrainte principale.

Les grabens de la plateforme pélagienne ne correspondent pas à des bassins d'étirement, liés à un écartement transversal et unidirectionnel, comparable au fossé du Golfe de Suez (Angelier et Bergerat, 1983) où la composante décrochante est nulle ; mais ils correspondent plutôt à des bassins de zone de décrochement dont les formes diverses sont induites par les fractures du réseau élémentaire qui occupent leurs bordures.

DEUXIEME PARTIE

CHAPITRE I

UTILISATION DE L'EVOLUTION TECTONIQUE POUR LA COMPREHENSION DE LA METALLOGENIE

1. — INTRODUCTION	241
2. — CLASSIFICATION DES GITES MINERAUX DE TUNISIE.....	241
3. — LA GENESE DES GITES STRATOIDES.....	241
3.1. — Interférence de la tectonique sur la minéralisation stratoïde	243
3.2. — Interférence des mouvements eustatiques sur la sédimentation de la minéralisation stratoïde	243
3.3. — Interférence des phénomènes tectoniques et eustatiques sur la minéralisation stratoïde	245
4. — LES MINERALISATIONS LIEES AUX DEFORMATIONS NEOGENES ET QUATERNAIRES.....	247
4.1. — Les minéralisations stratoïdes néogènes	247
4.2. — Les minéralisations filoniennes syn-et post-orogéniques.....	247
4.3. — Essai d'interprétation tectonique du champ filonien : (exemple de la mine de Bou-Jabeur)	251
5. — RESUME ET CONCLUSIONS	254

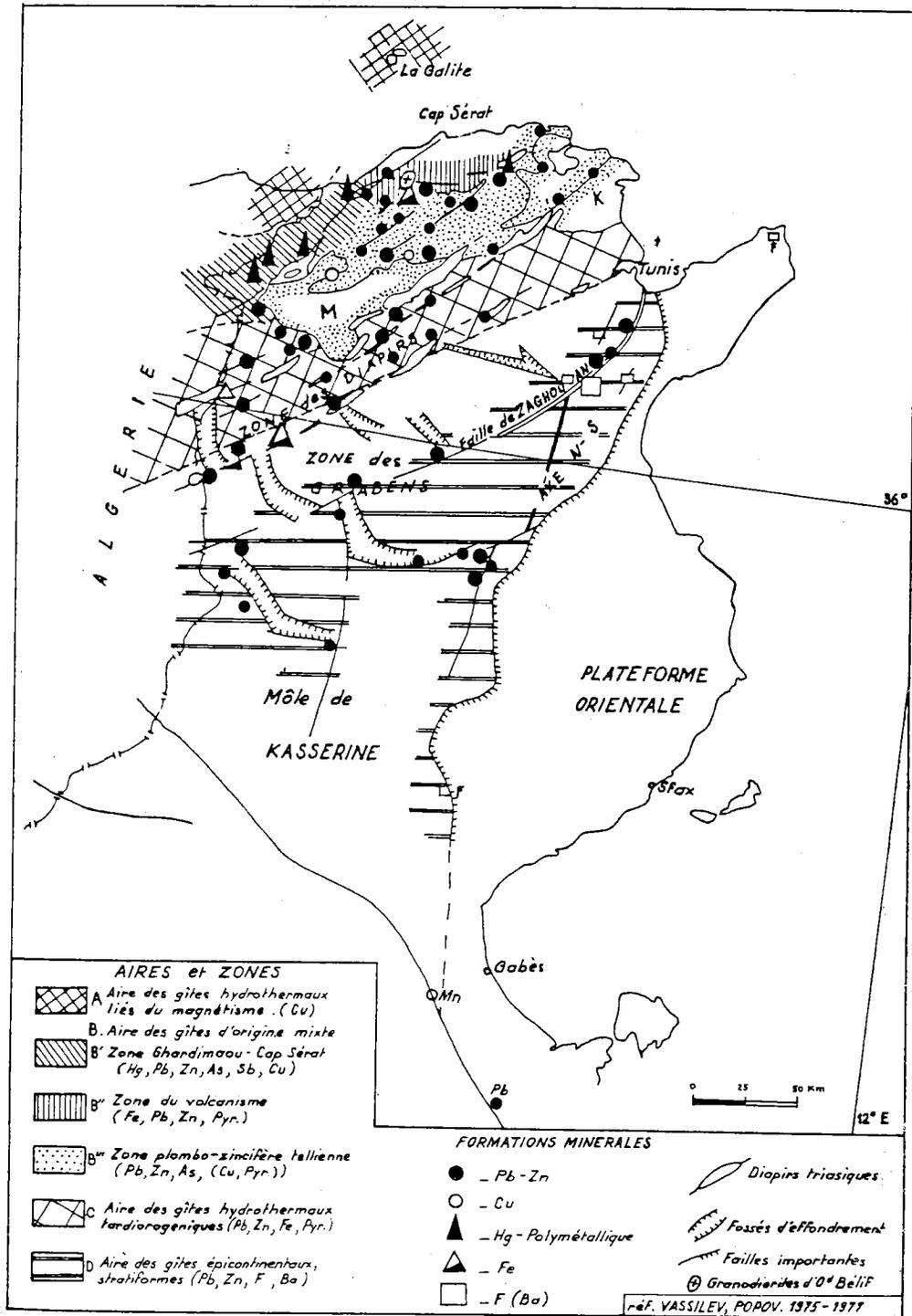


Fig. 160 — Carte métallogénique de la Tunisie (d'après Visslev, Popov, 1975-1977, inédit, in Anonyme, 1979).

CHAPITRE I

UTILISATION DE L'EVOLUTION TECTONIQUE POUR LA COMPREHENSION DE LA METALLOGENIE

1. — INTRODUCTION :

Les concentrations minérales de la Tunisie atlasique font partie de la province métallogénique alpine des chaînes périméditerranéennes. Ces gîtes minéraux dont les anomalies métalliques et géochimiques sont à Pb, Zn, Ba, D, Fe et Hg... ont été l'objet de nombreux travaux (Sainfeld, 1952 ; Gottis et Sainfeld, 1952 ; Nicolini, 1968 ; Rouvier, 1971 ; Fuchs, 1973... etc). La genèse de ces concentrations métallifères et plus particulièrement la source, le transport et la sédimentation des minéraux, ne sont pas encore totalement élucidés. Ils font actuellement l'objet de nombreuses discussions. D'une manière générale, ces concentrations minérales sont groupées suivant les régions, en gîtes épicontinentaux, hydrothermaux, mixtes ou en liaison avec des émissions volcaniques. (fig. 160). Le lecteur trouvera une vue exhaustive sur ces différents gîtes et leur mode de genèse dans les divers travaux des auteurs cités plus haut et grâce à leur bibliographie. Dans ce chapitre on se limitera à l'examen des gîtes stratoïdes en insistant sur l'interférence des phénomènes tectono-eustatiques sur ce type de concentrations minérales.

2. — CLASSIFICATION DES GITES MINERAUX DE TUNISIE :

La répartition des gîtes minéraux est connue depuis fort longtemps mais leur classification varie suivant les critères utilisés par les divers auteurs. D'une manière générale on les subdivise en plusieurs zones selon des critères géographiques, paléogéographiques ou structuraux. Dans notre

classification des gîtes stratoïdes, nous avons tenu compte des grands domaines paléogéographiques qui se sont individualisés au cours du méso-cénozoïque. Les minéralisations stratoïdes que nous avons retenues regroupent les gîtes stratiformes vrais, stratiformes fissuraux, pénéconcordants et karstiques. L'ensemble des gîtes stratoïdes du domaine atlasique est présenté sur le tableau des figures 161 et 162.

3. — LA GENESE DES GITES STRATOIDES :

Une explication de ces concentrations métallifères stratiformes a été proposée par Fuchs (1973 et 1976) en se basant sur les travaux de Routhier et Bernard. D'après Fuchs, les anomalies stratiformes se localisent immédiatement après un mouvement épirogénique. Elles comportent une période d'équilibre entre zone émergée et bassin épicontinental correspondant à une époque d'altération pédologique avec la formation d'un stock métallique potentiel sous forme d'anomalies géochimiques. La rupture de cet équilibre entraîne la remobilisation de certains éléments qui peuvent se fixer dans une couche.

Dans l'étude des liaisons tectonique - sédimentation minérale, ont été considérés les gîtes métallifères relativement simples qui sont en liaison avec un seul épisode de déformation tectonique synsédimentaire. Pour cela, nous avons choisi les gîtes scellés par une couverture sédimentaire.

D'une manière générale, les épisodes de déformations synsédimentaires coïncident avec les phases métallogènes des gîtes stratoïdes (fig. 161 et 162).

Ces derniers se développent souvent sur des paléoreliefs et/ou des paléostructures engendrés par une activité tectonique pénécontemporaine à la sédimentation métallifère.

De ce fait, la tectonique synsédimentaire peut provoquer la rupture d'équilibre du milieu de dépôt et être à l'origine de certains métallogènes.

De la même façon, les mouvements eustatiques peuvent guider la sédimentation métallifère en absence de toute activité tectonique. Enfin, la combinaison des mouvements tectoniques et eustatiques peut également constituer un facteur de déséquilibre, capable d'engendrer un apport brutal d'un stock métal dans les bassins sédimentaires ; on examinera d'abord l'influence des facteurs tectono-eustatiques sur la formation des gîtes stratoïdes scellés et on présentera ensuite les minéralisations liées au volcanisme et ceux qui sont en liaison étroite avec les tectoniques néogènes et quaternaires.

3.1. — *Interférence de la tectonique sur la minéralisation stratoïde (fig. 161 et 162)*

En Tunisie, l'époque du Turonien-Campanien représente classiquement une période biostatique au cours de laquelle le niveau moyen des mers était à peu près constant (Burolet, 1956 ; Van Hite, 1976 ; Vail et al., 1977).

Les limites des mégaséquences de cette époque d'équilibre ne correspondent pas à de véritables phases transgressives ou régressives caractéristiques des phénomènes eustatiques, mais plutôt par des ruptures du plancher sédimentaire liées à une activité tectonique (Chihi et al., 1984 ; Bismuth et al., 1981). Ainsi en absence de périodes rhéxistatiques dominées par des érosions intenses et/ou des époques climatiques capables de provoquer une rupture d'équilibre dans les bassins tunisiens, la tectonique contemporaine de la sédimentation de l'époque turono-campanienne semble avoir été le facteur déterminant de ce déséquilibre responsable de la concentration du stock métal dans des gîtes stratoïdes. Ces phénomènes semblent avoir concernés une grande partie du domaine atlasique de Tunisie (Ben Ayed, 1986)

a) En Tunisie centrale et nord-orientale, la répartition dans l'espace des gisements stratoïdes du Turonien-Campanien se fait autour de la zone émergée ou le haut-fond de la Tunisie centrale (fig. 65) qui s'étend depuis le Kebar jusqu'au Cap Bon (Marie et al., 1984). Cette aire dirigée NE-SW s'est développée au cours du Turonien-Maestrichtien à l'emplacement de « l'île de Kairouan » (M'Rabet, 1981). Elle est apparue au Cénomaniens, lors de l'intervention de la tectonique compressive de cette époque. L'existence d'un ensemble continent-bassin pénécemporain d'une minéralisation stratoïde, développée sur le pourtour d'une terre émergée conforte l'hypothèse de Fuchs. Cependant, la répartition dans le temps de ces mêmes gisements stratoïdes coïncide avec les épisodes tectoniques du Crétacé supérieur. En absence d'une sédimentation détritique provoquée par une érosion mécanique intense, on peut considérer l'absence d'une époque

rhéxistatique pendant le Turonien-Campanien. Ainsi, les épisodes compressifs et distensifs contemporains de la sédimentation de cette époque constituent le facteur prédominant qui a pu provoquer la rupture de l'équilibre du milieu pour y induire des concentrations stratoïdes. En effet, les corps minéralisés de cette époque se rencontrent au niveau des paléstructures engendrées par l'activité tectonique. Il en est ainsi au Turonien (Jebels Lajred, Hamra, Chambi...) pendant le Coniacien-Santonien (Kef el Agab) ou dans le Campanien (Hallouf, Jeridi, Zriba...) (Nicolini, 1968 ; Fuchs, 1973 ; Bouhlef, 1985 ; Sahli, communication orale, 1985).

b) Dans la zone des diapirs, la minéralisation stratoïde de l'époque Turonien-Campanien se rencontre dans les dômes qui ont connu des mouvements halocinétiques contemporains de cette époque. On a déjà remarqué que les épisodes de montée et/ou de percement triasique de l'époque Turonien-Campanien sont contemporains de l'activité tectonique de cette époque. Il en résulte des paléreliefs (Fedj el Hadoum, Lorbeus...) et/ou des récifs (Guern Halfaya) susceptibles de donner un stock de métal qui se sédimente sur les alentours de ces paléorides et dans le réseau de fractures engendré par la tectonique de cette époque. Celle-ci est attestée par la présence de failles ou de filonnets contemporains de la sédimentation (Touref, Nefate, Fedj el Hadoum...) (Laatar, 1980 ; Sahli, communication orale, 1985).

3.2. — *Interférence des mouvements eustatiques sur la sédimentation de la minéralisation stratoïde (fig. 161 et 162)*

En absence de toute activité tectonique, les phénomènes eustatiques et climatiques peuvent constituer un facteur de déséquilibre responsable de la sédimentation de la minéralisation stratoïde. Ce phénomène semble avoir guidé la superposition lithologique observé dans les séries phosphatées du bassin de Gafsa-Metlaoui.

Les séquences successives reconnues dans les séries phosphatées sont caractérisées par la répétition et la succession de sédimentation détritique et chimique. Cette sédimentation s'est poursuivie depuis le Thanétien jusqu'au Priabonien. En l'absence de mouvements tectoniques, la sédimentation phosphatée semble avoir été guidée par des phénomènes eustatiques pénécemporains ; en particulier au cours du Paléocène inférieur et de l'Eocène moyen et supérieur. Durant ces époques, les diverses séquences de la série phosphatée coïncident à peu près avec les périodes de variations fréquentes du niveau moyen des mers (fig. 162). Celles-ci semblent avoir été le facteur de déséquilibre qui a fait basculer la sédimenta-

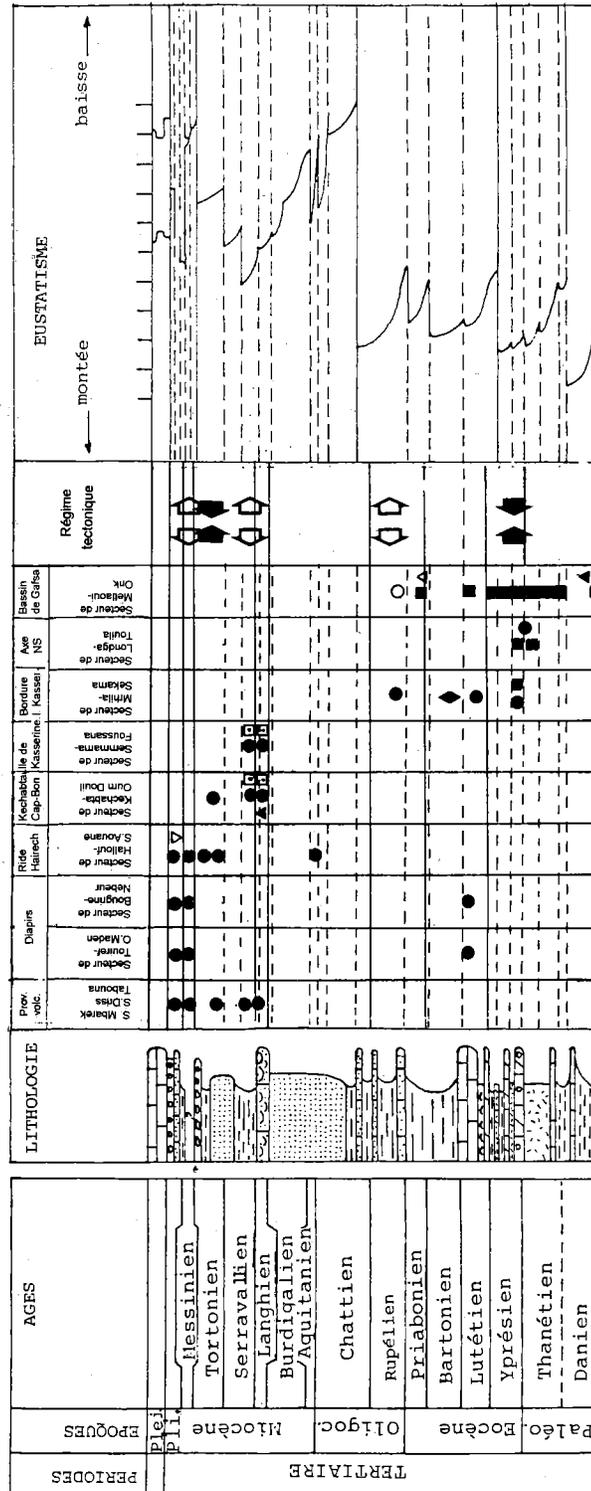


Fig. 162 — Tableau récapitulatif des époques métallogéniques (minéralisations stratoïdes) des épisodes tectoniques et de l'eustatisme pendant le Cénozoïque (Ben Ayed, Thèse 1986).
Même légende que la figure 161.

tion et à plusieurs reprises, vers l'un ou l'autre des caractères détritiques et chimiques.

L'intervention de la tectonique au cours du Paléocène supérieur-Yprésien a accentué ce phénomène. Il en résulte un épaississement des séries phosphatées sur les flancs des plis ébauchés au cours de cette époque et une réduction des mêmes séries au niveau des crêtes de ces paléostructures. Au niveau de la charnière de certaines paléorides aujourd'hui basculées par le plissement atlasique, se sont développées localement des séries à influence continentale.

En Tunisie septentrionale, les mouvements eustatiques semblent être à l'origine de certains indices de minéralisations stratoïdes en particulier au cours du Burdigalien. Nous évoquerons à titre d'exemple les indices de Pb - Zn de la Mine de l'Oued Barche :

La Mine de l'Oued Barche (El Haouaria de Béja) se situe dans le domaine du sillon tunisien, sur le flanc méridional de la Ride Hairech-Ichkeul.

Dans ce domaine, l'Oligocène supérieur est marqué par un exhaussement généralisé, accompagné d'une sédimentation continentale sur la ride Hairech-Ichkeul et son bord méridional (Rouvier, 1977). Ces phénomènes sédimentaires sont pénécemporains de la chute brutale du paléogéode au cours du Chattien, mise en évidence en Tunisie nord-orientale (Ben Ismail et Bobier, 1984). Le retour de la mer de la transgression aquitanaïenne est associé à une minéralisation stratiforme en Pb-Zn qui se développe sur le bord sud de la ride de Hairech-Ichkeul.

3.3. — *Interférence des phénomènes tectoniques et eustatiques sur la minéralisation stratoïde (fig. 161 et 162).*

La combinaison ou la succession des mouvements tectoniques et eustatiques semble avoir une grande influence sur la sédimentation des concentrations métallifères en Tunisie. Ces phénomènes peuvent être illustrés par deux exemples de minéralisations stratoïdes pris dans deux domaines paléogéographiques différents et à des époques différentes. Il s'agit du gisement ferrifère de J. Jérissa et des concentrations fluorées de Hammam Zriba.

a) *Les gisements métallifères de l'époque aptienne :*

Exemple de Jerissa :

Le massif de Jerissa se situe en Tunisie centrale où il fait partie de la zone des hauts-fonds de l'époque aptienne (M'Rabet, 1981). L'analyse de la minéralisation de ce massif, vraisemblablement implantée sur une structure diapirique enfouie, a

permis à Mahjoubi et Semama (1983) de dégager les deux époques de minéralisations stratoïdes suivantes :

- Au cours de l'Aptien intervient une phase de surrection et de fracturation synsédimentaire qui a permis l'émergence du sommet du paléorelief du J. Jerissa et la formation d'un relief latéral. Le confinement du milieu de sédimentation en arrière du récif permet le développement de la concentration de fer précoce. Cette phase métallogène est pénécemporaine de l'époque de déformation de l'Aptien supérieur.
- La transgression marine qui a suivi cette époque correspond à la remontée maximale du paléogéode à la fin de l'Aptien. Elle a provoqué la destruction par l'érosion d'une partie de ce gîte de sidérite primaire et la formation d'un gisement de sidérite secondaire lors de l'élévation du niveau hydromorphe et le comblement total du karst.

Ainsi, la combinaison et la succession des phénomènes tectono-eustatiques à l'Aptien sont à l'origine de la plupart des concentrations métallogènes sur les structures aptiennes. En Tunisie centrale, les gisements ou indices stratoïdes peuvent être en liaison avec des paléoanticlinaux de l'Aptien, tels que les gîtes de Lajred, Hamra, Chambi, Mrhila... Ils peuvent se situer en bordure des failles anciennes de Sbiba (O. Labeïd) ou de Kasserine (Aïn Nouba) ou encore en bordure de certains fossés ébauchés au cours de l'Aptien (Jerissa).

En Tunisie septentrionale, les minéralisations aptiennes se situent au niveau des dômes ayant connu une activité halocinétique pénécemporaine. Des gisements ou indices stratiformes sont connus sur les intumescences triasiques formées à cette époque, accompagnés parfois de fractures minéralisées pénécemporaines. Il en est ainsi pour Fedj el Hadoum - Nefet (Laatar, 1984) mais aussi pour les mines de Sakiet Sidi Youssef et Slata (communication orale de Sahli, 1985).

Si l'on admet avec Nicolini (1968) que les minéralisations stratiformes de Pb-Zn ne se développent pas dans les faciès sableux et dans les séries renfermant des évaporites, on peut alors comprendre la stérilité des séries encaissantes du bassin de Gafsa et de la plateforme saharienne (à l'exception du J. Tebaga) et ceci non seulement pendant l'Aptien (Nicolini, 1968) mais aussi durant le Crétacé inférieur et moyen (fig. 161).

b) *Les gisements du Jurassique supérieur et du Néocomien : exemple de Hammam Zriba :*

Le massif de Zriba se situe dans le domaine du sillon tunisien (Burolet, 1956). Il fait partie d'un ensemble de gisements de Fluorine et de Célesto-

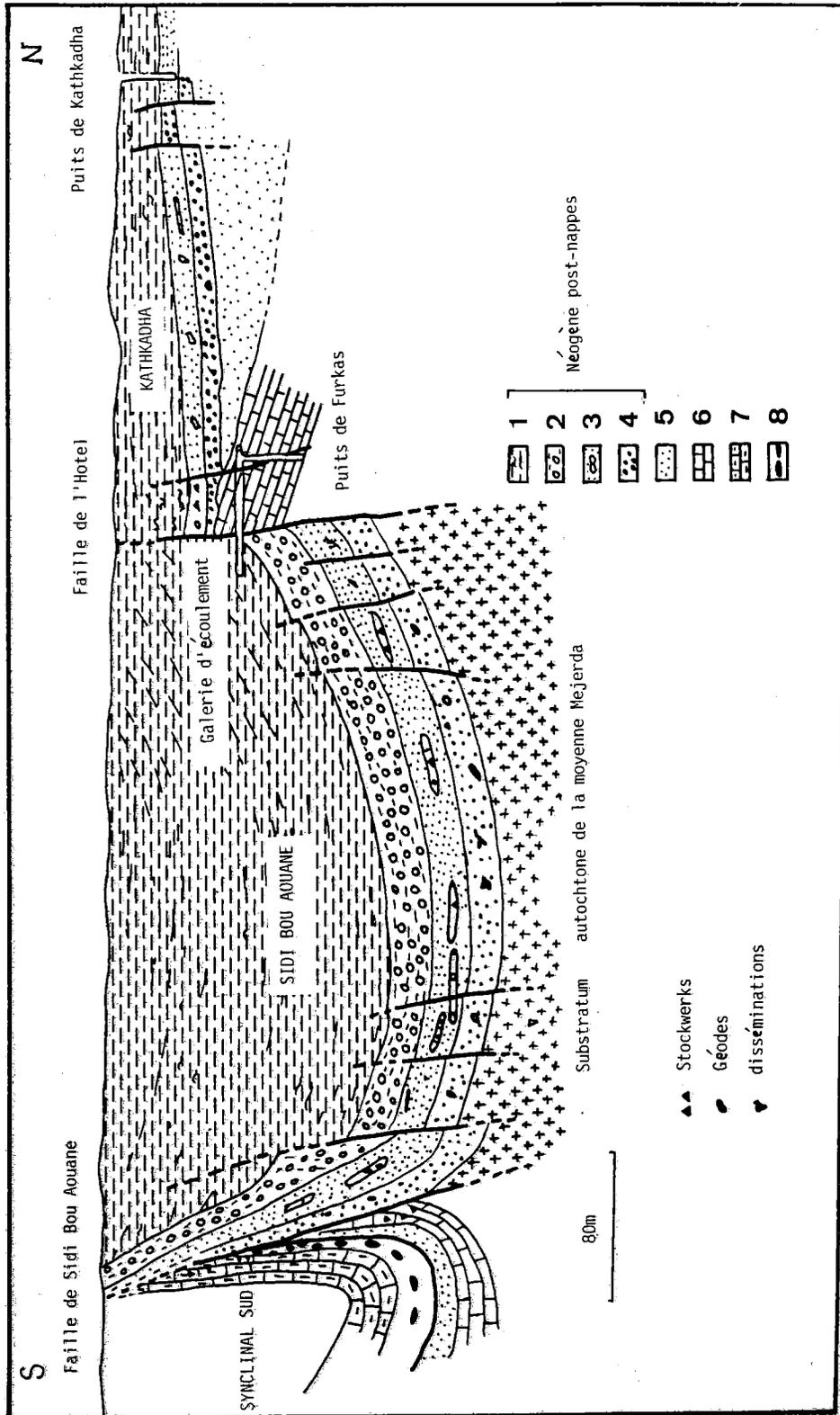


Fig. 163 — Coupe à travers le gîte stratoïde de Sidi Bou-Aouane (d'après Mansouri, 1980)
 1 : série marneuse; 2 : argiles rouges conglomératiques; 3 : gîte 1; 4 : conglomérat; 5 : Miocène inférieur marin; 6 : calcaire d; 7 : calcaire éocène de l'Unité Kasseb; 8 : marnes à «boutes jaunes».

Barytine qui se développe en Tunisie nord-orientale sur une zone de haut-fond qui s'est individualisée à la fin du Jurassique. L'analyse de la minéralisation de ce massif appartenant à la « province fluorée » a été faite par plusieurs auteurs (Florida, 1973 ; Thiberoz, 1974 ; Touhami, 1979 ; Bouhleb, 1982...). Durant le Jurassique supérieur et le Néocomien, le massif d'Hamam Zriba a connu l'évolution suivante :

Au cours du Pliensbachien se développe une zone de haut-fond qui a connu un soulèvement à l'Oxfordien et pendant le Kimméridgien et le Portlandien (Thiberoz, 1974).

Ainsi, la succession et/ou la combinaison des mouvements tectoniques et eustatiques contrôlent la sédimentation de la minéralisation aussi bien dans la « province fluorée » de la Tunisie nord-orientale que dans le domaine de l'île de Kairouan (fig. 161).

4. — LES MINÉRALISATIONS LIÉES AUX DÉFORMATIONS NEOGENES ET QUATERNAIRES (Ben Ayed, 1986)

4.1. — Minéralisation stratoïdes néogènes :

Mis à part les gîtes de Foussana et du Cap Bon, l'ensemble des gisements stratoïdes du Néogène se situe dans le domaine des nappes de charriage et dans la zone des diapirs. Ils sont en liaison étroite avec le volcanisme, le diapirisme et les épisodes de déformation synsédimentaire de l'époque. La distribution de ces concentrations métallifères liées aux strates du Néogène s'organisent autour du Trias salifère et des plutons rhyodacitiques suivant des alignements préférentiels de direction générale NE-SW (Sainfeld, 1952 ; Nicolini, 1968 ; Rouvier et al., 1985).

Il est clair que les époques de mise en place des gîtes stratoïdes néogènes sont pénécotemporaines des différents épisodes de déformation qui ont affecté la Tunisie septentrionale au cours de cette période. L'activité tectonique a pu ainsi provoquer la rupture de l'équilibre du milieu et ménager la formation de pièges sédimentaires. En effet, le stock métal libéré à la suite de l'altération de terrains continentaux ou volcaniques (Fuchs, 1973 ; Mansouri, 1980) ou encore lors d'une remontée des fluides minéralisés sur les bords des bassins (Rouvier et al., 1985) constitue un apport brutal et exceptionnel dans les domaines sédimentaires. Mais l'allure morpho-structurale de ces pièges sédimentaires est étroitement contrôlée par le régime tectonique qui prédomine à cette époque. Les gîtes stratoïdes néogènes peuvent être regroupés en deux grands groupes (fig. 162) :

- a — Groupe des gisements anté-nappes.
- b — Groupe des gisements post-nappes.

a) Groupe des gisements anté-nappes (Langhien-Serravallien, voire Tortonien basal) :

Il regroupe l'ensemble des gîtes stratoïdes essentiellement plombo-zincifères intra-miocènes anté-nappes. Les concentrations métallifères de ces gisements sont contemporaines de la mise en place des nappes au Langhien-Serravallien connue dans l'extrême-Nord de la Tunisie (Rouvier, 1977).

Parmi ces gisements, on cite : El Haouaria, Sidi Embarek, Semène... (fig. 162).

b) Groupe des gisements post-nappes (Tortonien-Messinien, voire Plio-Villafranchien) :

Après l'immobilisation et le plissement des nappes de charriage prennent naissance des minéralisations mercurielles polymétalliques, plombo-zincifères et ferrifères (Gharbi, 1977 ; Mansouri, 1980 ; Rouvier et al., 1985).

La plupart de ces minéralisations sont liées à une fracturation synsédimentaire ou au diapirisme mais il existe aussi des gisements stratiformes liés à la sédimentation lacustre plio-villafranchienne ou aux émissions de roches volcaniques (Fuchs, 1973 ; Mansouri, 1980) (fig. 163).

4.2. — Les minéralisations filoniennes syn-et-post-orogéniques :

On sait que les failles développent des voies d'accès et de drainage pour les fluides minéralisés. Elles constituent alors un lieu de remplacement important pouvant donner naissance à des gisements filoniens (Routhier, 1963). On admet le plus souvent que la direction générale des filons est parallèle à celle de la contrainte maximale σ_1 .

La Tunisie centrale constitue une importante province métallogénique comportant plusieurs gisements de Pb, Zn, Fl, Fe...

Au cours et après la formation des structures atlasiques ont pris naissance des champs filoniens qui se sont souvent superposés aux minéralisations stratoïdes.

A partir de l'analyse géométrique des filons et des failles associées, nous avons tenté de dégager certains traits caractéristiques de la province métallogénique de la Tunisie.

D'une manière générale, les directions des filons sont très variées mais on peut les regrouper en deux grandes familles (fig. 164).

- une famille de filons de direction N120-150 parfois associés à des failles normales minéralisées (Slata, Guern Halfaya...). La direction de ces filons est grossièrement parallèle aux directions de raccourcissement NW-SE et NNW-SSE du Miocène et du Quaternaire ancien.

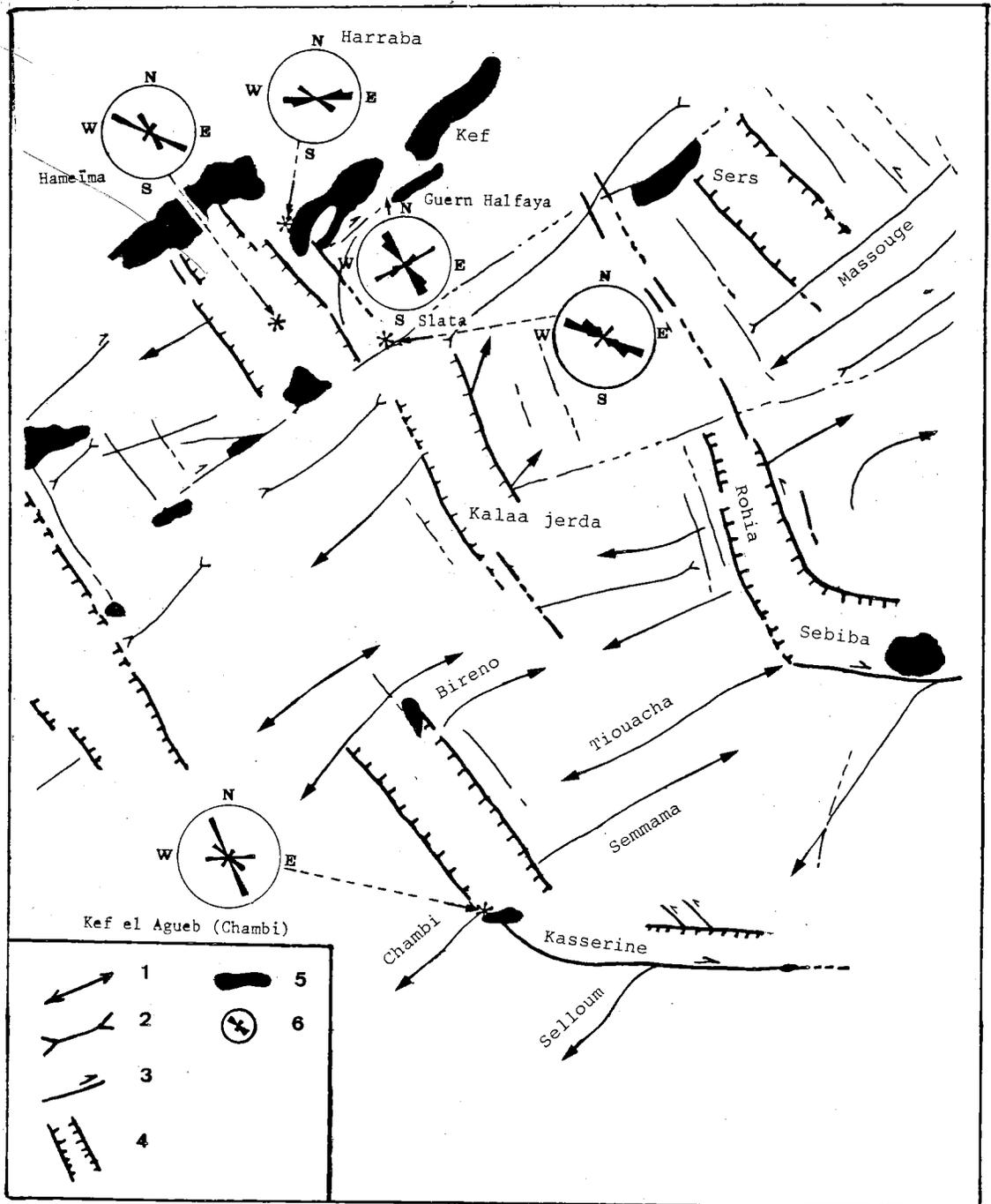


Fig. 164 — Minéralisations filoniennes syn et post-orogéniques en Tunisie centrale (cercle : directions prédominantes des fractures minéralisées) (Ben Ayed, Thèse 1986).

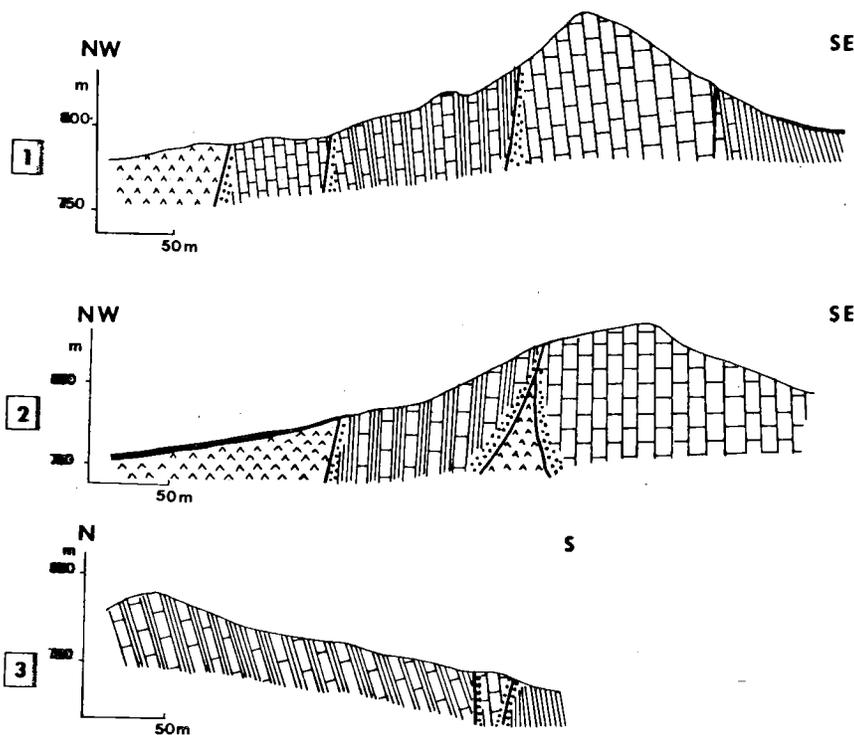
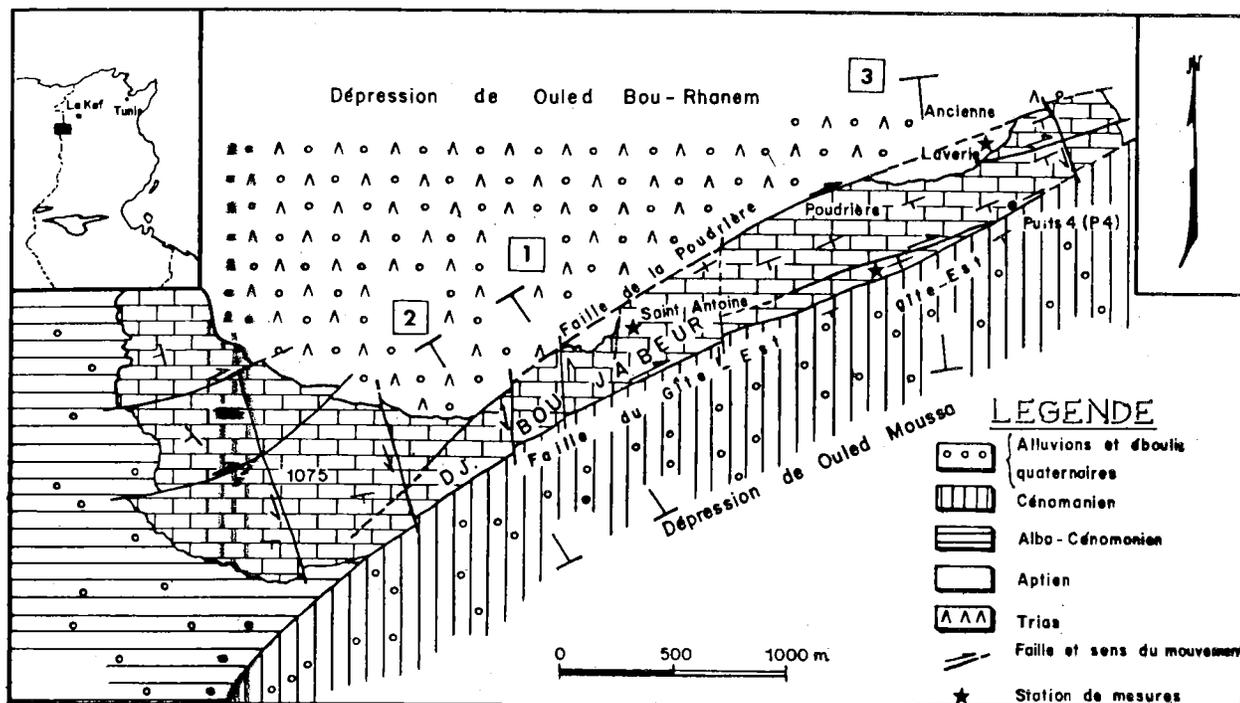


Fig. 165 — Carte géologique du Djebel Bou-Jabeur. Situation et localisation des coupes et des stations de mesures.
 Coupes sériees sur le flanc sud de la structure de Bou-Jabeur
 Légende : 1 : recouvrement quaternaire; 2 : marnes cénomaniennes; 3 : calcaires et marnes-calcaires aptiens; 4 : complexe triasique; 5 : minéralisation; 6 : faille.
 (d'après Gharbi, Ben Ayed et Ben Saïd, 1981).

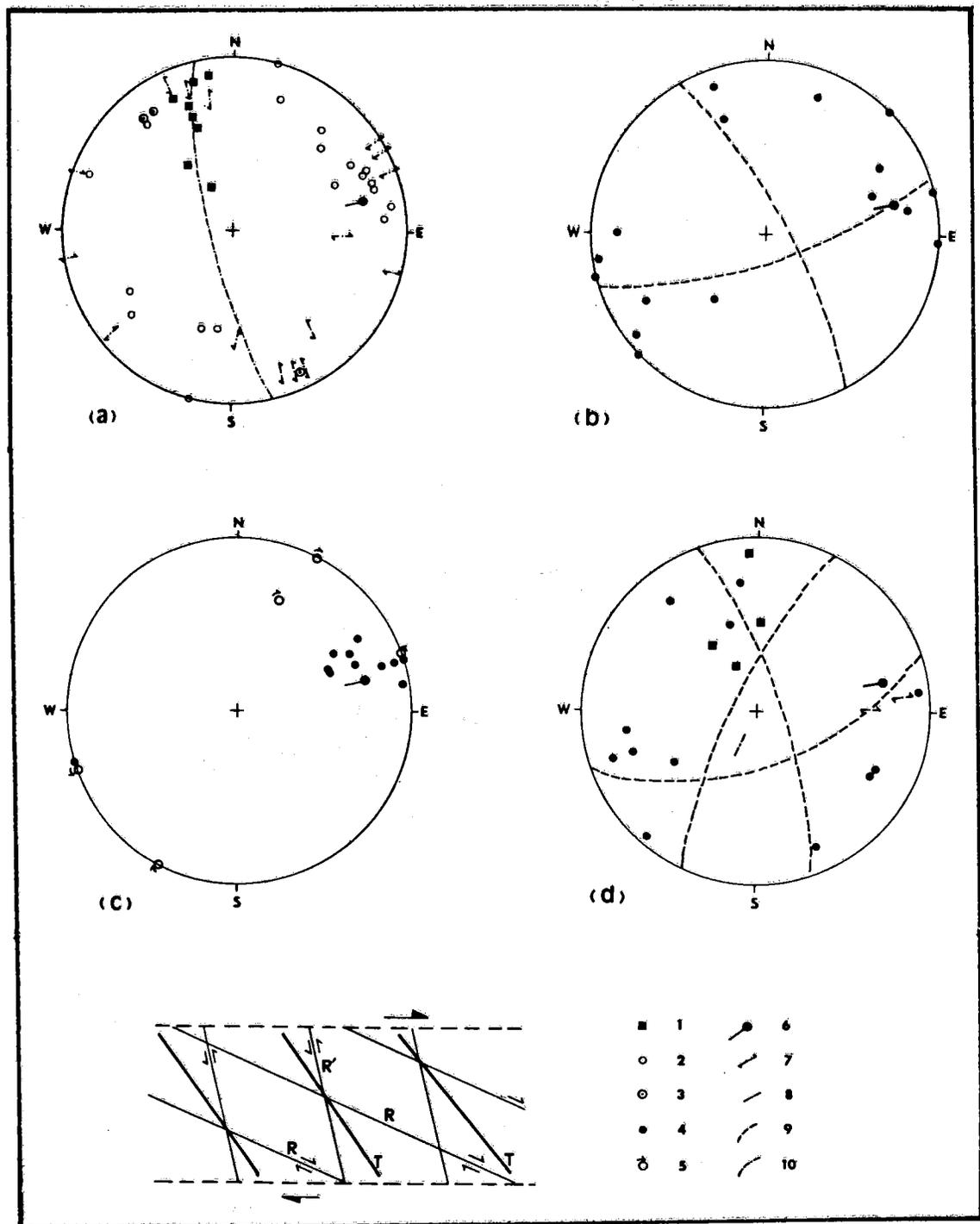


Fig. 166 — Stéréogrammes représentant les différents éléments structuraux

Légende : 1 : pôle de plan de stratification; 2 : pôle de plan de faille; 3 : pôle de plan de faille majeure; 4 : pôle de plan de minéralisation; 5 : pôle de joint de cisaillement et sens du mouvement; 6 : position de l'axe du pli régional; 7 : strie et sens du déplacement; 8 : strie et sens indéterminé; 9 : plan moyen de minéralisation; 10 : grand cercle portant les pôles des plans de stratification.

Répartition des fractures élémentaires dans une zone de décrochement.

Légende : T : fente de tension; R et R' : système conjugué des fractures de Riedel. (d'après Gharbi, Ben Ayed et Ben Said, 1981).

- une famille de filons de directions différentes de celle de la contrainte maximale. Elle comporte alors un double réseau de filons de directions comparables à celles du système de failles majeures, proches de E-W et N-S.

Dans les gisements de la Tunisie centrale, la répartition des filons n'est pas homogène. Elle semble étroitement liée à l'emplacement de ces gisements par rapport aux accidents majeurs :

- Dans les gîtes situés au voisinage des grandes failles de décrochement N60 à N115 (Harraba, Guern Halfaya, Slata...), les filons de la seconde famille sont disposés parallèlement à ces accidents majeurs.
- Les gîtes situés à proximité des accidents majeurs subméridiens (Chambi, Jérissa...), les filons prédominants sont de direction proche de celle de la faille principale.

Afin de préciser la distribution de la fracturation et des filons minéralisés dans une zone de faille, nous avons étudié la mine de Bou-Jabeur qui se situe dans une zone de décrochement proche de N80 (Gharbi, Ben Ayed et Ben Saïd, 1981).

4.3. — *Essai d'interprétation tectonique du champ filonien :*

Exemple de la Mine de Bou-Jabeur :

« Le massif de Bou-Jabeur est situé aux confins algéro-tunisiens, à près de 6 km à l'W de Kaalates-Senam, l'anticlinal de Bou-Jabeur constitue un petit chaînon qui s'étend sur environ 6 km et dont la majeure partie se situe en Algérie. Il est limité au N et à l'E par la dépression de Ouled Bou-Rhanem et au Sud par la plaine de Ouled Moussa ».

« L'anticlinal de Bou-Jabeur de direction ENE-WSW est tronqué dans sa partie nord-orientale par la dislocation du complexe triasique. La portion orientale du flanc sud du pli a été analysée en détail. Celle-ci est essentiellement affectée par des failles directionnelles importantes et comprend les principaux gîtes minéraux du district. La structure anticlinale s'amortit au SW par une terminaison périclinale très régulière (fig. 165) ». (Garbi, Ben Ayed et Ben Saïd, 1981).

a) *Analyse structurale :*

a1) *Géométrie du pli :*

« Les mesures des plans de stratification, relevées sur le flanc sud permettent de préciser la géométrie globale du pli, présenté sur la carte tectonique (fig. 166). On remarquera que :

- les plans de stratification se répartissent sur un grand cercle d'axe N75 plongeant de 15° vers l'ENE.

- les pendages sur le flanc sud sont forts, de l'ordre de 70° à 80°. A l'extrémité orientale de ce flanc, ces pendages augmentent du N au S et passent de 30° près de l'ancienne laverie à 80° à l'E du gîte-Est.

Dans l'ensemble, le Djebel Bou-Jabeur forme un pli anticlinal à axe plongeant légèrement vers l'ENE. Cette structure dont le cœur est occupé par le complexe triasique fait partie de la zone des diapirs (sensu stricto) situé au Sud du chevauchement de Teboursouk (V. Perthuisot, 1984) ».

a2) *Les accidents :*

« Deux accidents subparallèles à la structure découpent le flanc sud de l'anticlinal. La faille de la Poudrière qui paraît être en relation avec le complexe triasique (P. Sainfeld, 1952) est largement masquée par les éboulis de pente. Cependant, elle est soulignée dans la topographie par les tronçatures successives des différents niveaux carbonatés de l'Aptien, et est connue dans les travaux miniers qui la jalonnent.

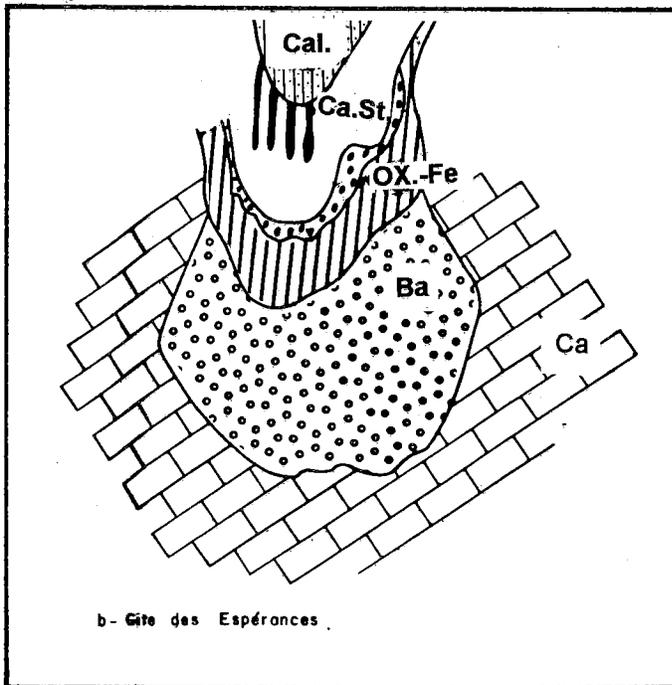
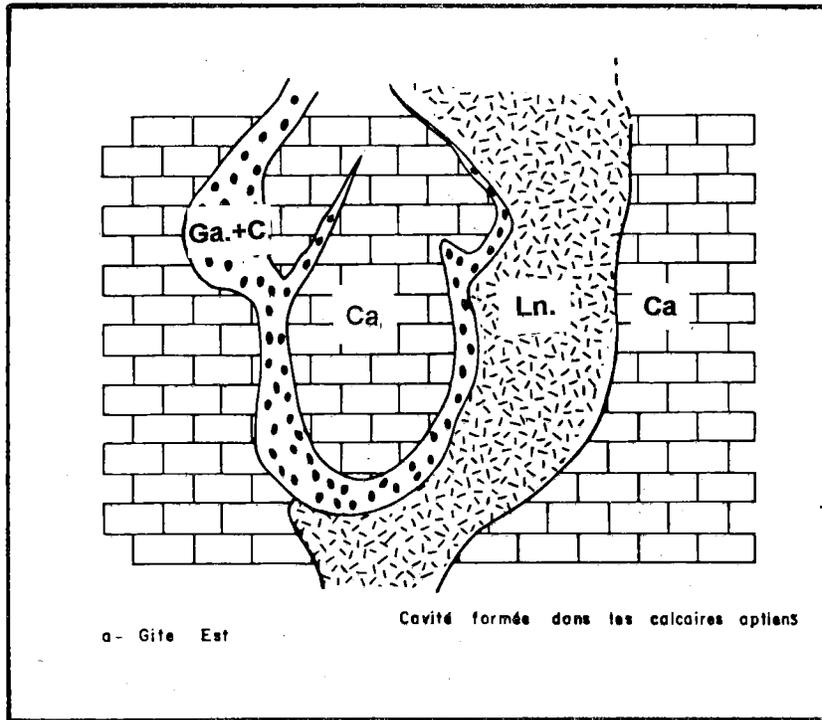
Cet accident de direction ENE-WSW, penté de 70° vers le N, ne se prolonge pas vers l'W par la faille du Col qui lui est suborthogonale (P. Sainfeld, 1952).

Au niveau de Saint-Antoine, les accidents mineurs jalonnent la faille de la Poudrière portent des stries plongeant de 25° vers l'ENE et montrant un mouvement dextre. Ce glissement subhorizontal de l'accident de la Poudrière a été présenté par P. Sainfeld (1952). La faille du gîte-Est est un accident majeur de direction moyenne N70 qui recoupe entièrement le flanc sud de la structure (G. Dubourdieu, 1956). Cette faille subverticale, visible à proximité du puits n° 4 (P4), présente dans la tranchée du gîte, un miroir d'une dizaine de mètres de hauteur, couvert par endroit de stries et de cannelures subhorizontales plongeant le plus souvent vers l'ENE. A l'W du gîte-Est, la faille se dédouble et isole une lentille de l'Aptien très tectonisée, redressée à la verticale. Les failles nord et sud limitant cette lentille portent également des stries subhorizontales de sens dextre. (fig. 165).

Plusieurs accidents transversaux affectent également la structure de Bou-Jabeur. La plupart de leurs surfaces de faille striées, montre les pitchs de 0° à 30° et sont responsables de déplacement de sens sénestre. Cependant, un certain nombre de ces failles présentent des indices d'effondrement estimé localement de 20 à 30 m. (P. Sainfeld, 1952) ». (Gharbi, Ben Ayed et Ben Saïd, 1981).

b) *Analyse de la fracturation :*

« Le choix des stations de mesures a été fait en fonction des conditions d'affleurement en surface et dans les gîtes minéraux. Ces stations distantes



- 1 1
- 2 2
- 3 3
- 4 4
- 5 5
- 6 6
- 7 7

Fig. 167 — Coupes verticales à travers des cavités karstiques minéralisées (d'après Gharbi, Ben Ayed et Ben Saïd, 1981)
 Légende : 1 : limonite et oxydes de Fer; 2 : calamine; 3 : calcite statiforme; 4 : galène de calcite; 5 : oxydes de Fer; 6 : barytine; 7 : calcaire.

d'environ 1 km se répartissent le long du flanc sud de la structure : Saint-Antoine, gîte-Est et Ancienne Laverie. Les résultats présentés dans la figure 166, permettent de distinguer trois familles principales de failles.

- la famille N75, groupe des failles décimétriques à kilométriques telles que les principaux accidents cartographiques (fig. 165). Ces coulissements sont parfois accompagnés de plis d'entraînement métriques, à axes redressés connus dans le Gîte-Est où des plis disharmoniques visibles dans une galerie de l'ancienne laverie. L'absence de paramètres structuraux sur les lèvres de ces accidents, pouvant servir de repères valables, rend l'estimation du déplacement difficile le long de ces failles de décrochement directionnelles. Cette famille de décrochements dextres fait partie des « Riedels » de type P de l'Atlas tunisien nord-occidental (N. Ben Ayed, 1980).
- la famille N100 s'exprime par des failles souvent métriques à décimétriques, ayant connu un mouvement dextre. Ces coulissements se rencontrent dans le gîte-Est où ils sont relativement rares.
- la famille N160 est formée essentiellement par des failles métriques à kilométriques, traversant parfois tout le flanc sud du pli. Ce sont des failles béantes, remplies de minéralisation. Le rejet horizontal latéral le long de ces décrochements est parfois décimétrique. Il peut être estimé par les décalages sénestres, des couches redressées à la verticale, à l'E du gîte-Est. A Saint-Antoine, cette famille est dispersée autour des directions N20E et N20W. Ces accidents N160, décrochants sénestres, de Bou-Jabeur se situent dans le prolongement des failles bordières nord-occidentales du bassin d'effondrement de Ouled Bou-Rhanem ». (Gharbi, Ben Ayed et Ben Saïd, 1981).

c) Ensemble du champ filonien :

« Tous les filons observés dans les différents gîtes de Bou-Jabeur sont sensiblement verticaux. Leurs directions permettent de les classer en deux catégories distinctes (fig. 166) :

- Les filons N65-75 longent les failles directionnelles qui sont le plus souvent accompagnées de corps de minerais lenticulaires. Ces lentilles minéralisées, formées dans les calcaires subréficiaux et connus dans les principaux gîtes de Bou-Jabeur, fournissent l'essentiel de la production minérale. Certaines de ces lentilles sont complètement épuisées (E. Ben Saïd, 1974).
- Les filons N150 se disposent en échelon le long du flanc sud de la structure, perpendiculairement à la stratification des couches. En coupe

transversale, ils présentent une forme de fente, ouverte surtout dans sa partie centrale et effilée à ses extrémités. Cette morphologie explique leur disparition en profondeur, signalée dans certains gîtes par P. Sainfeld et E. Ben Saïd. Certains filons correspondent à des cavités karstiques où la minéralisation est diffuse mais parfois stalactiforme (fig. 167). D'autres se superposent à des cisaillements sénestres dont les plans bien minéralisés, portent des stries stylolitiques subhorizontales. L'écartement des lèvres de ces fissures minéralisées est centimétrique à métrique. La minéralisation dans ces filons est souvent perpendiculaire à leurs bordures. Dans certains filonnets du gîte-Est, cette minéralisation est symétrique par rapport à un plan de sortie d'eau subvertical ». (Gharbi, Ben Ayed et Ben Saïd, 1981).

d) Minéralisation :

« Nous n'aborderons pas la genèse du gîte du district, de même nous ne prenons pas parti sur les différents paragenèses proposées par les anciens auteurs. Mais nous essayons de mettre en évidence des liaisons qui peuvent exister entre les minéralisations et le champ de fractures dans le but d'avoir un outil de prospection parmi d'autres ; de ce fait ce chapitre sera essentiellement descriptif. L'ensemble des gîtes de Bou-Jabeur est localisé dans les carbonates de l'Aptien sur les deux flancs de l'anticlinal disposés en chapelets d'une façon continue. Les caractères morphologiques des corps minéralisés sont variables et d'une façon générale nous pouvons les classer en trois types » (Gharbi, Ben Ayed et Ben Saïd, 1981) :

- corps filoniens
- corps lenticulaires
- corps stratiformes.

d1) Corps filoniens :

« Ils se localisent essentiellement le long du contact tectonique séparant les calcaires aptiens des marnes cénomaniennes. Assez souvent, ce contact forme une zone bréchiqne dont les éléments sont formés par des calcaires de l'Aptien. La minéralisation se manifeste par des imprégnations sulfureuses avec des filonnets de calcite et de barytine. La géométrie est variable mais l'épaisseur peut atteindre 4 m. Cependant, au voisinage immédiat de ces filons des cavités de dissolution (karstiques) de grandes dimensions se forment au sein des calcaires aptiens (fig. 166 et 167) et présentent des minéralisations importantes ». (Gharbi, Ben Ayed et Ben Saïd, 1981).

d2) Corps lenticulaires :

Ils se manifestent particulièrement dans les gîtes du « Centre », « Col », « Espérances » et en partie dans le « gîte-Est ».

Ces corps présentent généralement une allure subverticale localisée aussi bien au toit (gîtes Espérances, Saint-Antoine) qu'au mur (gîtes Sud et Centre) des calcaires aptiens, et sont subparallèles à la stratification. Ces corps lenticulaires sont généralement riches en Pb (jusqu'à 15%) et en calamines ».

d3) Corps en amas stratiformes :

Ces minéralisations rencontrées aux gîtes « Espérances », « Saint-Antoine » et « Est » sont dissimulées dans la roche avec de faibles teneurs (2%), présentant des formes géométriques et des caractères de concentration différents » :

- « réseaux de fissures riches en calcite et en galène (Saint-Antoine et Saint-Jean),
- des biseaux de calcaires récifaux reconnus par sondage (partie Est de Bou-Jabeur).
- un minerai massif au contact des failles majeures (corps du Sud).
- mouches ou nids isolés à contours flous (particulièrement dans les faciès détritiques) ».

d4) Paragenèse :

« Les minéralisations les plus importantes sont :

- Blende : présentant une couleur mielleuse ou caramel, sous forme d'agrégats globulaires dont les cristaux sont parfois corrodés par la galène.
- Galène : cristaux idiomorphes de substitution ou dispersés dans les interstices des grains carbonatés ou de barytine.
- Pyrite : sous forme de lentilles microgrenues et associées aux autres minéraux.
- Barytine : se présente en agrégats blancs, parfois elle est microgrenue, en filons ou en association avec d'autres éléments.
- Fluorine : prend la forme de nids ou de gros cristaux (transparents violets ou enfumés ». (Gharbi, Ben Ayed et Ben Saïd, 1981).

e) Interprétation structurale de la fracturation :

L'interprétation du champ filonien et du réseau de fractures de Bou-Jabeur dépend étroitement de la distribution de ces éléments structuraux et des renseignements fournis par leurs indications de déplacement.

Dans l'ensemble ces ruptures subverticales ont des directions moyennes remarquablement constantes.

Elles s'organisent en réseaux qui se relaient le long d'une zone de cisaillement dextre N75, soulignée par les décrochements majeurs de la Poudrière et du gîte-Est (fig. 165) :

- les cisaillements N100 dextres et N160 sénestres, correspondent aux fissures conjuguées de Riedel de type R et R' (fig. 166) caractéristiques de cette zone de décrochement.
- la disposition des filons N150, le long du flanc sud de la structure, rappelle beaucoup celle des fentes d'extension en échelon dont l'arrangement résulte d'un effet de coupe dû au cisaillement. La morphologie de ces fissures minéralisées indique clairement qu'elles se sont formées par écartement des deux lèvres sous l'effet d'une compression dirigée suivant une direction sensiblement parallèle aux plans de ces fissures.
- les filons lenticulaires N65-N75, allongés dans la direction des accidents majeurs du district et limités par des décrochements dextres (gîte-Est) constituent des lentilles tectoniques minéralisées associées aux coulissements majeurs de la mine de Bou-Jabeur ». (Gharbi, Ben Ayed et Ben Saïd, 1981).

f) Essai de reconstitution de l'histoire tectonique :

« L'absence des séries tertiaires et plio-quadernaires dans le district de Bou-Jabeur rend difficile toute reconstitution précise de l'histoire tectonique du domaine d'étude. Cependant, on peut proposer une suite logique des événements tectoniques en considérant les différentes manifestations structurales de l'ensemble de l'Atlas tunisien » :

« Une première phase de plissement miocène a engendré le pli à noyau perçant de direction atlasique.

La reprise des efforts tectoniques à la fin du Miocène (vraisemblablement au Tortonien) a donné le réseau de décrochements conjugués et les fentes en échelon minéralisées qui affectent la structure. Des épisodes de distension postérieurs entraînent la formation de la dépression de Ouled Rhanem et l'apparition des failles d'effondrement du district.

On peut avancer un âge néogène à la formation du champ filonien et des cavités karstiques de Bou-Jabeur. Celui-ci ayant pris naissance dans la zone de décrochement qui relie les bassins d'effondrement de Kaala Djerda et de Ouled Bou-Rhanem et qui se prolonge vers l'W dans la région de Tébessa (V. Perthuisot et A. Jauzein, 1974 ; N. Ben Ayed, 1980) ». (Gharbi, Ben Ayed et Ben Saïd, 1981).

5. — RESUME ET CONCLUSIONS :

La tectonique précoce semble être un facteur déterminant du déséquilibre responsable de la concentration métallifère dans les gîtes stratoides. En effet, les épisodes de déformation contempo-

rains de la sédimentation des séries mésozoïques et cénozoïques coïncident avec les phases métallo-gènes des gisements stratoïdes (Ben Ayed, 1986).

Durant les époques de chute brutale du paléogéocène, l'activité tectonique interfère avec les mouvements eustatiques. Mais en absence de la tectonique, l'eustatique et les phénomènes climatiques peuvent constituer un facteur de déséquilibre responsable de la sédimentation de la minéralisation stratoïde (Ben Ayed, 1986).

L'analyse tectonique de la fracturation souligne l'intérêt de la minéralisation secondaire des champs de fractures.

« En effet, les principales directions des filons productifs et des cavités karstiques sont influencées par l'orientation des différents systèmes de fissures de Riedel. De même que les intersections de fractures et les failles tressées peuvent être à l'origine de chenaux karstifiés très productifs comme dans le cas du gîte-Est de la mine de Bou-Jabeur.

Il y aurait donc intérêt à rechercher ces gîtes formés lors de la remobilisation de la minéralisation et à examiner systématiquement leurs parties profondes dans la zone de battement de la nappe où l'intensité de karstification est maximale », (Gharbi, Ben Ayed et Ben Saïd, 1981).

CHAPITRE II**UTILISATION DE L'EVOLUTION TECTONIQUE
POUR LA ZONATION SISMOTECTONIQUE**

1. — INTRODUCTION	259
2. — ZONATION SISMOTECTONIQUE	259
3. — RESUME ET SYNTHESE	262

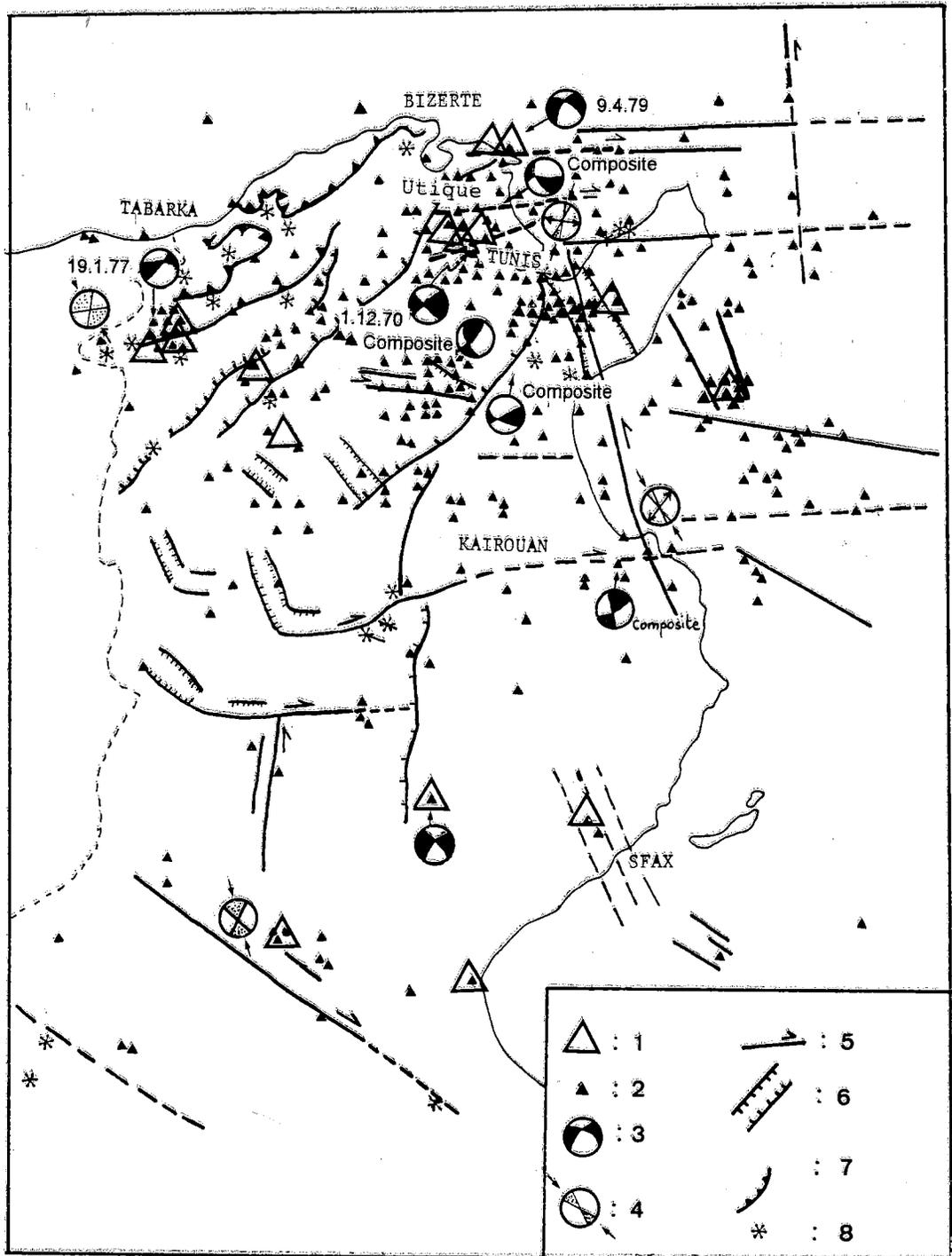


Fig. 168 — Carte sismotectonique simplifiée de la Tunisie (Ben Ayed, Thèse 1986).
 1 : séisme remarquable; 2 : séisme; 3 : mécanisme au foyer d'un séisme individuel ou composite; 4 : direction de serrage déduite des effets de surface de séismes historiques et actuels; 5 : décrochement dextre; 6 : graben; 7 : front de nappe de charriage ou chevauchement; 8 : source thermique.
 (Ensemble des séismes de l'époque 1922-1985).

CHAPITRE II

UTILISATION DE L'EVOLUTION TECTONIQUE POUR LA ZONATION SISMOTECTONIQUE

1. — INTRODUCTION :

L'établissement de la carte sismotectonique résulte de la sélection et de la hiérarchisation de nombreux apports. Dans le cas de la Tunisie, on a pris en considération l'évolution tectonique :

- La tectonique atlasique (cf. chapitre III) permet de définir les grandes unités structurales. Elle constitue ainsi le cadre tectonique indispensable.
- La tectonique précoce met en évidence les structures anciennes. Elle précise ainsi le rôle des héritages (cf. chapitre II).
- La néotectonique et les études de tectonique cassante (cf. chapitre IV) précisent le jeu des failles récentes qui sont souvent à l'origine de la sismicité superficielle.

Enfin, les données de la sismicité historique et instrumentale (cf. chapitre V) permettent l'évaluation de l'aléa sismique et fournissent des données précises et comparables aux résultats de la tectonique.

2. — ZONATION SISMOTECTONIQUE :

A l'échelle régionale, la confrontation de la répartition des séismes avec la distribution des déformations récentes permet de localiser les zones à failles sismogènes et de différencier plusieurs zones de risques sismiques. On y distingue quatre domaines particuliers (fig. 168 et 169) :

a) Domaines sismotectoniques de type 1 :

On groupe dans ce type de zone sismotectonique, les domaines caractérisés par des déformations faibles ou inexistantes et une absence de sismicité (Combes, 1984). Ce sont des zones à risques sismiques faibles qui sont aussi des régions tectoniquement stables.

En Tunisie, ce type de domaine se rencontre dans les régions suivantes (fig. 169) :

- Le Sud-tunisien, en particulier le Dahar et les secteurs désertiques situés près des frontières tuniso-algériennes et tuniso-libyennes.
- En Tunisie centrale, les régions sans risques sismiques constituent des microzones dans les secteurs du Kef, Thala, Foussana, Feriana, El Jem...
- En Tunisie septentrionale, ce type de domaine se situe en arrière du front des nappes de charriage de Kroumirie et de Mogods.

b) Domaine sismotectonique de type 2 :

Ces domaines sont caractérisés par l'existence de déformations concentrées aux voisinages immédiats des failles décrochantes (Combes, 1984). Il s'agit souvent de bandes étroites et rectilignes qui concentrent les déformations à leurs extrémités. Dans ces zones de failles subverticales, la sismicité a une fréquence relativement élevée mais des intensités moyennes à faibles.

En Tunisie, ce type de domaine existe dans plusieurs régions :

— Le long des décrochements N160 à NS sénestres tel que (fig. 168 et 169) :

- la faille de Khniss-Skanès.
- le décrochement de Aïn Oktor.
- les failles de direction NW-SE de Sfax (fig. 168 et 169).

— Le long et/ou aux extrémités des décrochements dextres de direction N70 à N120 tel que (fig. 169) :

- les décrochements de Metline, Utique et celui qui limite au Nord, les J. Amar-Nahli (cf. chapitre III). Ces failles actives transparaissent sur la carte des courbes isoséistes du séisme de Tunis (1 et 12 décembre 1970) (fig. 170 et 171). Elles semblent expliquer la sismicité relativement importante de la Basse Vallée de la Medjerda.

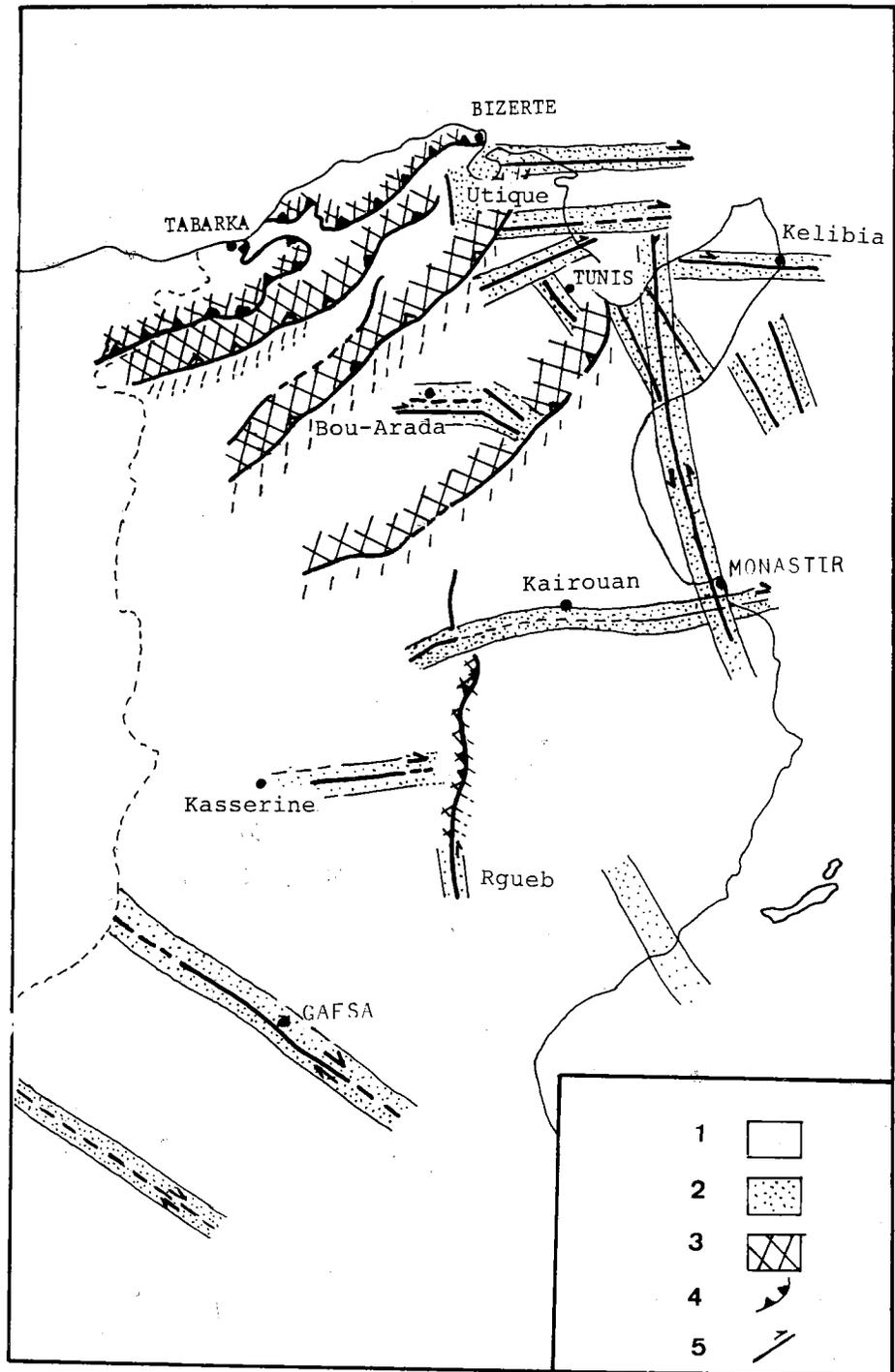


Fig. 169 — Zonation sismotectonique simplifiée de la Tunisie (Ben Ayed, Thèse 1986).
 1 : domaine sismotectonique de type 1; 2 : domaine sismotectonique de type 2; 3 : domaine sismotectonique de type 3;
 4 : front de nappe de charriage ou chevauchement; 5 : décrochement majeur.

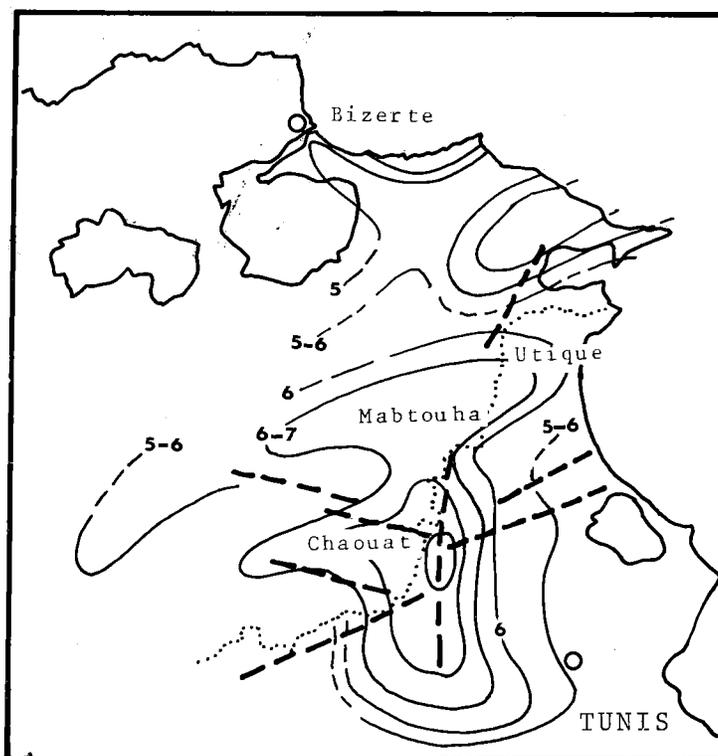
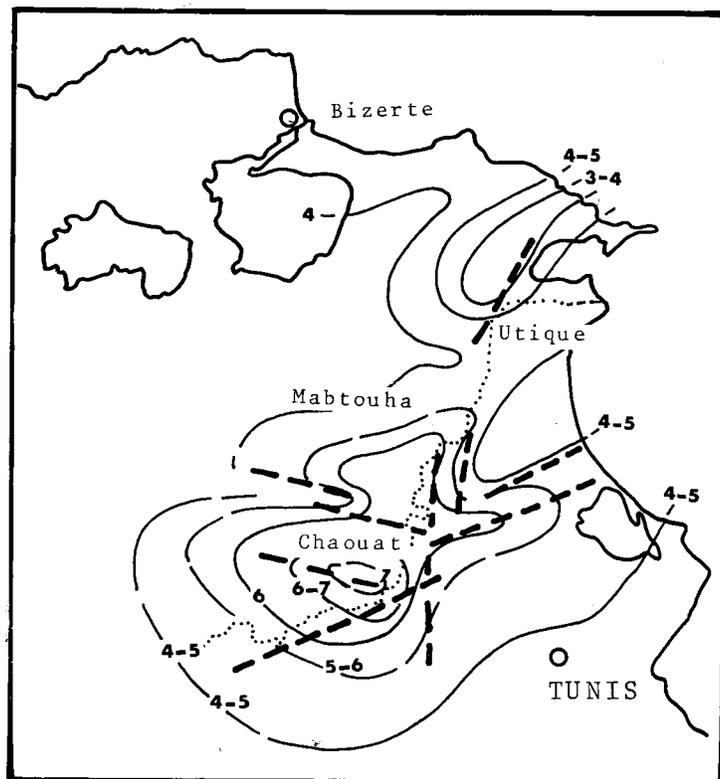


Fig. 170 — Carte des isoséismes du séisme de Tunis du 1.12.1970 et position des failles majeures (d'après Ammar et Ben Ayed, 1988).

Fig. 171 — Carte des isoséismes de la reprique du séisme de Tunis du 12.12.1970 et position des failles majeures (d'après Ammar et Ben Ayed, 1988).

- le long du décrochement E-W dextre de Bou Arada.
- à l'extrémité orientale du cisaillement E-W dextre de Kasserine (Sud du J. Essouda).
- le long du décrochement N120 dextre de Gafsa (fig. 168 et 169) qui apparaît nettement sur la carte des courbes isoséistes du séisme de Août 1985 (fig. 145).

c) *Domaines sismotectoniques de type 3 :*

Ces domaines sont le siège d'une déformation continue caractérisée par des accidents chevauchants, parfois associés à des plis (Combes, 1984). La sismicité de ces domaines est marquée par une faible fréquence et une intensité de séismes généralement plus forte que celles des autres domaines. Les séismes de ce type de domaine ne présentent pas d'alignements prédominants (Combes, 1984). En Tunisie, on peut regrouper dans ce type de domaine, les zones présentant des séismes situés en arrière des tracés des accidents chevauchants et au niveau des compartiments chevauchants tels que (fig. 169) :

- les chevauchements de la zone des écailles (Béja-Mateur).
- le chevauchement de Teboursouk.
- le chevauchement du Zaghouan.
- le chevauchement de l'axe Nord-Sud. Le long de cet accident, les séismes sont très rares.

d) *Domaines sismotectoniques de type intermédiaire :*

Ces domaines recouvrent les types 2 et 3 mais aussi les zones de relais entre des domaines identiques de type 2. (Combes, 1984). En Tunisie, les domaines intermédiaires se rencontrent dans la région de Ghardimaou-Chemtou.

Dans ce secteur, une enquête macroséismique menée dans le Nord de la Tunisie, nous a permis de constater que les accidents sismogènes sont, soit des contacts de nappes comme par exemple au Nord de Ghardimaou (fig. 144), soit des failles subverticales comme par exemple les failles majeures du bassin de Kechabta (fig. 170 et 171).

Il en est ainsi, vraisemblablement dans la région du Fahs où on constate la coexistence du chevauchement du Zaghouan avec les failles bordières du graben de Bou-Arada-Fahs.

La même situation se rencontre au SE de Tunis où le chevauchement du Zaghouan (J. Bou Korine) rencontre les failles bordières du graben de Grombalia. Certains séismes se situent aux croisements d'accidents majeurs qui constituent des « points actifs » où l'activité sismique est relativement importante (Cuputo et al., 1980) tel que le carrefour des accidents de Skanès-Hammamet (N160) et de Moknine (N80).

3. — RESUME ET SYNTHESE :

La confrontation des données de la tectonique avec celles de la sismicité historique et actuelle, permet de définir en Tunisie deux grandes provinces sismotectoniques situées, l'une en Tunisie septentrionale, caractérisée par une tectonique compressive à décrochante compressive dominante ; l'autre englobe l'ensemble de l'Atlas tunisien et le domaine du Sahel où la tectonique est décrochante distensive.

Dans chacune de ces provinces, les déformations tectoniques actuelles et récentes et les données de la sismicité historique et instrumentale ont des caractéristiques identiques et des résultats homogènes.

La corrélation entre la distribution des séismes et la disposition des réseaux de failles actives est significative. Elle permet de distinguer à l'intérieur des deux grandes provinces, plusieurs zones sismotectoniques. Celles-ci sont en rapport avec la nature et l'emplacement des accidents sismogènes. Ces zones sismotectoniques peuvent servir de base aux évaluations de l'aléa sismique.

Il est à remarquer que la répartition des sources thermales semble avoir des rapports avec la disposition de certains accidents sismogènes et de la sismicité d'une façon générale.

La notion de province sismotectonique et le zonage sismotectonique peuvent avoir beaucoup d'applications pratiques dans le domaine de la protection parasismique.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Par sa situation sur la bordure septentrionale de la marge nord-africaine, l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie a été influencé par l'évolution géodynamique des domaines internes et plus particulièrement l'ouverture triasique de la « Téthys de la reconquête » (Aubouin et al., 1980) selon un mécanisme d'ouverture de bassin losangique (Bernoulli et Lemoine, 1980) et la cicatrization alpine de l'océan téthysien. Durant le Mésozoïque et le Cénozoïque, l'avant-pays a enregistré sous une forme discrète, les effets des événements tectoniques importants survenus dans la chaîne alpine. Ainsi, les épisodes tectoniques contemporains de la sédimentation des séries mésozoïques et cénozoïques (cf. chapitre II et III) représentent les répliques d'une tectonique beaucoup plus spectaculaire responsable du morcellement de la marge nord-africaine et de la formation de l'orogène alpin.

Par suite, l'histoire structuro-sédimentaire de l'avant-pays permet de reconstituer les étapes de l'évolution tectonique de la chaîne alpine et plus particulièrement son histoire ancienne, difficile à démêler dans les zones internes, où il n'est pas aisé de faire la part des choses, du fait de la superposition de plusieurs déformations successives.

Dans les chapitres précédents, j'ai établi, à l'aide d'exemples précis, les étapes de l'évolution ancienne et récente de l'avant-pays de la Tunisie. En tenant compte de cette histoire, je tenterai ici de placer ce pays dans le cadre de l'évolution tectonique du Maghreb et dans le contexte géodynamique de la Méditerranée occidentale. Dans cette démarche, j'ai tenu compte surtout des travaux synthétiques et récents qui se rapportent à la Méditerranée (Dercourt et al., 1985 ; Bousquet et Philip, 1981).

a) *La Tunisie dans le cadre de l'évolution tectonique ancienne de la Méditerranée occidentale :*

Du Permien au Lias :

Sur la bordure méridionale de la chaîne hercynienne formée à la fin du Carbonifère, se sont

installées les chaînes atlasiques (Mattauer et al., 1977).

Dans les Maghrébides, la tectonique post-hercynienne a été caractérisée par le fonctionnement de décrochements conjugués et plus particulièrement par le développement de grands décrochements proches de E-W (Arthaud et Matte, 1977 ; Proust et al., 1977).

Durant le Permo-Trias et le Jurassique inférieur, l'ouverture des grabens de la Tunisie méridionale (cf. chapitre II) s'intègre dans la distension généralisée qui a affecté les marges méditerranéennes. Celle-ci est à l'origine de l'individualisation des grabens permien (Arthaud et Matte, 1977) et des fossés permo-triasiques et liasiques de l'Europe occidentale (Argyriadis et al., 1980) et ceux des Atlas marocains (Mattauer et al., 1977 ; Proust et al., 1977 ; Laville, 1977).

Au Maghreb, cette époque distensive semble se poursuivre jusqu'au Jurassique inférieur (Elmi, 1978 ; Ben Ayed et Khessibi, 1983 ; Dercourt et al., 1985).

Ces dislocations tectoniques font partie d'un cadre général qui est la distension de la Pangée (Dercourt et al., 1985) et l'ouverture de la Téthys de la reconquête (Aubouin, 1980 ; Elmi et al., 1982).

A la limite Jurassique-Crétacé, le sillon subsident des Atlas maghrébins s'est installé sur les failles décrochantes de la marge nord-africaine (Reading, 1984 ; Bureau, 1984 ; Bobier et al., 1982) ; alors que plus au Nord, sur la zone de transformation Maghreb-Ligurie s'individualise un domaine franchement océanique (in Dercourt et al., 1985)

Au cours de l'Albo-Aptien, une tectonique compressive détermine en Tunisie l'apparition de plis subméridiens associés à des fossés E-W (chapitre II). En Algérie, ces plis sont accompagnés par des coulées triasiques et de la schistosité (Bouillin, 1979 ; Obert, 1984).

A l'échelle de la Méditerranée occidentale, se crée une aire océanique (la Mésogée) entre

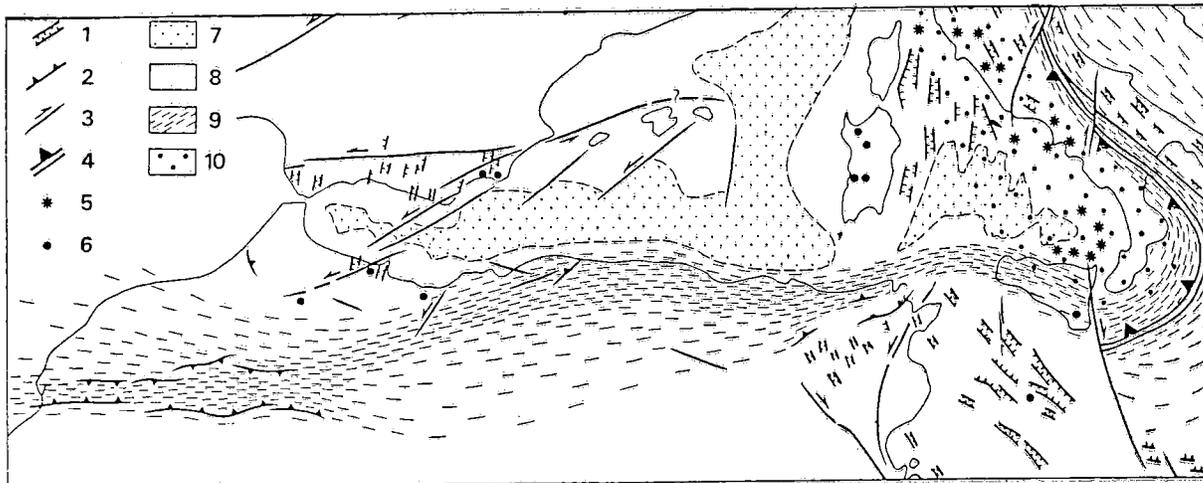


Fig. 172 — Répartitions des différents types de déformation au Pliocène supérieur.
 1 : Graben; 2 : Failles inverses; 3 : Décrochement; 4 : Fosse de subduction; 5 : Volcanisme calcoalcalin; 6 : Volcanisme alcalin; 7 : Croûte océanique ou intermédiaire d'âge Cénozoïque; 8 : Croûte océanique, intermédiaire ou continentale amincie d'âge mésozoïque; 9 : Zone en compression (déformations de type A ou D); 10 : Bassin marginal (déformation de type G). (d'après Philip 1983, légèrement modifié).

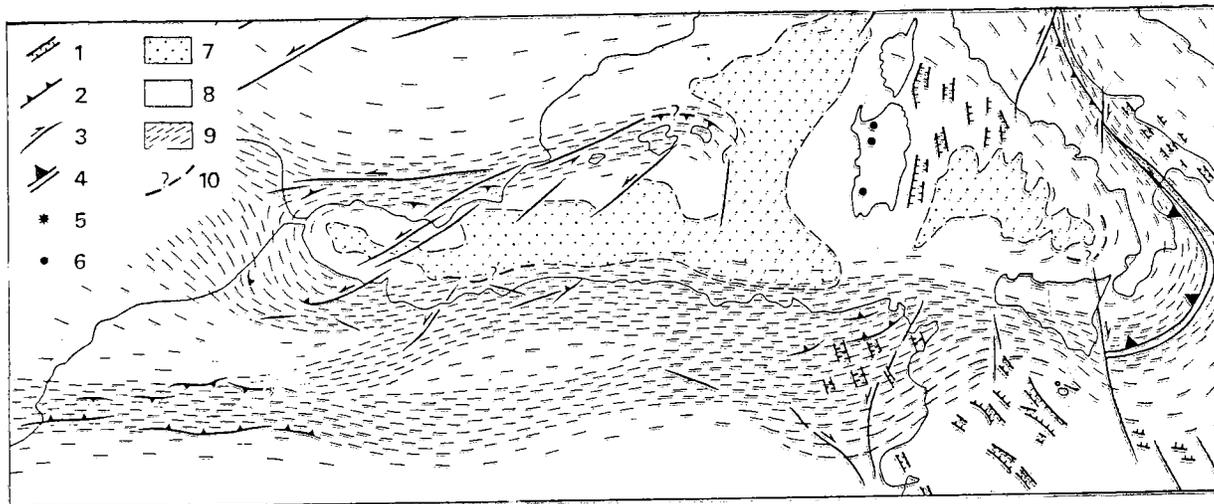


Fig. 173 — Répartition des différents types de déformation au Quaternaire ancien.
 De 1 à 9 : idem figure 172 : Arc volcanique inactif ou à activité réduite.
 (d'après Philip 1983, légèrement modifié).

l'Apulie et l'Afrique (Dercourt et *al.*, 1985). D'après ces auteurs, le déplacement de l'Afrique par rapport à l'Europe à cette époque est sénestre.

Or, on a vu qu'au niveau de l'avant-pays tunisien (chapitre II), les déformations aptiennes sont compatibles avec un mouvement relatif Europe-Afrique dextre.

Au début du Crétacé supérieur, un nouvel épisode de serrage affecte le domaine du Tell algérien (Obert, 1984) et celui de la Tunisie centrale (cf. chapitre II).

A la même époque, le secteur transformant nord pyrénéen vient s'installer dans le bassin des flyschs. Les déformations produites au cours du coulisement anté-alpin sont à l'origine du développement du flysch maghrébin (Dercourt et *al.*, 1985). Pour ces auteurs, des décrochements sénestres dirigés N120-130 apparaissent en Tunisie centrale et se prolongent dans le domaine pélagien (in Dercourt et *al.*, 1985). Le sens du mouvement de ces accidents coulissants n'est pas compatible avec l'orientation des axes de contrainte du régime décrochant-distensif de l'époque (cf. chapitre II). Par suite, on peut avancer qu'à l'Aptien et au Sénonien, le sens du mouvement relatif Europe-Afrique est dextre.

Au cours de l'Eocène inférieur, une phase compressive développe dans le Tell algérien des chevauchements et un écaillage vers le Sud, scellés par la discordance de la base de l'Eocène supérieur (Raoult, 1968-1974). Elle est accompagnée d'un métamorphisme synchisteux reconnu dans les flyschs mauritaniens de l'Algérie orientale (Bouillin, 1979). Au Maroc, l'Eocène plissé et fossilisé par l'Eocène moyen (Laville et *al.*, 1977). En Tunisie, apparaissent à la même époque, les failles inverses synsédimentaires de Kasserine et de Gafsa (cf. chapitre II). A l'échelle de la Méditerranée occidentale, ces déformations font partie de la phase pyrénéenne.

A l'Oligocène, la distension mise en évidence dans le NE de la Tunisie (cf. chapitre II) s'intègre bien dans le contexte de la distension générale qui a affecté à cette époque, l'ensemble de la Méditerranée occidentale (Arthaud et *al.*, 1977).

b) *La Tunisie dans le cadre de l'évolution tectonique récente de la Méditerranée occidentale (fig. 172, 173 et 174) :*

L'évolution récente de la Méditerranée a fait l'objet de nombreux travaux ponctuels, mais ce sont les synthèses régionales qui ont permis la compréhension des phénomènes néotectoniques de ce domaine. Ces synthèses ont été réalisées pour le domaine de l'Arc égéen (Mercier et *al.*, 1972 ; Mercier, 1977 ; Angelier, 1977 ; Angelier et Le Pichon, 1980) et la Méditerranée occidentale

(Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar, 1977 ; Bousquet, 1977 ; Bousquet et Philip, 1980 ; Philip, 1983 ; Philip et *al.*, 1986). Cette dernière publication est une mise au point de la répartition des déformations tectoniques entre la chaîne alpine et son avant-pays et les relations de ces déformations avec la perennité de la structuration de la chaîne atlasique.

L'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale est étroitement liée à la convergence entre la plaque européenne et africaine depuis au moins le début du Tortonien. Cette convergence a été absorbée suivant les époques, soit par subduction, soit par collision. Ces deux phénomènes tectoniques ont engendré des structures compressives et distensives pouvant se développer simultanément dans des régions voisines ou se succéder dans la même région (Bousquet et Philip, 1980-1986).

L'histoire néotectonique de la Tunisie et plus particulièrement les déformations miocènes et plio-quadernaires s'intègrent bien dans le cadre de l'évolution de la Méditerranée. En effet, les déformations récentes sont comparables à celles qui sont recueillies au Maghreb et dans le domaine de l'Arc de Gibraltar.

Au Serravallien, la tectonique compressive, localisée dans les domaines internes de la chaîne alpine de la Tunisie et de l'Algérie est à l'origine de la mise en place des nappes de charriage. Cette tectonique est contemporaine de l'ouverture des fossés tunisiens de l'avant-pays. Il y a donc à cette époque, coexistence à l'échelle de la Tunisie, de structures compressives et distensives. Au Tortonien inférieur, la convergence des plaques africaines et européennes, se faisait au niveau de la Tunisie, selon une direction proche de NW-SE. Il en résulte une tectonique de collision oblique au niveau de la marge nord-maghrébine avec, probablement, un mouvement de coulisement dextre compressif le long de la jonction Afrique-Europe. Le vecteur du déplacement relatif des deux plaques est alors parallèle à l'orientation de l'axe de déformation horizontale maximale.

Au cours de cette époque, la Tunisie atlasique se présente comme une zone de décrochement comprise entre deux couloirs de cisaillements E-W dextres. Les travaux récents de plusieurs auteurs opérant en Algérie et au Maroc nous amènent à étendre le modèle proposé pour la Tunisie au reste de l'Afrique du Nord. En effet, plusieurs accidents proches de E-W semblent courir depuis le Maroc jusqu'en Tunisie (Caire, 1974). Ils sont associés à des décrochements sénestres dirigés N20E à N20W.

En Algérie, ces systèmes de cisaillements conjugués ont été mis en évidence dans l'Atlas algérien

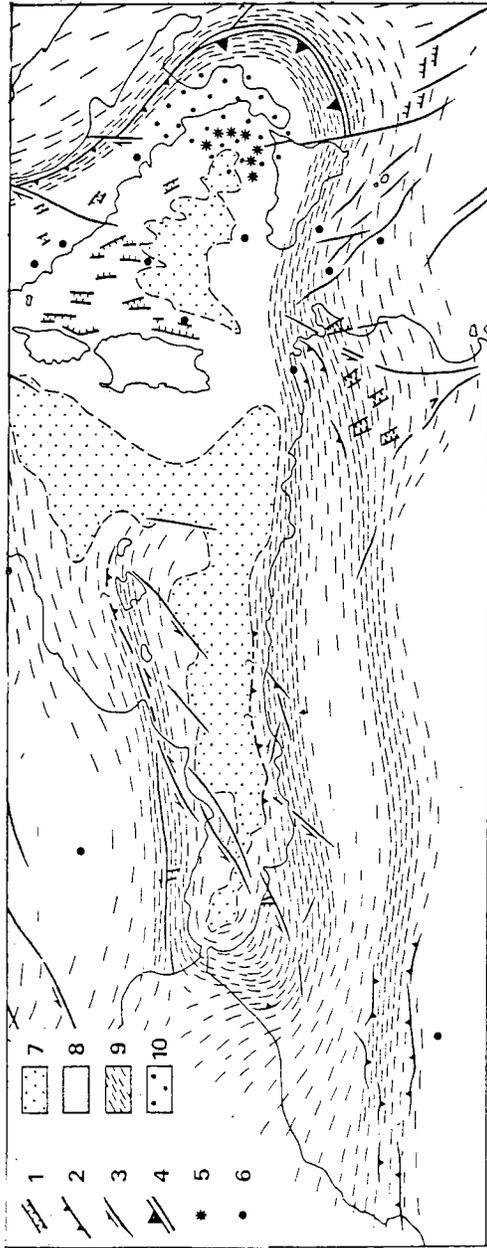


Fig. 174 — Répartition des différents types de déformation au Quaternaire récent et à l'Actuel.
De 1 à 10 : idem figure 172. (D'après Philip, 1983, légèrement modifié).

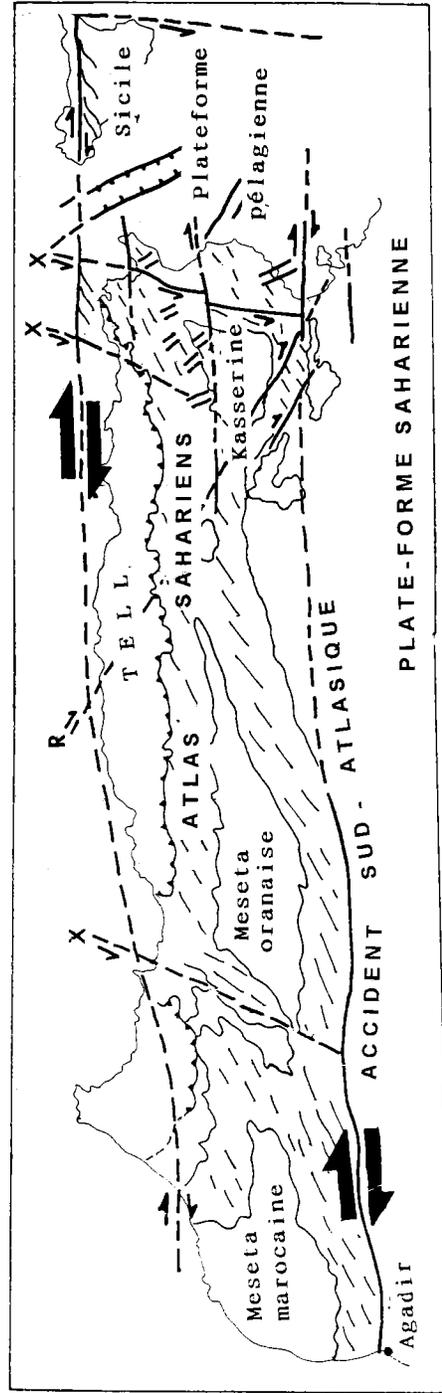


Fig. 175 — Carte tectonique simplifiée montrant la zone de transformation maghrébine limitée par deux grands décrochements dextres (Ben Ayed, Bobier et Vigier, 1983).

oriental (Devaux, 1969) dans les Aurès, sur les Hautes plaines et dans le Constantinois (Guiraud, 1977 ; Aïssaoui et Rhuland, 1984). On les retrouve dans l'avant-pays tellien d'Oranie (Benest, 1981-1982 ; Thomas, 1977) et dans les Monts des Ksour (Douihasni et al., 1976). Dans les Babors, les décrochements E-W dextres affectent les zones des nappes de charriage et induisent des torsions dans certains « pli de nappes » (Obert, 1972, 1981).

Au Maroc, les décrochements proches de N80 dextres et de N20 sénestres affectent l'Unité de Ketama (Andrieux, 1967) définie par Mattauer (1959). Ils ont été également décrits dans le bassin de Mellila (Rampnoux et al., 1977) et dans le Haut Atlas occidental (Proust et al., 1977).

En Tunisie, ce système de décrochements joue depuis le Crétacé (cf. chapitre II). Au Maroc, il correspond à un trait caractéristique de la chaîne hercynienne (Allary et al., 1972 ; Proust et al., 1977 ; Piqué, 1979 ; Courbouleix et al., 1981...).

Le système de décrochements E-W dextre se poursuit à l'Est jusqu'en Sicile (Carta tectonica d'Italia del CNR, 1980) où il induit des structures comparables à celles que nous connaissons en Tunisie nord-orientale (Ben Ayed et Viguier, 1981).

Ainsi, les Atlas maghrébins et probablement une grande partie de la Sicile correspondent au Tortonien inférieur à une grande zone de décrochement dextre de direction N80. Dans cette zone de cisaillement, les décrochements majeurs découpent les Atlas maghrébins en plusieurs blocs localement limités par des décrochements de second ordre et dont les parties centrales sont des zones peu déformées correspondant aux Mésetas, aux Hautes plaines et aux môles.

Aux limites de ces zones de moindre déformation, les couloirs de décrochements peuvent développer des bandes de structures plicatives disposées en relais tels que les chaînes du Haut-Atlas et du Moyen Atlas du Maroc, les Atlas présahariens d'Algérie et le domaine de l'Atlas tunisien.

Ces blocs polygonaux sont de type (D + R') comme par exemple, les lentilles formées autour des mésetas marocaine et oranaise (Courbouleix et al., 1981) et autour de l'Atlas tunisien central (Ben Ayed et Viguier, 1981) ou encore de type (D + R) tels que les blocs polygonaux connus en Tunisie méridionale et dans le Sud-Est algérien (Ben Ayed et al., 1983).

Cette zone de cisaillement d'Afrique du Nord est un héritage de l'époque hercynienne (Arthaud et Matte, 1975, 1977). Il s'agit d'une zone très tôt structurée, qui s'est développée lors de la collision et du rapprochement des deux grands blocs

continentaux Laurasia et le Gondwana (Matte, 1986). Elle correspond également à la zone de transformation des T côtes séparant au Jurassique inférieur l'Océan Liguro de l'Atlantique central (Bernouilli et Lemoine 1980, Biju Duval, 1980 ; Dercourt et al., 1985). L'avant-pays garde les traces de toute cette histoire de la marge nord-africaine. Par suite, certaines failles E-W affectant actuellement la zone des nappes de charriages des Maghrébides peuvent être considérées comme des répercussions d'accidents anciens de l'autochtone.

L'épisode distensif du Tortonien supérieur à Pliocène mis en évidence en Tunisie (cf. chapitre III) a été également reconnu dans le reste du Maghreb.

En Algérie, cet épisode distensif se manifeste dans les zones telliennes, dans le domaine de l'avant-fosse (Philip et Thomas, 1977 ; Meghraoui, 1982) et dans l'Atlas présaharien.

Au Maroc, cette distension a été reconnue dans les zones internes et au niveau de l'avant-fosse, en particulier, dans le bassin de Mellila (Guillemini, 1976) et dans le bassin de Guercif, au Nord du Moyen Atlas (Rampnoux et al., 1977).

Dans les Cordillères bétiques, le même épisode de déformation a été mis en évidence dans la région de Malaga et dans le bassin du Guadalquivir (Armijo et al., 1977 ; Bousquet, 1977). Ces déformations sont souvent accompagnées d'émissions volcaniques calco-alkalines (Girod, 1977 ; Bellon, 1977 ; Hernandez, 1975). Au cours du Pliocène supérieur, l'extrême nord de la Tunisie était le siège de déformations distensives à décrochantes-distensives accompagnées d'une forte subsidence. Durant cette période distensive dirigée NE-SW, la jonction des plaques Afrique-Europe aurait connu un mouvement décrochant distensif dextre, permettant ainsi le développement de bassin subsident au large de Bizerte (Auzende, 1971). Notons que le coulissement dextre au niveau du contact Afrique-Europe est compatible avec la tectonique de subduction observée au niveau de l'arc tyrrhénien (Philip, 1983) (fig. 172).

Au Quaternaire ancien, une phase compressive, signalée par de nombreux auteurs, affecte le pourtour du bassin de la méditerranée centrale et occidentale. Au Maghreb, ce serrage concerne la chaîne des Maghrébides et les Atlas présahariens.

En Tunisie, ce serrage est responsable de la formation des plis quaternaires des zones internes et de l'avant-pays (chapitre III). En Algérie, cette phase a été reconnue dans le domaine tellien (Glangaud, 1927 ; Philip et Thomas, 1977) au niveau de l'avant-fosse (Meghraoui, 1982) et dans les Atlas présahariens (Guiraud, 1977).

Au niveau de Gibraltar, certains secteurs restent en compression pendant le Quaternaire ancien, alors que d'autres connaissent une tectonique distensive (Mellila par exemple) (Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar, 1977) inconnue en Tunisie (chapitre III). Dans ce domaine de la Méditerranée, le rapport entre les déformations compressives et distensives s'effectue suivant le schéma classique précédemment employé pour les autres phases de déformation de l'avant-pays tunisien. Cette zonation tectonique explique également la coexistence des structures compressives et distensives de l'Arc tyrrhénien (fig. 173).

Depuis la fin du Calabrien et jusqu'à l'époque actuelle, l'évolution de la Méditerranée centrale et occidentale est dirigée par la convergence des plaques Afrique-Europe selon une direction NNW-SSE à NS.

Il en est ainsi en Tunisie (chapitre IV et V) en Algérie (Meghraoui, 1982) et dans le reste de la Méditerranée (Bousquet et Philip, 1980 ; Philip, 1983) (fig. 174).

Dans ces régions, la sismicité est répartie dans les zones de déformations quaternaires, c'est le cas en Tunisie (chapitre V et chapitre II de la deuxième partie) et dans le reste de la Méditerranée occidentale, où cette sismicité est principalement associée aux jeux en décrochement des accidents majeurs.

c) *Le modèle unitaire des déformations néogènes et quaternaires de Tunisie :*

En Tunisie, comme dans le reste du Maghreb, les déformations récentes sont liées à la collision (Bousquet, 1977; Ben Ayed et Viguié, 1981;

Philip, 1983). L'examen des tectoniques compressives et distensives de la chaîne alpine de Tunisie et de son avant-pays montre que ces tectoniques ne sont pas quelconques. En particulier, la compression et la distension présentent des directions de raccourcissement et d'extension orthogonale. En effet, la disposition des déformations néogènes et quaternaires de Tunisie, montre que d'une manière générale, la contrainte principale maximum qui correspond soit à σ_1 , soit à σ_2 , garde à peu près la même direction.

La tectonique d'abord localisée uniquement dans l'Extrême Nord tunisien et qui est associée à l'épisode de mise en place des nappes est contemporaine de la tectonique décrochante distensive de Tunisie centrale en avant du front des nappes. Au cours du temps, la zone en compression a migré vers le Sud ; elle atteindra la Tunisie centrale au Tortonien inférieur.

On peut penser que, au cours du Miocène, on atteint un stade de blocage des grands chevauchements maghrébins, dont témoigne le caractère gravitationnel des dernières nappes (Miocène moyen-Tortonien). Les fossés tunisiens seraient alors les premiers indices, dans l'Avant-Pays alpin, du blocage de ces chevauchements; par la suite, le système évolue en collision (Philip, Andrieux, Dlala, Chihi, Ben Ayed, 1986). La direction générale des serrages néogènes et quaternaires est celle du vecteur de rapprochement des plaques Afrique-Europe. Deux grands décrochements dextres limitent au Nord et au Sud, les chaînes du Maghreb qui constituent une zone de transformation (fig. 175) (Ben Ayed, Bobier, et Viguié 1983).

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ABBES A. (1983). — Etude géologique et géophysique du Miocène de la Dakhla (Cap Bon - Tunisie nord - orientale) : Application à la prospection des couches lignifères. (Thèse de Doctorat 3^e Cycle, Fac. Sc. et tech., Univ. Franche Comté, 199 p.).
- ABBES C. (1983). — Etude structurale du Djebel Touila : extrémité septentrionale du chaînon N-S Sidi Kralif - Nara - El Houareb. (Thèse Doctorat 3^e Cycle : Géologie Univ. de Tunis, Faculté des Sciences : 1983, 121 p.).
- ABDELJAOUED S. (1983). — Etude stratigraphique sédimentologique et structurale et de l'extrémité orientale de la chaîne nord des Chotts. Thèse 3^e Cycle, Fac. Sc. Tunis.
- ABDELJAOUED S., SASSI S., TRIAT J.M. et TRUC G. (1984). — Nouvelles précisions stratigraphiques et biostratigraphiques (Mollusques terrestres et Charophytes) sur « l'Eocène Continental » de la Tunisie centrale et méridionale : Intervalle Paléocène supérieur - Ludien. *Nouv. Arch. Hist. nat.* Lyon, (1984), Fasc. 22 p. 73-77.
- ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A. et RIBÉYROLLES M. (1972). — Présence de décrochements dans la Méséta Sud - Orientale du Maroc central. *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, (1972), T. 274, n° 5, pp. 653-656.
- AMARI A. (1984). — Contribution à la connaissance hydrologique et sédimentologique de la plateforme des Kerkennah. (Thèse de Doctorat 3^e Cycle : Géologie Appliquée au domaine marin et océanologie : Univ. de Tunis, Faculté des Sciences : 1984). 251 p., 86 fig.
- AMMAR H. (1986). — Hypothèses pour un modèle d'évolution dynamique des bassins de la Basse Vallée de la Medjerda. D.E.A. Univ. Tunis, Fac. Sc. Tunis, 106 p.
- AMMAR H. et BEN AYED N. (1988). — Sur le contrôle tectonique des réseaux hydrographiques anciens et récent de la Basse Vallée de la Mejerda (Tunisie nord-orientale). *Rev. Sc. Terre*, vol. 8, 1988, p. 143-152.
- AMOURI M. (1977). — Etude des indices zincifères sous inconformité miocène en environnement carbonaté du Bled Zelfane (Tunisie Centrale). Contribution à la métallogénie paléokarstique. (Thèse de Doctorat 3^e Cycle : Géologie Appliquée - Métallogénie Tunis : Faculté des Sciences : 1977). 137 p., 31 fig., 19 tabl., 18 pl., photo noir et blanc.
- ANDERSON E-M. (1951). — The dynamics of faulting and dike formation. — Oliver and Boyd, Edinbourg. 206 p.
- ANDERSON E.M. (1963). — The dynamics of faulting. Edimbourg et Londres, Oliver and Boyd, 1963.
- ANDRIEUX J. (1967). — Métamorphisme épizonal et tectoniques superposées dans le sillon externe de la chaîne alpine d'Afrique du Nord, l'unité Ketama (Rif, Maroc) *C.R. Acad. Sc. Paris, série D*, (1967), T. 264, n° 7, pp. 890-893.
- ANDRIEUX J. (1968). — Sur le caractère « post-tectonique » de la mise en place des nappes « rifaines » (Rif, Maroc). *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, (1968), T. 267, n° 21, pp. 1692-1695.
- ANDRIEUX M. (1971). — Prospection électrique au Sud du Lac de Bizerte. Rapport inédit, DRES, Tunis, 10 p.
- ANGELIER J. (1975). — Sur l'analyse des déplacements dus au jeu d'une population de failles. Exemples en Crète (Grèce). *C.R. Acad. Sc., Paris, Sér. D*, t. 280, pp. 1657-1660.
- ANGELIER J. et MECHLER P. (1977). — Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et en sismologie. La méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{ème} série, (1977), T. XIX, n° 6, pp. 1309-1318.
- ARAMBOURG C. et ARNOULD M. (1950). — Note sur les fouilles paléontologiques exécutées en 1947-1948 et 1949 dans le gisement villafranchien de la Garaet Ichkeul. *Notes du Service Géologique de Tunisie*, nouvelle série, (1950), n° 2, 9 p., 1 fig., 3 pl. photo.
- ARCHAMBAULT J., ARNOULD M., BERKALOFF E., BUROLLET P.F. et SCHOLLER M. (1949). — Carte géologique de la Tunisie au 1/50.000 feuille n° 22 : Menzel Bou Zelfa - Tunis éditions du Service Géologique de Tunisie.

- ARGYRIADIS F., DE GRACIANSKY P.C., MARCOUY J. et RICOUL E. (1980). — The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia Africa. XXVI^{ème} Congrès Géol. Int : Colloque C5 : Paris, 1980. *Mémoires du BRGM*, (1980), n° 115, pp. 199-214.
- ARMIJO R., BEN KHELIL J. et BOUSQUET et al. J.C. (1977). — Les résultats de l'analyse structurale et de la néotectonique des littoraux. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{ème} série, (1977), T. XIX, n° 3, pp. 591-605.
- ARMIJO R., CAREY E. et CISTERNAS A. (1982). — The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, (1982), 82, 145-160.
- ARMIJO R. et CISTERNAS A. (1978). — Un problème inverse en microtectonique cassante. *C.R. Acad. Sc.*, 287, pp. 595-598.
- ARNOULD M. (1951). — Notice explicative de la carte géologique au 1/50.000^e de la Tunisie : feuille n° 22 : Menzel Bou Zelfa, Tunis, éditions du Service Géologique de Tunisie.
- ARNOULD M., KARRAY R. et PASKOFF R. (1979). — Remarques sur les dépôts Quaternaires des environs d'Hammam Lif (Banlieue Sud-Est de Tunis - Tunisie). *Notes du Service Géologique de Tunisie*, n° 45 : Travaux de Géologie tunisienne, n° 13, (1979), pp. 103-106.
- ARTHAUD A. (1969). — Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{ème} série, (1969), T. XI, n° 5, pp. 729-737.
- ARTHAUD F. et CHOUKROUNE P. (1972). — Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide de microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme nord-aquitaine. *Rev. I.F.P.* Sept.-Oct. 1972, p. 715-732.
- ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969). — Exemple de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. géol. de France*, 7^{ème} série, (1969), T. XI, n° 5, pp. 738-744.
- ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969). — Sur les décrochements NE-SW sénestres contemporains des plis pyrénéens de Languedoc. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.* Fasc. 8. 1969.
- ARTHAUD F. et MATTE Ph. (1977). — Late Paleozoic strike slip faulting in southern Europe and northern Africa : Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. of Am. Bull.* V. 88, p. 1305-1320, 10 fig.
- ARTHAUD F., MAGARD F. et SEGURET M. (1977). — Carte tectonique de quelques bassins sédimentaires. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine*, (1977), T. 1, n° 1, pp. 147-188.
- AUBOUIN J. et DEBELMAS J. (1980). — L'Europe alpine : Les chaînes pré-méditerranéennes. XXVI Cong. Geol. Int. Coll. C5, Paris 1980, *Mém. B.R.G.M.* n° 115, p. 62-66.
- AUBOUIN J., DEBELMAS J. (1980). — Les chaînes alpines issues de la Téthys. Introduction générale. XXVI^{ème} Cong. Geol. Int. : Colloque C 5 : Paris, 1980 *Mem. B.R.G.M.*, n° 115, pp. 7-12.
- AUBOUIN J. (1968). — Tectonique, morphologie, globe terrestre — Tome 3 du Précis de Géologie, Paris, Dunod, 1968, 549 p.
- AUZENDE J.M., OLIVET J.L. et BONNIN J. (1973). — Le Déroit Sardano-Tunisien et la zone de fracture nord-tunisienne. *Tectonophysics*, (1974), n° 21, pp. 357-374.
- ANONYME : Etude du plateau continental tuniso-lybien, rapport inédit. ETAP.
- BADEGLEY (1959). — Structural methods for the exploration geologist and a series of problems for structural geology students. New York, *Harper and Brothers* (cop 1959). (Harper's geoscience series-Bibliog. en fin de chapitre.
- BANNOUR H. et BONVALLOT J. (s.d.). — Evolution géomorphologique quaternaire du bassin de Kasserine (Tunisie centrale). Recherches géographiques à Strasbourg, (s.d.), N° spécial 22/23, pp. 15-22 (à paraître).
- BARNABA P.F. (1965). — Studio Stratigrafico sul Cretaceo della Tunisia Meridionale. *Riv. ital. Paleontol. e Stratigr.*, (Milan), (1965), vol. 71, n° 3, pp. 883-922.
- BASSOULET J.P., FOURCADE E. et PEYBERNES B. (1985). — Paléobiogéographie des grands foraminifères benthiques des marges néotéthysiennes au Jurassique et au Crétacé inférieur. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} série, (1985), t.l., n° 5, pp. 699-713.
- BEDIR M. (1988). — Géodynamique des bassins sédimentaire du Sahel de Mahdia (Tunisie orientale) de l'Aptien à l'Actuel - Sismostratigraphie - Sismotectonique et structurale. Répercussions pétrolières, hydrologiques et sismiques. Thèse 3^e cycle, Fac. Sc. Tunis, 242 p.
- BEJI - SASSI A. (1985). — Pétrographie, minéralogie et géochimie des sédiments phosphatés de la bordure orientale de l'île de Kasserine (Tunisie). Thèse 3^e Cycle, Fac. Sci. Tunis, 230 p.
- BELAYOUNI H. (1978). — Etude des composés aminés contenus dans quelques séries phosphatées. (Thèse de Doctorat 3^e Cycle : Géochimie : Univ. d'Orléans : 1978). 123 p.
- BEN ABDESSALEM S. (1978). — Etude palynologique et micropaléontologique de la série phosphatée du bassin de Gafsa - Metlaoui (Tunisie). (Thèse de doctorat 3^e Cycle : Géologie Micropaléontologie : Univ. Paris VI : 1978). 123 p., 12 fig., 14 pl.
- BEN AYED N. (1975). — Etude géologique des cuvettes de Siliana et Sers (Atlas tunisien central). (Thèse de Doctorat 3^e cycle : Géolo-

- gie structurale : Paris Univ. Paris VI : 1975, n° 1). 82 p., 62 fig.
- BEN AYED N. (1977). — Tectonique cassante polyphasée et formation des cuvettes : Région de Siliana et du Sers. (Atlas tunisien central). *Notes du Service Géologique de Tunisie*, n° 43 : Travaux de géologie tunisienne, n° 11, (1977), pp. 45-54.
- BEN AYED N. (1979). — Un modèle mécanique de déformation pour l'Atlas Tunisien. 7^e R.A.S.T. Lyon, 1979.
- BEN AYED N. (1980). — Etude tectonique du pays de Makthar et des cuvettes de Siliana et du Sers. (Atlas Tunisien Central). *Bull. Sc. nat. Tunisie*, (1980), L. 15, pp. 51-56.
- BEN AYED N. (1980). — Le rôle des décrochements E-W dans l'évolution structurale de l'Atlas Tunisien C.R. *Somm. Soc. Géol. France*, série D, (1980), T. 290, n° 1, pp. 29-32.
- BEN AYED N. (1980). — Les déformations néotectoniques en Tunisie. 7^{ème} journées de l'Association des Géographes tunisien : Tunis, 26-27 Déc. 1980.
- BEN AYED N. (1981). — Mise en évidence de deux couloirs de décrochement E-W dextres en bordure de la plateforme saharienne (Tunisie méridionale). *Annales des Mines et de la Géologie*, (1985), n° 3 : Actes du 1^{er} Congrès National des Sciences de la Terre, Tunis, 1981, T. 1, pp. 291-302, 3 fig.
- BEN AYED N., BISMUTH H. et VIGUIER C. (1979). — Présence d'Oligocène dans la banlieue nord et sud-est de Tunis : Affleurements de Sidi-Bou-Said et de Bir Kassaa. *Notes du Service Géologique de Tunisie*, n° 45 : Travaux de Géologie tunisienne, n° 13, (1979), pp. 55-70.
- BEN AYED N., BOBIER CI., PASKOFF R., OUESLATI A. et VIGUIER CI. (1978). — Sur la tectonique récente de la plage du R'mel, à l'Est de Bizerte (Tunisie Nord-Orientale). *Géol. Médit.*, (1979), T.VI, n° 4, pp. 423-426.
- BEN AYED N., BOBIER CI., CHIHI L., DLALA M. (1983). — Etude structurale sur les bordures du graben de Kasserine (Tunisie), Union Texas Cie, Rapport déposé au Service Géologique National, 38 p.
- BEN AYED N., JARRIGE J.J., VIGUIER C. (1984). — Géodynamique de quelques bassins sédimentaires tunisiens 5 : tectonique synsédimentaire oligocène autour du Golf de Tunis. 10^e R.A.S.T. Bordeaux 1984.
- BEN AYED N., BOBIER CI. et VIGUIER C. (1979). — La compression quaternaire en Tunisie du Nord : l'anticlinal de la plage du R'mel à l'E. de Bizerte. 7^e R.A.S.T. Lyon p. 459.
- BEN AYED N., BOBIER CI. et VIGUIER C. (1980). — Précisions sur les phases de la tectonique récente en Tunisie nord orientale. 8^e R.A.S.T. Marseille, 1980.
- BEN AYED N., BOBIER CI. et VIGUIER C. (1983). — Interprétation tectonique unitaire des Atlas maghrébins. *Rapp. C.I.E.S.M.* Monaco. (1983), t. 28, n° 24, pp. 99-101.
- BEN AYED N. et KHESSIBI M. (1981). — La faille du Jebel Tebaga : un accident Est-Ouest décrochant dextre anté-cénomanien dans la région de Médenine. 1^{er} Cong. nation. Sciences Terre, Tunis, 1981 Résumés, p. 28.
- BEN AYED N. et KHESSIBI M. (1983). — Sur l'évolution géodynamique de la Djeffara tunisienne au cours du Mésozoïque. *Notes Serv. géol.*, Tunisie, n° 47 Trav. de Géol. Tun. n° 15, 1983, p. 41-53, 1 carte.
- BEN AYED N. et VIGUIER C. (1978). — Observations sur la tectonique récente du Néogène continental de Tunis. *Bull. Soc. Sci. Nat. Tunisie*, (1978), T. 13, pp. 105-108.
- BEN AYED N. et VIGUIER C. (1981). — Interprétation structurale de la Tunisie atlantique C.R. *Acad. Sc. Paris*, Série II, (1981), T. 292, pp. 1445-1448.
- BEN AYED N., VIGUIER C. et BOBIER CI. (1985). — Les éléments structuraux récents essentiels de la Tunisie nord orientale. *Notes du Service Géologique de Tunisie*, (1985), n° 47, pp. 5-20.
- BEN AYED N., CHILI L. et DLALA M. (1984). — Une grande faille E-W d'âge quaternaire récent en Tunisie centrale : le décrochement dextre de Kasserine. *Notes du Serv. Géol. de Tunisie*, n° 47 : Travaux de géologie tunisienne, n° 15 (1984).
- BEN FERJANI A., BUROLLET P.F. et MEJRI F. (1990). — Petroleum geology of Tunisia. *Entr. Tun. Act. Pétr. Tunis*, 194 p.
- BEN HADJ ALI M. (1979). — Etude géologique du J. Goraa (Région de Téboursook — Atlas tunisien). Thèse 3^e cycle, Univ. P. et M. Curie, 121 p.
- BEN ISMAIL M.H. (1982). — Le Trias et le Jurassique inférieur et moyen évaporitiques de l'extrême Sud tunisien : Etude de sondages profonds et de terrain : synthèses paléogéographiques. (Thèse de Doctorat 3^e cycle : Univ. Paris VI : 1982).
- BEN ISMAIL LATRACHE K. et BOBIER C. (1984). — Sur l'évolution des paléoenvironnements marins paléogènes des bordures occidentales du Déroit Siculo-Tunisien et leurs rapports avec les fluctuations du paléo-océan mondial. *Marine Geology*, (1984), T. 55, pp. 195-217.
- BEN SALEM H. (1986). — Cartographie de la feuille de Tazoghrane : contribution à la connaissance de la dynamique des bassins sédimentaires cénozoïques du Cap Bon. *Mém. D.E.A. Sc. Tunis*. 1986.

- BEN SALEM H., BEN AYED N., HFAIEDH M. et LAJMI T. (1984). — Tectonique synsédimentaire en extension d'âge messinien pliocène dans le bassin Molassique de Kechebta. 10^e R.A.S.T. Bordeaux. 1984.
- BEN YAGOUB J. (1978). — Etude géologique de la région de Bou Arada (Atlas tunisien). Thèse Doctorat 3^e Cycle : Géologie structurale : Univ. Paris VI : 1978). 85 p., 54 fig., 8 cartes.
- BEN YOUSSEF M. (1980). — Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé des Djebels Koumine et Kharroub (Tunisie Centrale). (Thèse de Doctorat 3^e Cycle : Géologie Sédimentologie, Fac. des Sciences et Techniques Nice : 1980). 114 p., 12 pl.
- BEN YOUSSEF M., BIELY A., KAMOUN Y., ZOUARI H. (1984). — Nouvelles données sur l'Aptien et sur l'Albien dans la région de Medenine (Tunisie Méridionale). 10^{ème} R.A.S.T. Bordeaux, 1984.
- BEN YOUSSEF M., BIELY A., KAMOUN Y. et ZOUARI H. (1985). — L'Albien moyen - supérieur à Knemiceras forme la base de la grande transgression crétacée au Tebaga de Médenine (Tunisie méridionale). C.R. Acad. Sc. Paris Série II, (1985), T. 300, n° 19, pp. 965-968.
- BEN YOUSSEF M., BIELY A. et MEMMI L. (1983). — La formation Orbata (Aptien) en Tunisie méridionale, précisions biostratigraphiques nouvelles. *Notes du Servi. Géol.* n° 51 Trav. Géol. Tun. n° 16, pp. 105-120.
- BÉRNOULLI D. et LEMOINE M. (1980). — Birth and early evolution of the tethys : The overall situation. Coll. C 5, XXVI^{ème} Cong. Int. Geol. Mém. B.R.G.M. Paris 1980.
- BESEME P. (1977). — Mise en évidence du Pliocène marin basal dans la région de Nabeul. *Notes du Service Géologique de Tunisie*, n° 43 : Travaux de Géologie tunisienne, n° 11, (1977), pp. 73-102.
- BIELY A. (1973). — Le problème de la conception du Miocène nord tunisien. *Annales des Mines et de la Géologie Tunisie*, n° 26, p. 257-261. (1973).
- BIELY A., BUROLLET P.F. et LAJMI T. (1974). — Etude géodynamique de la Tunisie et des secteurs voisins de la méditerranée. *Notes du Service Géologique de Tunisie*, n° 41 : Travaux de Géologie tunisienne, n° 9, (1974), pp. 23-38.
- BIELY A., LAJMI T. et ROUVIER H. (1971). — Les unités allochtones du pays de Bizerte (Tunisie septentrionale). C.R. Acad. Sc. Paris, Série D, (1971), T. 273, n° 22, pp. 2052-2055.
- BIELY A., RAKUS M. et ROBINSON P. (1974). — Le Néogène de la Tunisie. *Annales of the Geological Survey of Egypt* Vol. IV, pp. 307-318.
- BIJU DUVAL B. (1980). — De la Téthys aux mers intra-alpines actuelles : Introduction. Coll. C 5. XXVI^e Cong. Int. Géol. Mém. B.R.G.M. Paris 1980.
- BISHOP W.F. (1975). — Geology of Tunisia and adjacent parts of Algeria and Libya. *Bull. A.A.P.G.*, (1975), Vol. 59, n° 3, p. 413-450.
- BISMUTH H. (1973). — Reflexions stratigraphiques sur l'Albo-Aptien dans la région des Dj. Douleb et Semmama et son environnement. (Tunisie du Centre Nord). *Ann. des Mines et de la Géologie*, Tunis, Liv. Jub. M. Solignac. n° 26, 1973, p. 179-212.
- BISMUTH H. (1984). — Les unités lithostratigraphiques du Miocène en Tunisie orientale. Journées sur les nomenclatures et classifications en Tunisie : Tunis, 19, 20 et 21 janvier 1984.
- BISMUTH H., BONNEFOUS J., DUFAURE P.H. (1967). — Mesozoic microfacies of Tunisia. In : Guidebook of the geology and history of Tunisia : Petroleum Exploration Society of Libya : Petroleum Exploration Society of Libya, 1967. pp. 159-214.
- BISMUTH H., BOLTENHAGEN C., DONZE P., LE FEVRE J. et SAINT MARC P. (1981). — Le Crétacé moyen et supérieur du Jebel Semmama (Tunisie du Centre-Nord) Microstratigraphie et évolution sédimentologique. *Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine*, (1981), T. 5, n° 2, pp. 193-265.
- BISMUTH H., BOLTENHAGEN C., DONZE P., LE FEVRE J. et SAINT MARC P. (1982). — Etude sédimentologique et biostratigraphique du Crétacé moyen et supérieur du Jebel Semmama (Tunisie du Centre Nord). *Cretaceous Research*, (1982), Vol. 3, n° 1/2, pp. 171-185.
- BLANPIED C. (1978). — Structure et sédimentation superficielles en mer pélagienne (côtes orientales de la Tunisie). Thèse de Doctorat 3^e cycle : Géologie sous-marine Univ. Paris VI : 1978). 125 p.
- BLES J.L. (1969). — Contribution à l'étude des déformations cassantes de la feuille Morsolt (Sud-Est constantinois - Algérie) : Les microfractures et leurs relations avec les failles et les plis. *Bull. du Service Géologique de l'Algérie nouvelle série*, (1969), n° 39, pp. 7-17.
- BLES J.L. (1971). — Etude tectonique et microtectonique d'un massif autochtone tellien et de sa couverture de nappes : le massif de Blida (Algérie du Nord) *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (13), n° 5-6, p. 498-511.
- BLES J.L. et FEUGA B. (1981). — La fracturation des roches. *Manuels et méthodes* n° 1, B.R.G.M. 1981.
- BOBIER C., BEN AYED N., CHIHI L., DLALA M., ANDRIEUX J., PHILIP H. et VIGUIER C. (1984). — Géodynamique de quelques bassins sédimentaires tunisiens 3. Génèse des bassins de Kasserine par alternance transten-

- tion - transpression. 10^e R.A.S.T. Bordeaux 1984.
- BODOU P. (1974). — Tectonique de la côte basque entre Hendaye Bidart (Pyrénées - Atlantiques) *Bull. Centre Rech. Pau SNPA* (1974), Vol. 8, n° 2, pp. 555-595.
- BOLTENHAGEN C. (1981). — Les séquences de sédimentation du Crétacé moyen en Tunisie Centrale. *Rapport inédit*. SÈREPT. Tunis sept. 1981.
- BONNEFOUS J. (1967). — Jurassic stratigraphy of Tunisia : a tentative, synthesis (northern and central Tunisia, Sahel and chotts areas). Guidebook to the geology and history of Tunisia/Petroleum Explor. Soc. Libya, 9th annual field Conf. 1967, pp. 109-130, 8 pl., (Cartes).
- BONNEFOUS J. (1972). — Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique de Tunisie (Tunisie septentrionale et Centrale, Sahel, Zone des Chotts). Vol. 3. (Thèse de Doctorat d'Etat : Sciences : Univ. Paris VI : 1972).
- BONNEFOUS J. et BISMUTH H. (1982). — Les faciès carbonatés de la plateforme de l'Eocène moyen et supérieur dans l'offshore tunisien nord-oriental et en mer pélagienne : Implications paléogéographiques et analyse micropaléontologique. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine*, (1982), T. 6, n° 2, pp. 337-403.
- BONNEFOUS J. et RAKUS M. (1965). — Précisions nouvelles sur le Jurassique du Djebel Bou Kornine d'Hammam Lif (Tunisie). *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{me} série, (1965), T VII, n° 6, pp. 855-859.
- BORSETTI A.M., COLLANTONI P. et ZARUDZKI E.F.K. (1974). — Note strutturali e stratigrafiche sul Canale Di Sicilia. *Mem. Soc. Geol. It.*, (1974), Vol. XIII, suppl. au n° 2, pp. 221-232, 3 fig., 3 tabl.
- BOUAZIZ S. (1986). — Etude de la déformation dans la région Dahar-Jeffara (Sud-tunisien) par approche multiscalaire. Thèse 3^e cycle, Univ. Tunis, 169 p.
- BOUAZIZ S. (1984). — Indice de tectonique intrasénonienne dans la région de Matmata (Tunisie méridionale). 10^{me} R.A.S.T. : Bordeaux, 1984.
- BOUHLEL S. (1982). — Distribution du Baryum et du Strontium de la province fluorée tunisienne ; applications aux gîtes de Hammam Jedidi et Hammam Zriba - Jebel Guebli. (Thèse de Doctorat 3^e Cycle : cristallographie : Toulouse, Université Paul Sabatier : 1982). 164 p.
- BOUHLEL S. (1985). — Composition chimique, fréquence et distribution des minéraux de la série Barytine-Celestite dans les gisements de Fluorine de Hammam Jedidi et Hammam Zriba - Jebel Guebli (Tunisie nord-orientale). *Bull. Minéral.* (1985), T. 108, p. 403-420.
- BOUHLEL S. et MAGNE J. (1982). — Mise en évidence de la transgression campanienne sur le Portlandien et de l'âge post-campanien des minéralisations fluo-barytiques dans le gisement de Zriba-Guebli (Tunisie). *C.R. Acad. Sc. Paris, Série II.* (1982), t. 294, p. 333-338.
- BOUILLIN J.P. et DURAND DELGA M. (1983). — Nouvelles hypothèses sur la structure des Maghrébides. *C.R. Acad. Sc. Paris, série II.* (1983), T. 296, pp. 1329-1332.
- BOUKADI N. (1985). — Evolution géométrique et cinématique de la zone d'interférence de l'axe Nord-Sud et de la chaîne de Gafsa (Maknassy-Mezzouna et Jebel Bouhedma) Tunisie. (Thèse de Doctorat 3^e cycle : Géologie : Strasbourg : 1985). 154 p., 86 fig.
- BOUSQUET J. Cl. (1977). — Contribution à l'Etude de la Tectonique récente en méditerranée occidentale : Les données de la néotectonique dans l'arc de Gibraltar et dans l'arc Tyrrhénien. *Int. symp. Struct. Hyst. of The Medit. Basins*. Split, 25-29 octobre 1976. Paris : Technp., 1977. pp. 199-214.
- BOUSQUET J.C. (1982). — Néofaille ou héritage profond : le cas de la faille de Cuvillente (Cordillères bétiques, Espagne). 9^e R.A.S.T. Paris, 1982.
- BOUSQUET J.C., CARVENI P. et LANZAFAME G. (1980). — La distension pléistocène sur le bord oriental du détroit de Messine : Analogie entre les résultats microtectoniques et le mécanisme au foyer du Seisme de 1908. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{me} série, (1980), T. XXII, n° 3, pp. 227-236.
- BOUSQUET J.C. et PHILIP H. (1976). — Observations microtectoniques sur la compression nord-sud quaternaire des cordillères bétiques orientales (Espagne méridionale - Arc de Gibraltar). *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{me} série, (1976), T. XVIII, n° 3, p. 711-724.
- BOUSQUET J.C. et PHILIP H. (1981). — Les caractéristiques de la néotectonique en Méditerranée occidentale. *Sed. basins. Medit. marge*. F.C. Wezel (éditeur) pp. 389-405.
- BOUSQUET J.C. et PHILIP H. (1986). — Neotectonics of the Tyrrhenian Arc and Apennines : An exemple of evolution from Island Arcs to collisional stages. (sous-pression).
- BRAMAUD M., BISMUTH H., KHESSIBI M. et RICHERT J.P. (1976). Mise en évidence d'une discordance de ravinement Intra-crétacé dans la région de Maknassy-Mezzouna. *Notes du Service Géologique de Tunisie*, n° 42 : Travaux de Géologie Tunisienne, n° 10, (1976), pp. 7-20.
- BUROLLET P.F. (1951). — Etude géologique des bassins mio-pliocènes du Nord-Est de la Tunisie. *Ann. Min. et Géol., Tunis*, 1^{re} série Géol. Gén. et Et. rég. n° 7, 91 p.

- BUROLLET P.F. (1952). — Carte géologique de la Tunisie au 1/50.000 et notice explicatives de la feuille n° 7 Porto Farina. *Dir. Trav. publ.*, Tunis, 24 p., 3 fig.
- BUROLLET P.F. (1956). — Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale (Thèse, Alger) *Ann. Mines et Géol. Tunis*, n° 18.
- BUROLLET P.F. (1961-63). — Trias de Tunisie et de Libye. Relations avec le Trias européen et saharien, in : coll. sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier 1961, publ. M. sur Rech. géol. et min. (Edit. Technip). Paris, n° 15, 1963, pp. 482-494, 3 fig. (cartes et coupes).
- BUROLLET P.F. (1972). — Remarques géodynamiques sur le Nord-Est de la Tunisie. *C.R. Somm. Géol. France*, (1972), Fasc. 8, p. 41.
- BUROLLET P.F. (1973). — Importance des facteurs salifères dans la tectonique tunisienne. *Ann. des Mines et de la Géologie*, Liv. Jub. M. Solignac, n° 26, 1973, p. 111-120.
- BUROLLET P.F. (1978). — Mouvements quaternaires et récents aux Iles Kerkenah (Tunisie Orientale). *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, (1978), T. 286, n° 15, pp. 1133-1135.
- BUROLLET P.F., BYRAMJEE R. (1974). — Evolution géodynamique néogène de la Méditerranée occidentale. *C.R. Acad. Sci. Paris. (D)*, t. 278, pp. 1321-1324.
- BUROLLET P.F. et BUSSON G. (1983). — Plates formes et bassins : Danger d'un actualisme exagéré *Notes et Mémoires* compagnie Française des Pétroles, (1983), n° 18, pp. 9-16.
- BUROLLET P.F. et BUSSON G. (1983). — Plateforme saharienne et Mésogée au cours du crétacé. *Notes et Mémoires* Compagnie Française des Pétroles, (1983) n° 18, pp. 17-26.
- BUROLLET P.F., BYRAMJEE R. et GLANGEAUD M.L. (1974). — Evolution géodynamique néogène de la Méditerranée occidentale. *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, (1974), T. 278, pp. 1321-1324.
- BUROLLET P.F. et ROUVIER H. (1971). — La Tunisie. Tectonique de l'Afrique / U.N.E.S.C.O. Paris : U.N.E.S.C.O., 1971 — (Sciences de la Terre ; n° 6). pp. 91-100.
- BUROLLET P.F. (1986). — Généralités sur la Géologie de la Tunisie. Notes Serv. Géol. Tun. n° 53, in Lexique stratigraphique de la Tunisie 1^{re} partie : Précambrien et Paléozoïque.
- BUSNARDO R., DONZE P., KHESSIBI M., LE HEGARAT G. et MEMMI L. (1980). — Interprétation biostratigraphique nouvelle de la formation des « Argiles du Sidi Kralif » au djebel Bou Hedma. (Tunisie Centrale). *Géobios*, (1980), n° 13, Fasc. 3, p. 459-463.
- BUSSON G. (1960). — Sur l'âge de la transgression crétacé au Tébaga de Medenine (Sahara tunisien). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, (1960), n° 3, p. 54.
- BUSSON G. (1967-1970). — Le Mésozoïque saharien — Paris : C.N.R.S. — 2 parties en 3 vol. *Publ. Cent. Rech. sur les Zones Arides* : série Géologie ; n° 8 et 11.
- BUSSON G. (1972). — Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque Saharien. Nouvelle série, série C : Sc terre, (1972), *Mém. Musée. Nat. Hist. Nat.*, Tome XXVI, 441 p. Paris.
- BOLTENHAGEN C. (1981). — Les séquences de sédimentation du Crétacé moyen en Tunisie centrale. Actes du 1^{er} Cong. Nation. des Sci. de la Terre (Tunis, Sept., 1981). p. 55-71.
- BONNEFOUS J. (1972). — Geology of the Quartzitic « Gargaf Formation » in the Sirte basin, Libya ; *Bull. Cent. Rech., S.N.P.A.*, 6, 2, Pau, 30 Nov. 1972.
- CADET J.P., BONNEAU M., CHARVET J., DURR S., ELTER P., FERRIERE J., SCANDONE P. et THIBAUT F. (1980). — Les chaînes de la Méditerranée moyenne et orientale. 26^{me} Congrès Géologique International, Colloque C 5 : Paris, 1980. *Mémoire du B.R.G.M.*, (1980), n° 115, pp. 98-118.
- CAIRE A. (1971). — Chaînes alpines de la Méditerranée centrale (Algérie et Tunisie septentrionale, Sicile, Calabre et Apennin méridional). Tectonique de l'Afrique Paris : UNESCO, 1971 (Sciences de la Terre ; n° 6).
- CAIRE A. (1972). — Les liaisons alpines précoces entre Afrique du Nord et Sicile et la place de la Tunisie dans l'arc tyrrhénien. *Annales des Mines et de la Géologie*, (1973), n° 26 : Livre Jubilaire Marcel Solignac, pp. 87-110.
- CAIRE A. (1974). — L'Arc Calabro-Sicilien, le promontoire africain et les coulissements des chaînes alpines méditerranéennes. Commission Internationale pour l'Exploration de la Mer Méditerranée : Rapports et procès verbaux. Congrès de Monaco : déc. 1974 vol. 23, Fasc. 4a, 1975, pp. 121-123.
- CAIRE A. (1975). — Essai de coordination des accidents transversaux en Algérie et en Tunisie. *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, (1975), T. 280, n° 4, pp. 403-406.
- CAIRE A. (1977). — Interprétation tectonique unitaire de l'Atlas tunisien à fossés. *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, (1977), T. 284, n° 5, p. 349-352.
- CAREY E. (1976). — Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. Calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris-Sud, Centre d'Orsay.
- CAREY E. (1979). — Recherche des directions principales des contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Géol. Dyn. géogr. phys.*, (1979), vol. 21, fasc. 1, 56-66.
- CAREY E. et BRUNIER B. (1974). — Analyse théorique et numérique d'un modèle méca-

- que élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C.R. Acad. Sci.*, série D, 279, p. 891-894.
- CASTANY G. (1948). — Les fossés d'effondrement de Tunisie. *Ann. Mines et géol.* Tunis, (1948), n° 3, 126 p., 30 pl. h.t.
- CASTANY G. (1951). — Sur l'âge récent de la phase ultime du diastrophisme majeur de l'Atlas tunisien oriental. 70^{ème} Congrès de l'A.F.A.S. : Tunis, 1951 : comptes rendus : T. I (1953), Tunis, p. 103-105.
- CASTANY G. (1951). — Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental (Thèse). *Annales des Mines et de la Géologie*, (1951), n° 8, 632 p., 243 fig., 36 pl., cartes, 27 pl. photo h.t. Thèse.
- CASTANY G. (1951). — L'orogénèse de l'Atlas tunisien. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 6^{ème} série (1951) T. 1, p. 701-720.
- CASTANY G. et LAPPARENT (de) A.F. (1952). — Discordance et phase de plissement dans l'extrême Sud-tunisien et en Tripolitaine. *Bull. Soc. Geol. France*, 6^{ème} série, (1952), T. II, pp. 253-259.
- CASTANY G. (1952-1953). — Orognèse Quaternaire dans la région de Gafsa. *Bull. Soc. Sc. Nat. de Tunisie*, (1952-1953), T. VI, pp. 151-160.
- CASTANY G. (1953). — Les plissements quaternaires en Tunisie. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, (1953), pp. 198-200.
- CASTANY G. (1956). — Essai de synthèse géologique du territoire Tunisie-Sicile. *Ann. Mines et Géol.* n° 16.
- CAPUTO M., KEILIS - BOROK V. et al. (1980). — Pattern recognition of earthquake - prone areas in Italy ; Physics of the Earth and Planetary interiors, 21, p. 305-320.
- CHAABANI F. (1978). — Les phosphorites de la coupe type de Foud Selja (Metlaoui, Tunisie) ; Une série sédimentaire séquentielle à évaporites du Paléogène. (Thèse de Doctorat 3^e Cycle : Géologie : Strasbourg, Univ. Louis Pasteur (1978), 131 p., 46 fig., 24 tabl., 6 pl.
- CHAABANI F. et BEN AYED N. (1984). — Sur l'existence d'une tectonique synsédimentaire d'âge Yprésien inférieur dans le bassin phosphaté de Gafsa (Tunisie méridionale). Séminaire National sur la Géologie des Gisements de Phosphates de Tunisie : Mélaoui, 16-18 Mai 1984.
- CHIH L. (1984). — Etude tectonique et microtectonique du Graben de Kasserine (Tunisie Centrale) et des structures voisines J. Selloum et J. Maargaba. (Thèse de Doctorat 3^e Cycle Géologie structurale : Univ. Paris-Sud, Centre d'Orsay : 1984). 116 p.
- CHIH L., DLALA M. et BEN AYED N. (1984). — Manifestations tectoniques synsédimentaires et polyphasées d'âge Crétacé moyen dans l'Atlas tunisien central (région de Kasserine). *C.R. Acad. Sc.*, Série II. (1984), T. 298, n° 4, pp. 141-146.
- CHIH L., DLALA M. et BEN AYED N. (1984). — Géodynamique de quelques bassins sédimentaires tunisiens 1 : Tectonique synsédimentaire aptienne à turonienne près de Kasserine. 10^e RAST : Bordeaux, (1984).
- COHEN C.R., SCHAMEL S. et BOYD-KAYGI P. (1980). — Neogene deformation in northern Tunisia Origin of the eastern Atlas by microplate — continental margin collision. *Geological Society of America Bulletin*, (1980), vol. 91, Part. I, p. 225-237, 9 fig.
- COMBES P. (1983). — La tectonique récente de la Provence occidentale, microtectonique et caractéristique dynamique et cinématique. Méthodologie de zonation tectonique et relation avec la sismicité. Thèse 3^e cycle. Univ. Sci. et Technique de Languedoc, Montpellier, 182 p.
- COMTE D. et DUFAURE P. (1973). — Quelques précisions sur la stratigraphie et la paléogéographie tertiaires en Tunisie centrale et centro-orientale, du Cap Bon à Mezzouna. *Annales des Mines et de la Géologie*, (1973), n° 26, Liv. Jubi. M. Solignac, pp. 242-256.
- COQUE R. (1962). — La Tunisie présaharienne. Etude géomorphologique. Thèse es Sci., Fac. Lettres de Paris (Armand Colin).
- COIFFAIT P.E. (1974). — Etude géologique de l'Atlas tunisien à l'Ouest de Kairouan (Tunisie Centrale). (Thèse de Doctorat 3^e Cycle : Géologie structurale : Univ. Paris VI : 1974), 131 p., 60 fig., 4 pl. h.t.
- COLLEUIL B. (1976). — Etude stratigraphique et néotectonique des formations néogènes et quaternaires de la région de Nabeul — Hammamet (Cap Bon, Tunisie). *Mém. D.E.S. Fac. des Sc. et Tech.*, Univ. de Nice : 1976), 93 p., 34 fig., 4 tabl.
- COLLEUIL B. et BEN SALEM H. (à paraître). — Carte géologique de la Tunisie au 1/50.000 et notice explicative de la feuille n° 30 : Nabeul — Tunisie — Tunis.
- COQUE R. (1962). — La Tunisie présaharienne : Etude géomorphologique. Paris. Thèse : Faculté des lettres Paris : 1962. 478 p., 85 fig., 30 pl. h.t., 4 cartes.
- COQUE R. et JAUZEIN A. (1965). — Essai d'une carte néotectonique de la Tunisie au 1/1.000.000. *Rev. Geo. Phys. Géol. Dyn.*, 2^e série (1965), vol. VII, fasc. 3, p. 253-265.
- COSSEY S.P. et EHRlich R. (1978). — Grawth fault : controlled submarine carbonate debris flow and turbidite deposits from the Jurassic of northern Tunisia : Possible canyon fill sequences : Sedim. in subm. canyons, fans and trenches / D.J. Stanley et G. Kelling. Dowden, Hutcherson and Ross Stroudsburg, Pennsylvania, 1978, pp. 127-137.

- COSSEY S.P., EFRILICH P. (19). — A conglomeratic carbonate liquified flow deposit, northern Tunisia ; a link in the genesis of pebbly mudstones — University of Carolina Program 28 p., 13 fig., 1 tabl.
- CRAMPON N. (1971). — Etude géologique de la bordure des Mogods du pays de Bizerte et du Nord des Hedil (Tunisie septentrionale). (Thèse de Doctorat d'Etat : Sciences Naturelles 1971). Vol. 3.
- DALI T. (1979). — Etude géologique de la région de Gaafour. (Thèse de Doctorat III^{ème} Cycle *Géologie structurale* : Univ. Paris VI : 1979), 104 p.
- D'ARGENIO B., HORUATH F. et SCHAMEL J.E.T. (1980). — Paleotectonic evolution of Adria, the African promontory. 26^e Congr. Géol. Int., Colloque C 5 : Paris, 1980, *Mem. B.R.G.M.* n° 115, pp. 331-351.
- DELTEIL J., TRUILLET R., ZARGOUNI F. (1979). — Extension et ampleur de la tectonique tangentielle dans l'Axe N-S (Tunisie centrale). In : 7^{ème} Réunion. ann. Sci. Terre., Lyon, 1979 Soc. géol. Fr. édit., Paris, p. 158.
- DELTEIL J., TRUILLET R., ZARGOUNI F. (1980). — Nouvelle interprétation structurale du secteur Maknassy - Mazzouna (Axe Nord-Sud, Atlas tunisien méridional). In. 8^{ème} Réunion. Ann. Sci. Terre, Marseille, 1980, Abstract, p. 126.
- DERCOURT J. *al.* (1985). — Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000^e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^e série, (1985), T. I, n° 5, pp. 637-652.
- DESIO A., ROSSI RONCHETTI C., VIGANO P.L. (1960). — Sulla stratigrafia del Trias in Tripolitania e nel Sud-Tunisino. R. ital. Paleont. e stratigr., Milan, vol. 66, n° 3, pp. 273-322, 4 fig., 3 Tabl. h.t., 2 pl. photo (30-31) [Ist. Geol., Paleont. et Geogr. fisica. Univ. Milano, ser. Pubbl. N° 132].
- DESMONS J. (1980). — The western Alps : Correlation of the phases of deformation metamorphism and magmatism. 26^e Congr. geol. Int. Paris, 1980, Colloque C 5. *Mém. du BRGM*, 1980, n° 115, p.294.
- DESMONS J. (1980). — Etapes tectonogéniques des chaînes alpines : corrélation des phases de déformation métamorphisme et magmatisme. 26^e Congr. Géol. Int. Paris, 1980, Colloque C 5. *Mém. du BRGM*, 1980, n° 115, p. 290.
- DEVOLVE J.J. (1985). — Plis et schistosités EW à NW-SE antérieurs aux plis N-S. Dans la chaîne de Jedeida. *Ann. Mines Geol.* (1985), n° 81 : Actes du 1^{er} Congrès National des Sciences de la Terre : Tunis, 1981 : Tome I, pp. 371-384.
- DEVOLVE J.J. (1974). — Etude structurale de la région d'Enfidaville (Tunisie orientale) (Thèse de Doctorat 3^e Cycle : Géologie structurale : Toulouse Univ. Paul Sabatier : 1974, 2 vol., 154 p., 34 fig., 11 pl. h.t., 44 photo en noir et blanc.
- DEVOLVE J.J., MARTIN G. et MENANT G. (1981). — Le Djebel Amar de l'Ariana esquisse structurale issue de données stratigraphiques nouvelles. *Notes Serv. Géol. Tunisie*, n° 46, Travaux de Géologie Tunisienne, n° 14, (1981), pp. 5-10.
- DJELLOULI A. (1969). — Les eaux minérales et thermales de Tunisie XXIII Int. Géol. Congr. Prague, 1968 Proc. symp. 2, B, pp. 181-190, 2 cartes, 2 tabl.
- DLALA M. (1984). — Tectonique récente et microtectonique de la région de Kasserine (Tunisie centrale). Thèse 3^e cycle. Univ. Sc. et Tech. de Languedoc, Montpellier, 143 p.
- DLALA M., CHIHI L., BEN AYED N. et PHILIP H. (1984). — Géodynamique de quelques bassins sédimentaires tunisiens 2 : Tectonique synsédimentaire néogène à quaternaire près de Kasserine. 10^e RAST : Bordeaux, 1984.
- DLALA M., CHIHI L. et BEN AYED N. (1983). — Evolution tectonique mio-plio-quaternaire du Fossé de Kasserine (Tunisie centrale). Implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie. Notes Ser. Géol. Tunisie, n° 51, Trav. Géol. Tunisienne, n° 16, p. 57-72.
- DOUIHASNI M., ROLET J., RUHLAND M. (1976). — Le rôle des décrochements dans l'évolution tectonique de la partie centrale des Monts des Ksour (Atlas saharien) ; 4^{ème} Réunion annuelle, Sciences de la Terre, 1 p.
- DUBOURDIEU G. (1956). — Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). *Publi. Serv. Carte Géologique Algérie*, (Nouvelle série) 1956, Bulletin n° 10.
- DURAND DELGA M. (1969). — Mise au point sur la structure du NE de la Berbérie. *Serv. Géol. Algérie* (Alger 1969). Extrait du bulletin n° 39 (nouvelle série).
- DURAND DELGA M. et FONRBOU L.M. (1980). — Le cadre structural de la Méditerranée occidentale 26^e Congr. Geol. Int., Colloque C 5, Paris 1980. *Mém. BRGM* n° 115, pp. 67-85.
- ELLOUZE N. (1984). — Etude de la subsidence de la Tunisie atlasique orientale et de la mer pélagienne. (Thèse de Doctorat 3^e Cycle : Sciences de la Terre Géodynamique : Univ. Paris VI : 1984) 129 p., annexe.
- ELMIS. (1978). — Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). *Ann. Soc. Geol. Nord*, (1978), T. XCVII, p. 315-323.
- ENNABLI M. (1968). — Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de Mateur. (Thèse de Doctorat 3^e Cycle : Hydrogéologie : Paris (1968). 195 p. 20 pl. h.t. 5 cartes h.t.

- ENNABLI M. (1980). — Etude hydrogéologique des aquifères du Nord-Est de la Tunisie pour une gestion intégrée des ressources en eau. Thèse Doctorat es Sciences Nat. Nice.
- ETCHECOPAR A. (1984). — Les relations contraintes - déformation dans le domaine fragile, Thèse d'Etat, Univ. Sci. Tech. du Languedoc, Montpellier.
- ETCHECOPAR A., YASSEUR G. et DAIGNIERES M. (1981). — An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of structural Geology*, (1981), vol. 3, n° 1, pp. 51-65.
- FABRE D. et ROBERT J.P. (1975). — Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications. *Ann. Soc. Géol. Nord*, (1975), T. XCV, n° 3, pp. 175-182.
- FEKI M. (1970). — Paléocéologie du Pliocène — marin au Nord de la Tunisie. Thèse de Doctorat es Sciences Naturelles : Paris. Faculté des Sciences. : 1970. 2 vol. Texte : 363 p., photo noir et blanc, 50 pl.
- FINETTI I. (1976). — The Mediterranean Ridga. Young submerged chain associated with the Hellenic Arc. *Boll. Geofis. Teor. Applic.*, 19, pp. 31-65.
- FINETTI I., MORELLI C. (1973). — Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. *Bull. Geof. Teor. Appl. Vol. XV*, n° 60. Dec. 73.
- FLOQUET M. (1984). — Discontinuités sédimentaires et corrélation : exemples dans le Crétacé supérieur mésogéen et atlantique. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{ème} série (1984), T. XXVI, n° 6, p. 1211-1221.
- FLORIDIA S. et MASSIN J.M. (1969). — Contribution à l'étude des extrusions jurassiques de la Tunisie septentrionale. Etude géologique et minière du secteur minier d'Hammam Djedidi. *Bull. Soc. géol. de France*, 7^{ème} série, (1969), T. XI, n° 1, pp. 82-97.
- FOURNIE D. (1975). — L'analyse séquentielle et la sédimentologie de l'Yprésien de la Tunisie. *Bull. Centre Rech. Pau SNPA* (1975), vol. 9, n° 1, pp. 27-75.
- FOURNIE D. (1978). — Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. *Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine*, (1978), T. 2, n° 1, pp. 97-148, 18 fig.
- FUCHS Y. (1973). — Sur les relations entre émerision et concentration métallifère (Quelques exemples Tunisiens). *Annales Mines Géol*, (1973), n° 26 : Liv. Jub. M. Solignac, pp. 479-510.
- FUCHS Y et AMOURI M. (1976). — A propos de quelques exemples de relations entre altérations et concentrations métallifères. (Pb, Zn, Cu, U, Ba, Sr, F) dans le domaine épicontinental. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{ème} série, (1976), T. XVIII, n° 1, pp. 91-94.
- GARGOURI - RAZGALLAH S. (1983). — Le Cénonomanien de Tunisie centrale : Etude paléocéologique, stratigraphique, micropaléontologique et paléobiologique. Doctorat es Sciences Nat. Paris : IGAL, 1983. 215 p., 35 fig., 39 pls., 43 tabl. h.t. (*Documents et Travaux IGAL*, n° 6).
- GHALI A. (1988). — Etude stratigraphique et structurale de la série crétacée du Jebel Trozza (Tunisie centrale. D.E.A. Univ. Tunis, Fac. Sc. Tunis, 89 p.
- GHANMI M. (1980). — Etude géologique du Djebel Kebbouch (Tunisie septentrionale). (Thèse de doctorat 3^{ème} cycle : géologie régionale structurale et appliquée : université Paul Sabatier de Toulouse : 1980). 142 p., 1 carte h.t.
- GHARBI M. (1977). — Etude des minéralisations mercurifères de l'accident Ghardimaou Cap Sérat (Tunisie du Nord-Ouest). Thèse de Doctorat 3^{ème} Cycle : Géochimie, Métallogénie Institut National Polytechnique de Lorraine (1977). 131 p., 57 fig., 29 tabl., 26 pl.
- GIRARDIN N. HATZFELD D. et GUIRAUD R. (1977). — La sismicité du Nord de l'Algérie. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, (1977), fasc. 2, pp. 95-100.
- GLACON G. et ROUVIER H. (1972). — Age des mouvement majeurs en Tunisie septentrionale *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, (1972), T. 274, n° 9, pp. 1257-1260.
- GLINTZBOECKEL Ch. et RABATE J. (1964). — Microfaunes et microfaciès du Permo-Carbonifère du Sud tunisien. *Int. Sed. Petrogr. Series* n° 7, Leycle E.J. Brill, 1964. 45 p., 6 fig., 108 pl., 233 photo), cartes et coupes.
- GRILLOT J.C., BOUSQUET J.C., PHILIP H. et DAZY J. (1983). — Hydrothermalisme carbo-gazeux, radioactivité et sismotectonique exemple du Languedoc — Roussillon (France). *Hydrogéologie — Géologie de l'Ingénieur* (1983), n° 4, pp. 313-320.
- GRUPE DE RECHERCHE NÉOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR (1977). — L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. *Bull. Soc. géol. France*, 7^{ème} série, (1977), T. XIX, n° 3, p. 575-614.
- GUIRAND P. (1968). — Etude stratigraphique et tectonique du Secondaire dans la bordure orientale des massifs tunisiens (Thèse es Sciences Univ. Bordeaux 1968). 253 p.
- GUIRAUD R. (1977). — Sur la néotectonique des régions Ouest — Constantinoises. *Bull. soc. géol. France*, 7^{ème} série, (1977), T. XIX, n° 3, p. 615-650.

- HALLER P. (1983). — Structure profonde du Sahel Tunisien : Interprétation, géodynamique. (Thèse de doctorat 3^{ème} cycle : Géologie appliquée : Univ. de Franche — Comité : 1983). 163 p., 80 fig., 12 cartes.
- HARDING T.P. (1973). — Newport - Inglewood Trend, California - An example of wrenching style of Deformation. *A.A.P.G. Bull.* (1973), V-57, n° 1, p. 77-116.
- HARDING T.P. (1974). — Petroleum Traps Associated with wrench Faults. *A.A.P.G. Bull.*, (1974), vol. 58, n° 7, pp. 1290-1304.
- HARTENBERGER J.L., MARTINEZ CI. et BEN SAID A. (1985). — Découverte de Mammifères d'âge Eocène inférieur en Tunisie Centrale. *C.R. Acad. Sc. Paris, Série II*, (1985), T. 301, n° 9, pp. 649-652.
- HERM D., KARRAY R. et SANLAVILLE P. (1975). — Sur deux dépôts à *Strombus bubonius* du golfe de Tunis. *C.R. Somm. S.G.F.*, (1975).
- HFAIEDH M. (1983). — Etude seismotectonique de la Tunisie nord orientale. (Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : géophysique géochimie : Univ. Paris Sud, Centre d'Orsay : 1983). 111 p.
- HFAIEDH L., BEN AYED N. et DOREL J. (1985). — Etude néotectonique et sédimentotectonique de la Tunisie Nord-Orientale. Note du Service Géologique de Tunis n° 51.
- HOOYBERGHS H.J.F. (1973). — Les foraminifères planctoniques de la formation de l'Oued Hammam, une nouvelle unité lithologique en Tunisie d'âge Langhien inférieur. *Ann. Mines Géol.*, n° 26, p. 319-335.
- HOOYBERGHS H.J.F. (1980). — Note préliminaire d'une étude des foraminifères planctoniques cénozoïques en Tunisie. In : Actes du VI^e Colloque africain de micropaléontologie, (1974); annales des Mines et de la Géol., (1980); n° 28; t 3; pp. 513-531.
- HOOYBERGHS H.J.F. et LAJMI T. (1974). — Oligo-Miocène et Pliocène du Cap Bon. Livret guide des excursions du VI^e Coll. Afr. Micropal. Tunis, 1974.
- JAEGER J.J. et PIVETAU J. (1971). — Les micro-mammifères du « Villafranchien » inférieur du Lac Ichkeul (Tunisie) : données stratigraphiques nouvelles. *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, (1971), T. 273, p. 562-565.
- JAUZEIN A. (1962-1967). — Contribution à l'étude géologique de la Tunisie septentrionale : les confins de la dorsale tunisienne, *Ann. Mines et géol.* n° 22, p. 1-475.
- JAUZEIN A. et PERTHUISOT V. (1976). — Essai de corrélation entre les phénomènes diapiriques et la genèse des « fossés » en Tunisie. 4^{ème} R.A.S.T. Paris, 1976, Paris, Soc. Géol. de France, p. 233.
- JEDOUY Y. (1979). — Etude géologique et sédimentologique d'une lagune en domaine méditerranéen la Bahiret el Bou Grara. (Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : géologie et application au domaine marin : Univ. Bordeaux I : 1979). 190 p.
- JELLOULI A. (1981). — Les eaux thermales et minérales de Tunisie. Notes Service Géologique de Tunisie n° 46 : Travaux de Géologie Tunisienne n° 14, (1981), pp. 130-136.
- KADRI A. (1988). — Evolution tectono-sédimentaire (Aptien-Quaternaire) des Dj. Koumine, Hamra et Lesouda (Tunisie centrale). Thèse en Sc. Univ. Paris XI, 221 p.
- KAMOUN Y. (1981). — Etude néotectonique de la région de Monastir - Mahdia (Tunisie orientale). Doctorat 3^{ème} cycle : géologie structurale : Univ. Paris XI : 1981). 200 p., 12 pl. photo, 2 cartes h.t.
- KAMOUN Y., SOREL D., VIGUIER C. et BEN AYED N. (1980). — Un grand accident subméridien d'âge post-Tyrrhénien en Tunisie orientale : le décrochement sénestre de Skanès (Monastir) — Hammamet. *C.R. Acad. Sc. Série D*, (1980), T. 290, pp. 647-649.
- KHESSIBI M. (1978). — Etude géologique du secteur de Meknassy — Mezzouna et du Djebel Kbar (Tunisie Centrale). (Thèse d'Université : Lyon, Univ. Claude Bernard : 1978). 175 p., 37 fig.
- KHESSIBI M. (1985). — Etude sédimentologique des affleurements permien du Jebel Tebaga de Médenine (Sud-Tunisien). In : Bull. Centres de Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine, (1985), vol. 9, n° 2, 427-464.
- KHESSIBI M. et BEN AYED N. (1984). — Géodynamique de quelques bassins sédimentaires tunisiens 6 : tectonique synsédimentaire triasique à Cénomaniens dans le Sud. 10^e RAST : Bordeaux, 1984.
- LAFFITE R. (1939). — Les plissements post-nummulitiques dans l'Atlas Saharien. *Bull. Soc. Géol. France*, 5^{ème} Série, (1939), T. 9, Fasc. 1/3, pp. 135-159.
- LAVILLE E., LESAGE J.L. et SEGURET M. (1977). — Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardihercyniennes. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{ème} série, (1977), T. XIV, n° 3, p. 527-539.
- 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*, 7^{ème} série (1980), T. XXII, n° 3, p. 421-427.
- LETOUZEY J. et TREMOLIERES P. (1980). — Paleo-Stress fields around the méditerranean since the Mesozoic derived from microtectonics : comparaisons with plate tectonic data Coll. C 5, 26^e Congr. Géol. Int. Paris. *Mém. B.R.G.M.*, n° 115, p. 261-273.

- LOUTIT T.S. et KENNETT J.P. (1981). — Australian Cenozoic sedimentary cycles, global sea level changes and the deep sea sedimentary record. Coll. C, 26 Congr. Geol. Int. Paris, 1980. *Oceanol. Acta*. 1981 p. 45-63.
- LUCAS J., CHAABANI F. et PREVOT L. (1979). — Phosphorites et évaporites : Deux formations de milieux sédimentaires voisins étudiés dans la coupe du Paléogène de Fom Selja (Metlaoui, Tunisie). *Sci. Géol. Bull.* (1979), vol. 32, Fasc. 1/2, pp. 7-19.
- MADRE M. (1969). — Contribution à l'étude géologique et métallogénique du Djebel Ouenza (Est-Algérien). Thèse 3^{ème} cycle, Paris, vol. multig., 112 p.
- MAHJOUBI H. et SAMAM J.C. (1983). — Modèle de concentration supergène d'amas sidéritique. Le cas du jebel Jerissa, Tunisie. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{ème} série, (1983), T. XXV, n° 1, pp. 91-99.
- MANSOURI A. (1980). — Gisements de Pb-Zn et Karstification en milieu continental : le district du Djebel Hallouf — Sidi Bou Aouane (Tunisie septentrionale). (Thèse Doctorat 3^{ème} cycle : Géologie appliquée. Gisements des minéraux : Univ. Pierre et Marie Curie : 1980). 266 p., carte du district minier de Djebel Hallouf — Sidi Bou Aouane.
- MANZONI M. et FERRIANI A. (1976). — Trattamento statistico e validita' dei dati Paleomagnetici delle vulcaniti Terziarie della Sardegna. *Bull. Soc. Geol. It.*, (1976), 95, pp. 1263-1281.
- MAHMOUDI M. (1986). — Stratigraphie, sédimentologie et diagenèse des dépôts tyrrhéniens du Sahel tunisien. (Tunisie orientale). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paris-Sud, Centre d'Ossay, 309 p.
- MAHMOUDI M. (1988). — Nouvelle proposition de subdivisions stratigraphiques des dépôts attribués au Tyrrhénien en Tunisie (région de Monastir). In : *Bull. soc. Géol. France*, (8), (1988), T. IV, pp. 431-435.
- MARIE J., TROUVE P., DESFORGES G. et DUFAURE P. (1980). — Nouveaux éléments de paléogéographie du Crétacé de Tunisie. *Notes et Mém. C.F.P.*, (1982), n° 19, pp. 6-37.
- MASCLE G. (1974). — Le système de failles de Comiso, bordure Nord-Occidentale du Haut Plateau Ibléen (Sicile). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, (1974), T. XVI, n° 4, Fasc. 5, pp. 134-135.
- MASSA D. et DELORT T. (1984). — Evolution du bassin de Syrte (Libye) du Cambrien au Crétacé basal. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{ème} série, (1984), n° 6, pp. 1087-1096.
- MASSE J.P. (1984). — Données nouvelles sur la stratigraphie de l'Aptien carbonaté de Tunisie centrale, conséquences paléogéographiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{ème} série, (1984), T. XXVI, n° 6, p. 1077-1086.
- MATHIEU G. (1940). — Les plissements du Permien de Toujane et les ondulations de la couverture secondaire dans la région de Médenine. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, (1940), T. 211, pp. 122-125.
- MATHIEU G. (1949). — Contribution à l'étude des Monts Troglodytes dans l'Extrême-Sud tunisien. Géologie régionale des environs des Matmata, Médenine et Fom Tataouine. A. Mines et Géol. 1^{ère} série : Géol. gén. et ét. région., n° 4 70 pp, 11 fig., 3 pl. h.t., 8 dépl., 1 carte géol.
- MATTAUER M., TAPPONNIER P. et PROUST F. (1977). — Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales : L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{ème} série, (1977), T. XIX, n° 3, pp. 521-526.
- MATTAUER M. (1980). — Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre, Hermann, Paris, coll. Méthodes, 1980 (2^e Edit), 493 p.
- MATTAUER M., MERCIER J.L. (1980). — Microtectonique et grande tectonique. *Mém. h.s. Soc. Géol. Fr.*, (1980), n° 10.
- MARIE J., TROUVE Ph., DESFORGES G., DUFAURE Ph. (1982). — Nouveaux éléments de paléogéographie du Crétacé de Tunisie. Notes et Mémoires C.E.P., (1982), n° 19, 6-37.
- MARTIN G., BOBIER C. (1977). — La distension cénozoïque du détroit siculo-tunisien. Evolution des contraintes dans un rift naissant en milieu épicontinental. *Rapp. Comm. Int. Mer. Méd.* 24, 7 a, p. 225.
- MAUDUIT F. (1978). — Le volcanisme néogène de la Tunisie continentale. (Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : Sciences des matières minérales et énergétiques. Pétrologie : paris : Univ. Paris Sud. Centre d'Orsay : 1978). 157 p., 13 fig., 27 photo ; 6 cartes, 23 pl.
- MCKENZIE D. (1972). — Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, (1972), 30, p. 109-185.
- MEMMI L. (1968). — Eléments pour une biostratigraphie de l'Hautérvien du « Sillon Tunisien ». *Notes du Service Géologique de Tunisie*, n° 31 ; Travaux de Géologie Tunisienne, n° 2, (1969), pp. 41-50. Commun., 23^e Congrès Géol. Int. : Prague, 1968.
- MERCIER J., BOUSQUET B., DELIBASIS N., DRÁKOU POULOS I., KERAUDREN B., LEMEILLE F. et SOREL D. (1972). — Déformation en compression dans le Quaternaire des rivages ioniens (Céphononie, Grèce). Donnée néotectoniques et séismiques. *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, (1972), T. 275, n° 21, pp. 2307-2310.
- MERCIER J. et VERGELY P. (1972). — Les mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce) décrochements d'âge anté-crétacé supérieur.

- IV symposium sur l'Egée, Hanoune, 28, 29 et 30 janvier 1972.
- MERCIER J.L., VERGELY P. et DELIBASIS N. (1972). — Déformation déduite de l'analyse des failles en surface et déformation déduite des mécanismes au foyer des seismes (un exemple la région de Paphos, chypre). Prétirage de la note présentée oralement à 3th Meeting of UNDP — UNESCO : Surv. of the Seismicity of the balkan Region : Athenes, Mai 1972.
- MERCIER J.C., VERGELY P. et DELIBRASSIS N. (1973). — Compression between deformation deduced from the analysis of recent faults and from focal mechanisms of earthquakes (an example : the Pahos region, Cyprus). *Tectonophysics* 19, (1973) 315-332.
- MERCIER J.L. (1976). — La néotectonique, ses méthodes et ses buts. Un exemple : l'Arc Egéen (Méditerranée orientale). *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn.* 2^e série, (1976), vol. XVIII, fasc. 4 ; pp. 323-346.
- MERCIER J.L. (1977). — L'arc égéen, une bordure déformée de la plaque eurasiatique ; réflexion sur un exemple d'étude néotectonique. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{me} série, (1977), T. XIX, n° 3, pp. 663-672.
- MIDASSI M.S. (1982). — Regional gravity of Tunisia; Master Thesis at the University of south Carolina.
- MIDASSI M. (1978). — The establishment of the gravimetry map of Tunisia : a progress report. Communication au Congrès de l'Institut de Gravimétrie de Nairobi (Kenya) : 20 nov. 1 Dec. 1978. 10 p. 3 p. ; 3 pl.
- MIDASSI M., ANDREW J. et RESSETAR R. (1981). — Quelques conclusions tirées de la carte gravimétrique de la Tunisie. 1^{er} Congr. Nat. Sc. de la Terre, Tunis, 1981, résumé p. 164.
- MITCHUM R.M., J.R. VAIL P.R. and THOMPSON S. (1977). — Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2, the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *Seismic stratigraphy Appl. to Hydro. Expl. A.A.P.G. Mémoire* 26, p. 53-62.
- MOLNAR P. et TAPPONNIER P. (1975). — Cenozoic tectonics of Asia : effects of a continental collision. *Science*, 189, p. 419-426.
- MOODY J.D. et HILL M. (1958). — Wrench fault tectonics. *Bull. of the geol. Soc. of America*, (1958), vol. 67, pp. 1207-1248.
- MORELLI C. (1981). — Gravity anomalies and crustal structures connected with the Mediterranean margins. In : F.C. WEZEL (Ed.), *Sedimentary basins of Mediterranean margins*, C.N.R. Italian Project of Oceanography, Tectonoprint, Bologna, pp. 33-53.
- M'RABET A. (1974). — Contribution à l'étude stratigraphique, pétrographique et sédimentologique du Crétacé inférieur de l'axe Nord-Sud (Tunisie centrale). (Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : Géologie stratigraphique pétrologie sédimentaire : Paris VI : 1974).
- M'RABET A. (1981). — Stratigraphie, sédimentologie et diagenèse carbonatées des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale. (Thèse de doctorat es Sciences : Université de Paris Sud, Centre d'Orsay : 1981). 540 p., 87 fig.
- M'RABET A., SASSI S., TLATLI M. et BEN AYED N. (1985). — Sédimentation and Diagenesis of the Senonian Rudist reef complex of Jebel Serraguia Central Tunisia. 6th European Regional Meeting of the IAS. 15-17 April 1985. Lerida (Spain).
- NEGRA M.H. (1984). — Paléoenvironnements et diagenèse des faciès récifaux à rudistes au Jebel Kebar (Tunisie Centrale). Thèse de Doctorat 3^{ème} Cycle : Pétrologie Minéralogie Univ. Paris — Sud, Centre d'Orsay : 1984). 290 p.
- NICOLAS A. (1984). — Principes de tectoniques, Paris : Masson, 1984.
- NICOLINI P. (1968). — Gisements Plombo-Zincifères de Tunisie. *Annales des Mines et de la Géologie*, (Tunis), (1968), n° 23, pp. 205-236.
- NICOLINI P., JELLOULI A. et ILAVSKY J. (1968). — Cartes des gîtes minéraux de la Tunisie au 1/500.000 en deux feuilles (Nord et Sud) avec notice explicative. Tunis : Service Géologique de Tunisie, 1968, 19 p.
- OBERT D. (1974). — Phases tectoniques mésozoïques d'âge anté-Cénomaniens dans les babor (Tell nord sétifien, Algérie). *Bull. Soc. Geol. France*, 7^e série, (1974), T. XVI, n° 2, pp. 171-176.
- ODONNE F. (1981). — Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle. Aspects expérimentaux et naturels d'une relation socle couverture. Thèse doctorat 3^{ème} cycle Géol. Appl. Univ. Sc. et Méd. Grenoble.
- ODONNE F., GAMOND J.F., GRATIER J.P. et VIALON P. (1982). — Modélisation analogique de plis sur un décrochement de socle. 9^e R.A.S.T. Paris, 1982.
- OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P. et AUZENDE J.M. (1982). — Cinématique des plaques et paléogéographie : une revue. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{me} série (1982), T. XXIV, n° 5-6, pp. 875-892.
- OUAKAD M. (1982). — Evolution sédimentologique et caractères géochimiques des dépôts récents de la Garaet Ichkeul (Tunisie septentrionale). (Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : océanologie : Univ. de Perpignan 1982). 182 p., 6 pl.
- OUALI J. (1985). — Structure et évolution géodynamique du chaînon Nord - Sidi Khralf (Tunisie centrale). *Bull. Centres de Rech. expl. Prod. Elf Aquitaine*, (1985), vol. 9, n° 7, pp. 155-185.

- OUALI, J. (1984). — Structure et évolution géodynamique du chaînon Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale). Thèse 3^{ème} cycle. Univ. Rennes-I.
- OUESLATI A. (1980). — Jerba et Kerkena (îles du Sud Est tunisien) : Etude géomorphologique. (Thèse de Doctorat 3^{ème} Cycle. Géographie : Tunis, Fac. des lettres et des Sciences humaines 1980). 244 p., 3 cartes h.t.
- OUESLATI A., PASKOFF R. et SANLAVILLE P. (1982). — Le Tyrrhénien de Tunisie essai de synthèse. *Bull. Soc. Géol. France*, 1982, 7^{ème} série, (1982), T. XXIV, n° 2, pp. 173-178.
- PASKOFF R. (1985). — Les littoraux : impact des aménagements sur leur évolution. Ed. Masson, collection géographie. 184 P.
- PASKOFF R. et SANLAVILLE P. (1979). — Livret guide de l'excursion table-ronde sur le Tyrrhénien de Tunisie / Union Internationale pour l'étude du Quaternaire, commission des lignes de rivages, Sous-Commission Méditerranée, Mer Noir, 51 p.
- PASKOFF R. et SANLAVILLE P. (1980). — Le Tyrrhénien de la Tunisie essai de stratigraphie. *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, (1980), T. 290, n° 5, pp. 393-396.
- PASKOFF R., SANLAVILLE P. (1982). — Sur les dépôts tyrrhéniens et wurmiens des littoraux de la Méditerranée occidentale. *C.R.A.S. t 294, série D*, pp. 737-740
- PASKOFF R., SANLAVILLE P. et BOURGOU M. (1983). — Stratigraphie et genèse des éolinites du Würm et de l'Holocène sur le littoral de la Tunisie. *C.R. Acad. Sc. Paris, série II*, (1983), T. 296, pp. 1263-1266.
- PEGORARO O. (1972). — Application de la microtectonique à une étude de néotectonique. Le Golfe Maliaque (Grèce centrale). Thèse. Univ. Sci. et Technique. du Languedoc, Montpellier.
- PERTHUISOT J.P. (1977). — « Le lambeau du Tlet » et la structure néotectonique de l'île de Djerba (Tunisie). *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, (1977), T. 285, n° 11, pp. 1091-1093.
- PERTHUISOT V. (1978). — Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. Paris : Presse de l'École Normale Supérieure, 1978. (Travaux du Laboratoire de Géologie, n° 12). 312 p., 49 fig. Annexe I : Histoire du diapirisme, Annexe II : Les dômes de sel.
- PERTHUISOT V. et JAUZEIN A. (1974). — L'accident El Alia-Tebessa dans la région de Tébourouk. *Notes Serv. Géol. Tunisie*, (Trav. géol. Tun. n° 9, 1974), p. 57-63.
- PERTHUISOT V. et ROUVIER H. (1983). — A propos de l'allochtonie de la zone des diapirs de Tunisie. *C.R. Acad. Sc. Paris, Série II*, (1983), 296, pp. 393-396.
- PERVINQUIERE L. (1903). — Etude géologique de la Tunisie Centrale. Paris : Ed. F.R. de Rudeval, 1903, (Thèse Doctorat es Sciences Paris). 360 p., 42 fig., Cartes, 36 photo, 3 depl. coupes, 1 carte géol. à 1/200.000.
- PETIT J.P., PROUST et TAPPONNIER P. (1983). — Critère de sens de mouvements sur les miroirs de failles en roches non carbonatées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7) E. XXV, n° 4, p. 589-608.
- PYBERNES B., BEN YOUSSEF M., BIELY A., ZARGOUNI F. (1984). — Biozotation micropaléontologique du Crétacé inférieur marin du sud tunisien (région des chotts et plate-forme saharienne) In : 10e Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux : 2-6 avril 1984, p. 443.
- PEYPOUQUET J.P. (1983). — Paléobathymétrie et paléohydrologie dans la coupe du Kef (Tunisie nord-orientale) entre le Maastrichtien et l'Yprésien sur la base des Ostracodes. In : *Bull. della. Societa Paléont. Italiana*, (1983), vol. 22, n° 1-2, pp. 21-29.
- PHILIP H. et THOMAS G. (1977). — Détermination de la direction de raccourcissement de la phase de compression quaternaire en Oranie (Algérie). *Rev. Geogr. phys. Geol. Dyn.* (1977), vol. XIX, Fasc. 4, pp. 315-324.
- PHILIP H. (1983). — La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité. Thèse Doct. es Sciences, Univ. Sc. et Techn. Languedoc, p. 147.
- PHILIP H. et MEGRAOUI M. (1983). — Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam Earthquake of october 10, 1980. *Tectonics*, (1983), vol. 2, n° 1, pp. 17-49.
- PHILIP H., ANDRIEUX J. DLALA M., CHIHI L., BEN AYED N. (1986). — Evolution tectonique mio-plio-quaternaire du Fossé de Kasserine (Tunisie centrale) : Implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), II, p. 559-568.
- PIEMENTA J. (1955). — Le cycle pliocène actuel dans les bassins paraliqes de Tunisie, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, (1959), nouv. sér. T. XXXVIII, n° 85, 176 p. (Thèse Doct. ès. Sci. Paris).
- PINI S. avec Coll. de JAUZEIN A. et KCHOUK F. (1971). — Carte géologique de la Tunisie au 1/50.000 et Notice explicative par S.Pini de la feuille n° 13 Ariana Publ. Serv. Géol. Tunisie.
- RABHI M. et BEN AYED N. (1990). — Mise en évidence d'une tectonique compressive d'âge aptien supérieur en Tunisie centrale. *Notes Serv. Géol. de Tunisie*, n° 56, p. 89-98.
- RABIA M.C. (1984). — Etude géologique de la région des chotts (Sud tunisien) par télédétection spatiale, détection de la radioactivité naturelle et analyse hydrogéochimique. (Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : Géologie appliquée, Univ. Bordeaux I, 1984. 186 p., 4 pl. h.t., 69 fig.
- RATS M. (1982). — Aperçu géologique sur le Paléozoïque inférieur du Sud tunisien. Rapport

- inédit. E.T.A.P. Direct. Explo. II p. et 1 pl., h.t..
- RAMPNOUX J.P., ANGELIER J., COLLETTA B., FUDRAL S., GUILLEMIN M. et PIERRE G. (1977). — Sur l'évolution néotectonique du Maroc septentrional. *Géologie Méditerranéenne*, (1977), T. VI, n° 4, pp. 439-464.
- READING H.G. (1980). — Characteristics and recognition of strike — slip fault systems. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, (1980), n° 4, pp. 7-26.
- RICHERT J.P. (1971). — Mise en évidence de quatre phases tectoniques successives en Tunisie. *Notes du Service Géologique de Tunisie*, n° 34 : Travaux de Géologie tunisienne, n° 4, (1971), pp. 114-121.
- RICHERT J.P. (1969). — Analyse structurale de détail des nœuds tectoniques des Djebels Touila et Rhéouis. S.N.P.A. Rapport inédit.
- RICHERT J.P. et al. (1973). — Analyse structurale de la bordure du Sahel à l'Ouest de Kairouan, rapport inédit.
- RICOU L.E. (1973). — Relations entre tectonique et paléogéographie dans les Zagrides. *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, (1973), T. 276, p. 893-896.
- ROBERT J.P. et VIALON P. (1976). — Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs découpés par un cisaillement : le clivage schisteux des niveaux structuraux supérieurs. *Bull. Soc. Géol. France*, (1976), T. XVIII, n° 6, pp. 1599-1604.
- ROBERT J.P. (1976). — Les décrochements : fracturations et mouvements de blocs associés : exemple des massifs subalpins dauphinois. Thèse de Doctorat de Spécialité, Grenoble, 1976.
- ROUMIGUIERES ET UGUET D. (1946). — Carte géologique de la Tunisie, échelle 1/50.000 Kasserine feuille n° 84, éd. Service géologique de Tunisie.
- ROUVIER H. (1973). — Nappes de charriage en Tunisie septentrionale, preuves et conséquences paléogéographiques. *Ann. Mines et Géol.* livre jubilaire M. Salignac, 1973, n° 26, p. 33-47, 1 fig.
- ROUVIER H. (1977). — Géologie de l'extrême Nord tunisien : tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord maghrébine. (Thèse Doctorat es Sciences Univ. Pierre et Marie Curie : Paris VI : 1977).
- SALAJJ. (1980). — Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunisiens) Bratislava, Inst. Géol. D. Stur, 1980, 240 p., 64 pl.
- SASSI S. (1974). — La sédimentation phosphatée du Paléocène dans le Sud et le Centre Ouest de la Tunisie. (Thèse de Doctorat es Sciences Naturelles : Paris : Université de Paris Sud. Centre d'Orsay : 1974). T. 317 p., 196 fig., Photos : 47 pl. en noir et blanc.
- SASSI S., TRIAT J.M., TRUC G. et MILLOT G. (1984). — Découverte de l'Eocène continental en Tunisie Centrale : la formation du Jebel Chambi et ses encroûtements carbonatés. *C.R. Acad. Paris, Série II*, (1984), T. 299, n° 7, pp. 357-364.
- SCHAFFER K. (1980). — In Situ Strain Measurements in Libya. *Rock Mechanics*, (1980), Suppl. 9, pp. 49-61.
- SCHAMEL S. (1982). — Introduction In : Workshop Notes Guide book : The structural style of the tunisian Atlas. Tunis, 1982, p. mult.
- SCHAMEL S. et MELLGRAD A. (1982). — Structure and stratigraphy of Dj. Zaghouan and adjacent areas. *Workshop notes and guidebook* (the structural style of the tunisian Atlas). 1982.
- SFAR FELFOUL M. (1985). — Analyse structurale du pourtour du Golfe de Tunis. (Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : Géologie appliquée : Besançon, Univ. de Franche Comté, Faculté des Sciences : 1985). 108 p.
- SFAR FELFOUL M., ABBES A., MARTINEZ C. et TRUILLET R. (1982). — Traits structuraux de l'extrémité nord orientale du Cap Bon (Tunisie). *Géologie Méditerranéenne* (1982), T. VI, n° 1, pp. 35-39.
- SOLIGNAC M. (1927). — Etude géologique de la Tunisie septentrionale Tunis : Dir. gén. trav. Pub., 1927-756 p; 4 pl; coupes h.t., tabl., index, 1 carte géol. h.t. Thèse es Sciences, Lyon.
- SOREL D., KAMOUN Y., SAYADI M.S., VIGUIER C. et BEN AYED N. (1983). — Décrochement d'âge quaternaire à historique et risque sismique dans la région de Monastir (Tunisie orientale). *Notes Serv. Géol. Tunisie*, n° 47, pp. 35-41.
- SOYER C. et TRICART P. (1987). — La crise aptienne en Tunisie centrale : approche paléostratigraphique aux confins de l'Atlas et de l'Axe Nord-Sud. *In : C.R. Acad. Sci., Paris*, (1987), Paris, t. 305, série II, pp. 301-305.
- SOUSSI N. (1981). — Mécanismes de la sédimentation et évolution paléogéographique de la lagune de Bizerte (Tunisie) durant le Quaternaire récent. (Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : géol. struct. région. : Toulouse, Univ. Paul Sabatier : 1981). 229 p., 7 pl.
- TAPPONNIER P. (1977). — Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide — plastique. *Bull. Soc. géol. France*, 7^{ème} série, (1977), T. XIX, n° 3, pp. 437-460.
- TAYECH B. (1984). — Etudes palynologiques dans le néogène du Cap Bon (Tunisie). (Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : Paléontologie, Géologie des ensembles sédimentaires : Lyon, Univ. Claude Bernard : 1984). 121 p., 7 pl.

- THIBIEROZ J. (1974). — Hammam Jédidi et Hammam Zriba : (région de Zaghouan, Tunisie) : Etude géologique et minière de deux gisements stratiformes dans le cadre de la province fluorée tunisienne. L'Association des concentrations fluorées aux surfaces d'émer-sion. Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : Géologie Appliquée. Gisements minéraux Univ. Paris VI : 1974). 367 p., 8 pl., carte de Hammam Zriba : Isobathe du substratum résistant.
- TLIG S. (1978). — Les conditions de dépôt du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur du Sud tunisien ; étude sédimentologique et géochimique. (Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle. Géochimie des roches sédimentaires : Univ. Paris Sud, Centre d'Orsay : 1978). 126 p., 27 fig.
- TOUATI M.A. (1985). — Etude géologique et géophysique de la concession Sidi El Itayem en Tunisie orientale, Sahel de Sfax. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. P. et M. Curie (Paris VI).
- TOUHAMI A. (1979). — Contribution à l'étude géologique et métallogénique de la province fluorée tunisienne : Rôle de l'altération superficielle dans la formation des concentrations fluorées. Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : géol. appliquée Métallogénie ; Univ. de Tunis, Fac. des Sciences : 1979). 322 p.
- TOUR J. (1986). — Etude stratigraphique et tectono-sédimentaire des séquences du Crétacé supérieur du Jebel Mrhila (Tunisie centrale). D.E.A. Univ. Tunis, Fac. Sc. Tunis, 163 p.
- TRUILLET R. et DELTEIL J. (1982). — Allochtonie alpine de la « zone des diapirs » (Tunisie septentrionale et Nord Est algérien). *C.R. Acad. Sc. Paris* série II, (1982), T. 294, pp. 1143-1146.
- TRUILLET R. et TURKI M.M. (1980). — La tectonique tangentielle dans la zone des diapirs. L'exemple du Djebel Amar de l'Ariana (Tunisie septentrionale). *C.R. Acad. Sc. Paris*, Série D, (1980), T. 291, pp. 325-327.
- TURKI M. (1985). — Polycinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghouan Nebhana : 2^{ème} sujet : Témoignages des déformations synsédimentaires pré-tectoniques (Trias - Crétacé) en Tunisie. (Thèse de Doctorat es Sciences Nat. Tunis, Faculté des Sciences 1985). 252 p.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M., THOMPSON S. (1977). — Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part A : Global cycles of relative changes of sea level. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 29 : 83-97.
- VAUFREY R. (1955). — Préhistoire de l'Afrique Tome I, Le Maghreb, *Masson éd.* Paris 458 p.
- VERMEERSCH P. (1973). — Résultats d'une prospection préhistorique dans le bassin de Kasserine (Tunisie steppique). *Ann. Min. Géol.* Tunis, (1973), n° 26, pp. 607-620.
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976). — Eléments de tectonique analytique. Paris : *Masson éd.* 1976.
- VIGNEAUX B. (1981). — Cadre morphostructural de la sédimentation marine au large du Cap Bon. (Tunisie orientale). (Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : géol. appl. au domaine marin : Univ. Bordeaux I : 1981), 122 p., 32 fig.
- VIGUIER CI., BEN AYED N. et BOBIER CI. (1979). — La compression quaternaire en Tunisie du Nord. L'anticlinal de la plage du R'Mel à l'Est de Bizerte, 7^{ème} R.A.S.T., Lyon, 1979.
- VIGUIER C., BOBIER CI. et BEN AYED N. (1984). — Géodynamique de quelques bassins sédimentaires tunisiens 7 : Rôle des décrochements dans leur genèse. Place dans le cadre de la Méditerranée. 10^{ème} R.A.S.T. Bordeaux, 1984.
- VIGUIER C., BOBIER C., BEN AYED N. et VIGNEAUX B. (1980). — Cadre morphostructural du golfe de Tunis et de la plateforme au Nord et à l'Est du Cap Bon (Tunisie septentrionale). 26^{ème} Congrès Géol. Int. : Paris, 1980, Res. II, pp. 556.
- VILA J.M. (1980). — La chaîne alpine d'Algérie orientale et des chaîns algéro-tunisiens. (Thèse de Doctorat es Sciences : Univ. Paris VI, 1980), 3 vol.
- VITERBO I. (1983). — Evoluzione paleogeografica della Tunisia meridionale dal Carbonifero al Trias superiore. Studi Paleogeografici nell'area Mediterranea. Bari : *Adriatica Editrice*, 1983, 23 p.
- WILCOX R.E., HARDING T.P. et SEELY D.R. (1973). — Basic Wrench Tectonics. *Bull. A.A.P.G.*, (1973), V. 57, n° 1, p. 74-96.
- WINNOCK E. (1980). — Les dépôts de l'Eocène au Nord de l'Afrique : Aperçu paléogéographique de l'ensemble. « Géologie comparée des gisements de phosphates et de pétrole : Colloque International : Orleans, 6-7 Nov. 1979. Paris : B.R.G.M., 1980. (*Documents du B.R.G.M.*, n° 24), pp. 219-243.
- WINNOCK E. et BEA F. (1979). — Structure de la mer pélagienne. *Géologie Méditerranéenne*, (Marseille), (1979), T. VI, n° 1, pp. 35-39.
- YAICH C. (1984). — Etude géologique des chaînons du Chérahil et du Khechem el Artsouma (Tunisie Centrale). (Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : Géologie Appliquée : Besançon 1984). 165 p., 116 fig., 11 profils sismiques, 3 coupes de forages.
- ZAIER A. (1984). — Etude stratigraphique et tectonique de la région de Sra Ouartane (Atlas Tunisien Central) : Lithologie pétrographie et minéralogie de la série phosphatée. (Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle : géologie : Tunis, Fac. des Sciences : 1984).

- ZARAI N., NAILI M.S., BEN AYED N. et LAATAR E. (1984). — Sur la tectonique synsédimentaire albo-aptienne et vraconienne dans le bassin de Metlaoui (Tunisie Méridionale). Séminaire : Géologie des Gisements de Phosphates de Tunisie Métaloui 16-18 mai 1984.
- ZARGOUNI F., DELTEIL J., TRUILLET R. (1979). — Interprétation des éléments structuraux alpins de l'Axe Nord-Sud dans le cadre d'une genèse polyphasée (Tunisie centrale). In : 7^{me} Réunion. Sc. Terre, Lyon, 1979. — Soc. géol. Fr., Paris, 1979, pp. 468.
- ZARGOUNI F. et RUHLAND M. (1981). — Style de déformation du Quaternaire récent lié au coulissement de la faille de Gafsa et chronologie des phases tectoniques de l'Atlas méridional de Tunisie. *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 292, Série II, pp. 913-915.
- ZARGOUNI F., RABIA M.C. et ABBES C. (1985). — Rôle des couloirs de cisaillement de Gafsa et de Negrine — Tozeur dans la structuration du faisceau des plis des chotts éléments de l'accident sud atlasique. *C.R. Acad. Sc. Paris, Série II*, (1985); T. 301, n° 11, pp. 831-834.

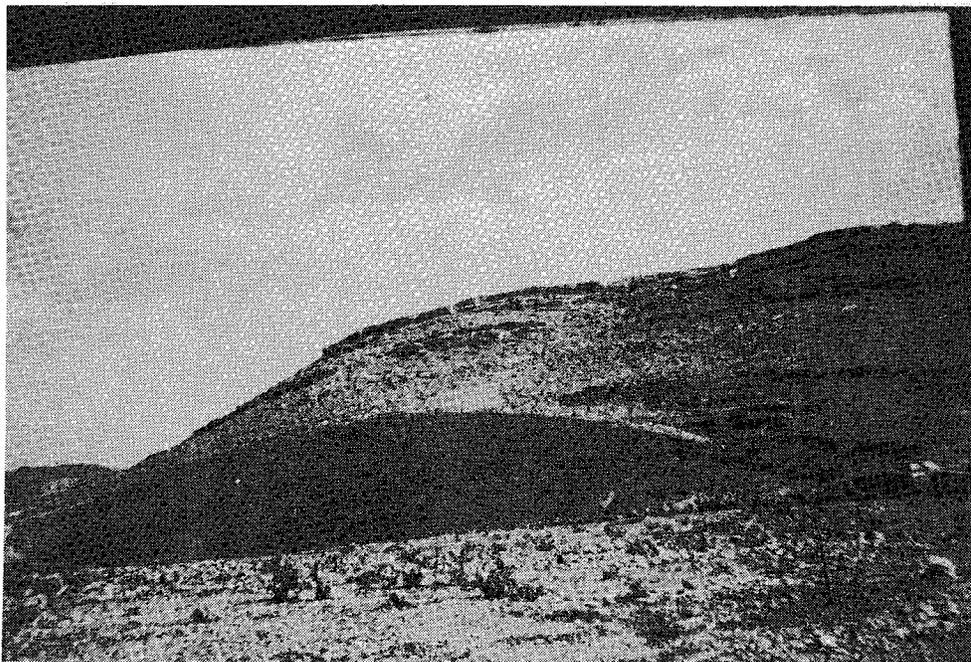


Photo 1 : Discordance de l'Aptien supérieur sur différents termes du Néocène, plissés en un anticlinal de direction subméridienne. Jebel Jediri (photo Ben Ayed).

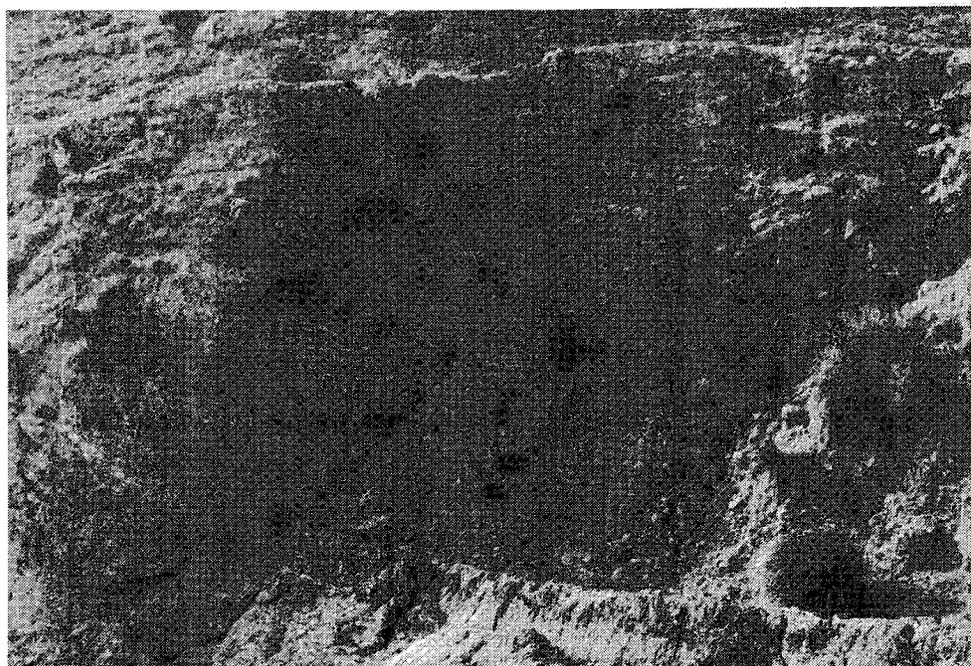


Photo 2 : Faille normale synsédimentaire contemporaine des dépôts marno-calcaires du Vraconien. J. Selloum, Aïn Rmila (photo Ben Ayed).



Photo 3 : Failles normales synsédimentaires contemporaines des dépôts des calcaires à Rudistes du Cénomaniens inférieur Jebel Selloum, Fedj el Abid (photo Ben Ayed).

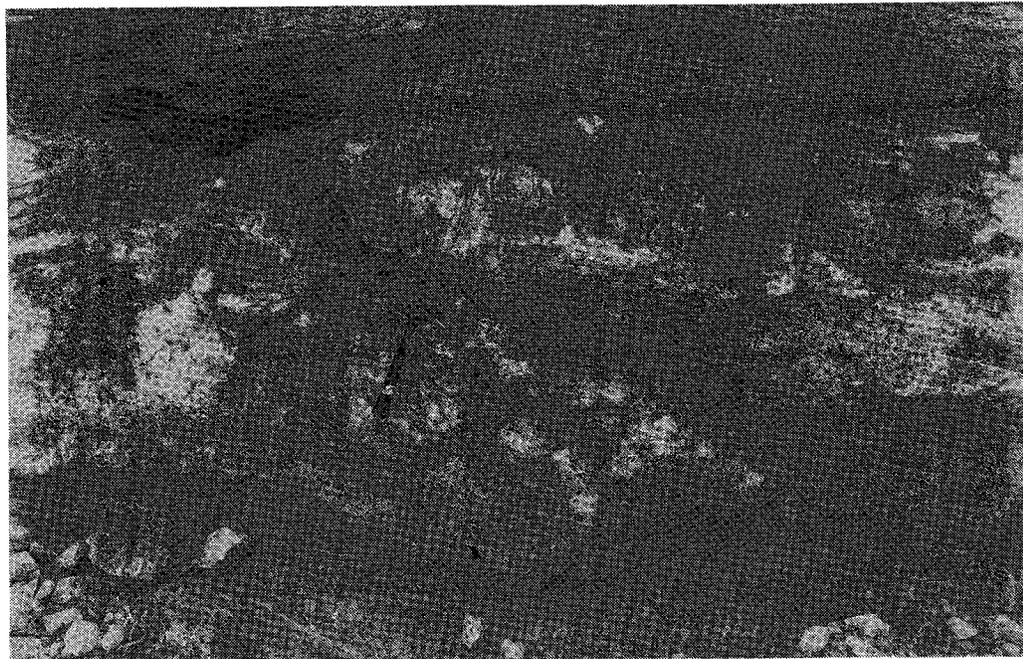


Photo 4 : Failles inverses synsédimentaires contemporaines de la sédimentation du Cénomaniens supérieur : Plateforme saharienne, village de Toujane (Photo Ben Ayed).

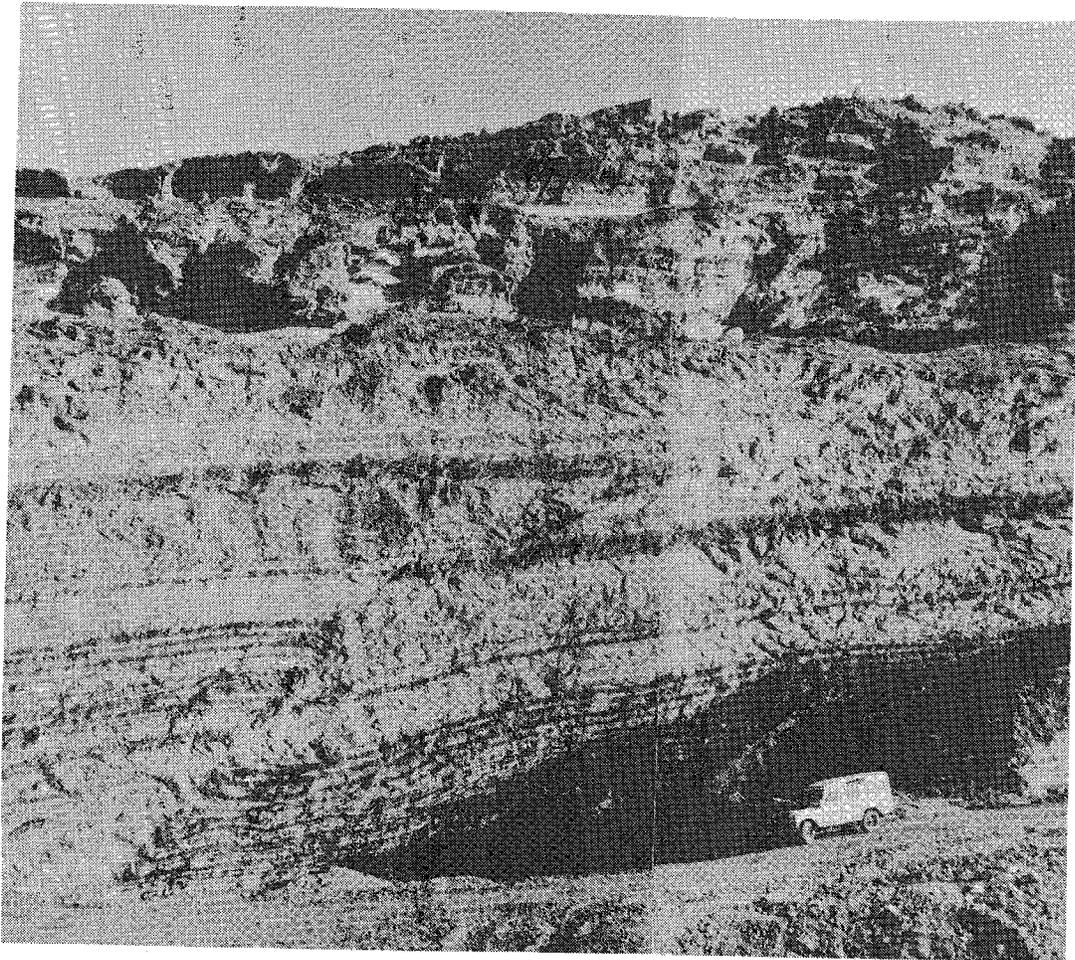


Photo 5 : Faille inverse synsédimentaire contemporaine de la sédimentation des séries phosphatées du Paléocène supérieur - Eocène de la Mine de Metlaoui, Kef Schfaier. (Photo Ben Ayed)

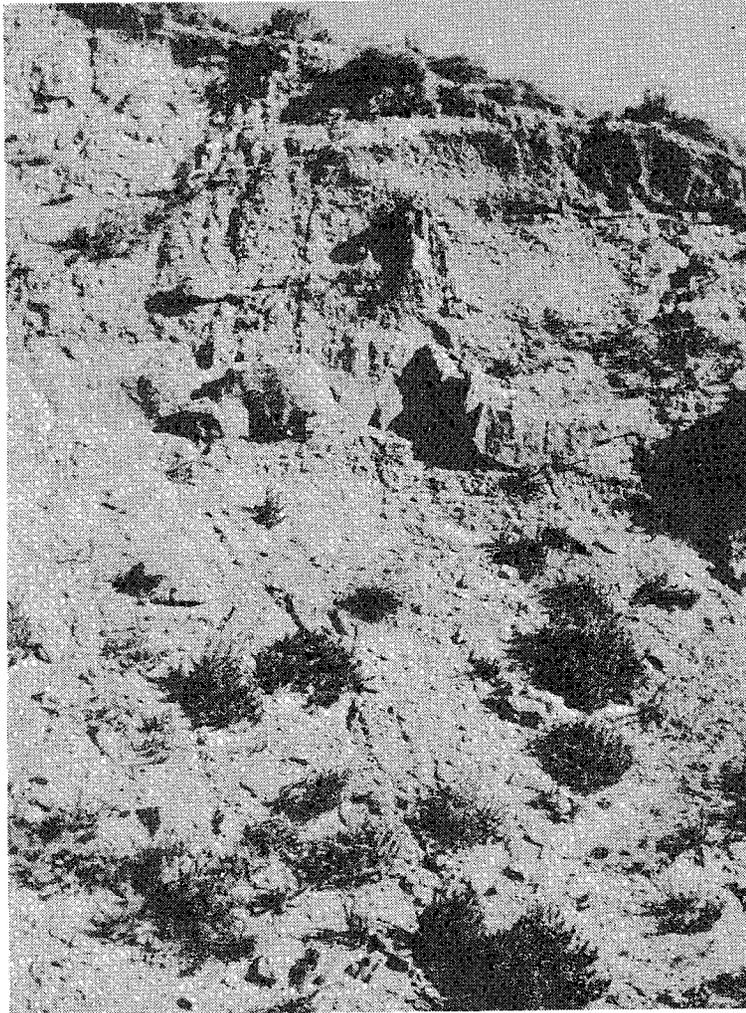


Photo 6 : Faille synsédimentaire contemporaine de la sédimentation du Langhien Serravallien (Photo Ben Ayed).



Photo 7 : La faille décrochante de Kasserine affectant les limons capsien de l'Oued Seïd (photo Ben Ayed)

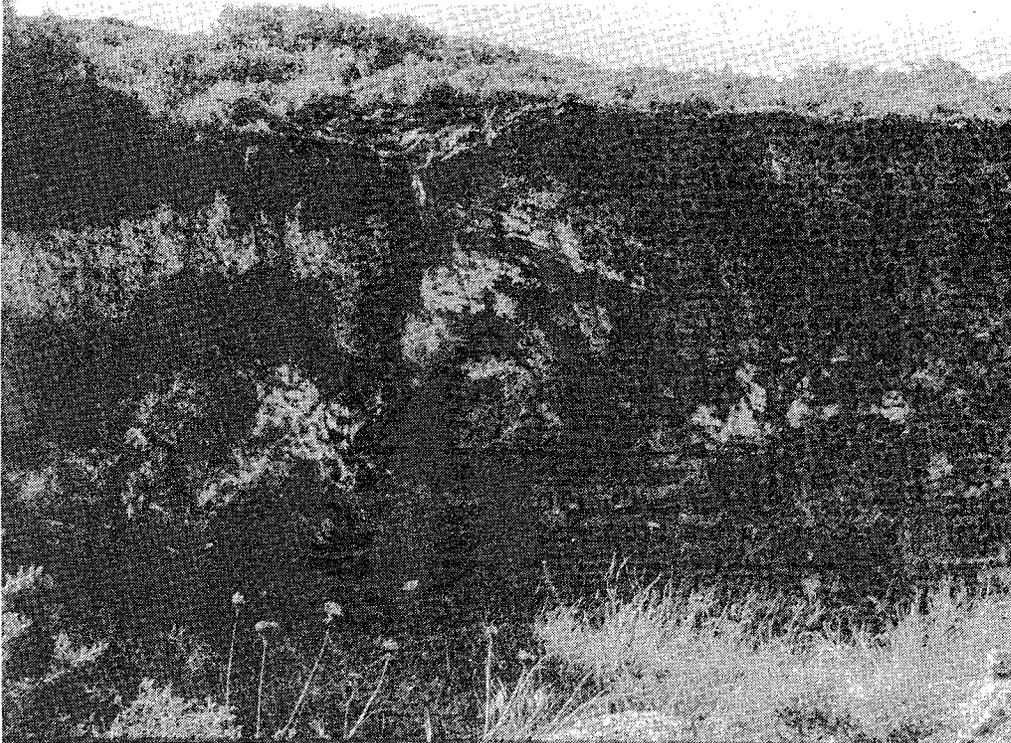


Photo 8 — Faille post-tyrrhénienne affectant l'éolianite intra-würmienne près de l'hôtel de Aïn Oktor (Photo Ben Ayed).

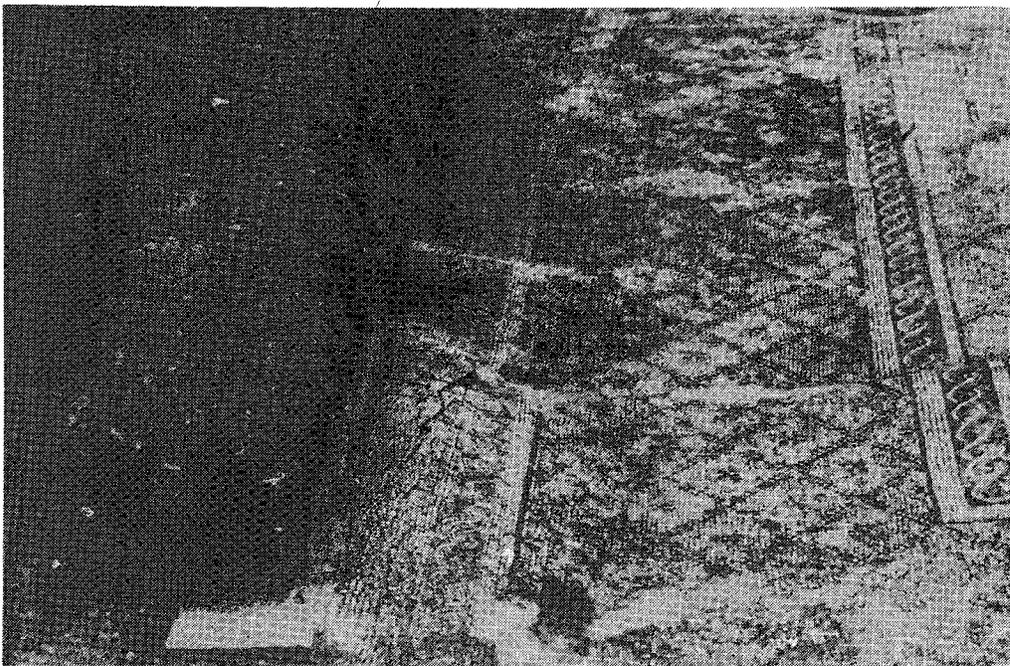


Photo 9 : Décalage par faille dans la mosaïque de la maison romaine du 2^e siècle après J-C, à Henchir Tennir (Photo Ben Ayed).

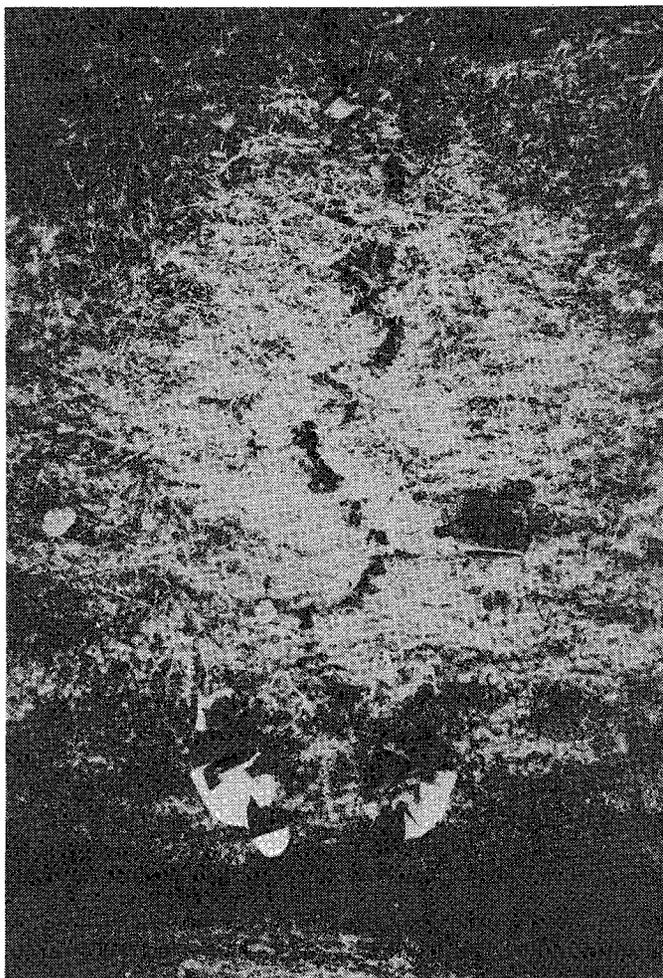


Photo 10 : Effets de surface su séisme de Chemtou, aout 1985.

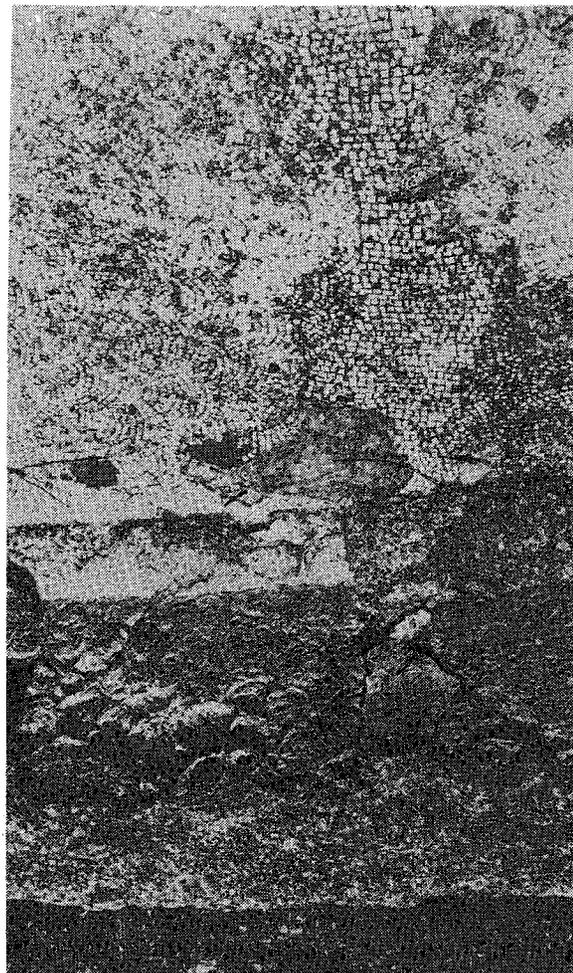
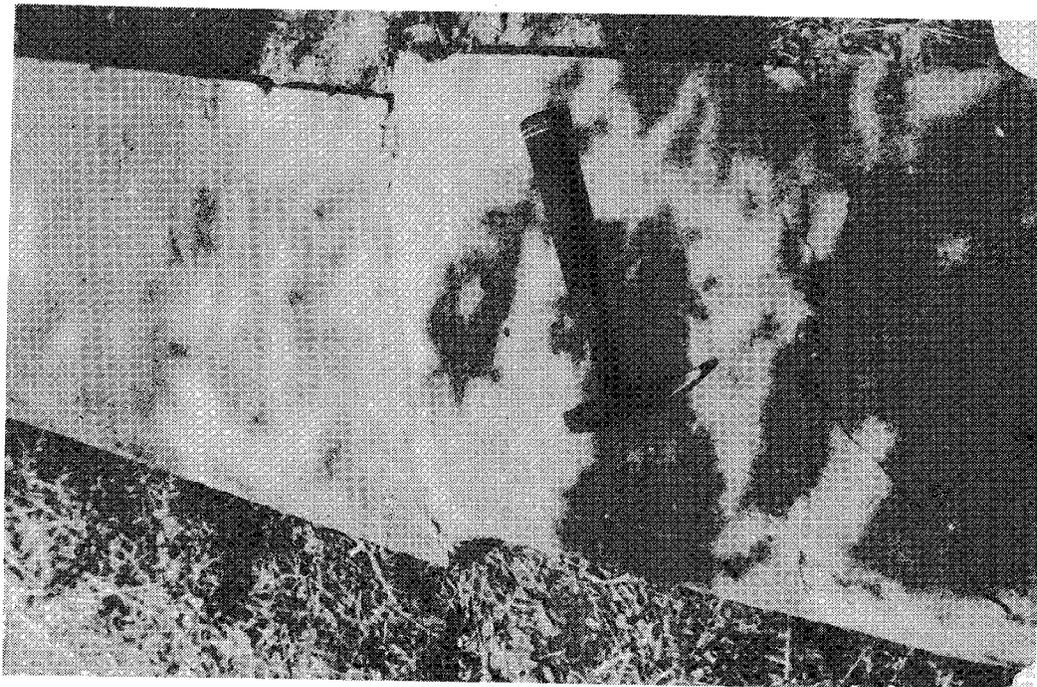
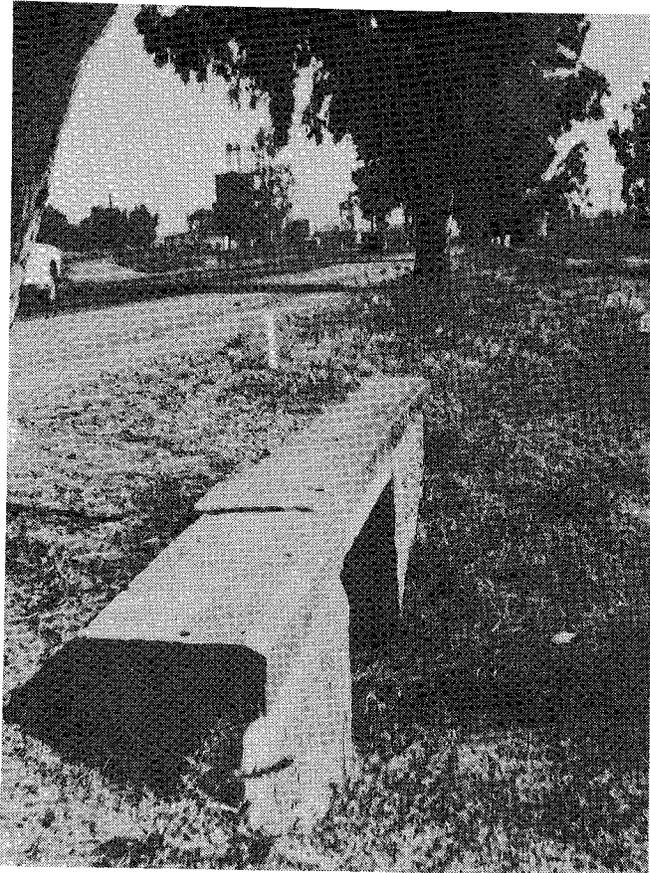


Photo 11 : Effets de surface du séisme historique d'Utique : fissures colmatées dans le bassin du Viridarium du Palais.



Photos 12 et 13 : Les effets de surface du séisme de Tunis, décembre 1970 : Fractures affectant un petit pont à proximité du village de Chaouat (Photos Ben Ayed).



