



HAL
open science

Inversions structurales le long de la direction atlasique en Tunisie centrale : le Jebel Boudinar

Christian Soyer

► **To cite this version:**

Christian Soyer. Inversions structurales le long de la direction atlasique en Tunisie centrale : le Jebel Boudinar. Tectonique. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1987. Français. NNT : . tel-00691224

HAL Id: tel-00691224

<https://theses.hal.science/tel-00691224v1>

Submitted on 25 Apr 2012

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.



SOYER (Ch.)
+ 8 pl. H.T.

THESE

PRESENTEE PAR

CHRISTIAN SOYER

Pour obtenir le titre de Docteur de

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE TECHNOLOGIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

(arrêté ministériel du 5 Juillet 1984)

Mention : Géologie appliquée

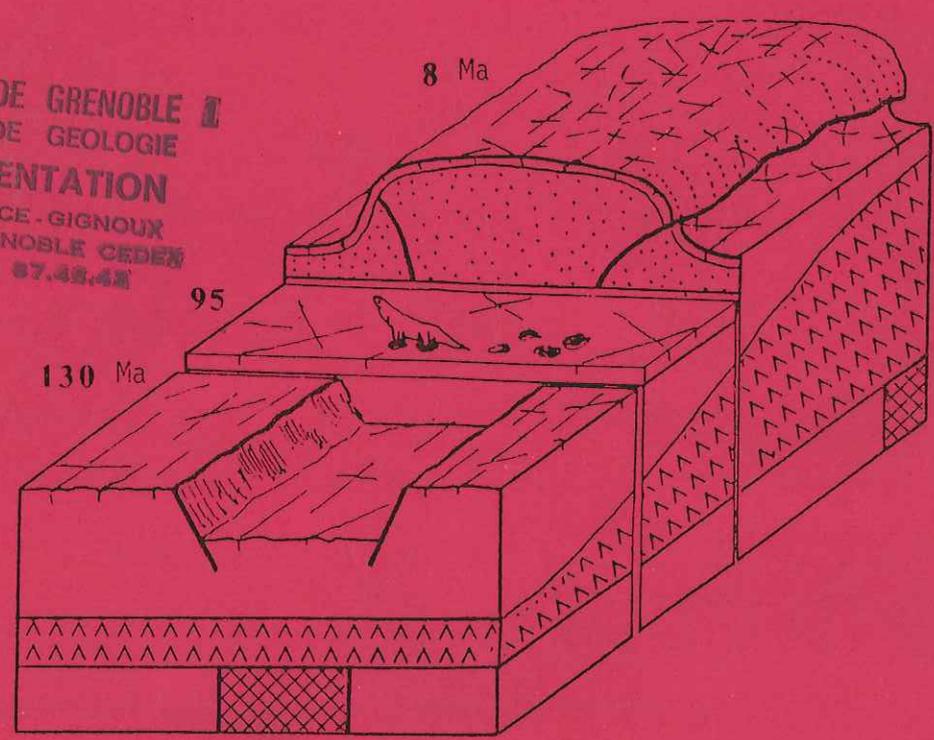
INVERSIONS STRUCTURALES LE LONG DE LA DIRECTION ATLASIQUE

EN TUNISIE CENTRALE : Le Jebel Boudinar

Thèse soutenue le 30 Octobre 1987.

21 JAN. 1988

UNIVERSITE DE GRENOBLE II
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.42.42



THESE

PRESENTEE PAR

CHRISTIAN SOYER

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.46.42

Pour obtenir le titre de Docteur de

21 JAN. 1988

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE TECHNOLOGIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

(arrêté ministériel du 5 Juillet 1984)

Mention : Géologie appliquée

INVERSIONS STRUCTURALES LE LONG DE LA DIRECTION ATLASIQUE

EN TUNISIE CENTRALE : Le Jebel Boudinar

Thèse soutenue le 30 Octobre 1987, devant la commission d'examen:

C. KERCKHOVE	Professeur U.S.T.M. Grenoble	Président
H. ARNAUD	Maître de Conférences U.S.T.M. Grenoble	Rapporteur
P. CHOUKROUNE	Professeur C.A.E.S.S. Rennes	Rapporteur
G. MASCLE	Professeur U.S.T.M. Grenoble	Directeur
J.P. MASSE	Chargé de Recherches C.N.R.S. Marseille	Examineur
R. MOODY	Directeur Kingston geological Service Kingstone/Thames	Examineur
J. OUALI	Maître Assistant E.N.I. Sfax (Tunisie)	Examineur
P. TRICART	Professeur E.N.I. Sfax (Tunisie)	Directeur

NNB 10088805

AVANT PROPOS

Ce mémoire est l'aboutissement de trois années de travail, dont les deux premières ont été effectuées à l'Ecole Nationale d'Ingénieur de SFAX, lors de mon séjour en Tunisie au titre de V.S.N.A. L'étroite collaboration de ce laboratoire avec celui de "géologie structurale et sédimentaire" de l'Institut Dolomieu de Grenoble m'a permis d'assurer un continuum de mon travail. Pour ces liens toujours soutenus et efficaces, je dois remercier Mr Ellouz R., directeur de l'E.N.I.Sfax et plus particulièrement Mr Ben Dhia H., directeur du département de géologie, pour son soutien et ses encouragements. En France, je veux reconnaître l'attention toute particulière de Mr Mascle G. au bon déroulement de ces relations. Enfin et surtout, tout ce travail doit à Mr Tricart P., qui représente le lien entre ces deux cadres de travail.

Nous comprendrons aisément que dans ce contexte, mes travaux sont le résultat d'un travail d'équipe à caractère pluridisciplinaire. C'est donc avec joies et reconnaissances que j'associe à ce travail les personnes qui ont su m'aider et me conseiller.

C. Kerckhove, Professeur à l'U.S.T.M.G., qui me fait l'honneur de présider ce jury, tout en apportant son oeil critique alpin sur une géologie d'approche différente.

P. Tricart, Professeur à l'E.N.I. Sfax, qui a dirigé ce travail. Ses conseils scientifiques, sa disponibilité, sa confiance, son abnégation lors de la chasse aux mots inutiles, sa sympathie resteront un bon souvenir de ces trois années de travail.

G. Mascle, Professeur à l'U.S.T.M.G., qui m'a conseillé lors de mon choix pour la Tunisie. Je tiens également à le remercier pour sa confiance soutenue, même à distance. A ce titre, sa visite dans les Djebels tunisiens, à la surprise des caméléons ! restera un bon moment.

H. Arnaud, Maître de Conférences à l'U.S.T.M.G., qui a toujours manifesté un intérêt à mon travail lors de mon retour en France. Ses conseils au moment de la rédaction, m'auront facilité quelques synthèses délicates.

P. Choukroune, Professeur à l'Université de Rennes, qui apporte à cette thèse, la caution d'un spécialiste aux problèmes de déformation.

J.P. Masse, Chargé de Recherches C.N.R.S. à Marseille, pour nos discussions stratigraphiques tunisiennes, et son point de vue sédimentologique.

R. Moody, Directeur du Kingston geological Service, pour l'honneur qu'il me fait en participant à ce jury. Son effort malgré un calendrier chargé doit être apprécié.

J. Ouali, Maître Assistant à l'E.N.I.Sfax, qui apporte à ce travail, l'oeil d'un géologue averti aux problèmes tunisiens. Les souvenirs de camps de terrain et de nos visites au J. Boudinar resteront pour moi, une image de son hospitalité et de sa confiance.

Il y a aussi les copains de Sfax, Benoît, François et Thierry a qui je dois beaucoup pour son aide lors de l'étude du Tertiaire. P. Besème, le micropaléontologue "maison" pour les longues soirées passées devant la "bino". C. Gourmelen, pour son aide lors de la découverte des "Formations Tunisiennes".

Les amis tunisiens, français du département de Géologie de Sfax. Le directeur et le personnel du Lycée mixte de Sidi Bou Zid pour leur bon accueil.

Aux amis de l'A.G.I.D., et plus particulièrement Laurent, Zaboune, Thierry (s).

Les amies (s) de Poitiers, pour leur amitié toujours soutenue.

Mlle Véronique Bertrand, pour son dynamisme toujours de bon aloi, lors de la dactylographie de cette thèse. Mme Meugniot, dont le sourire et la compétence auront permis d'imprimer ce travail dans la bonne humeur. Mme Revol qui a bien voulu, avec efficacité compléter et conclure le travail de frappe.

Je conclurai ce propos en remerciant mes parents, frères et soeur pour leur sacrifice et soutien pendant ce long périple. Sans les encouragements de Cathy, ce long travail de patience n'aurait sans doute pas été si soutenu.

INVERSIONS STRUCTURALES LE LONG DE LA DIRECTION ATLASIQUE EN TUNISIE CENTRALE : Le Jebel Boudinar

RESUME

Le J. Boudinar est situé à l'intersection de plusieurs directions rhégnatiques africaines. Il représente en effet un segment d'un des couloirs tectoniques atlasiques (NE-SW) de Tunisie centrale, affecté par l'axe N-S et ses satellites (faille Essouda-Bagra) et les failles de Kasserine (au NE) et de Mezzouna (au SW) de direction NW-SE.

L'étude stratigraphique et structurale de ce secteur s'appuie sur une cartographie au 20 000 ème.

STRATIGRAPHIE - SEDIMENTOLOGIE : L'examen banc par banc de nombreuses coupes de terrain a permis de préciser l'âge de certaines unités lithostratigraphiques et de caractériser les variations d'épaisseur de chaque Formation du Jurassique à l'Actuel. Ainsi la base de la Formation Aleg est datée du Turonien terminal, et la Formation Abiod du Campanien à Maastrichtien inférieur.

7 mégaséquences de comblement ont été définies du Tithonique à l'Actuel. Elles sont délimitées par des discontinuités, dont 3 majeures situées à l'Albien inférieur-moyen (?), au Turonien terminal et au Maastrichtien à l'Eocène moyen. Elles sont liées soit à des émergences, soit à une submersion des plates-formes antérieurement exondées, soit encore à une érosion sous-marine. Toutes sont accompagnées d'une induration en milieu aérien ou sous une faible tranche d'eau.

HISTOIRE STRUCTURALE : Des variations dans le temps du champ de contraintes appliqué à un bâti structuré aboutissent à une succession et une alternance de stades d'extension et de compression accompagnés à chaque fois par une halocinèse.

5 étapes de déformations ont été distinguées au J. Boudinar :

1 - Une extension N-S caractérise le Crétacé inférieur. Elle provoque le jeu de fractures à toutes échelles selon 4 directions (N 65-85; N 100-110; N 130-140; N 165-170). Le couloir tectonique atlasique induit l'effondrement d'un graben kilométrique orienté N 65-85.

2 - Une extension à dominante NE-SW caractérise le domaine de l'Albien supérieur au Turonien. Elle provoque la formation d'aires plus ou moins subsidentes et de blocs basculés orientés N 120-140, N 45-50 et N-S.

3 - L'halocinèse domine du Sénonien à l'Eocène supérieur. Elle se traduit par la mise en place de rides salifères orientées NE-SW et N-S donnant lieu à une intrusion salifère à leur intersection. Elle pourrait représenter un écho des compressions atlasiques.

4 - Une extension multidirectionnelle caractérise le Miocène moyen, et mobilise des failles orientées N 60 et N 140.

5 - A partir du Miocène supérieur et jusqu'à l'Actuel, le domaine est le siège de compressions atlasiques provoquant la formation d'un anticlinal à coeur évaporitique et d'un synclinal superposé au collapse salifère Sénonien-Eocène supérieur. Les extrémités du pli sont crochonnées lors du jeu senestre des couloirs tectoniques N-S. Un rejeu dextre est envisagé pour expliquer la rotation horaire de la branche centrale du pli. Le J. Boudinar résulte d'une inversion structurale positive au droit d'un couloir tectonique atlasique (NE-SW).

SUBSIDENCE : L'analyse de la courbe des épaisseurs cumulées permet d'individualiser des anomalies (=crises) dans l'évolution de la subsidence. Une corrélation avec l'ensemble la Tunisie montre qu'il s'agit de phénomènes régionaux liés aux évolutions générales africaine, téthysienne-atlantique, et méditerranéenne.

STRUCTURAL INVERSION ALONG THE ATLASIC TREND
IN CENTRAL TUNISIA : The Jebel Boudinar

ABSTRACT

The J. Boudinar is located at the junction between several of the main structural trends of Tunisia : the atlasic lineament (NE-SW), the N-S axis and the NW-SE Kasserine and Mezzouna faults.

A stratigraphical and structural study of this area has been performed with detailed mapping (1 : 20 000).

STRATIGRAPHY - SEDIMENTOLOGY : the detailed stratigraphic analysis of several sections results in the characterisation of the thickness variation in all the Formations since Jurassic. Aleg Formation is dated of uppermost Turonian age and Abiod Formation of Campanian to early Maastrichtian age.

7 regressives megasequences are defined by means of boundary discontinuities. The 3 main discontinuities are of early to middle Albian age, uppermost Turonian age and Maastrichtian to middle Eocene age. They result of different processes as : emersions, submersions of exonded shelves and erosion under shallow marine conditions. They are accompanied by an induration under aerial or shallow water environment.

STRUCTURAL HISTORY : It results of the application of different successive stresses fields on a previously structured basement. A succession of alternate extensions and compressions is characterised, always accompanied by halokinesis.

5 tectonic regimes have been recognized :

1 - A N-S extension during early Cretaceous. 4 strikes of fractures of different scales are mobilised (N 65-85; N 100-110; N 130-140; N 165-170). Particularly, the atlasic lineament results in a N 65-85 oriented kilometric graben.

2 - A NE-SW extension characterizes the late Albian to Turonian period and results in N 120-140; N 45-50 and N-S oriented subsident areas and tilted blocks.

3 - Since Senonian to late Eocene times, halokinesis becomes a predominant phenomenon. NE-SW and N-S salt anticlines and salt diapirs represent the consequence of the atlasic compression.

4 - A multidirectional extension regime characterizes the middle Miocene. N 60 and N 140 faults are mobilised.

5 - Since late Miocene to present day, the area is submitted to the NW-SE oriented atlasic compression. It results in a compressive anticline with an evaporitic core and a syncline overprinted to the previously collapsed area. The left lateral strike-slip motion along the N-S lineament results in the bending of the J. Boudinar fold. Finally, a right lateral motion is suggested in order to explain the clock-wise rotation of the median segment of the fold. In summary, the J. Boudinar results of a positive structural inversion in correspondence with the atlasic lineament.

SUBSIDENCE : Curves of cumulative thickness allow us to characterize several crisis in the evolution of subsidence. They are in good agreement with general evolution of Tunisia, which is itself related to the African, Thetyan-Atlantic and Mediterranean paleogeographic evolutions.

TABLE DES MATIERES

I - INTRODUCTION.....	p. 13
1 - Localisation géographique.....	p. 13
2 - L'évolution paléogéographique et structurale de la Tunisie centrale	p. 13
2.1 - L'évolution paléogéographique.....	p. 13
2.2 - Le cadre structural.....	p. 15
2.3 - Evolution de la déformation.....	p. 15
2.4 - Le comportement de la couche salifère.....	p. 19
3 - Le contexte paléogéographique et structural du Jebel Boudinar.....	p. 19
4 - Présentation du travail	p. 19
5 - Historique.....	p. 21
II - LES ENSEMBLES STRUCTURAUX DU JEBEL BOUDINAR.....	p. 23
1 - Géométrie du pli.....	p. 23
1.1 - L'anticlinal (J. Boudinar, J. Segdal, J. Bagra).....	p. 23
1.1.1 - Le Jebel Boudinar s.s.....	p. 23
1.1.2 - Le Jebel Segdal.....	p. 25
1.1.3 - Le Jebel Bagra.....	p. 25
1.2 - Le synclinal.....	p. 25
2 - Les failles limitrophes du pli atlasique	p. 25
2.1 - L'Axe N-S et la faille Essouda-Bagra.....	p. 25
2.2 - Le couloir décrochant du Khanguet er Rehana.....	p. 25
3 - Conclusion.....	p. 26

PARTIE 2 - STRATIGRAPHIE

I - INTRODUCTION.....	p. 29
II - LITHOSTRATIGRAPHIE.....	p. 29
1 - Le TRIAS : La Formation Rhécuis.....	p. 29
1.1 - En Tunisie centrale (d'après les auteurs).....	p. 29
1.2 - Dans le secteur analysé lors de cette étude : la coupe du J. Boudinar.....	p. 31
2 - Le JURASSIQUE : La Formation NARA (Lias-Tithonique inférieur).....	p. 31
2.1 - En Tunisie.....	p. 31
2.2 - Au Jebel Boudinar.....	p. 31
3 - Le CRETACE INFÉRIEUR : Les Formations de Khalif, Meloussi, Boudinar, Bou Hedma.....	p. 33
3.1 - Le Tithonique-Valanginien inférieur : la Formation Sidi Khalif.....	p. 33
3.1.1 - En Tunisie centrale.....	p. 33
3.1.2 - La coupe du Jebel Boudinar.....	p. 33

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION

B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr...

27 AOÛT 2003

3.2 - Du Valanginien à l'Hauterivien : la Formation Meloussi.....	p. 35
3.2.1 - En Tunisie centrale.....	p. 35
3.2.2 - Coupe du Jebel Boudinar.....	p. 35
3.3 - L' Hauterivien-Barrémien basal : la Formation Boudinar.....	p. 37
3.3.1 - En Tunisie centrale.....	p. 37
3.3.2 - Coupe du Jebel Boudinar.....	p. 37
3.4 - Le Barrémo-Bédoulien : les Formations Bou Hedma et Sidi Aïch.....	p. 39
3.4.1 - La Formation Bou Hedma.....	p. 39
3.4.1.1 - En Tunisie centrale.....	p. 39
3.4.1.2 - Les coupes du Jebel Boudinar.....	p. 39
3.4.2 - La Formation Sidi Aïch.....	p. 41
3.4.2.1 - En Tunisie centrale.....	p. 41
3.4.2.2 - Au Jebel Boudinar.....	p. 41
3.5 - Du Gargasien à l'Albien : la Formation Orbata.....	p. 41
3.5.1 - En Tunisie centrale.....	p. 41
3.5.2 - Les coupes du Jebel Boudinar.....	p. 45
3.5.2.1 - Le terme Orbata inférieur.....	p. 45
3.5.2.2 - Les membres Orbata moyen et supérieur.....	p. 45
3.6 - La lacune de l'Albien inférieur-moyen (?).....	p. 47
3.6.1 - En Tunisie centrale.....	p. 47
3.6.2 - Au Jebel Boudinar (s.l.).....	p. 47
4 - LE CRETACE SUPERIEUR.....	p. 49
4.1 - Le Vraconien et le Cénomanién : les Formations Fahdène et Zebbag s.s.....	p. 49
4.1.1 - En Tunisie centrale.....	p. 49
4.1.1.1 - La Formation Fahdène.....	p. 49
4.1.1.2 - La Formation Zebbag.....	p. 49
4.1.1.3 - Terminologie.....	p. 49
4.1.2 - La coupe du Jebel Boudinar s.l.....	p. 51
4.1.2.1 - Le Vraconien : les Formations Fahdène et Zebbag inférieur.....	p. 51
4.1.2.2 - Le Cénomanién : la Formation Zebbag moyen et supérieur.....	p. 53
4.2 - Du Turonien au Campanien inférieur : les Formations Annaba, Bireno et Aleg.	p. 55
4.2.1 - En Tunisie centrale.....	p. 55
4.2.2 - Au J. Boudinar.....	p. 57
4.3 - Le Campanien-Maastrichtien : la Formation Abiod.....	p. 57
4.3.1 - En Tunisie centrale.....	p. 57
4.3.2 - Au J. Boudinar.....	p. 59

5 - Le TERTIAIRE.....	p. 61
5.1 - Du Maastrichtien supérieur à l'Eocène moyen : les Formations El Haria et Metlaoui.....	p. 61
5.1.1 - En Tunisie centrale.....	p. 61
5.1.1.1 - La Formation El Haria.....	p. 61
5.1.1.2 - La Formation Metlaoui.....	p. 61
5.1.2 - Au Jebel Boudinar.....	p. 61
5.2 - L'Eocène supérieur ; la Formation Souar et ses équivalents..	p. 63
5.2.1 - En Tunisie centrale.....	p. 63
5.2.2 - Au J. Boudinar.....	p. 63
5.3 - L'Oligocène : la Formation Fortuna.....	p. 65
5.3.1 - En Tunisie centrale.....	p. 65
5.3.2 - Au Jebel Boudinar.....	p. 65
5.4 - Le Miocène inférieur et moyen.....	p. 65
5.4.1 - L'Aquitanién : la Formation Messiouta.....	p. 65
5.4.1.1 - En Tunisie centrale.....	p. 65
5.4.1.2 - Au J. Boudinar.....	p. 65
5.4.2 - Le Burdigalien-Langhien: la Formation Aïn Grab.....	p. 67
5.4.2.1 - En Tunisie centrale.....	p. 67
5.4.2.2 - Au J. Boudinar.....	p. 67
5.4.3 - Du Langhien au Tortonien inférieur: la Formation Oum Douil.....	p. 67
5.4.3.1 - En Tunisie centrale.....	p. 67
5.4.3.2 - Au J. Boudinar.....	p. 69
5.5 - Le Miocène supérieur et Pliocène : la Formation Segui.....	p. 69
5.5.1 - En Tunisie centrale.....	p. 69
5.5.2 - Au Jebel Boudinar.....	p. 69
6 - Le QUATERNAIRE.....	p. 71
III - ANALYSE SEQUENTIELLE.....	p. 71
IV - CONCLUSIONS.....	p. 73

PARTIE 3 - LES DEFORMATIONS SYNSEDIMENTAIRES

CHAPITRE I : STRUCTURES MAJEURES ET DEFORMATIONS SUPERPOSEES

I - L'IMPORTANCE DE L'HERITAGE STRUCTURAL.....	p. 77
II - STRUCTURES MAJEURES ET DEFORMATIONS POLYPHASEES AU JEBEL BOUDINAR.....	p. 79
1 - Déformations synsédimentaires superposées au droit d'une faille directionnelle : la faille Nord Segdal.....	p. 79
1.1 - Secteur de B. Dahar.....	p. 79
1.2 - Secteur des crêtes de Sidi Bou Ati.....	p. 81
1.2.1 - A l'Aptien : jeu des failles F1 et F2.....	p. 81
1.2.2 - Au Vraconien : jeu des failles F1, F3 et F4.....	p. 83
1.3 - Secteur nord Segdal - point 632m.....	p. 83
1.3.1 - Au Vraconien.....	p. 83
1.3.2 - Phase d'extension postérieure à la phase initiale de plissement.....	p. 83

2 - Déformations superposées le long du flanc sud-est du J. Boudinar..	p. 87
2.1 - De l'Hauterivien à l'Aptien.....	p. 87
2.2 - Au Vraconien.....	p. 87
3 - Discussion.....	p. 89

CHAPITRE II : LES STRUCTURES D'AGE HAUTERIVIEN

I - LOCALISATION.....	p. 93
II - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE.....	p. 93
1 - Les variations d'épaisseur (approche paléogéographique régionale).	p. 93
2 - Les failles synsédimentaires (approche structurale).....	p. 95
2.1 - preuves d'un jeu synsédimentaire.....	p. 95
2.2 - Distribution des failles.....	p. 99
2.2.1 - La direction N70-85.....	p. 99
2.2.1.1 - Géométrie.....	p. 99
2.2.1.2 - contrôle régional.....	p. 99
2.2.2 - La direction N110.....	p. 99
2.2.2.1 - Preuves d'un jeu synsédimentaire.....	p. 99
2.2.2.2 - Géométrie.....	p. 101
2.2.2.3 - Contrôle régional.....	p. 101
2.2.3 - La direction N140.....	p. 101
2.2.4 - La direction N175.....	p. 101
2.3 - Association des diverses structures.....	p. 101
2.4 - Conclusion.....	p. 104
3 - Les Diaclases.....	p. 104
3.1 - Précocité des diaclases.....	p. 104
3.1.1 - Chronologie relative de la mise en place des diaclases.....	p. 105
3.1.2 - Interprétation.....	p. 105
3.2 - Distribution des diaclases.....	p. 107
3.2.1 - La direction N65-85.....	p. 107
3.2.2 - La direction N100-110.....	p. 107
3.2.3 - La direction N130-140.....	p. 107
3.2.4 - La direction N160-170.....	p. 109
3.3 - Signification des diaclases.....	p. 109
3.3.1 - Architecture de la fracturation.....	p. 109
3.3.2 - Association des diaclases avec les autres structures	p. 109
3.3.3 - Interprétation.....	p. 1
III - SYNTHÈSE : la déformation hauterivienne.....	p. 115
1 - Au Jebel boudinar (s.l.).....	p. 115
2 - En Tunisie.....	p. 115
3 - Extension N-S et Réseau rhexmatique.....	p. 116
4 - Conclusion.....	p. 116

CHAPITRE III : LES STRUCTURES D'AGE APTIEN

I - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE.....	p. 117
1 - Les variations d'épaisseurs.....	p. 117
2 - Les failles synsédimentaires.....	p. 123
2.1 - La direction N80.....	p. 123
2.2 - La direction N65.....	p. 123
2.3 - La direction N130.....	p. 125
2.4 - Conclusion.....	p. 125
II - INTERPRÉTATION : la déformation aptienne.....	p. 125
1 - Au Jebel Boudinar (s.l.).....	p. 125
2 - En Tunisie.....	p. 127
3 - Discussion.....	p. 127
3.1 - Eustatisme.....	p. 127
3.2 - Contrôle structural.....	p. 130
III - ANALYSE DES DIACLASES AU TOIT DE LA FORMATION ORBATA (Gargasien ?) ET SOUS LES MARNES DE LA FORMATION FAHDENE (Vraconien).....	p. 130
1 - Exemple du secteur de l'oued Bou Hanick (Nord du J. Segdal).....	p. 130
1.1 - précocité des diaclases.....	p. 130
1.2 - Orientation.....	p. 130
2 - Généralisation : analyse des directions.....	p. 132
3 - Interprétation-discussion.....	p. 132

CHAPITRE IV : LES STRUCTURES D'AGE CENOMANIEN

I - LOCALISATION.....	p. 134
II - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE.....	p. 134
1 - Le secteur du J. Boudinar.....	p. 134
2 - Le secteur du J. Segdal.....	p. 134
3 - Le seuil d'Olad Merfeg - Sidi Mamer.....	p. 134
4 - Discussion.....	p. 134
5 - Le secteur du Jebel Bagra.....	p. 134
5.1 - La faille du Jebel Bagra.....	p. 140
5.1.1 - La Branche NW-SE.....	p. 140
5.1.2 - La Branche N-S.....	p. 142
5.2 - La faille du Khanguet Bagra.....	p. 142
5.3 - La structuration vracono-cénomaniennne en J. Bagra : synthèse.....	p. 148
6 - Approche microtectonique.....	p. 148
6.1 - Précocité des diaclases.....	p. 148
6.2 - Distribution des diaclases.....	p. 150
6.3 - Discussion.....	p. 154

III - SYNTHÈSE : la déformation vraconienne-cénomaniennne.....	p. 154
1 - Au Jebel Boudinar.....	p. 154
2 - Comparaison avec le Crétacé inférieur.....	p. 156
3 - En Tunisie.....	p. 156
3.1 - Paléogéographie.....	p. 156
3.2 - La Tunisie au Cénomanienn : un "carrefour structural".....	p. 156
3.3 - La déformation cénomaniennne; les structures locales.....	p. 158
3.3.1 - La compression NW-SE ?.....	p. 158
3.3.2 - L'extension NE-SW.....	p. 160
3.4 - Conclusion.....	p. 160

CHAPITRE V : LES STRUCTURES D'AGE TURONIEN

I - LA DEFORMATION LORS DU DEPOT DE LA DOLOMIE DE GATTAR.....	p. 162
II - REPARTITION DES FACIES ET DES EPAISSEURS DE LA FORMATION BIRENO.....	p. 162
III - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE.....	p. 164
IV - SYNTHÈSE : la déformation turonienne.....	p. 166
1 - Au Jebel Boudinar.....	p. 166
2 - En Tunisie.....	p. 166

CHAPITRE VI : LES STRUCTURES D'AGE TURONIEN TERMINAL - MAASTRICHTIEN INFÉRIEUR

I - REPARTITION DES EPAISSEURS DES FORMATIONS ALEG-ABIOD.....	p. 168
II - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE.....	p. 168
1 - Le dépointre du Khanguet Boudinar.....	p. 168
2 - Les domaines des J. Segdal et Bagra et du point 408m et ses environs.....	p. 172
3 - La fosse du J. Lhassem.....	p. 174
3.1 - L'influence de l'Axe N-S.....	p. 174
3.2 - L'influence de la direction atlasique (NE-SW).....	p. 174
III - SYNTHÈSE : la déformation d'âge Turonien terminal - Maastrichtien inférieure.....	p. 176
1 - Au Jebel Boudinar.....	p. 176
1.1 - La direction N-S.....	
2 - En Tunisie.....	p. 178

CHAPITRE VII : LES DEFORMATIONS TERTIAIRES

I - LE FLANC NORD DE L'ANTICLINAL DU J. BOUDINAR.....	p. 180
II - LE SYNCLINAL DES J. BOUDINAR - J. LHASSEM.....	p. 184
1 - Cadre structural.....	p. 184
2 - La série sédimentaire.....	p. 184
3 - Tectonique synsédimentaire.....	p. 185
3.1 - Influence de la direction N-S.....	p. 185
3.1.1 - L'Axe N-S.....	p. 185
3.1.2 - La faille Essouda-Bagra.....	p. 185
3.2 - Influence de la direction atlasique.....	p. 185
III - SYNTHÈSE DE LA DEFORMATION TERTIAIRE.....	p. 187
1 - Du Maastrichtien supérieur au Lutétien inférieur : les Formations El Haria et Metlaoui.....	p. 187
1.1 - Au Jebel Boudinar.....	p. 187
1.2 - En Tunisie.....	p. 187
2 - L'Eocène supérieur : la Formation Souar (Djébs).....	p. 191
2.1 - Au Jebel Boudinar.....	p. 191
2.2 - En Tunisie.....	p. 191
3 - L'Oligocène.....	p. 193
3.1 - Au Jebel Boudinar.....	p. 193
3.2 - En Tunisie.....	p. 193
4 - Le Miocène inférieur et moyen.....	p. 193
4.1 - Au Jebel Boudinar.....	p. 195
4.2 - En Tunisie.....	p. 195
5 - La phase de plissement du Tortonien supérieur - Pliocène.....	p. 197
5.1 - Au Jebel Boudinar.....	p. 197
5.2 - En Tunisie.....	p. 197

CHAPITRE VIII : LES STRUCTURES LIÉES AUX SERRAGES ATLASIQUES (Miocène supé- rieur à Actuel)

I - J. BOUDINAR.....	p. 199
II - J. BAGRA.....	p. 209
III - J. SEGDAL.....	p. 223

CHAPITRE IX : SYNTHÈSE DE L'HISTOIRE STRUCTURALE DU J. BOUDINAR p. 231

I - LA COURBE DES EPAISSEURS CUMULEES AU J. BOUDINAR : Approche de la sub-	
sidence tectonique.....	p. 241
1 - Analyse.....	p. 241
2 - Méthode.....	p. 241
2.1 - Décompaction	p. 241
2.2 - Profondeur de dépôt.....	p. 241
2.3 - variations eustatiques du niveau marin.....	p. 243
2.4 - Erosion.....	p. 243
3 - Les crises majeures de la courbe des épaisseurs cumulées du	
J. Boudinar.....	p. 243
3.1 - La crise fini-aptienne (104 à 100Ma).....	p. 243
3.2 - La crise du Turonien terminal-Sénonien (88 à 80Ma).....	p. 245
3.3 - La crise du Crétacé terminal-Eocène inférieur et moyen	p. 245
(70-43Ma).....	
3.4 - La reprise du Miocène supérieur (11-12 Ma).....	p. 245
II - LA SUBSIDENCE EN TUNISIE ORIENTALE ET MER PELAGIENNE.....	p. 247
III - LA SUBSIDENCE EN TUNISIE OCCIDENTALE.....	p. 247
IV - CONCLUSION.....	p. 250

CONCLUSIONS GENERALES p; 251

PREMIERE PARTIE

PRESENTATION

CHAPITRE I - INTRODUCTION

CHAPITRE II - LES ENSEMBLES STRUCTURAUX DU JEBEL BOUDINAR

PARTIE 1 : PRESENTATION

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

I - LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

La Tunisie centrale (fig.1) est représentée par les hautes steppes semi-désertiques délimitées par une ligne joignant le Jebel Touila à Kasserine au Nord et la ligne des Chotts au Sud. Vers l'Ouest, les chaînons subméridiens de l'axe N-S la séparent du Sahel (fig.2).

Les reliefs y sont peu élevés et sont séparés par de larges plaines. Ils sont constitués d'anticlinaux allongés selon la direction atlasique (SW-NE à WSW-ENE dans la partie nord) ou orientés E-W dans la chaîne des Chotts au Sud.

Le Jebel Boudinar représente un de ces chaînons atlasiques. Il est situé à l'intersection de l'axe N-S et d'un alignement de chaînons atlasiques représentés par les Jebels Meloussi-Boudinar-Goubrar-Krechem el Artsouma (fig.3).

II - EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DE TUNISIE CENTRALE

La Tunisie centrale constitue tout au long du Méso-Cénozoïque un domaine marin peu profond. Il représente une transition entre le craton saharien dominé par des conditions émerives et épisodiquement ennoyé lors des transgressions majeures (ex: Turonien) et le sillon tunisien profond et fortement subsident.

La description de la série stratigraphique est résumée sur la figure 4. Une analyse plus détaillée est présentée dans la partie II.

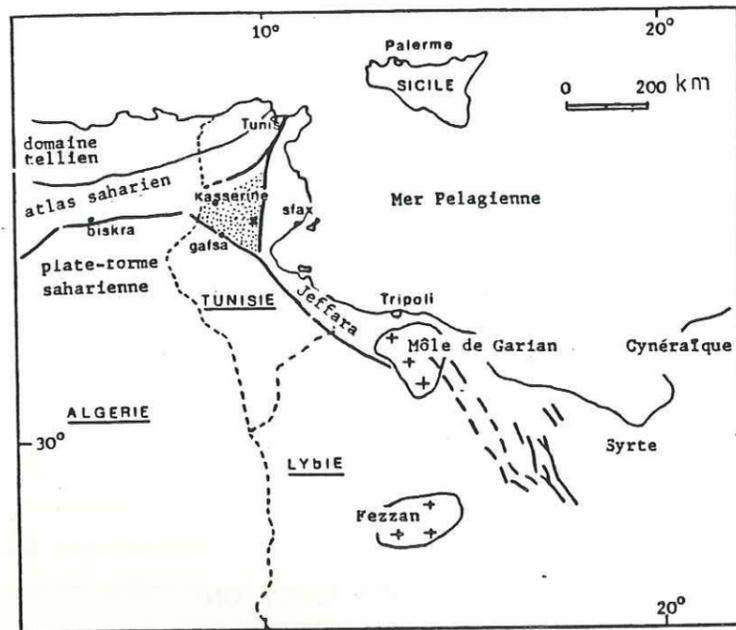
1 - L'évolution paléogéographique

Au Trias moyen et supérieur, l'ensemble de la Tunisie centrale est recouvert par des lagunes salifères (Buroillet, 1984).

Au Lias, s'installe une sédimentation carbonatée de plate-forme. Au cours du Jurassique, on assiste à un approfondissement des milieux de dépôts. Toutefois, à l'Est de l'axe N-S, les séries semblent moins profondes, plus dolomitiques et moins épaisses (Buroillet, 1956, 1984).

Au Crétacé inférieur, on assiste à l'installation d'un vaste dispositif deltaïque véhiculant les produits d'érosion d'origine saharienne (Néocomien). Avec le Barrémien et l'Aptien, et jusqu'au Crétacé terminal s'installe une sédimentation carbonatée de plate-forme rythmée par une succession de transgressions (Aptien-Albien supérieur, Sénonien) et de régressions (fin Aptien, fin Cénomanién) (Buroillet, 1956; Boltenhagen, 1981; M'Rabet, 1981).

Au cours du Crétacé, on observe la quasi-permanence d'un domaine stable et résistant souvent émergé: le haut-fond de Tunisie centrale (Buroillet, 1956; Marie et al, 1984). Au Crétacé inférieur, il est accentué à l'Est de l'axe N-S: c'est l'île de Kairouan (Buroillet, 1956; M'Rabet, 1981).



Localisation de la Tunisie centrale atlasique

Fig. 1 Localisation géographique de la Tunisie centrale dans le cadre nord-africain.

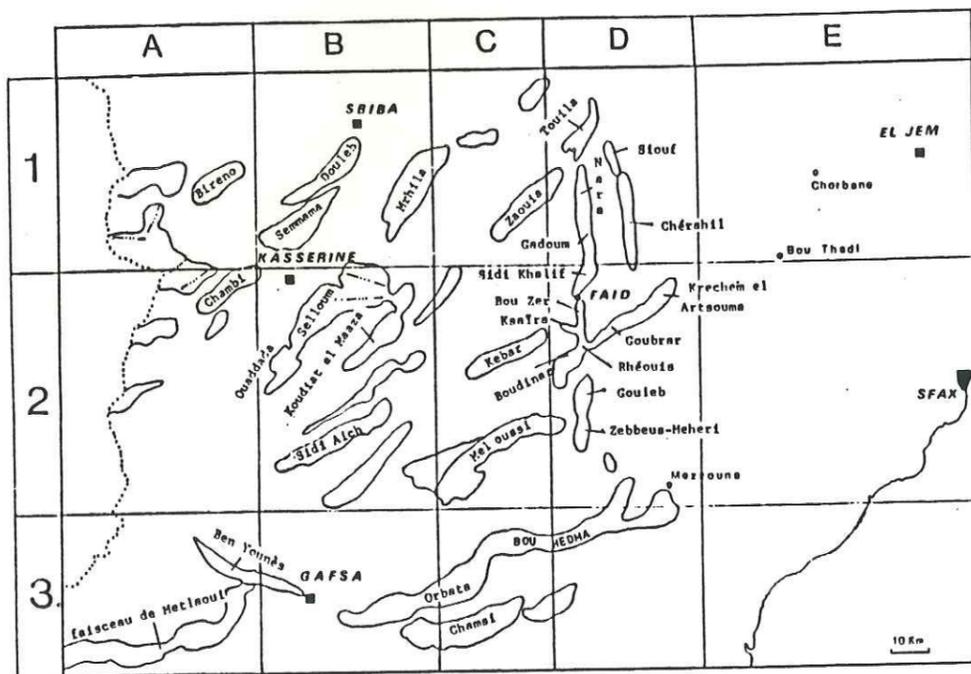


Fig. 2 Localisation des principaux chaînons de Tunisie centrale.

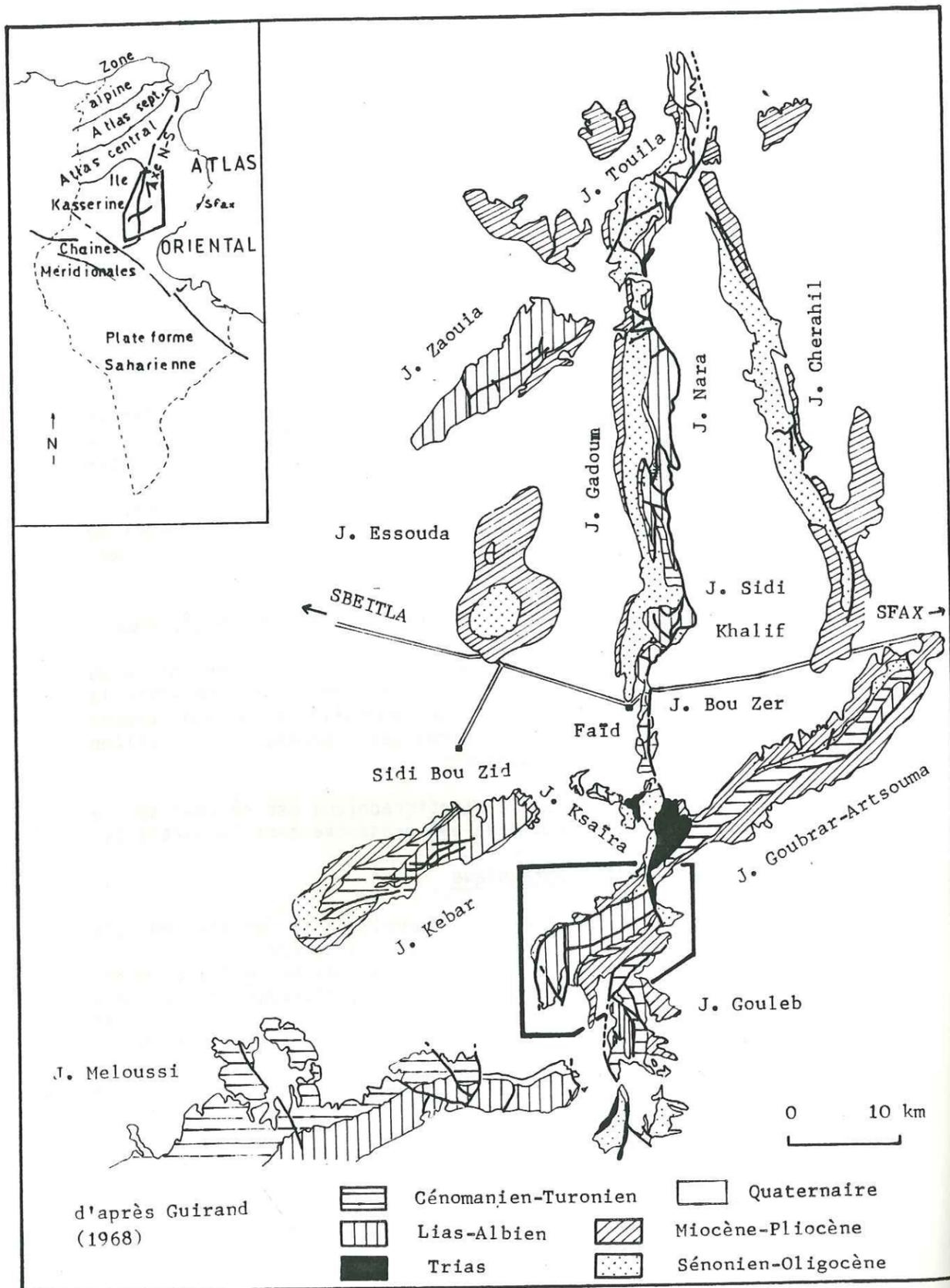


Fig. 3 Localisation du secteur étudié d'après la carte géologique (au 1/ 200 000) de l'Axe Nord-Sud.

Au Sénonien, les terres émergées sont plus étendues, elles forment l'île de Kasserine (Buroillet, 1956; Marie et al, 1984).

Au cours du Tertiaire, l'île de Kasserine demeure en partie émergée. Elle est épisodiquement affectée par des invasions marines à l'Eocène supérieur et au Miocène inférieur-moyen (Buroillet, 1956; Hooyberghs, 1973; Bonnefous, 1982).

2 - Le cadre structural (fig.5)

La Tunisie centrale atlasique constitue avec la plate-forme pélagienne un bloc individualisé dès le Lias (Dercourt, 1985). Il est séparé du sillon tunisien au Nord par la grande flexure NE-SW de Zaghouan et du craton saharien au Sud par la faille sud-atlasique de Gafsa (NW-SE à WNW-ESE).

Au sein de ce bloc, la Tunisie centrale est séparée du Sahel et de la plate-forme pélagienne par l'axe N-S. Celui-ci est actuellement représenté par un alignement d'anticlinaux chevauchants vers l'Est. L'axe nord-sud correspond à un alignement de hauts-fonds pérennes depuis le Crétacé inférieur (Buroillet, 1956; Gourmelen, 1984; Ouali, 1984).

Il est probablement localisé au droit d'un couloir de fractures subméridien du socle, analogue à ceux qui affectent le massif du Hoggar (Buroillet 1981; Ouali, 1985). De part et d'autre de ce couloir, il y a opposition entre la Tunisie centrale plus subsidente au Secondaire, mais soulevée à partir du Crétacé terminal et la région orientale plus stable durant le Mésozoïque, mais affectée d'une subsidence croissante au cours du Cénozoïque (Ellouz, 1984).

La Tunisie centro-orientale et la plate-forme pélagienne sont affectées par un faisceau de failles plurikilométriques orientées NW-SE à NNW-SSE. Elles sont représentées par les failles de Gafsa, Kasserine et Sbiba-Kalaa Djerda (Boltenhagen, 1981). Leur origine est orientale puisqu'elles participent à l'effondrement du golfe de Syrte (Crétacé: Ziegler, 1978) et à celui du détroit siculo-tunisien (Pliocène: Mascle, 1983), tandis qu'elles disparaissent en direction de l'Algérie.

La Tunisie centrale et, plus modérément, la plate-forme pélagienne sont affectées par la direction atlasique NE-SW. Elle correspond à l'orientation des plis actuels, mais aussi à celle de structures majeures (failles, flexures) Méso-Cénozoïques. Cette direction caractérise l'Atlas tunisien situé dans le prolongement actuel des domaines paléogéographiques et structuraux atlasiques algériens.

La Tunisie centrale constitue ainsi un carrefour structural à l'intersection de trois directions majeures: N-S; NE-SW; NW-SE.

3 - Evolution de la déformation (fig.6)

L'évolution structurale de la Tunisie centrale est dominée du Trias au Crétacé supérieur par une déformation distensive, puis au cours du Cénozoïque par une succession d'extensions et de compressions.

- A quelques rares exceptions près, du Trias supérieur à

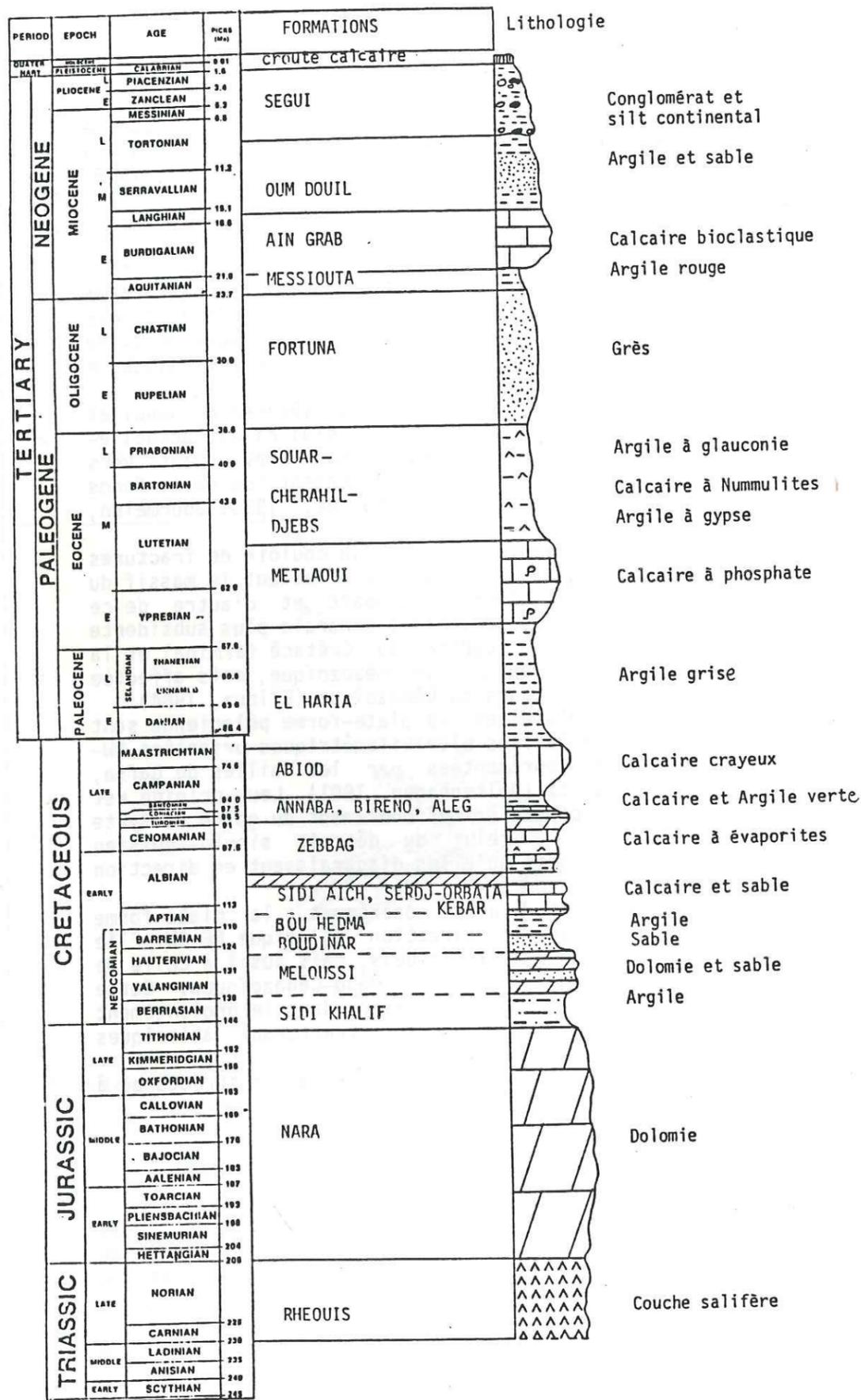


Fig. 4 Synthèse de la série stratigraphique de Tunisie centrale.

L'Aptien supérieur, une extension N-S domine (Khebbi, 1978; Gourmelen, 1984; Ouali, 1984). Elle est caractérisée par des lignes isopiques et des structures majeures latitudinales et parallèles à la bordure nord du craton saharien (Marie et al, 1984). L'Aptien est marqué par une crise majeure de l'halocinèse amorcée dès le Jurassique (Burolet, 1956; Gourmelen, 1984).

- A partir de l'Albien supérieur et jusqu'au Turonien s'installe une nouvelle extension orientée NE-SW. Elle est liée à la distension qui affecte la Mer Pélagienne et le Sahel. C'est à cette époque que fonctionnent les failles NW-SE de Gafsa, Kasserine et Sbiba (Boltenhagen, 1981).

- Durant le Crétacé terminal et jusqu'à l'Eocène inférieur, on assiste à l'amplification de l'halocinèse et à une inversion des mouvements verticaux délimités par l'axe N-S.

* L'halocinèse se traduit par des bombements initiaux ("pillow stage") et localement par des intrusions diapiriques auxquelles sont associées des dépressions périphériques secondaires très subsidentes (Ellouz, 1984).

* Au Sénonien, une flexuration de la couverture au droit de l'axe N-S est associée à l'effondrement de l'ensemble Sahel-Mer Pélagienne et au soulèvement de la Tunisie atlasique.

- Durant le Crétacé terminal et jusqu'à l'Eocène supérieur, la déformation en Tunisie centrale se répartit en trois domaines distincts:

* La Tunisie atlasique serait le siège d'une ébauche de plissement en régime compressif (peut être amorcé au Cénomaniens, Burolet, 1982). Cette compression serait orientée NW-SE (T1), elle persisterait jusqu'à l'Eocène terminal où elle devient NNW-SSE (Letouzey 1980).

* L'axe N-S fonctionne en décrochement distensif sénestre (Ouali, 1984).

* En Tunisie orientale et en Mer Pélagienne, deux types de déformations sont observées:

- une extension orientée NE-SW provoquerait le jeu normal de failles N 120 guidant l'effondrement du golfe de Syrte sensible jusque dans le golfe de Gabès en Tunisie. Elle caractérise le Paléocène et l'Eocène inférieur (Guimari-Kanes, 1985).

- un soulèvement de rides salifères atlasiques dans le Sahel. Il est interprété comme un écho des compressions atlasiques de l'Eocène supérieur (Haller, 1983).

- L'Oligocène et l'Aquitaniens sont caractérisés par une période de distension multidirectionnelle orientée NW-SE et NE-SW. Elle est soulignée par le remplissage détritique de grabens orientés N 45-60 et N 140 (Jauzein 1967; Haller, 1983).

- Le début du Miocène (anté-burdigalien) serait marqué en Tunisie par une compression orientée ENE-WSW (Letouzey, 1980).

Le Miocène moyen serait caractérisé par une déformation distensive (Philip, 1986; Tricart et al, 1986).

- Avec le Miocène supérieur débutent les serrages atlasiques.

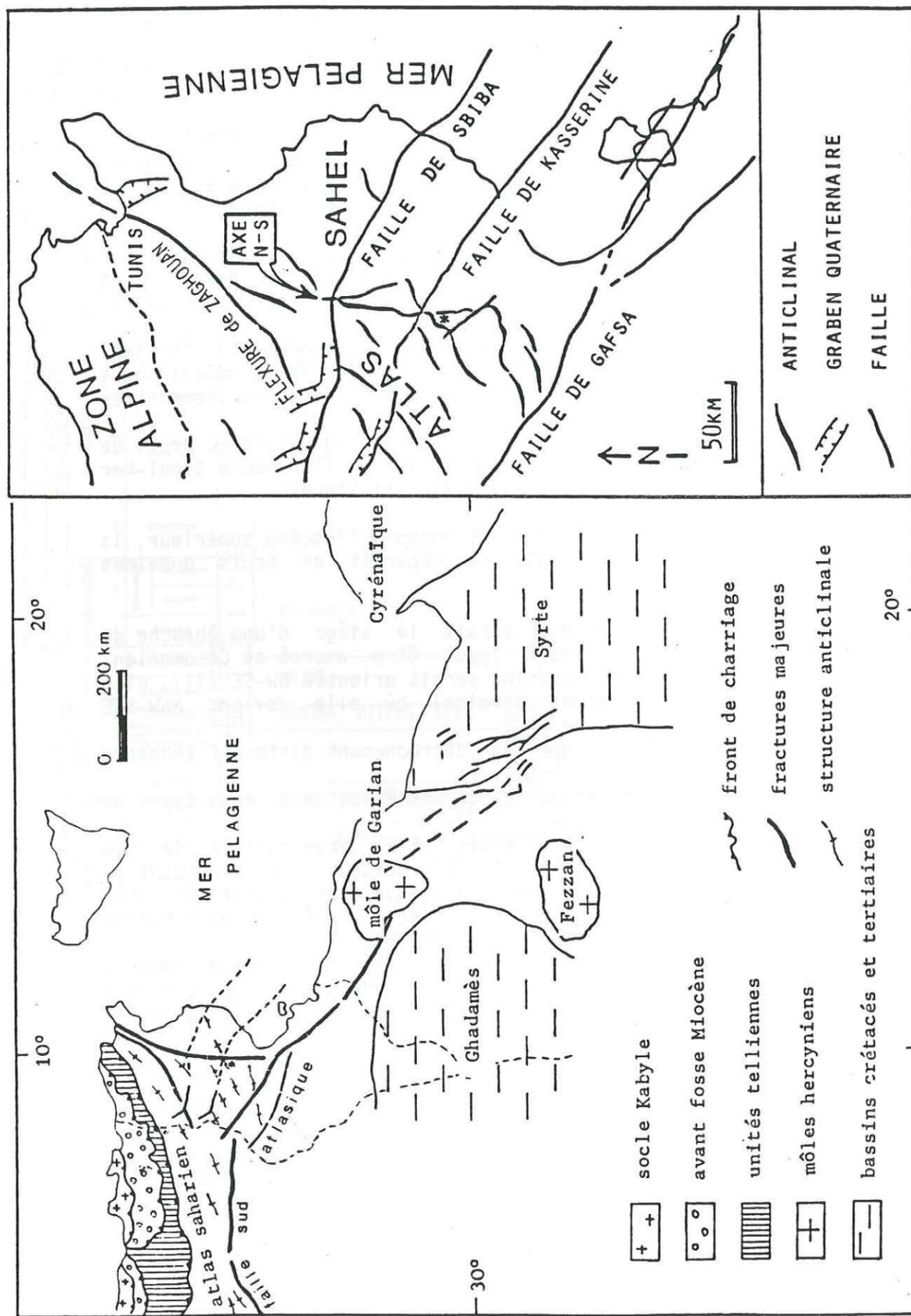


Fig. 5 Le cadre structural de la Tunisie centrale dans le cadre nord africain.

La phase majeure de plissement traduit une compression (T1) orientée N 115-120 (Buroillet, 1956; Richert, 1971; Rouvier, 1977). Elle mobilise toutes les structures préexistantes selon les directions NE-SW (majeure); N-S et NW-SE.

- Le Pliocène correspond à une période de relaxation, au cours de laquelle on observe une succession de permutations du champ de contrainte (Perthuisot, 1977; Kamoun, 1981; Delteil, 1982).

- Au Quaternaire, à la fin du Villafranchien, on assiste à une nouvelle phase de serrage atlasique orientée NW-SE qui évolue progressivement vers une direction N-S (Letouzey, 1980). C'est une des phases majeures de plissement atlasique et c'est une particularité du maghreb oriental.

4 - Le comportement de la couche salifère triasique

L'halocinèse est un trait constant de la géologie tunisienne atlasique. L'halocinèse est guidée par les structures majeures de Tunisie centrale (axe N-S; direction atlasique; failles NW-SE). Quoique quasi omniprésente, l'halocinèse ne dépasse que très localement le stade du bombement initial ("pillow stage"). Le stade d'intrusion diapirique ("diapir stage") n'est observé qu'à l'intersection des directions structurales majeures (ex: Jebel Rhéouis et Jebel Trozza). Une accentuation de l'halocinèse est sensible à l'Aptien (Buroillet 1956) et du Crétacé terminal à l'Eocène (Buroillet, 1956; Marie, 1984).

Lors des serrages atlasiques, la couverture est décollée du socle et se déforme en plis de couverture.

III - LE CONTEXTE PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL DU JEBEL BOUDINAR

Le Jebel Boudinar est situé sur le haut-fond de Tunisie centrale. Il est situé au Sud-Ouest de l'île aptienne de Kairouan et sur la bordure orientale de l'île de Kasserine au Crétacé supérieur. Enfin, il est en permanence influencé par l'axe N-S qui constitue sa limite orientale.

Le Jebel Boudinar constitue un segment d'un des axes atlasiques de Tunisie centrale, celui constitué par les Jebels Meloussi-Boudinar-Goubrar-Krechem el Artsouma et la zone positive de Chorbane du Sahel. Le Jebel Boudinar est limité à l'Est comme à l'Ouest par des failles sudmériennes respectivement l'axe N-S et la faille Essouda-Bagra. Enfin ce massif est situé au sein d'un bloc orienté NW-SE et délimité par la faille de Kasserine au Nord et la faille de Mezzouna au Sud (fig.7).

IV - PRESENTATION DU TRAVAIL

Ce travail a été effectué durant mon séjour en Tunisie, au titre de V.S.N.A. Les campagnes de terrain ont débuté en Novembre 1984 et se sont échelonnées jusqu'en Juin 1986, au gré des journées laissées libres par l'enseignement à Sfax. Toutes les analyses des échantillons (lavages, lames minces) ont été effectuées au sein du département de géologie de l'E.N.I. de Sfax.

Le choix du Jebel Boudinar s'explique par sa position structurale en Tunisie centrale. Il est situé à l'intersection de trois

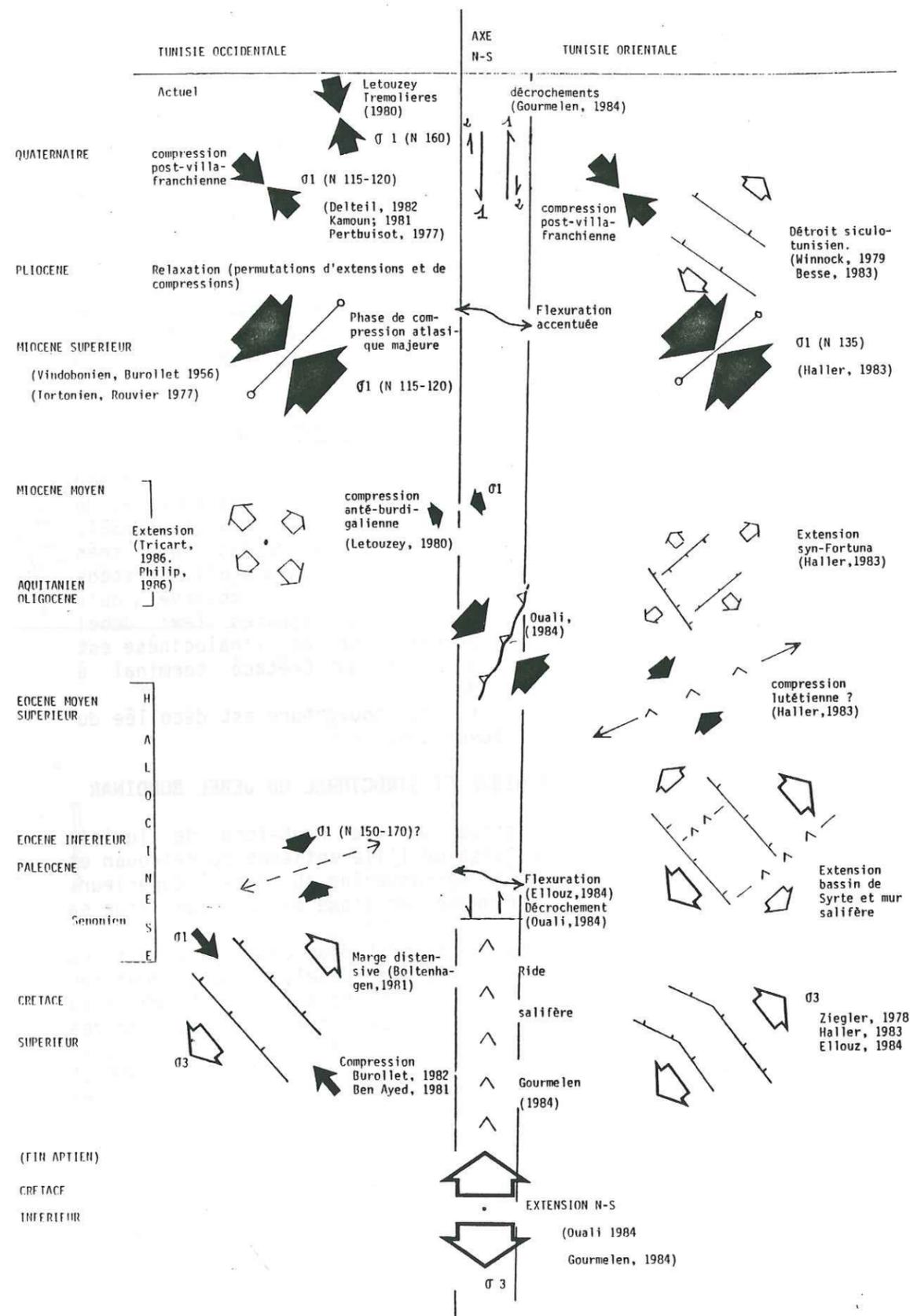


Fig. 6 L'évolution structurale de la Tunisie (synthèse des travaux antérieurs).

directions structurales majeures. Si le rôle des directions N-S et NW-SE est connu grâce aux travaux d'une part de Gourmelen (1984) Ouali (1984) et Yaïch (1984) et d'autre part de Boltenhagen (1981), Ben Ayed, Philip, Dlala, Chihi (de 1984 à 1986) et Zargouni (1981 à 1985), il n'en était pas de même pour la direction atlasique en Tunisie centrale. Seul le travail de Khessibi (1978) sur le J. Kebar, constitue une référence pour cette direction. Dans ce contexte, la finalité de notre recherche se résume en trois points:

- la caractérisation du rôle de la direction atlasique
- l'interférence structurale de cette direction avec les deux autres directions majeures
- les inversions structurales issues de la déformation polyphasée au droit de ces trois directions structurales.

Pour cela, nous avons entrepris un levé cartographique au 1/ 20 000. Celui-ci a été complété par une analyse stratigraphique détaillée suivant plusieurs coupes de chaque Formation. Enfin, un inventaire systématique des paléostrutures a permis de définir les paléochamps de contrainte successifs tout au long du Mésocène-Cénozoïque.

V - HISTORIQUE

Peu de travaux ont été publiés sur le Jebel Boudinar. Il s'agit essentiellement des études stratigraphiques et sédimentologiques de Buroillet (1956) et M'Rabet (1981). Une esquisse structurale (1/50 000) du Jebel Boudinar a été proposée par Richert (1971) lors de son étude du noeud tectonique du Jebel Rhéouis.

La carte au 1/200 000 de Guirand (1968) constitue le seul document cartographique existant sur ce secteur.

Les données relatives au contexte tunisien ont été puisées au sein des travaux de Abbès (1983), Bouaziz (1986), Boukkadi (1985), Buroillet (1956), Castany (1951), Ellouz (1984), Gourmelen (1984), Marie (1984), Ouali (1984), Yaïch (1984).

LES ENSEMBLES STRUCTURAUX DU JEBEL BOUDINAR

Le chaînon se subdivise en un anticlinal représenté par les Jebels Boudinar (s.s), Segdal, Bagra et un synclinal situé au SE et constitué par la combe méridionale du Jebel Boudinar et les crêtes du Jebel Lhassem.

Le pli anticlinal-synclinal est de direction atlasique, ici ENE-WSW. Il est limité aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest par des linéaments subméridiens, respectivement l'axe N-S et la faille Essouda-Bagra. Enfin au Sud, le couloir décrochant N 60 du Khanguet Er Rehana affecte le flanc sud du synclinal le séparant ainsi de l'anticlinal orienté N-S du Jebel Gouleb, (fig.3).

I - GEOMETRIE DU PLI

1 - L'anticlinal (Jebels Boudinar, Segdal, Bagra)

Il est ouvert à l'Est où il s'interrompt brusquement contre l'axe N-S, le Jebel Bagra constitue la terminaison périanticlinale.

L'axe du pli présente une allure sigmoïde, coincé entre l'axe N-S et la faille Essouda-Bagra. En effet, la direction axiale évolue d'Est en Ouest de N 45-50 à N 65 au Jebel Boudinar (s.s.), puis à N 80 au Jebel Segdal et enfin à N 165 au Jebel Bagra.

La ligne de crêtes du pli présente une succession de culminations et d'ensellements. Le Jebel Boudinar (s.s.) est surtout caractérisé par la culmination de son noyau central constitué par les assises du Crétacé inférieur. A l'Ouest, au Jebel Segdal, les séries apto-cénomaniennes forment une voûte centrale subtabulaire. Le Jebel Segdal est relié au Jebel Bagra par une culmination, liée à la torsion du pli.

Directions, ensellements et culminations axiales illustrent la nature polyphasée des déformations qui sont à l'origine de cette structure, qui traduit un contrôle structural profond. Les observations nous ont conduit à subdiviser l'anticlinal du Jebel Boudinar en trois unités distinctes.

1.1 - Le Jebel Boudinar s.s

Ce secteur est limité à l'Est par l'axe N-S et à l'Ouest par la piste chamelière N-S de l'oued Defla.

L'anticlinal est subcylindrique et déjeté vers le SE, son axe orienté N 45-60 plonge de 10° à 20° vers le SW. La voûte de l'anticlinal est chevauchante sur le flanc sud par l'intermédiaire d'un accident longitudinal (faille Sud-Segdal).

L'intersection de l'anticlinal avec l'axe N-S se traduit par une zone fortement comprimée où l'anticlinal est affecté d'un repli synclinal d'axe N 44-70 SW. Ces structures sont délimitées par des failles obliques et longitudinales à jeux décrochant et/ou chevauchant, remobilisant localement le matériel triasique.

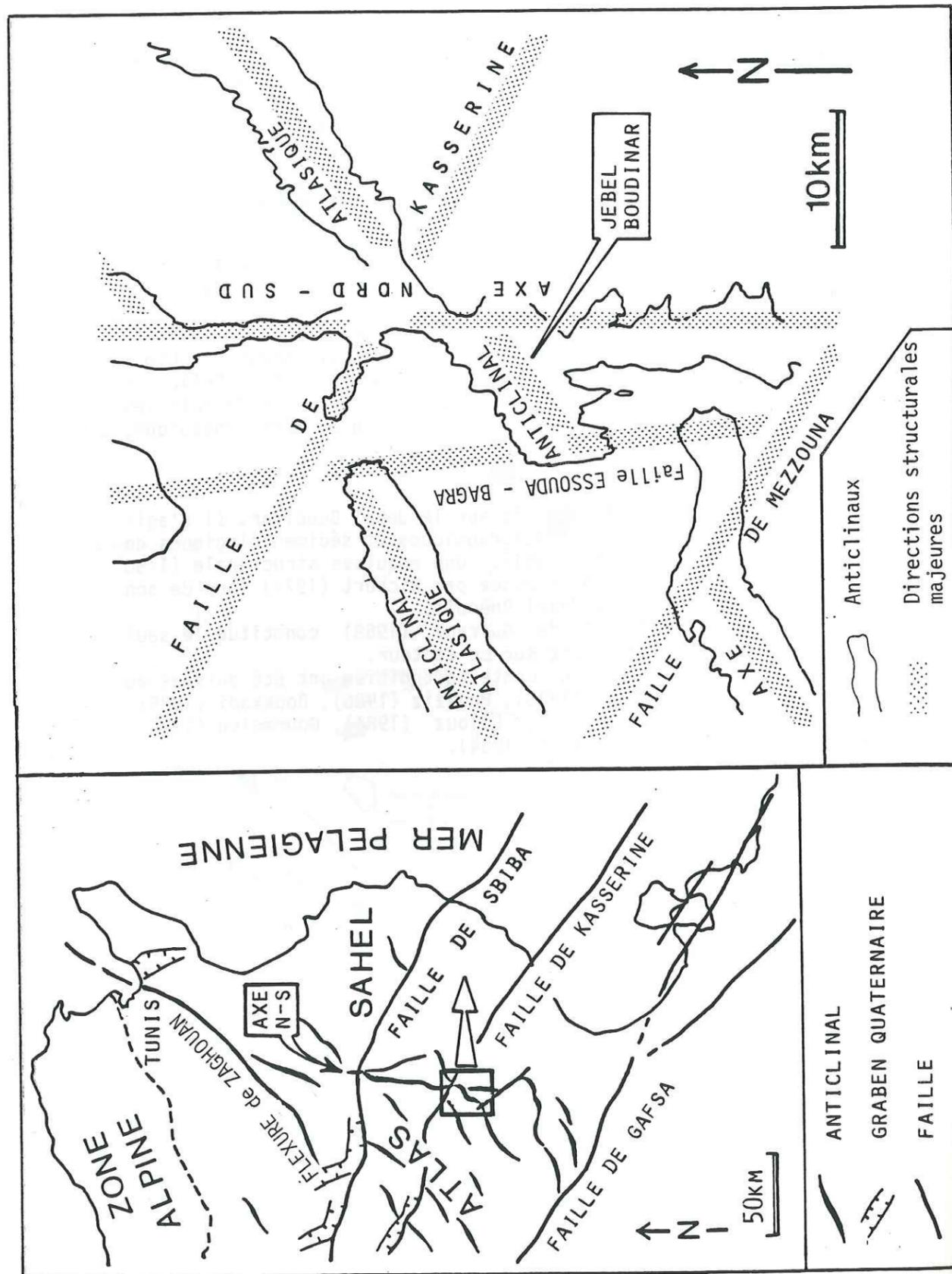


Fig. 7 Le cadre structural du Jebel Boudinar.

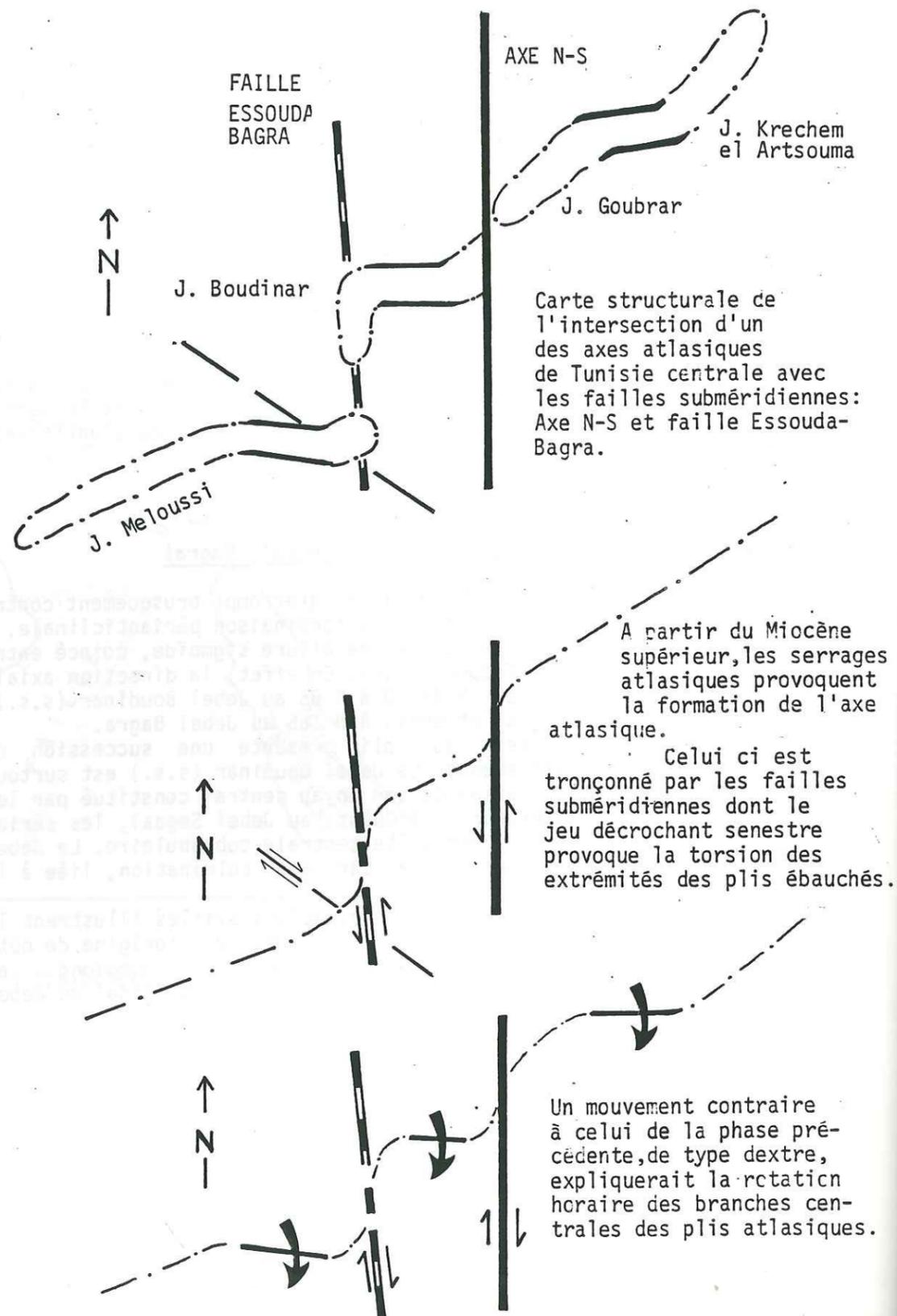


Fig. 8 : Les relations structurales entre l'axe atlasique de Tunisie centrale et les directions submériennes : Axe N-S et faille Essouda-Bagra. Image satellite (1/500 000) interprétée.

1.2 - Le Jebel Segdal

Il correspond au secteur délimité par l'oued Defla à l'Est et la piste chamelière du Khanguet Bagra à l'Ouest.

L'anticlinal est dissymétrique et présente ici un style coffré voire éjectif. Le flanc sud (Jebel Ouachi) est peu déformé et présente des pendages réguliers (50° Sud). La voûte centrale est limitée au Sud par la faille sud Segdal N 80. Le flanc nord à pendage plus accentué (70° Nord) est jalonné, lui aussi, de failles longitudinales à jeux normal puis chevauchant.

1.3 - Le Jebel Bagra

Il est représenté par une zone de reliefs localisés à l'Est du Khanguet Bagra. Il constitue une terminaison périanticlinale régulière d'axe submérien et plongeant de 15° vers le Sud. Le flanc oriental est compartimenté par des failles longitudinales à jeu normal.

2 - Le synclinal (Jebels Boudinar et Lhassem)

Il forme une large gouttière qui présente également un axe sigmoïde selon des directions analogues à celles de l'anticlinal. A l'inverse de l'anticlinal, l'axe de la branche principale, de direction atlasique, plonge vers l'Est.

II - LES FAILLES LIMITOPHES DU PLI ATLASIQUE

Ce sont des failles cartographiques directionnelles et caractérisées par plusieurs jeux.

1 - L'axe N-S et la faille Essouda-Bagra

Ces failles sont de direction submérienne. Elles limitent de part et d'autre le pli du Jebel Boudinar. Ces failles sont responsables d'une torsion sénestre des deux extrémités du pli. Celle-ci résulte d'un jeu décrochant sénestre des failles submériennes. La rotation horaire de la branche centrale (Jebel Segdal) du pli résulterait soit d'un jeu décrochant sénestre de la direction NW-SE, soit d'un mouvement de type dextre le long des failles submériennes (fig.8).

2 - Le couloir décrochant du Khanguet Er Rehana

De direction N 60° , il tronque le flanc sud du synclinal. De nombreuses structures associées attestent d'un jeu principalement dextre, mais polyphasé dans le détail.

III - CONCLUSION

Le Jebel Boudinar s.l. présente fondamentalement une direction atlasique. Il est constitué par un couple anticlinal-synclinal. Les axes sigmoïdes résultent de la torsion sénestre du pli entre deux failles subméridiennes à jeu décrochant sénestre.

Le Jebel Boudinar est affecté par une intense fracturation longitudinale. Celle-ci est surtout exprimée sur l'anticlinal, qui est limité au Nord comme au Sud, par deux faisceaux de failles ENE-WSW à E-W à jeu polyphasé, tant en compression qu'en distension.

Afin de reconstituer les paléodomains de sédimentation, il convient d'effectuer d'abord un dépliage des crochons extrêmes, puis de déplier les plis atlasiques eux-mêmes.

DEUXIEME PARTIE

STRATIGRAPHIE

I - INTRODUCTION

II - LITHOSTRATIGRAPHIE

III - ANALYSE SEQUENTIELLE

IV - CONCLUSION

Fig. 9 CORRÉLATION DES UNITÉS STRATIGRAPHIQUES EN TUNISIE CENTRALE (Buroillet, 1956)

UNITÉS LITHO-STRATIGRAPHIQUES			UNITÉS BIO-STRATIGRAPHIQUES	UNITÉS CHRONO-STRATIGRAPHIQUES		
Plateforme néritique	Zone de transition	Bassin marin	Zones	Etages	N° réf. à Buroillet	Système
Alluvions couches rouges	et éboulis rouges	Faluns et dunes				PLÉISTOCÈNE
SEGUI et Mio-Pliocène continental	Mio-Pliocène continental	Grès de PORTO-PARINA, Argiles de RAF-RAF		Villafranchien	34	PLIOCÈNE
	OUED BEL KREBIM			Astien Pliocène		
	A. GRAB	KECHABTA HAKIMA	OUM-DOUIL AIN-GRAB HAKIMA	"Pontien"	33	MIOCÈNE
	SOUAR	FORTUNA	FORTUNA	Vindobonien	35	
				Burdigalien	32	
DJEBS	SOUAR	SOUAR	Lépidocyclines	Aquitainien	31	OLIGOCÈNE
					30	
METLAOUI	METLAOUI	METLAOUI	Hankénines	Priabonien	29	EOCÈNE
				Lutétien sup.	28	
EL HARIA	EL HARIA	EL HARIA	ZONE "M"	Lutétien inf. Yprésien	27	PALÉOCÈNE
				Thénacien	26	
ABIOD	ABIOD	ABIOD	<i>Truncorotalia</i> et <i>Globorotalia membranacea</i> <i>Calceites reticulosus</i>	Montien Danien	25	SUPERIEUR CRÉTACÉ
			<i>Globotruncana ventricosa</i>	Maestrichtien	24	
ALEG	ALEG	ALEG	<i>Globotruncana schneegansi</i>	Campanien	23	
			<i>Globotruncana schneegansi</i>	Santonien	22	
ZEBBAG	FAHDENE	FAHDENE	<i>Globotruncana schneegansi</i>	Coniacien	21	SUPERIEUR
			<i>Globotruncana schneegansi</i>	Turonien	20	
ORBATA GAFSA S. AICH BOU-HEDMA BOUDINAR MELOUSSI	SERDJ BOUDINAR MELOUSSI	SIDI KRALIF	<i>Rotalipora</i>	Cénomannien	19	INFÉRIEUR
			<i>Rotalipora</i>	Albien	18	
SIDI-KRALIF	SIDI-KRALIF	SIDI-KRALIF	<i>Thalmaninella</i> <i>Picinella</i>	Aptien	17	INFÉRIEUR
			<i>Orbitolines</i>	Barrémien	16	
			<i>Orbitolines</i>	Hauterivien Valanginien	15	
			<i>Orbitolines</i>	Berriacien Tithonique	14	
NARA	NARA	Equivalent argileux de la Formation NARA	<i>Calpionelles</i>	Kimméridgien	13	JURASSIQUE
				Séquanien	12	SUPERIEUR
				Argovien	11	
				Callovo-Divésien	10	JUR. MOYEN
				Bathonien-Bajocien	9	
Couches du RHEOUI					8	LIAS
					7	LIAS
					6	
					5-4	LIAS
					3	
					2	TRIAS

PARTIE 2
STRATIGRAPHIE

I - INTRODUCTION

L'étude de P.F. Buroillet (1956) a constitué la première synthèse des unités lithostratigraphiques (Formations) de Tunisie centra-le. Les calages bio et chronostratigraphiques alors proposés, sont encore partiellement utilisés (fig.9).

Les études stratigraphiques détaillées de certains intervalles (fig.10) ont permis de préciser, voire de modifier les âges proposés pour les différentes Formations. Toutefois, dans de nombreuses localités, et en l'absence de datations précises, les corrélations lithostratigraphiques sont encore utilisées. Celles-ci peuvent être affinées grâce à l'analyse séquentielle qui permet de corrèler des discontinuités majeures délimitant des évolutions sédimentologiques compatibles (exemple : Aptien, MRabet, 1981).

Les synthèses (Buroillet, 1956 ; Fournié, 1978 ; Marie et al., 1984) ont conduit à l'établissement de cartes paléogéographiques. Celles ci résument à l'échelle de toute la Tunisie, les corrélations entre les différentes Formations. Les échelles biostratigraphiques ainsi utilisées constituent un outil indispensable pour les études de détail.

II - LITHOSTRATIGRAPHIE

La présente partie concernera la description des différentes unités lithostratigraphiques (= Formations). Dans un premier temps, nous rappellerons l'état des connaissances actuelles, en insistant sur l'imprécision des datations. La description des Formations rencontrées au J. Boudinar, permettra ensuite de présenter les particularités sédimentologiques et biostratigraphiques de ce secteur.

1 - Le Trias : La Formation Rhéouis

1.1 - En Tunisie centrale (d'après les auteurs) :

Lithologie : la Formation Rhéouis a été définie au Jebel Rhéouis (D.2; fig.2) par Buroillet, 1956. C'est un ensemble évaporitique constitué par des gypses, renfermant quelques intercalations de silts et de niveaux carbonatés fossilifères et épais de 1660m (fig.11).

Milieu de dépôt : Selon Buroillet (1956), la Formation Rhéouis résulte d'une sédimentation en milieu hypersalin dans des conditions subsidentes de plate-forme instable interrompue par des épisodes transgressifs ou par des apports terrigènes ou lacustres (fig.12).

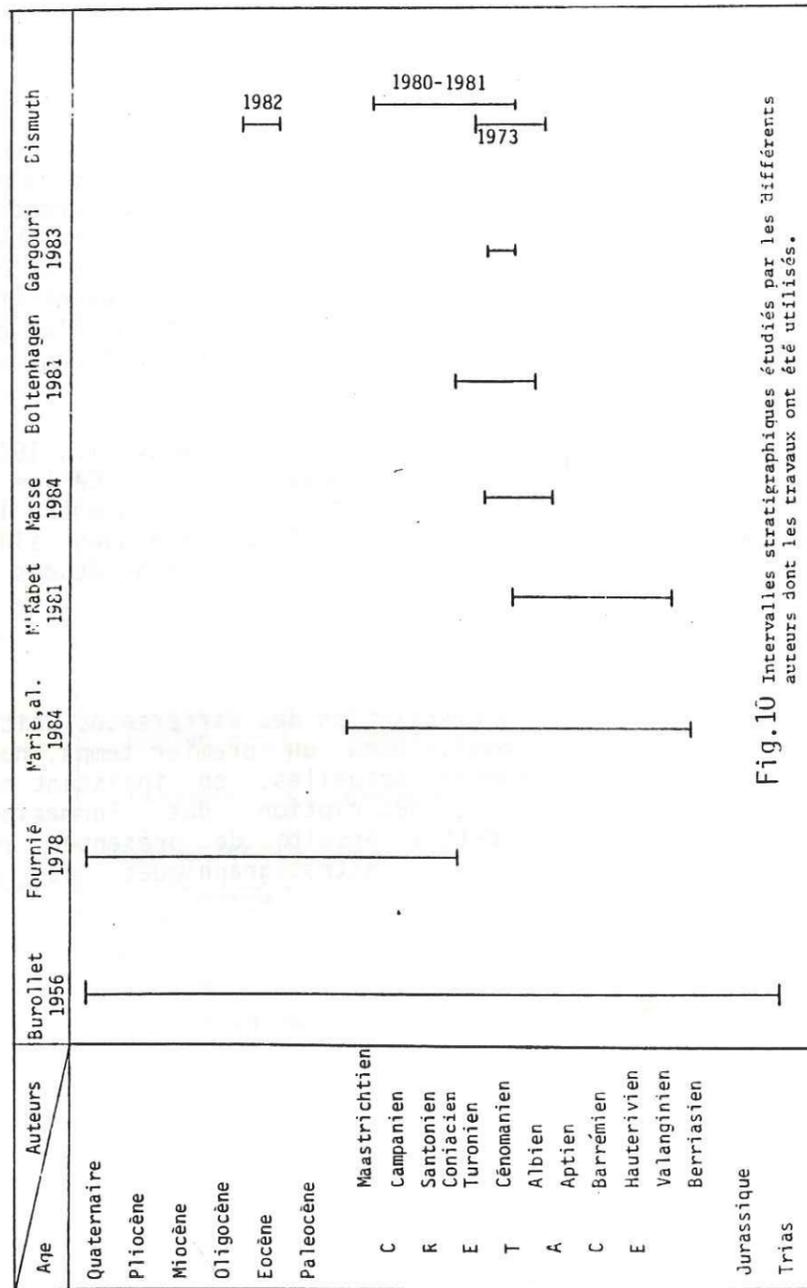


Fig. 10 Intervalles stratigraphiques étudiés par les différents auteurs dont les travaux ont été utilisés.

Age : les niveaux carbonatés (Tr. 5 de Burollet, fig.11) ont livré une faune de bivalves et brachiopodes, présentant des caractères communs avec celle des calcaires de Sidi Toui (Sud Tunisien) datés du Muschelkalk par *Myophora goldfussi*.

1.2 - Dans le secteur analysé lors de cette étude : la coupe du J. Boudinar

Localisation : les terrains triasique affleurent dans la partie orientale du Jebel Boudinar. La Formation Rhéouis y apparaît au sein des amygdales de décrochement du Khanguet Boudinar, cette Formation constitue aussi le pointement diapirique du Ksar Boudinar.

Lithologie : seuls les faciès gypseux à intercalations de bancs dolomitiques noirs ainsi que les argiles rouges du Trias supérieur ont été reconnus.

2 - Le Jurassique : La Formation NARA (Lias-Tithonique inférieur)

2.1 - En Tunisie centrale :

Lithologie : la Formation Nara a été définie au J. Nara (D.1, fig.2) par Dumont (1936); Burollet, (1954). Elle est constituée de deux niveaux de calcaire massif gris à patine claire, très fréquemment dolomitisé secondairement. Ces deux niveaux sont séparés par un ensemble de lits calcaires à joints marneux.

Milieu de dépôt : la Formation Nara peut être subdivisée en trois séquences (Soussi, 1986).

- la séquence inférieure se serait déposée dans des milieux subtidal à inter-supratidal.

- la séquence intermédiaire se serait déposée dans des milieux calmes et relativement profonds (Ammonites, Belemnites, Brachiopodes).

- la séquence supérieure se serait déposée dans des milieux pelagiques (Ammonites, Crinoïdes, rares Radiolaires).

Age : Au J. Nara, la base de la Formation Nara est datée du Lias pro parte. Les alternances de la partie moyenne ont livré une faune du Toarcien à Bathonien (Soussi, 1986). Le sommet de la coupe est daté du Callovien à Tithonique inférieur (Soussi, 1986).

2.2 - Au Jebel Boudinar :

Localisation : la Formation Nara affleure uniquement dans le compartiment oriental du décrochement N 170 du Khanguet Boudinar.

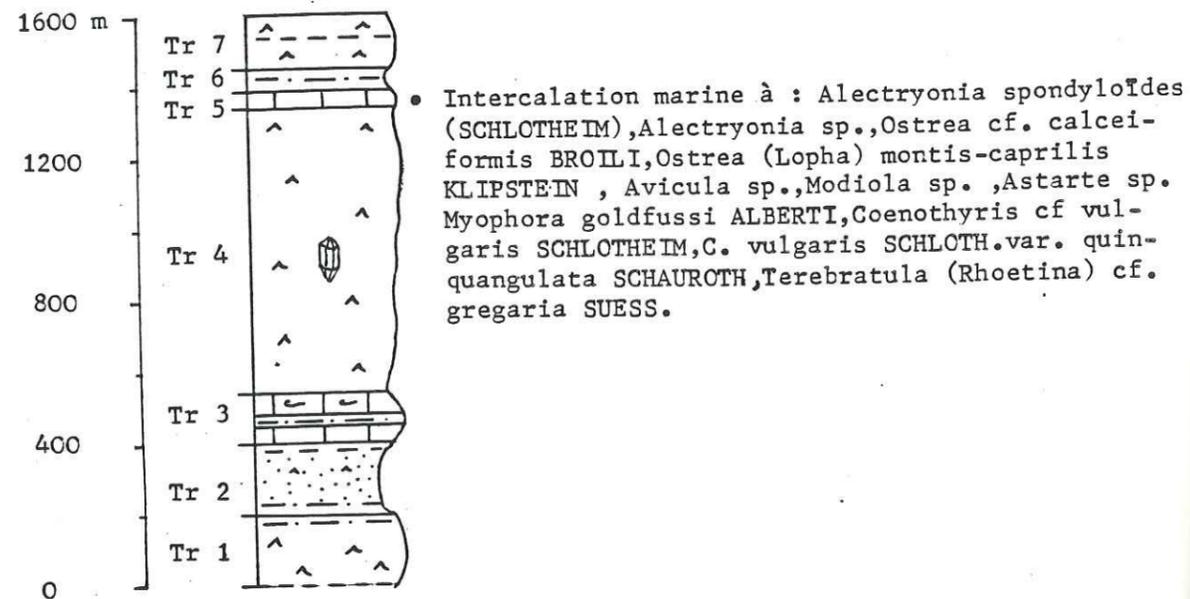


Fig. 11 Le Trias du Jebel Rhéouis (d'après Burollet, 1956).

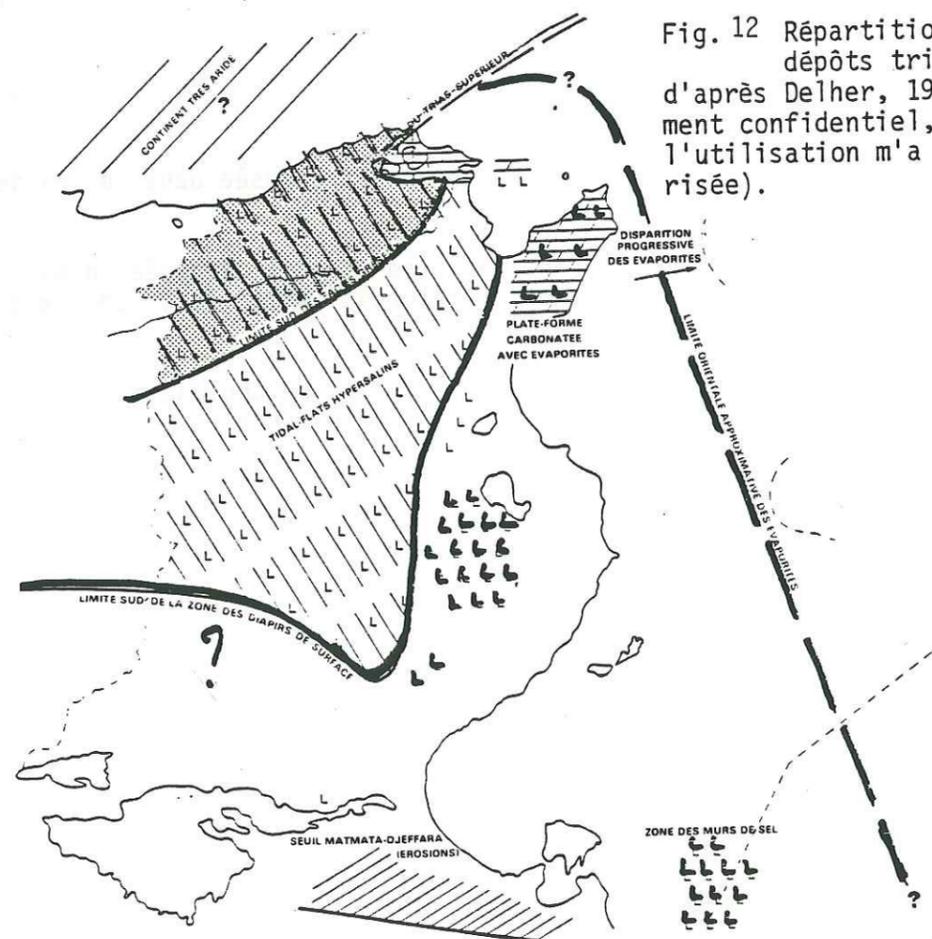


Fig. 12 Répartition des dépôts triasiques d'après Delher, 1986 (document confidentiel, dont l'utilisation m'a été autorisée).

Lithologie : C'est une corniche dolomitique massive, grise et épaisse (170m). Nous l'attribuons au terme supérieur de la Formation Nara (Kimméridgien-Tithonique inférieur, Burollet, 1956), puisqu'elle est immédiatement surmontée par la Formation Sidi Khalif.

3 - Le Crétacé inférieur : Les Formations Sidi Khalif, Meloussi, Boudinar, Bou Hedma, Orbata.

3.1 - Le Tithonique-Valanginien inférieur : la Formation Sidi Khalif

3.1.1 - En Tunisie centrale :

Lithologie : Cette Formation présente la coupe la plus complète au Sud de Faïd (D.2 ; fig.2). Son épaisseur est et de 540m. Il s'agit d'une série d'argiles et de marnes grises foncées ou noires, à patine verte ou bleutée, souvent fissiles. Elle contient de nombreuses intercalations calcaires et gréseuses (Burollet, 1956).

Milieu de dépôt : Dans la partie inférieure, la faune riche en Ammonites associées à des Calpionelles, témoigne d'un milieu pélagique. L'évolution vers le sommet de la Formation est accompagnée d'un enrichissement en faune benthique, puis d'arrivées détritiques progradantes (à kaolinite notamment) de plus en plus importantes vers le sommet (MRabet, 1984). Selon ce même auteur, la Formation Sidi Khalif représente des dépôts prodeltaïques en domaine de plate-forme externe (fig.13).

Age : Les Ammonites, Calpionelles et les Ostracodes indiquent un âge allant du Tithonique supérieur au sommet du Berriasien (Busnardo et al., 1976). La limite supérieure de la Formation Sidi Khalif est diachrone à l'échelle de la Tunisie centrale (fig.14).

3.1.2 - La coupe du Jebel Boudinar :

Localisation : Au coeur de l'anticlinal du Boudinar, mais à l'Ouest du Khanguet Boudinar, les argiles de la Formation Sidi Khalif sont épaisses de 200m (fig.15). La base de cette Formation n'est pas visible, car les couches ont été rebroussées par l'intrusion du matériel triasique.

Lithologie - Milieu de dépôt : la coupe décrite par Burollet (1956) montre une évolution depuis des faciès pélagiques vers des termes de plate-forme externe (talus) à Epistomina-Textularia sp (fig.15).

Age : La faune (Bivalves, foraminifères, ammonites) récoltée ici par Burollet (1956) est tithonique ou berriasienne. Depuis, Busnardo (1976) l'attribue au Berriasien moyen.

AGE	S.	FORMATIONS	N.
Barrémien		BOU HEDMA	
Hauterivien		BOUDINAR	
Valanginien		MELOUSSI	
Berriasien		SIDI KHALIF	
Tithonique		NARA	

Fig. 14 : Diachronisme des Formations Sidi Khalif , Meloussi , Boudinar ,
en Tunisie centrale (d'après MRabet, 1981).

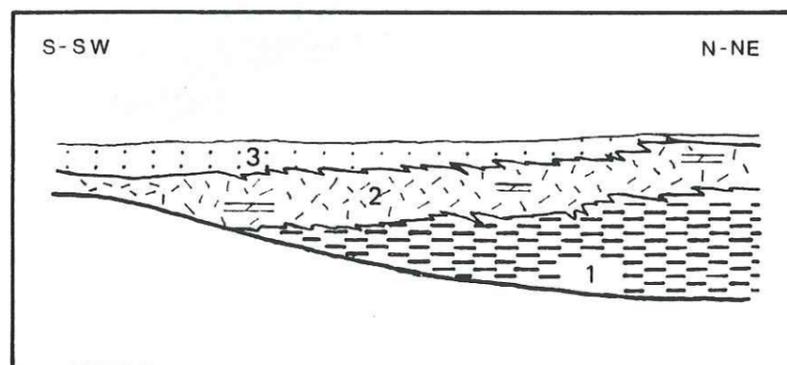


Fig. 13 : Succession verticale des environnements deltaïques
du Crétacé inférieur (d'après MRabet, 1981).

- 1 . F. Sidi Khalif : faciès prodeltaïques
- 2 . F. Meloussi : plate-forme deltaïque à épisodes carbonatés
- 3 . F. Boudinar : plaine fluviale

3.2 - Du Valanginien à l'Hauterivien : la Formation Meloussi

3.2.1 - En Tunisie centrale :

Lithologie : cette Formation a été définie au J. Meloussi (C.2; fig.2). Son épaisseur y est de 500m. Ce sont des sables blancs généralement fins et mal cimentés, alternant avec des dolomies (ou calcaires dolomitiques) brunes ou rouges, des calcaires organogènes jaunes, des quartzites ou grès durs bruns et des argiles vertes ou beiges (Buroillet, 1956).

Milieu de dépôt : une étude sédimentologique à l'échelle de la Tunisie centrale (MRabet, 1981) a conclu à une organisation en barres et chenaux, de type embouchure deltaïque au sein d'un milieu infralittoral (fig.13).

Age : cette Formation a souvent été datée par encadrement. Les limites de la Formation Meloussi sont diachrones. Dans la région des Chotts sud tunisien, la limite inférieure est située au sein du Tithonique. Tandis que vers le Nord, elle correspond au passage du Berriasien au Valanginien (fig.14). Dans la région de Gafsa, la limite supérieure est indéterminée. Plus au nord (J. Chambi, Mhrila), l'étude de la microfaune présentée par MRabet (1981) conclut à un âge probable Hauterivien-Barrémien basal.

3.2.2 - Coupe du Jebel Boudinar :

Localisation : la Formation Meloussi constitue la voûte anticlinale du J. Boudinar (fig.15).

Description : Outre les aspects pétrographiques décrits par Buroillet, nous avons observé la succession de séquences argilo-carbonatées à la base, puis sablo-carbonatées vers le sommet. Les argiles jaunes verdâtres alternant avec les dolomies rouges, sont progressivement remplacées par un sable moyen gris-blanc à stratifications obliques. La stratocroissance de ces séquences traduit un enrichissement en sable, puisque les niveaux dolomitiques conservent une épaisseur identique. L'ensemble de la Formation Meloussi présente une épaisseur de 550m. Le toit de la Formation Meloussi est souligné par un hard-ground. Celui-ci est affecté de dépressions allongées et de cavités karstiques subcylindriques. Elles traduisent une érosion liée à une émergence, affectant un sédiment préolithifié. Cette induration peut avoir débutée sous une faible tranche d'eau et s'être poursuivie en milieu aérien.

Milieu de dépôt : la présence de Pélécytopes (Pectens) confirme l'influence marine. L'évolution des séquences montre :

- un taux de sédimentation plus important lié à l'arrivée de plus en plus importante de matériel détritique.
- le passage d'un milieu marin (plate-forme) à un domaine proche du rivage et où prédominent les apports détritiques (Quartz).

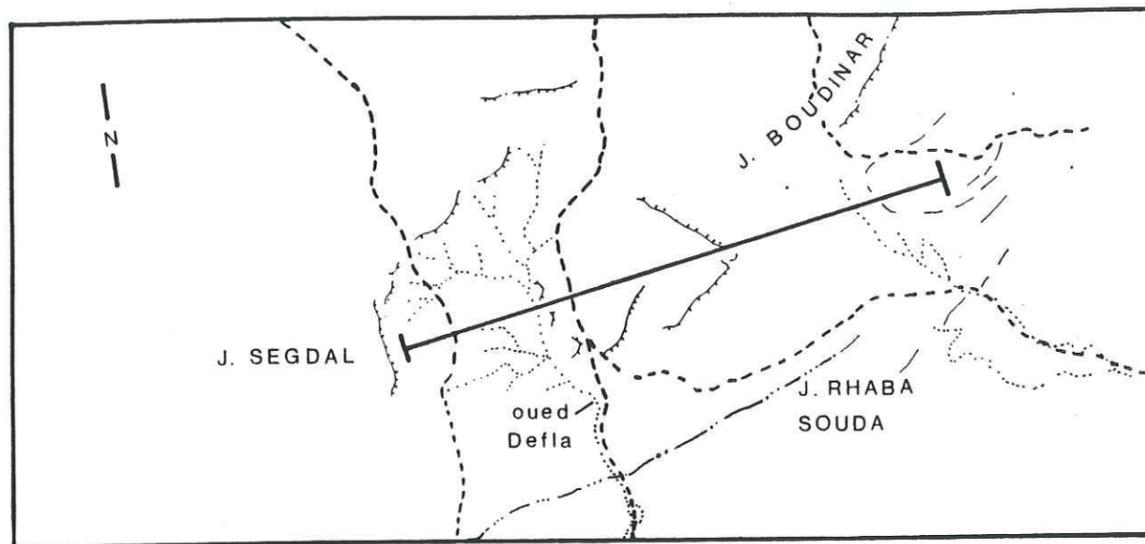
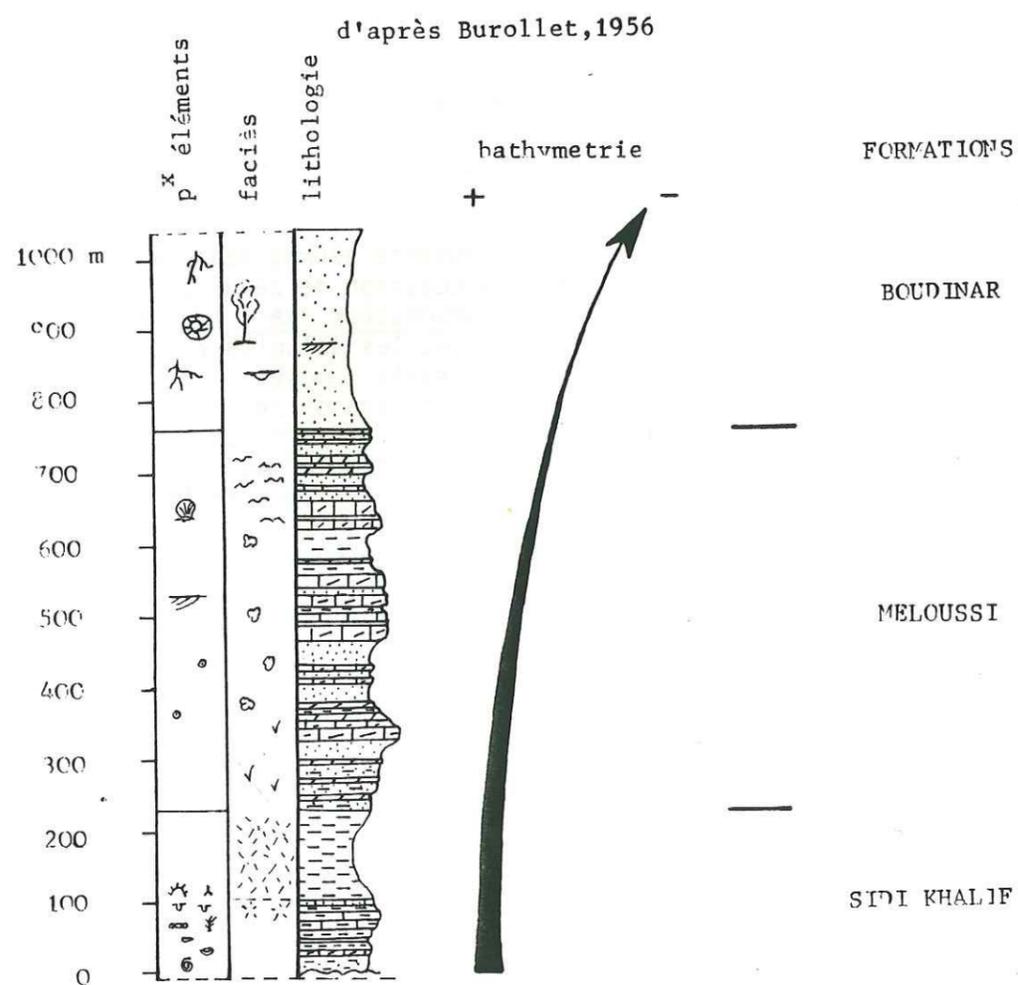


Fig. 15 Localisation et coupe du Crétacé inférieur au J. Boudinar.



3.3 - L'Hauterivien - Barrémien basal : la Formation Boudinar

3.3.1 - En Tunisie centrale :

Lithologie : la Formation Boudinar a été définie par Burollet (1956) au J. Boudinar. Il s'agit d'un sable à grains moyens ou grossiers, généralement mal classé, blanc mais parfois jaunâtre ou rose. Ce sable souvent friable, peut être consolidé et former alors des grès très durs, voire des quartzites. D'aspect massif, il présente de nombreuses stratifications confuses, souvent entrecroisées.

Milieu de dépôt : les sables de la Formation Boudinar traduisent un milieu de dépôt continental de type plaine fluviale (MRabet, 1981), (fig.13).

Age : la Formation Boudinar est diachrone à l'échelle de la Tunisie. Sa partie inférieure reste non datée. La limite supérieure non datée est attribuée à l'Hauterivien-Barrémien basal par MRabet (1981). Cette attribution repose sur la détermination de la microfaune (notamment *Chofatella decipiens*, *Ammobaculites* sp. *Campanellula capuensis*) contenue au sein d'horizons fossilifères de la Formation Bou Hedma, des J. Sidi Aïch et El Hafay. Toutefois, la datation de cette limite supérieure demeure imprécise puisque ces faunes ont été récoltées 100m au dessus de contact avec la Formation Boudinar sous-jacente. Comme nous le verrons plus loin, la Formation Bou Hedma traduit un approfondissement majeur des milieux de dépôt. Celui-ci est lié aux transgressions eustatiques du Crétacé inférieur, à savoir la transgression de l'Hauterivien supérieur, et celle du barrémo-bédoulien. En raison de l'absence de datation précise de la base de la Formation Bou Hedma, l'âge de la Formation Boudinar soit Hauterivien soit pouvant atteindre le Barrémien, demeure indéterminé.

3.3.2 - Coupe du Jebel Boudinar :

Localisation : la coupe des sables de la Formation Boudinar jalonne la dépression qui relie la culmination du Jebel Boudinar à celle du J. Segdal (fig.15).

Description - Milieu de dépôt : l'épaisseur de la Formation Boudinar est ici de 240m (fig.15). Les nombreuses figures sédimentaires (stratifications obliques, en auge ; chenaux dissymétriques d'échelle métrique du type méandre de rivière) illustrent l'aspect chenalisé de ces épandages sableux. En lame mince, les horizons gréseux présentent un bon classement avec la prédominance de grains fins accompagnés de dragées de quartz (1 à 2 cm). Cela semble traduire un long transport en milieu aquatique. La présence de nombreux fragments de troncs d'arbres silicifiés et de rhizolites confirme l'origine continentale des sables (fig.13).

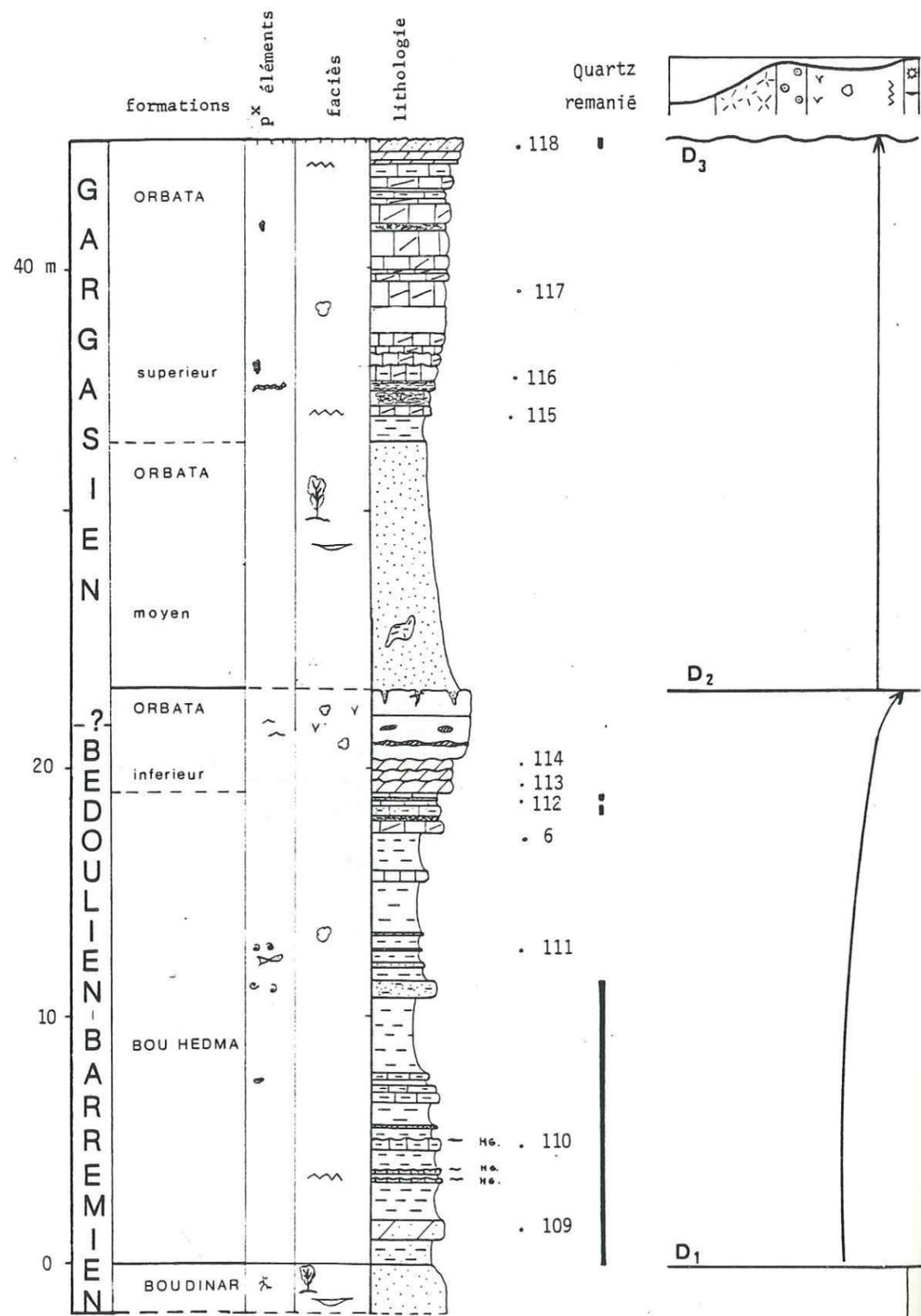


Fig. 16 Coupe lithologique et évolution séquentielle des formations Bou Hedma et Orbata au J. Boudinar s.l. (coupe 3, PL II).

3.4 - Le Barrémo-Bédoulien : les Formations Bou Hedma et Sidi Aïch

3.4.1 - La Formation Bou Hedma :

3.4.1.1 - En Tunisie centrale :

Définition : c'est un ensemble d'alternance de grès, calcaires, d'argiles et parfois de gypse (Buroillet, 1956). Son épaisseur varie de 200 à 500m.

Milieu de dépôt : les différents faciès témoignent d'un milieu de plate-forme interne (tidal-flat) (Buroillet, 1956; MRabet, 1981), en Tunisie centro-méridionale, et de conditions de mer ouverte en Tunisie septentrionale.

Age : Les données microfaunistiques de Dufaure (1978) attribuent un âge bédoulien à cette Formation. MRabet (1981) précise que :

- seule la partie supérieure de la Formation Bou Hedma appartient au Bédoulien (microfaune du J. El Hafay à *Choffatella decipiens*, *Ammobaculites* sp, *Patellina subcretacea*).

- la base est située dans le Barrémien plus ou moins basal (*Campanellula capuensis*, sondage Douleb 101). Cette imprécision est liée au diachronisme de la limite supérieure de la Formation Boudinar sous-jacente.

3.4.1.2 - Les coupes du Jebel Boudinar :

Localisation : les différentes coupes sont localisées sur la planche II.

Lithologie : ces coupes montrent une réduction d'épaisseur d'Ouest (80m) en Est (20m).

La coupe N°3 (fig.16) montre une succession de séquences argilo-carbonatées, stratocroissantes. Cet ensemble est de couleur jaune-brun (patine et cassure). Il renferme à la base de nombreux Quartz millimétriques qui sont probablement issus du remaniement des sables de la Formation Boudinar. Leur taille nettement plus réduite, traduit un façonnement intervenu avant leur resédimentation. Le sommet de la Formation Bou Hedma montre la disparition du détritisme et l'installation de faciès carbonatés. Cette évolution annonce les faciès carbonaté de la Formation Orbata.

Milieu de dépôt : la présence de Gastéropodes, de dents de poissons, de moules internes de Bivalves atteste du caractère marin de cette Formation. La présence de nombreuses récurrences sableuses (coupe 1, PL.II) et de mud-cracks au toit des niveaux carbonatés traduit un milieu de plate-forme interne sous une faible tranche d'eau. Cette succession d'"upward shallowing sequence" caractérise une phase de comblement permanente.

Chotts-Gafsa		Sidi Bouzid (proximité de Axe N-S)	Kasserine Kairouan
Formation Zebbag Albien supérieur			Formation Fahdène Albien supérieur
Formation ORBATA	membre supérieur	Formation KEBAR (Khessibi, 1978)	membre supérieur
	membre moyen		membre moyen
	membre inférieur		membre inférieur
		Formation SIDI AÏCH Bédoulien pro-parte	
			Séquence de Koudiat el Maaza
			Séquence de Ouaddada
			(Boltenhagen, 1981)

Fig. 17 Tableau synoptique des différents termes utilisés pour décrire l'Aptien. (d'après M'Rabet, 1981).

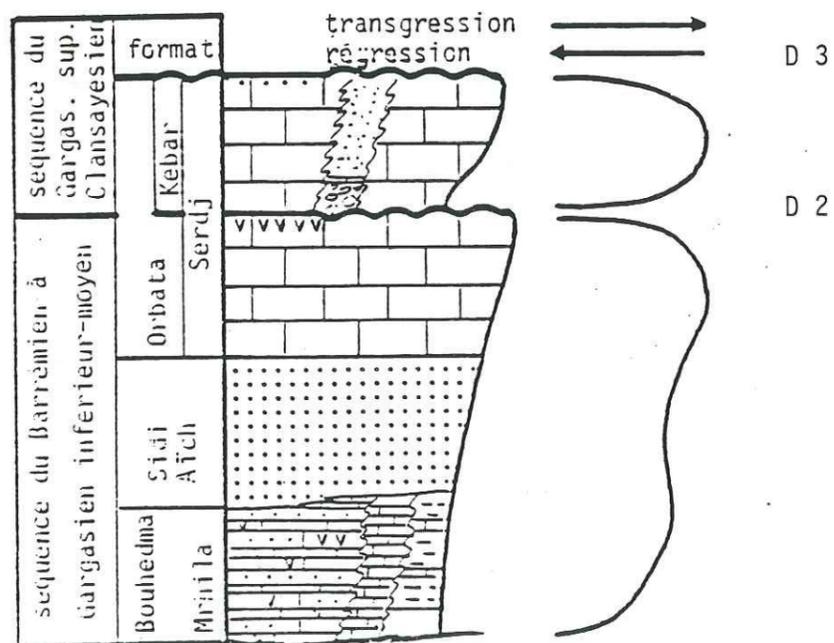


Fig. 19 Séquences sédimentaires et équivalents stratigraphiques de l'Aptien (M'Rabet, 1981).

3.4.2 - La Formation Sidi Aïch :

3.4.2.1 - En Tunisie centrale :

Lithologie : il s'agit d'un sable blanc, bien classé, fin, contenant parfois de minces lits carbonatés (Buroillet, 1956). Son épaisseur varie de 130 à 250m.

Milieu de dépôt : la Formation Sidi Aïch représente soit un milieu fluvial, soit un domaine marin littoral (delta aérien, fond d'estuaire) (Buroillet, 1956 ; MRabet, 1981).

Age : les travaux de Dufaure (1978) et MRabet (1981) s'accordent pour dater ces sables du Bédoulien, avec notamment l'association des foraminifères benthiques : Palorbitolina lenticularis et Choffatella decipiens.

Autre terminologie : pour Boltenhagen (1981), la Formation Sidi Aïch constitue la base de la séquence de Ouaddada. Définie au Jebel Ouaddada (B.2, fig.2), elle est limitée par deux hard-ground et représente une évolution lithologique depuis des faciès sableux marin jusqu'à des faciès carbonatés de plate-forme subaérienne.

3.4.2.2 - Au Jebel Boudinar :

La Formation Orbata repose directement sur la Formation Bou Hedma. Le passage continu observé entre ces deux Formations sur la coupe de la figure 16, semble traduire l'absence des sables de la Formation Sidi Aïch. Cela indiquerait que le Jebel Boudinar était situé à l'écart des zones de transit du matériel détritique.

3.5 - Du Gargasien à l'Albien : la Formation Orbata

3.5.1 - En Tunisie centrale :

Lithologie : c'est un ensemble de calcaires et dolomies fossilifères, avec un pourcentage variable de marnes et de grès (Buroillet, 1956). La Formation Orbata est subdivisée en trois membres :

- le membre inférieur (100m) est constitué d'une dolomie brune dont le toit est souligné par une discontinuité majeure.
- le membre moyen (100m) est représenté par un faisceau de bancs carbonatés et sableux.
- le membre supérieur (épaisseur variable : 0 à 200m) est calcaréo-dolomitique.

Milieu de dépôt : la Formation Orbata représente un domaine de plate-forme interne peu profond localement à faciès continental (Buroillet, 1956 ; Khessibi, 1978 ; MRabet, 1981).

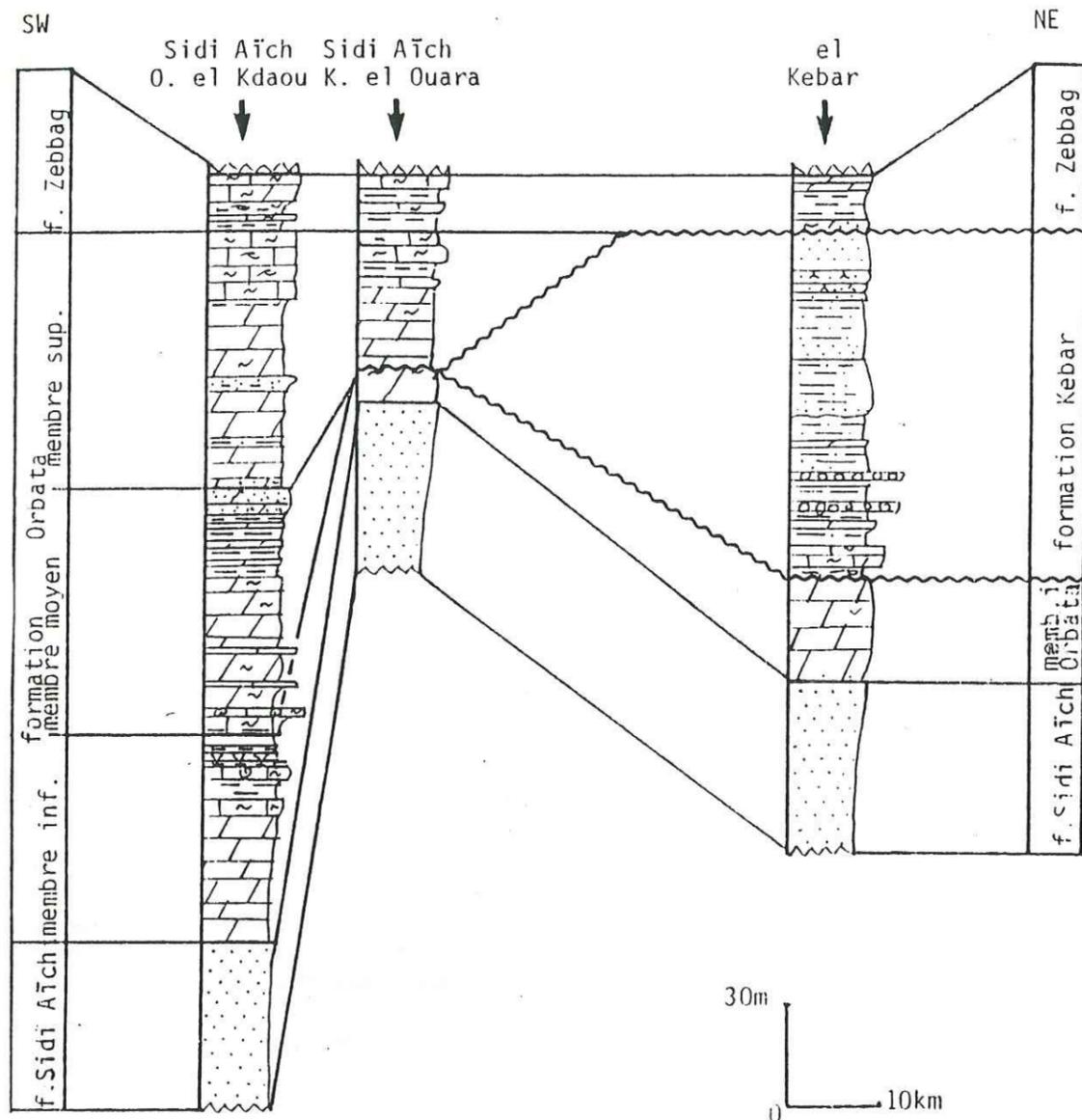


Fig.18 Corrélation entre les coupes du J. Sidi Aïch Ouest (Oued el Kdaou), du J. Sidi Aïch Nord Est (Khanguet el Ouara) et du J. Kebar montrant:

- a) la diminution d'épaisseur du membre inférieur de la formation Orbata et le biseutage du membre moyen de la même formation à Khanguet el Ouara.
- b) le biseutage des membres moyen et supérieur de la formation Orbata au J. Kebar où ils sont relayés par la formation continentale du Kebar. (d'après M'Rabet, 1981).

Terminologie et Equivalents latéraux : (voir figure 17). La Formation Serdj est un équivalent latéral de la Formation Orbata (Buroillet, 1956; Masse, 1984). La Formation Kebar représente des dépôts continentaux (Khessibi, 1978). Cette Formation serait un équivalent latéral de la Formation Orbata (fig. 17 et 18, M'Rabet, 1981). Selon Masse (1984), la Formation Orbata-Serdj doit être restreinte aux termes aptiens uniquement carbonatés. La Formation Kebar (non datée) serait alors à corréliser avec la Formation Hameima surmontant la Formation Serdj au J. Koumine et datée de l'Albien moyen au J. Mhrila.

Age : la Formation Orbata se situe au dessus de la Formation Sidi Aïch d'âge bédoulien et sous les marnes de l'Albien supérieur. Seuls les membres inférieur et moyen ont livré une faune (Ammobaculites cf. obscurus LOEBLICH, cf. Hemicyclammina sigali MAYNC., Quinqueloculina gr. antiqua FRANKE, Conorbica cf. conica LOZO, Patellina subcretacea CUSHMAN et ALEXANDER et Choffatella decipiens SCHLUMBERGER) datée du Gargasien par M'Rabet (1981). Depuis, Masse (1984) a montré que la partie supérieure des séries carbonatées aptiennes de la région Kasserine-Gafsa-Kairouan datait du Bédoulien (association Palorbitolina lenticularis; Choffatella decipiens; Praeorbitolina cormyi; au J. Sidi Aïch). Dans la chaîne des Chotts, le membre inférieur est daté Barrémien sup. Bédoulien basal (Brachiopodes, Echinides, Rudistes et microfaune caractérisant à la fois la sous zone à Orbitolinopsis gr. cuvillieri-kiliani et la zone à Salpingoporella dinarica) (Ben Youssef, 1986).

Analyse séquentielle : M'Rabet (1981) est le premier à avoir étudié l'Aptien sous cet aspect, (fig.19). L'étude de Ben Youssef (1986), (fig.20) en Tunisie méridionale semble confirmer ces premiers résultats.

Deux mégaséquences sont définies :

1 - Une mégaséquence transgressive regroupant les Formations Bou Hedma - Sidi Aïch et Orbata (membre inférieur). Cette séquence est coiffée par un fond durci ferrugineux. Cette discontinuité sédimentaire (D2) a valeur de discontinuité régionale puisqu'elle constitue un horizon repère commun à toute la plateforme saharienne et à la Tunisie centrale. Cette surface enregistre une érosion continentale comme le montrent les paléo-surfaces d'émersion et de karstification décrites par M'Rabet (1981).

2 - Une mégaséquence transgressive - régressive regroupant les Formations Orbata (membre moyen et supérieur) et Kebar. Cette séquence est coiffée par la discontinuité D3 d'ordre paléogéographique (lacune albienne).

Conclusion : La Formation Orbata peut être subdivisée en

- un membre inférieur d'âge bédoulien, concluant la mégaséquence transgressive du Crétacé inférieur, et situé sous la discontinuité D2

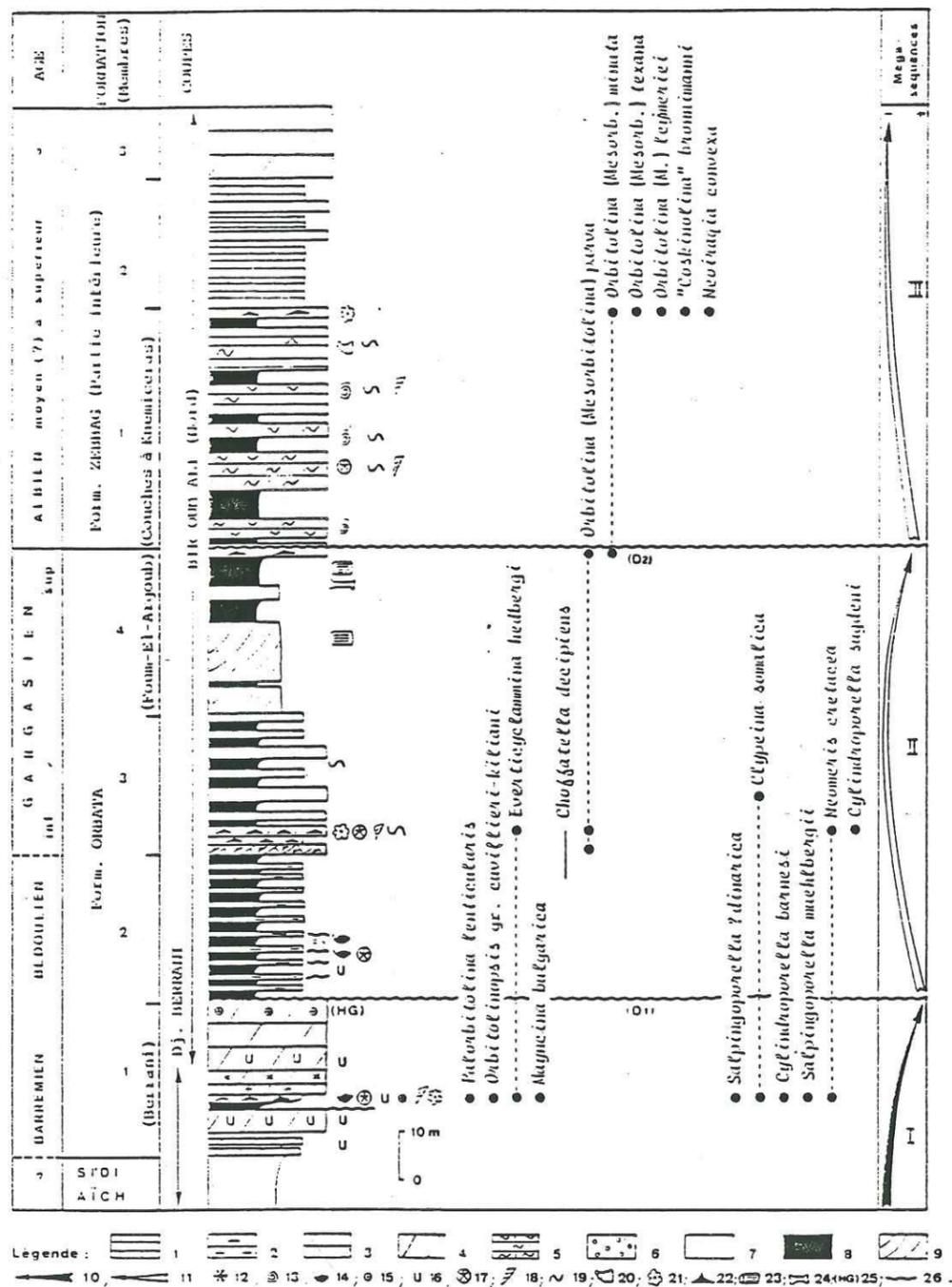


Fig.-20 : Colonne stratigraphique détaillée des coupes du Djebel Berrani et de Bir Oum Ali (Nord). Légende (généralment valable pour la fig.-4) : 1: Calcaires; 2: Marnes calcaires; 3: Dolomies; 4: Dolomies massives de la formation Zebbag (Albien sup.); 5: Lamelles à Huitres; 6: Poudingues; 7: Sables et grès; 8: Argiles/Argiles Gypsifères; 9: Stratifications obliques; 10: Mégaséquence transgressive; 11: Mégaséquence régressive; 12: Silex; 13: Ammonites; 14: Branchiopodes; 15: Madréporaires; 16: Rudistes; 17: Échinides; 18: Gastéropodes; 19: Lamellibranches; 20: Trigonies; 21: Dasycladées; 22: Orbitolines; 23: Bois flottés; 24: Os de Vertébrés; 25: Fond-durci (hard-ground); 26: Discontinuités sédimentaires. (Ben Youssef, 1986)

- un membre moyen d'âge gargasien
- un membre supérieur non daté mais précédant la discontinuité D3 à la base des marnes de l'Albien supérieur.

3.5.2 - Les coupes du Jebel Boudinar :

3.5.2.1 - Le terme Orbata inférieure :

Lithologie : Il s'agit d'un ensemble dolomitique présentant une réduction d'épaisseur d'Ouest (35m au Jebel Bagra) en Est (5m au Jebel Boudinar s.s.). Il est constitué de bancs dolomitiques stratocroissants, décimétriques à la base. On observe à la base de cette barre, de nombreux silex stratiformes alors qu'ils sont disséminés dans la masse dans la partie supérieure. La surface supérieure de cette barre est très irrégulière. Mamelonnée dans son ensemble, elle représente une discontinuité sédimentaire précédant les dépôts des membres moyen et supérieur de la Formation Orbata (fig.16). Nous corrélons cette discontinuité avec la discontinuité D2 mise en évidence par MRabet (1981).

Milieu de dépôt : il s'agit d'un milieu marin, de plate-forme interne (Orbitolines) où l'influence du détritisme a disparu.

3.5.2.2 - Les membres Orbata moyen et supérieur :

Ils présentent des variations d'épaisseurs du Nord au Sud, et une réduction d'épaisseur d'Ouest (50m au Jebel Bagra) en Est (20m au Jebel Boudinar).

Le membre Orbata moyen :

Il s'agit d'un sable gris-blanc, localement consolidé, à grains moyens ou fins. Ce sable renferme des paquets métriques d'argiles rouges et versicolores pouvant correspondre à des éboulements de levées naturelles (fig.16).

Ce sable est interstratifié avec des niveaux de dolomicrite renfermant des petits grains de Quartz anguleux (fig.21). A l'échelle cartographique, cet horizon sableux semble s'organiser en réseau méandrique.

Ces niveaux traduisent un milieu de plate-forme subémersive caractérisé par l'épandage chenalisé de matériel détritique.

Le membre Orbata supérieur :

Il s'agit d'un faisceau carbonaté (dolomicrite) beige à jaunâtre. Dépourvue de Quartz à la base, la série présente un enrichissement en Quartz sur les 50 derniers cm.

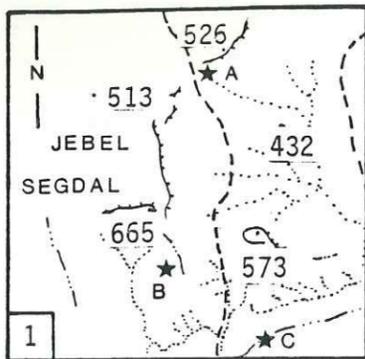
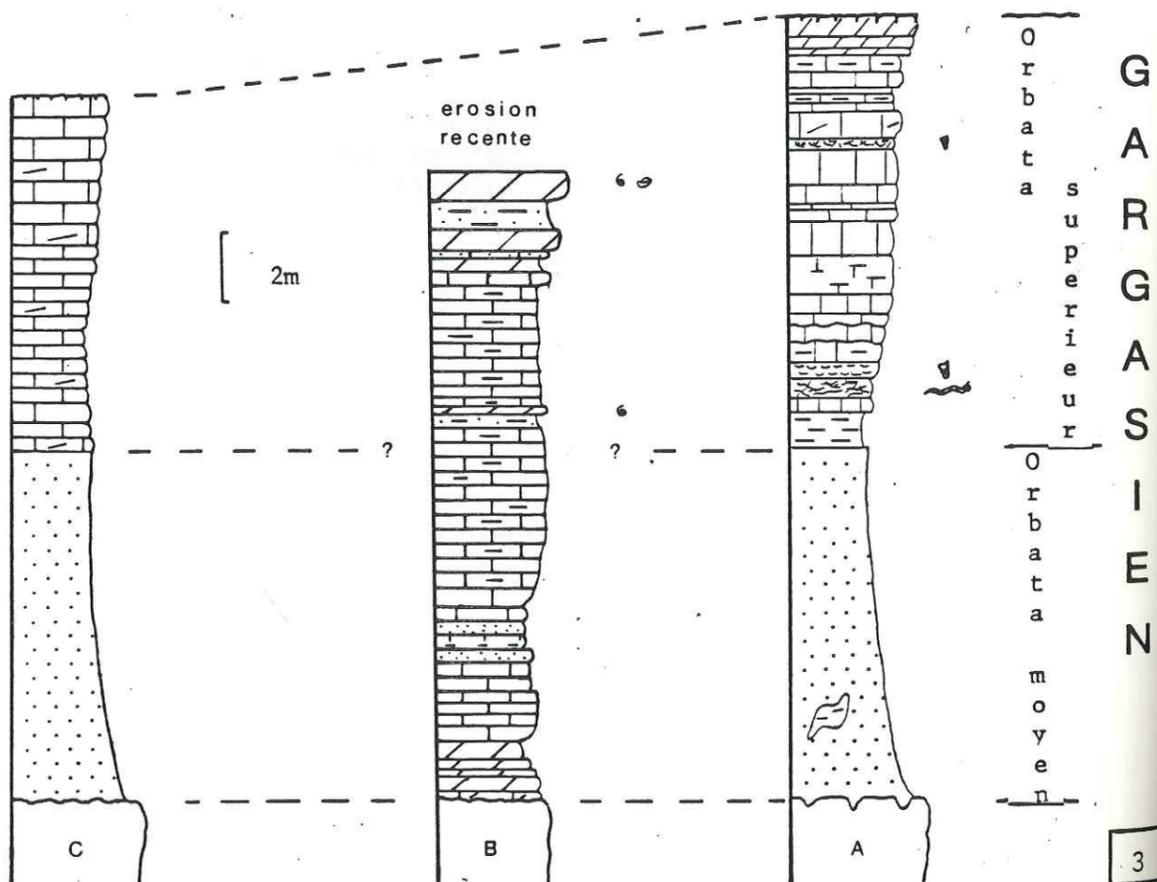
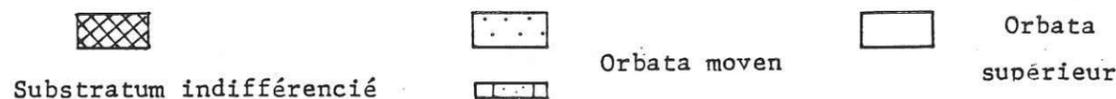
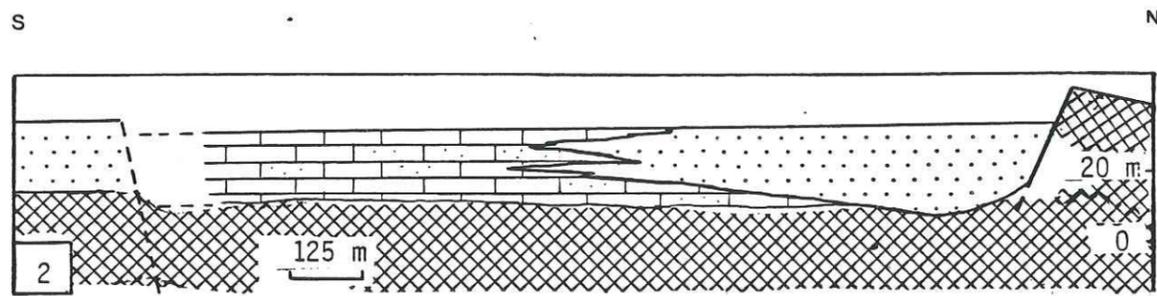


Fig. 21 : Intrication des faciès sableux et carbonatés du terme Orbata moyen (gargasien) au Jebel Segdal .

1. Localisation
2. Coupe reconstituée avec les épaisseurs du terme Orbata moyen. (les failles sont actives lors du dépôt du terme Orbata supérieur .
3. Coupes lithologiques (levé au 1/100).



Deux horizons repères à Nérinées indiquent une communication avec un domaine marin franc. Vers l'Est (Ksar Boudinar et le flanc SE du Jebel Boudinar s.s.) le membre Orbata supérieur est constitué d'une dolomicrite rubéfiée, renfermant de nombreux Quartz. Son épaisseur est de 1 à 2 m.

Conclusion :

Les membres moyen et supérieur de la Formation Orbata traduisent un retour à une sédimentation marine marginolittorale perturbée par des apports détritiques prédominants à la base, et succédants à l'arrêt de sédimentation caractérisant la discontinuité D2.

3.6 - La lacune de l'Albien inférieur - moyen (?) :

3.6.1 - En Tunisie centrale :

Classiquement reconnue en Tunisie centrale, elle représente la régression fini aptienne qui affecte toute la Tunisie, et une émergence généralisée de la Tunisie centro-méridionale au cours de l'Albien inférieur à moyen.

3.6.2 - Au Jebel Boudinar (s.l.) :

Une surface encroûtée (fer et pyrite) coiffe les derniers niveaux carbonatés de la Formation Orbata. Cette surface est recouverte par les marnes de la Formation Fahdène (Vraconien). Cette discontinuité représente le hiatus sédimentaire de l'Albien inférieur-moyen (?).

L'aspect condensé du sommet de la Formation Orbata est souligné par la succession de trois lits bréchiques limités par des hard-grounds. Enfin, cette surface durcie est taraudée par de pholades (trous évasés en profondeur de 0,5 à 1 cm de diamètre).

Cette surface témoigne probablement de deux phénomènes successifs :

- l'interruption momentanée de la sédimentation au sommet de la Formation Orbata, avec une succession de fonds durcis sous-marins, perforés par des pholades (Lamellibranches marins). Il s'agit d'un phénomène marin contemporain du dépôt de la Formation Orbata.

- l'érosion probable de l'Albien inférieur-moyen (?). Cette érosion est peut être en milieu aérien.

Ces deux interprétations expliqueraient l'absence de l'Albien inférieur-moyen (?) et une érosion d'une partie plus ou moins importante du sommet de la Formation Orbata.

1978 FOURNIE		Zebbag inférieur	Gattar	Fahdène	
1978 KHESSIBI	Maknassy	"k"	"I-h-G"	"E-F-G"	"D"
	Mazouna		"H-I"	"E-F-G"	"A-B-C"
1974-1975 1981 Boltenhagen	S. du Semmama		Gattar dolom.	Fahdène - Zebbag	Vracon.
					Albien
1973 BISMUTH	Semmama-Douleb				
			Cénomanién	Cénomanién	Vraconien
1956 P.F. BUROLLET					Albien
		"i"	"h"	"g"	"f"
					Fahdène
					Cénomanién
					"e"
					"d"
					"c"
					"b"
					"a"
					inférieur
					moyen
					Supérieur
					Z E B B A G

Fig. 22 - Nomenclature chronostratigraphique et lithostratigraphique de l'intervalle Albien-Turonien, d'après Gargouri, 1983.

4 - Le Crétacé supérieur

4.1 - Le Vraconien et le Cénomanién : les Formations Fahdène et Zebbag s.s.

4.1.1. - En Tunisie centrale

4.1.1.1 - La Formation Fahdène

Lithologie : c'est un ensemble d'argiles et de marnes qui alternent avec des bancs calcaires (Buroillet, 1956).

Milieu de dépôt : la Formation Fahdène représente des dépôts de mer ouverte. La limite bassin (au Nord)-plate-forme (au Sud) est classiquement tracée d'Ouest en Est du J.Bireno (A.1,fig.2) au J.Mhrila (B.1,fig.1).

Age : la Formation Fahdène est attribuée à l'Albien supérieur au Jebel Semmama (Bismuth, 1973) et à l'Albien moyen au Jebel Serdj (Tlati, 1980). Cette Formation est datée du Vraconien-Cénomanién par Gargouri (1983). Ce léger diachronisme de la base de la Formation Fahdène résulte de la superposition de plusieurs séquences liées à la transgression albiénne.

4.1.1.2 - La Formation Zebbag

Lithologie : c'est une série épaisse de calcaires, dolomies, argiles et gypsés (Buroillet, 1956). La limite supérieure de la Formation Zebbag, est représentée par la corniche dolomitique dite : dolomie de Gattar (Boltenhagen, 1981)

Milieu de dépôt : la Formation Zebbag est représentée en Tunisie par trois aires sédimentaires, où les variations de faciès sont nombreuses. Il s'agit :

- un domaine de mer ouverte (à dominante argileuse) caractérisant la Tunisie septentrionale et Nord orientale.

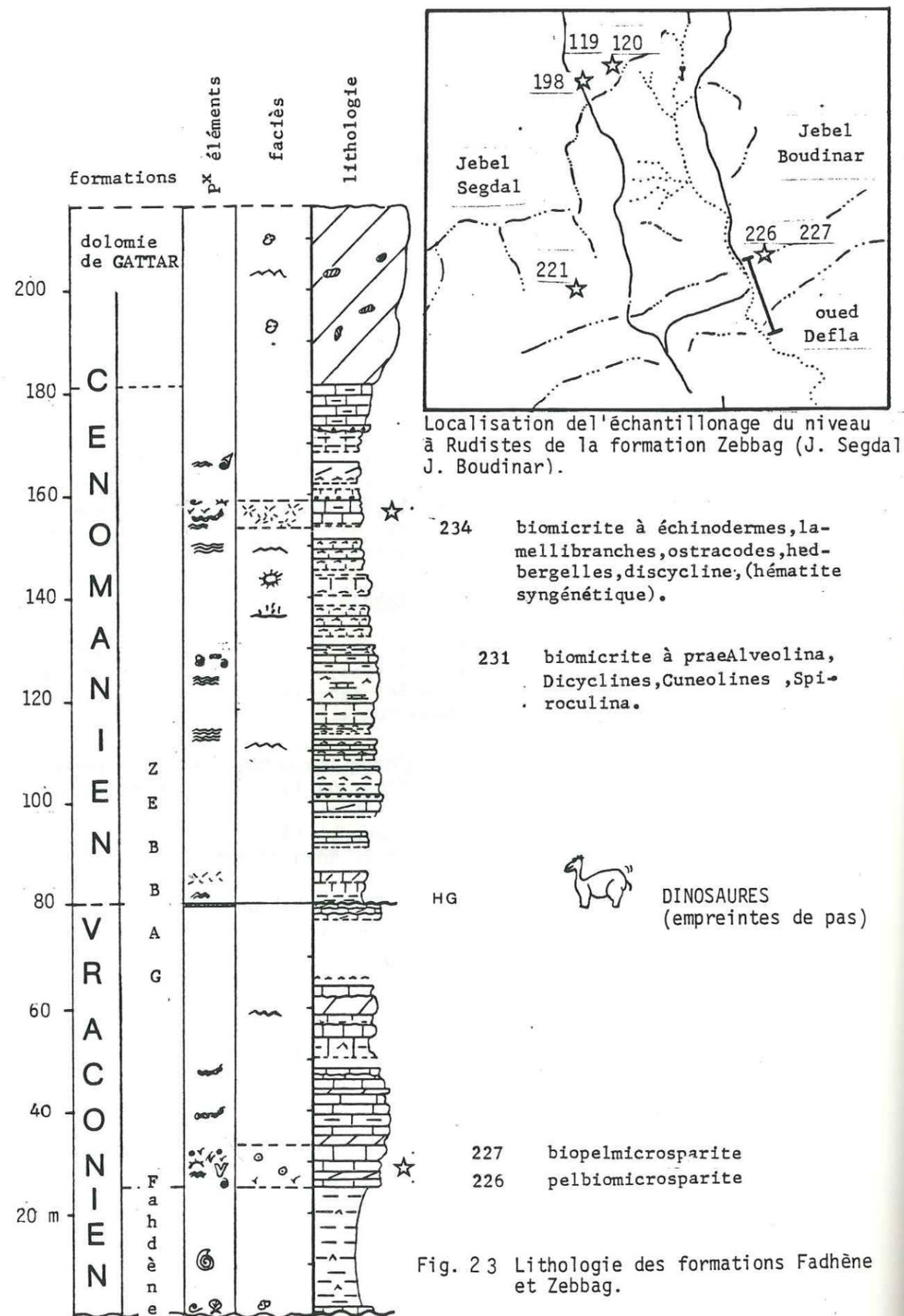
- un domaine de plate-forme littorale (à dominante évaporitique) caractérisant le Haut-Fond de Tunisie centrale et la plate-forme saharienne.

- un domaine de plate-forme carbonatée, ceinturant le Haut Fond de Tunisie centrale.

Age : la Formation Zebbag (s.s.) est attribuée au Cénomanién (Buroillet, 1956; Bismuth, 1973; Gargouri, 1983).

4.1.1.3 - Terminologie :

Le tableau de la figure 22, résume les différentes classifications utilisées. L'étude de la Serept publiée par Boltenhagen (1981) propose une subdivision en séquences. Celles-ci représentent des intervalles de temps entre des périodes d'approfondissement des milieux marins. Ces approfondissements



peuvent être eux-mêmes dus à des saccades dans le basculement de la marge tunisienne, lors de l'ouverture du Golfe de Syrte (fracturation NW-SE), mais peuvent résulter aussi d'autres phénomènes (eustatisme).

4.1.2 - La coupe du Jebel Boudinar s.l. :

Les Formations Fahdene et Zebbag sont présentes dans tout le Jebel Boudinar (s.l.). Leur épaisseur globale varie de 100 à 200 m. La coupe du flanc sud du J. Segdal, le long de l'oued Defla (fig. 23) illustre l'enchaînement lithologique de ces Formations.

4.1.2.1 - Le Vraconien : les Formations Fahdene et Zebbag inférieur

Lithologie :

Elles reposent sur la lacune de l'Albien inférieur-moyen (?). Le hard-ground est immédiatement surmonté par un horizon calcaire jaunâtre décimétrique. Localement argileux, il renferme de nombreuses Exogyres et petits Pectens. Au dessus, les argiles vert-kaki de la Formation Fahdene sont azoïques. Toutefois, une ammonite (non déterminée) de 40 cm de diamètre a été récoltée.

Cette combe argileuse est surmontée par une corniche carbonatée. Elle marque la base de la Formation Zebbag. Elle est lumachellique (petites huîtres). Celle-ci est surmontée par un faisceau de bancs carbonatés jaunâtres (wackestone). Il s'agit d'une oobiomicrosparite (fig. 24). Lui succède, un horizon décimétrique renfermant de nombreux petits rudistes en position couchée.

Ces niveaux sont suivis par une succession de bancs calcaires dolomitiques jaunâtres de type mudstone, intercalés avec quelques horizons argileux jaunes. Cet ensemble est azoïque. Au J. Bagra, de nombreuses figures polygonales de dessiccation ont été observées.

Ce premier ensemble est coiffé par un hard-ground. Cette surface présente de nombreuses figures polygonales de dessiccation centimétriques (coupe du J. Ouachi). Au J. Ouachi, plusieurs empreintes de pas ont été observées. De forme subcirculaire, leur taille était soit de 25 cm soit de 44 cm. Ces dépressions sont accompagnées de bourrelets latéraux, représentant la déformation du sédiment en cours d'induration sous une charge importante. Ces empreintes sont attribuées à des pas de Dinosaures. Le rejet de la boue vers l'arrière semble traduire leur déplacement.

Milieu de dépôt :

Les Formations Fahdene et Zebbag inférieur représentent une séquence de comblement évoluant depuis des faciès marins ouverts vers des faciès évaporitiques sub-émersifs.

Suite à l'importante lacune sédimentaire de l'Albien inférieur-moyen (?), on assiste à une période de submersion de la

échantillon	nom	macrofaune -flore	microfaune	éléments figurés
227	biopelmicrosparite	échinodermes bryozoaires rudistes gastéropodes lamellibranches dasycladacees glob-alveolina prae-alveolina	miliolidés cunéolines diseyclines	gravelles pellets pseudoolites oolites
226	pelbiomicrosparite			I (micrite)
221	pelsparite			I (heterohelix hedbergelle)
198	biopelsparite			I
120	oobiomicrite			I (heterohelix hedbergelle) I (cortex épais)
119	oomicrosparite (bien calibrée)			I I

Fig. 24 Le faciès de barrière du Vraconien, au Jebel SEGDAL (localisation : voir fig. 23).

plate-forme (horizon basal à huîtres, marnes à ammonites) suivie d'une réinstallation très rapide de faciès carbonatés de plate-forme interne (faciès à rudistes d'arrière récif, évaporites de lagon). Cette succession traduit l'évolution de la transgression de l'Albien supérieur-Vraconien.

Age :

La description lithologique coïncide remarquablement bien avec celle du J. Selloum, où la série est datée du Vraconien (Bismuth, 1981).

Au J. Boudinar, l'association Cunéolines-Dicyclines et Globalveolina ou Praealveolina confère un âge vraconien à cette Formation.

4.1.2.2 - Le Cénomaniens : la Formation Zebbag moyen et supérieur

Lithologie :

La série (fig.23) débute par un horizon marneux lumachellique jaunâtre, peu épais (1m). Il renferme de nombreuses coquilles de petites huîtres, traduisant l'aspect transgressif de la base de cette Formation. Une phase de comblement lui succède, elle est représentée par des alternances décimétriques de calcaires dolomitiques à stromatolithes et à foraminifères et de niveaux gypseux. Vers le sommet de cette Formation, cette sédimentation est interrompue brusquement par l'apparition de niveau calcaire renfermant une microfaune riche en rudistes, échinodermes, lamellibranches, huîtres et oursins. Ils traduisent une ouverture des milieux de dépôt. Nous observons ensuite une succession de bancs décimétriques de calcaires jaunâtres lumachelliques renfermant de nombreuses huîtres, des cônes et strombes. Cette série est coiffée par un horizon dolomitique épais (20 à 30 cm) de pâte brune et de cassure grise renfermant de nombreux silex disséminés dans la masse. C'est la dolomie de Gattar.

Milieu de dépôt :

La Formation Zebbag moyen à supérieur peut être subdivisée en deux séquences superposées.

La première séquence surmonte le hard-ground vraconien. Transgressive à la base (niveau à huîtres), elle évolue très rapidement vers des faciès margino-littoraux évaporitiques.

La seconde séquence débute par une brusque ouverture des milieux de dépôts (faciès à rudistes). Celle-ci est suivie d'une sédimentation de plate-forme interne peu profonde. Cette séquence se termine par la dolomie de Gattar.

Cette succession est caractéristique de la plate-forme Zebbag de Tunisie centrale. Le brusque ennoyage observé au sommet de la coupe est un trait commun au domaine nord-africain. En effet, les niveaux à rudistes ont été observés en Algérie (Biskra, communication

Age	Auteurs	Buroillet		Boltenhagen séquences
		Gafsa	Le Kef	
Coniacien à Campanien inférieur		Aleg	Aleg	Douleb
Turonien	S. M. I.	Bireno Annaba	Bireno Annaba	Semmama
Cénomanién		Zebbag s.s.		Ben Younes
Vraconien		Fadhène	Fadhène	Selloum

Fig.25 Tableau synthétique de la terminologie employée pour décrire l'intervalle Turonien-Campanien inférieur. (Gourmelen, 1984).

orale H. Arnaud), alors que la barre dolomitique appelée Gattar en Tunisie, est connue dans de vastes régions sahariennes depuis le Maroc jusqu'en Lybie (dolomie de Garian).

Age :

L'association Cunéolines-Dicyclines a été observée au sein des faciès à stromatolites. Elle permet de dater ces couches de l'Albien inférieur-Sénonien. Toutefois, par encadrement, cet intervalle peut être limité au Cénomanién, puisqu'il est admis que la dolomie de Gattar représenterait soit le passage du Cénomanién au Turonien (Ammonites, Busson et Collignon, 1965), soit daterait du Cénomanién (microfaune, Serept in Boltenhagen, 1981).

4.2 - Du Turonien au Campanien inférieur: les Formations Annaba, Bireno et Aleg.

4.2.1 - En Tunisie centrale

Lithologie : la Formation Aleg sensu lato représente des faciès de bassin constitué d'argiles et de marnes à intercalations plus ou moins nombreuses et épaisses de calcaire (Buroillet, 1956). En Tunisie centre-nord (région du Kef-Thala), la Formation Aleg s.l. est subdivisée en deux séquences :

* les marnes inférieures dites d'Annaba, et les calcaires bioclastiques de la Formation Bireno constituent la séquence Semmama.

* les marnes sommitales de la Formation Aleg s.s, et leur équivalent latéral (calcaire du Douleb) constituent la séquence du Douleb (fig.25).

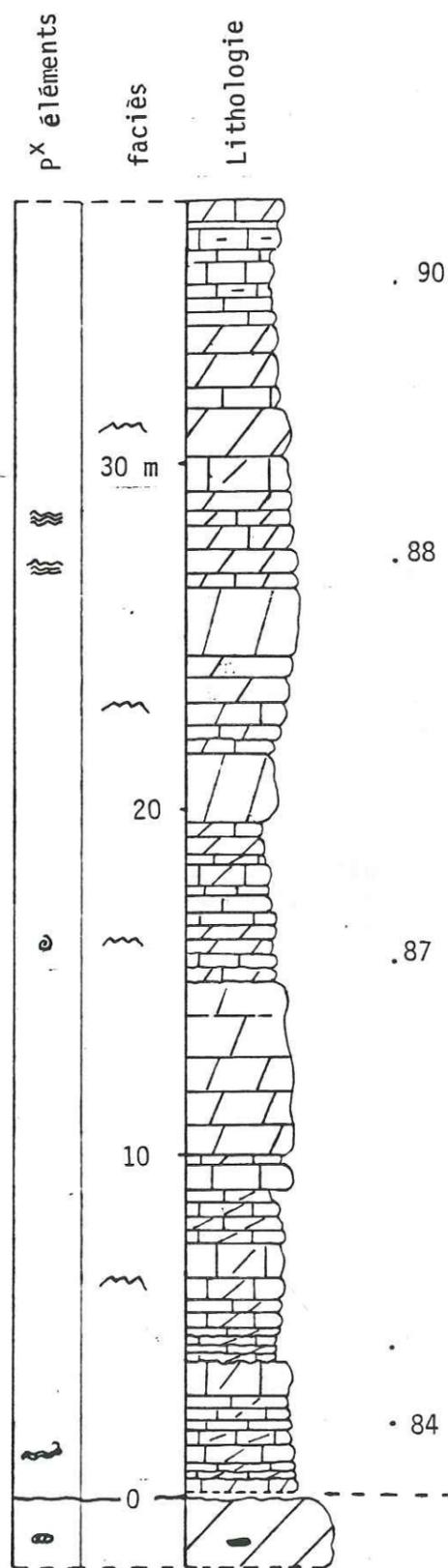
Milieu de dépôt :

La Formation Aleg débute par les calcaires euxiniques du Bahloul. Ils représentent des faciès confinés de bassin associés à la base de la transgression turonienne. Les marnes de la F. Annaba représentent des faciès de submersion de la plate-forme interne.

Les marnes de la Formation Aleg s.s représentent des milieux pélagiques évoluant latéralement vers des milieux peu profonds riches en Algues et Bryozoaires (Calcaire du Douleb).

Age :

La Formation Aleg s.l. s'étend du Turonien inférieur au Coniacien inférieur (Bismuth, 1981). Ces attributions reposent sur les déterminations de foraminifères planctoniques avec notamment *Heterohelix reussi* et *Praeglobotruncana gibba* (marnes d'Annaba) et *Barroisiceras haberfellneri* VON HAUER (toit des calcaires du Douleb).



Localisation de la coupe de la formation Bireno.

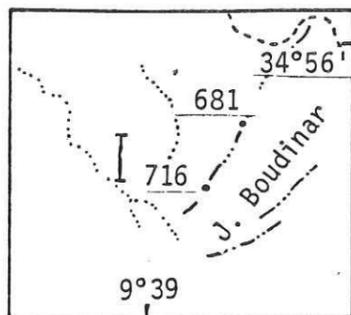


Fig. 26 Lithologie de la formation Bireno (Turonien) au J. Boudinar.

4.2.2 - Au J. Boudinar :

La corniche dolomitique de Gattar est coiffée par une rupture sédimentaire liée à l'absence des marnes de la Formation d'Annaba. Cet horizon représente un arrêt momentané de la sédimentation.

Les calcaires de la Formation Bireno succèdent directement à la dolomie de Gattar (fig.26). Il s'agit d'un ensemble de calcaire dolomitisé (40 m) à nombreuses figures stromatolitiques. La Formation Bireno témoigne ici de faciès de lagon. La présence de Discyclines permet d'attribuer un âge compris entre l'Albien et le Sénonien inférieur. Par encadrement, les calcaires Bireno sont postérieurs à la dolomie de Gattar (Cénomaniens supérieur-base Turonien ?) et antérieurs aux marnes de la Formation Aleg s.s (Turonien terminal-Coniacien). Il en résulte ici un âge Turonien pour la Formation Bireno.

La Formation Aleg affleure uniquement à l'intersection du flanc N du J. Boudinar et de l'axe N-S. Dans cette localité, les marnes de la Formation Aleg reposent soit sur la Formation Zebbag, soit sur la Formation Bireno. Cette discordance résulte de phénomènes halocinétiques jalonnant l'axe N-S (P 3, ch.6). Au sein des marnes, trois horizons calcaires sont interstratifiés. Ils se biseautent vers l'Ouest, tandis qu'à l'Est, ils sont déformés par des phénomènes de glissements gravitaires (slumps demi-métriques).

Les marnes de la Formation Aleg ont livré une microfaune variée (fig.27) caractérisant un milieu circalittoral. L'association des microforaminifères détermine un âge compris entre le Turonien terminal et la base du Campanien.

4.3 - Le Campanien - Maastrichtien : la Formation Abiod

4.3.1 - En Tunisie centrale :

Lithologie :

La Formation Abiod a été définie à l'oued el Abiod dans la région de Mezzouna (D.2, fig.2) par Burollet (1956).

Il s'agit d'une série de calcaires généralement massifs, souvent crayeux prenant une couleur blanche éclatante par altération superficielle. Dans la majorité des coupes, deux masses calcaires sont séparées par un membre moyen où alternent marnes et calcaires argileux.

La première masse calcaire est souvent constituée par un conglomérat intraformationnel.

Au J. Kebar (C.2, fig.2), la Formation Abiod présente un faciès à rudistes appelé Formation Merfeg (Khessibi, 1978; Negra, 1984).

Milieu de dépôt :

La Formation Abiod est caractérisée par deux environnements sédimentaires .

- un domaine de plate-forme de type néritique

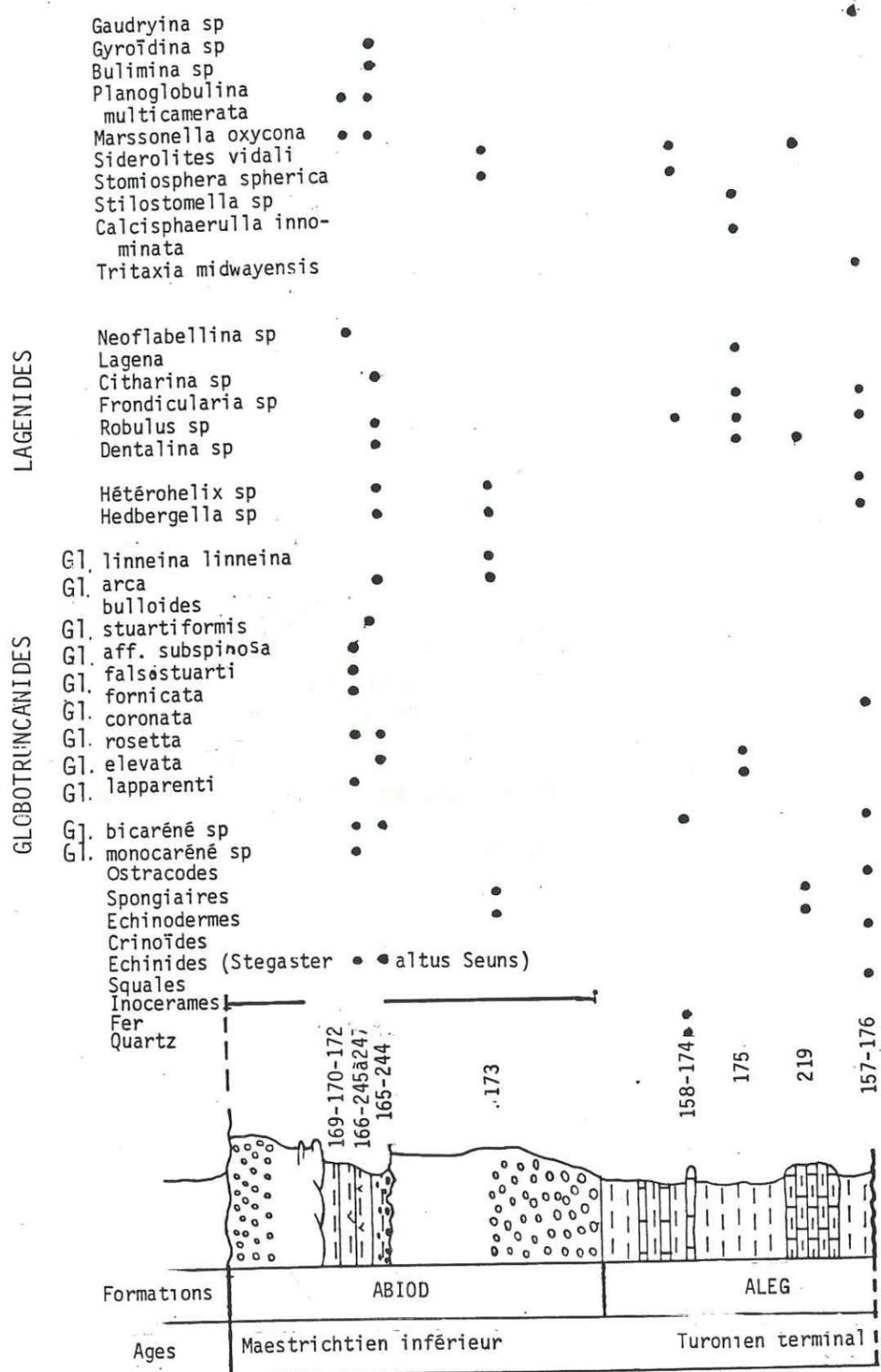


Fig. 27 Coupe lithostratigraphique et données micropaléontologiques des formations Abiod et Aleg au J. Boudinar (x: 9°39; y: 34° 54).

s'étendant au centre et au Sud-Ouest de la Tunisie. Celui-ci est partiellement émergé (île de Kasserine).
- un domaine profond à sédimentation pélagique bordant le précédant au Nord, au Nord-Ouest et à l'Est.

Age :

En Tunisie, la Formation Abiod s'étend sur trois zones microstratigraphiques :
* zone à Globotruncana elevata et zone à G. elevata stuartiformis et G. fornicata (Campanien).
* zone à Globotruncana calcarata (Campanien terminal)
* zones à Globotruncana falso-stuarti, à G. gansseri et à G. mayaorensis (Maastrichtien)

4.3.2 - Au J. Boudinar :

La Formation Abiod est présente dans tout le secteur étudié, son épaisseur varie de 30 à 150 m.

Lithologie :

La coupe du flanc nord du J. Boudinar (fig.27), à l'intersection avec l'axe N-S, nous sert de référence. La Formation se présente sous forme de deux barres calcaires séparées par une combe marneuse. La barre inférieure renferme de nombreux Inocerames décimétriques. Son épaisseur est de 80 m. Il s'agit d'une intrabiomicrite. Elle correspond à un remaniement sur place d'une boue crayeuse (biomicrite) fraîchement déposée. Ce terme est coiffé par un hard-ground matérialisé par une surface ferrugineuse concrétionnée qui représente un arrêt de sédimentation sans modification du milieu de dépôt. En effet, les marnes de la combe intermédiaire (25 m) présentent un faciès identique. La barre supérieure (35 m) renferme des Inocerames. Les 20 derniers mètres de cette barre sont affectés par une phase d'altération continentale intervenue lors de l'intervalle Paléocène-Eocène moyen (ch. 5.1.2).

Milieu de dépôt : la microfaune (Globotruncana, Hedbergelles) et la macrofaune (Stegaster, Inocerames, Echinodermes) témoignent d'un domaine de plate-forme externe de milieu circalittoral.

Age :

La présence de Globotruncana arca et elevata associé à Globotruncana linneiana et Globotruncana stuartiformis atteste d'un âge Campanien. Le sommet de cet ensemble peut toutefois être daté du Maastrichtien par la présence de Globotruncana falso-stuarti. Au J. Boudinar, la Formation Abiod est d'âge Campanien-Maastrichtien inférieur.

Remarque :

Dans tout le J. Segdal, la Formation Abiod est réduite (30 m) et est uniquement représentée par les deux barres calcaires

précédemment décrites.

Au J. Lhassem, la Formation Abiod est par contre très développée (200 m). Elle se caractérise par la présence de niveaux sableux intriqués avec les niveaux carbonatés du sommet de la Formation. Ces sables peuvent résulter de l'érosion des grès du Crétacé inférieur. Cette particularité de la Formation Abiod a déjà été décrite au J. Hallouf, au Khanguet el Hadjaj, et au J. Touila (Marie et al, 1984).

5 - Le Tertiaire

5.1 - Du Maastrichtien supérieur à l'Eocène moyen : les Formations El Haria et Metlaoui.

5.1.1 - En Tunisie :

5.1.1.1 - La Formation El Haria :

Lithologie : il s'agit d'un ensemble d'argiles noirs ou gris sombres avec quelques intercalations calcaires (Buroillet, 1956).

Milieu de dépôt : la Formation El Haria représente une sédimentation calme régulière en milieu euxinique.

Age : la Formation El Haria n'a pas la même valeur chronologique dans toute la Tunisie. Elle couvre la partie supérieure du Maastrichtien et s'étend jusqu'à la base de l'Yprésien.

5.1.1.2 - La Formation Metlaoui :

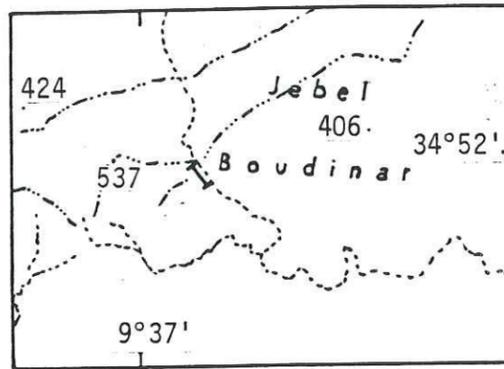
Lithologie : la Formation est un ensemble carbonaté caractérisé par des couches phosphatées en Tunisie méridionale, par un faciès à Nummulites en Tunisie atlasique centrale et un faciès à Globigérines en Tunisie septentrionale.

Milieu de dépôt : la Formation Metlaoui montre une évolution latérale du Sud vers le Nord, d'un domaine relativement fermé (faciès lagunaire du golfe de Metlaoui) à un bassin marin (faciès à Globigérines du Nord). Cette évolution est perturbée par la zone émergée de l'île de Kasserine, bordée au Nord et à l'Est par des milieux de plate-forme plus ouverte (faciès à Nummulites).

Age : la Formation Metlaoui correspond au sommet du Thanétien et s'étend jusqu'au Lutétien inférieur.

5.1.2 - Au J. Boudinar :

Le secteur étudié se caractérise par l'absence des Formations El Haria et Metlaoui. L'intervalle de temps qu'elles représentent est matérialisé par une surface d'altération qui coiffe la barre supérieure de la Formation Abiod (Campanien-Maastrichtien



Localisation de la coupe de la formation Souar au J. Boudinar.

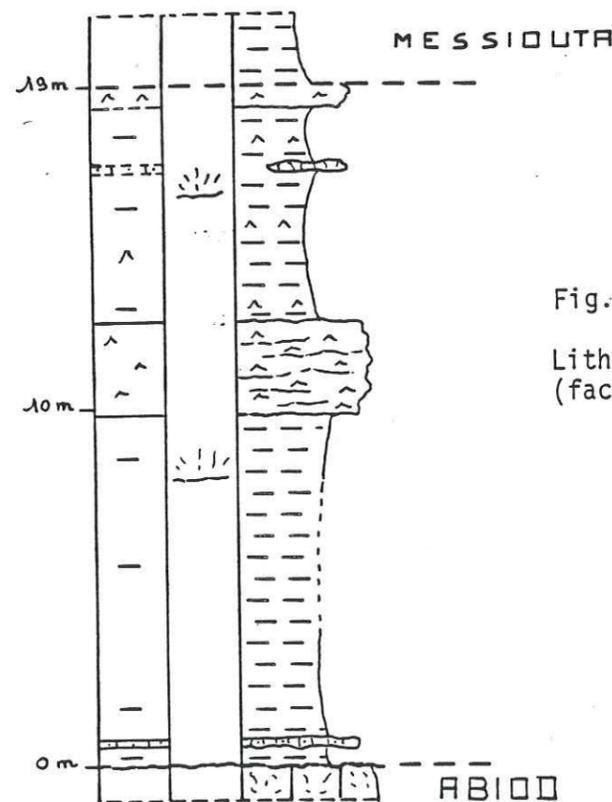


Fig.28

Lithologie de la formation Souar (faciès Djebes) du J. Boudinar.

inférieur). Cette surface est recouverte par la Formation Souar (Eocène supérieur). Le sommet de la Formation Abiod (les 20 derniers mètres) est lui même paléaltéré. La masse calcaire, dont les structures précoces (stratification et empreintes d'Inocerames) ont été effacées, renferme de nombreuses boules d'argiles roses et ocres pédogénétiques, de diamètre centimétrique. Ces aspects semblent traduire un lessivage intense en milieu émergé. L'exondation de ce secteur, se situe entre la partie supérieure du Maastrichtien et la base de l'Eocène supérieur.

Nous corrélons cet événement avec celui à l'origine de la calcrète à Bulimes de l'Eocène, décrite au J. Kebar et J. Chambi (Sassi et al., 1984).

5.2 - L'Eocène supérieur : la Formation Souar et ses équivalents

5.2.1 - En Tunisie centrale:

Lithologie : dans l'ensemble de la Tunisie, la Formation Souar est représentée par une séquence principalement argileuse (Buroillet, 1956). Vers le Sud, cette unité passe latéralement à des calcaires lumachelliques (F. Chérahil) puis à des niveaux lagunaires de type évaporitique : ils constituent la Formation Djebes.

Milieu de dépôt : les dépôts de l'Eocène moyen à supérieur s'ordonnent selon des lignes d'isofaciès orientées nord-ouest-sud-est. Au Nord de la plate-forme saharienne et autour du môle de Kasserine, dépourvus de sédiments éocènes, se sont déposés les gypses et les dolomies de la Formation Djebes. Au delà de cette frange de dépôts lagunaires à supratidaux, s'observent vers le NE les calcaires lumachelliques ou bioclastiques de la Formation Chérahil. Plus vers le NE, la série devient plus marneuse et elle renferme une microfaune planctonique : c'est la Formation Souar.

Age : la Formation Souar et ses équivalents sont attribués au Lutétien supérieur-Priabonien (voir discussion p.179 à 181, Buroillet, 1956 ; Bonnefous et Bismuth, 1982).

5.2.2 - Au J. Boudinar :

La Formation Souar est présente dans tout le secteur étudié. Son épaisseur varie de 1 à 20 m. Le long du flanc Nord du J. Boudinar, elle serait représentée par un faciès argileux verdâtre à la base des argiles de la Formation Aïn Grab (Miocène moyen). Par contre, au sud de ce massif, la Formation Souar se présente sous un faciès lagunaire (Formation Djebes). Il s'agit d'argiles verts sombres gypseux, associés à un banc massif de gypse et de dolomie primaire (Hennchir Béglia). La Formation Djebes n'a pu être datée (fig.28).

27 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

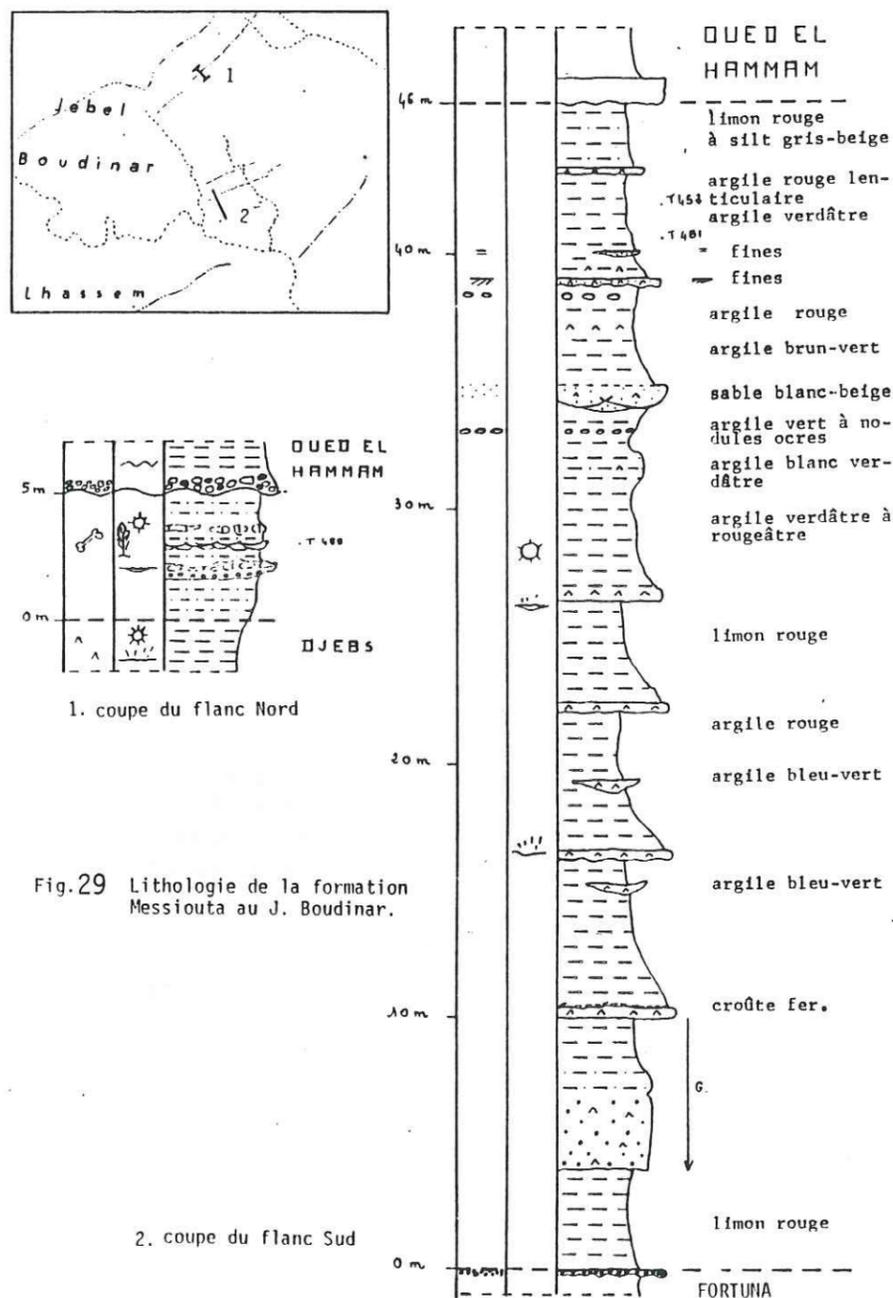


Fig. 29 Lithologie de la formation Messioua au J. Boudinar.

2. coupe du flanc Sud

5.3 - L'Oligocène : la Formation Fortuna.

5.3.1 - En Tunisie centrale:

Lithologie : la Formation Fortuna comprend généralement, une partie inférieure à alternances argilo-gréseuses et une partie supérieure massive nettement plus gréseuse.

Milieu de dépôt : La Formation Fortuna représente des dépôts marins littoraux agencés selon un dispositif deltaïque.

Age : ces grès ont été datés de l'Oligocène par Castany (1951) en Tunisie atlasique (Grès de Chérichéra à Nummulites, Echinides et Pectinidés).

5.3.2 - Au J. Boudinar

Localisation : la Formation Fortuna est représentée au J. Lhassem par un horizon conglomératique de 1 m d'épaisseur (fig. 29). Partout ailleurs, cette Formation affleure de façon très discontinue.

Lithologie : l'horizon du J. Lhassem est un conglomérat brun à ciment calcaire. De nature polygénique, il est constitué de grains carbonatés arrondis et de dragées de quartz de 2 à 3 mm. Cet horizon est organisé en mégalentilles superposées.

Milieu de dépôt : la Formation Fortuna est représentée par des dépôts chenalisés en milieu aquatique, principalement alimentés par l'érosion d'assises carbonatées.

5.4 - Le Miocène inférieur et moyen :

5.4.1 - L'Aquitanién : la Formation Messioua

5.4.1.1 - En Tunisie : il s'agit d'argiles rouges localement gréseuses d'origine continentale et datées de l'Aquitanién par encadrement (Buroillet, 1956).

5.4.1.2 - Au J. Boudinar : la Formation Messioua a été observée au sein du synclinal du J. Boudinar. Nous notons une forte variation d'épaisseur (x 9) entre les deux flancs du pli (fig. 29). Il s'agit d'une séquence argileuse rouge mais aussi blanche et bleu-vert renfermant quelques horizons sableux. La coupe 1 (fig. 29) est caractérisée par la présence de lentilles de dolomie primaire probablement d'origine lacustre. La découverte de fragment d'os (tibia, vertèbres) attribués à des Proboscidiens, confirme l'origine continentale de la Formation Messioua.

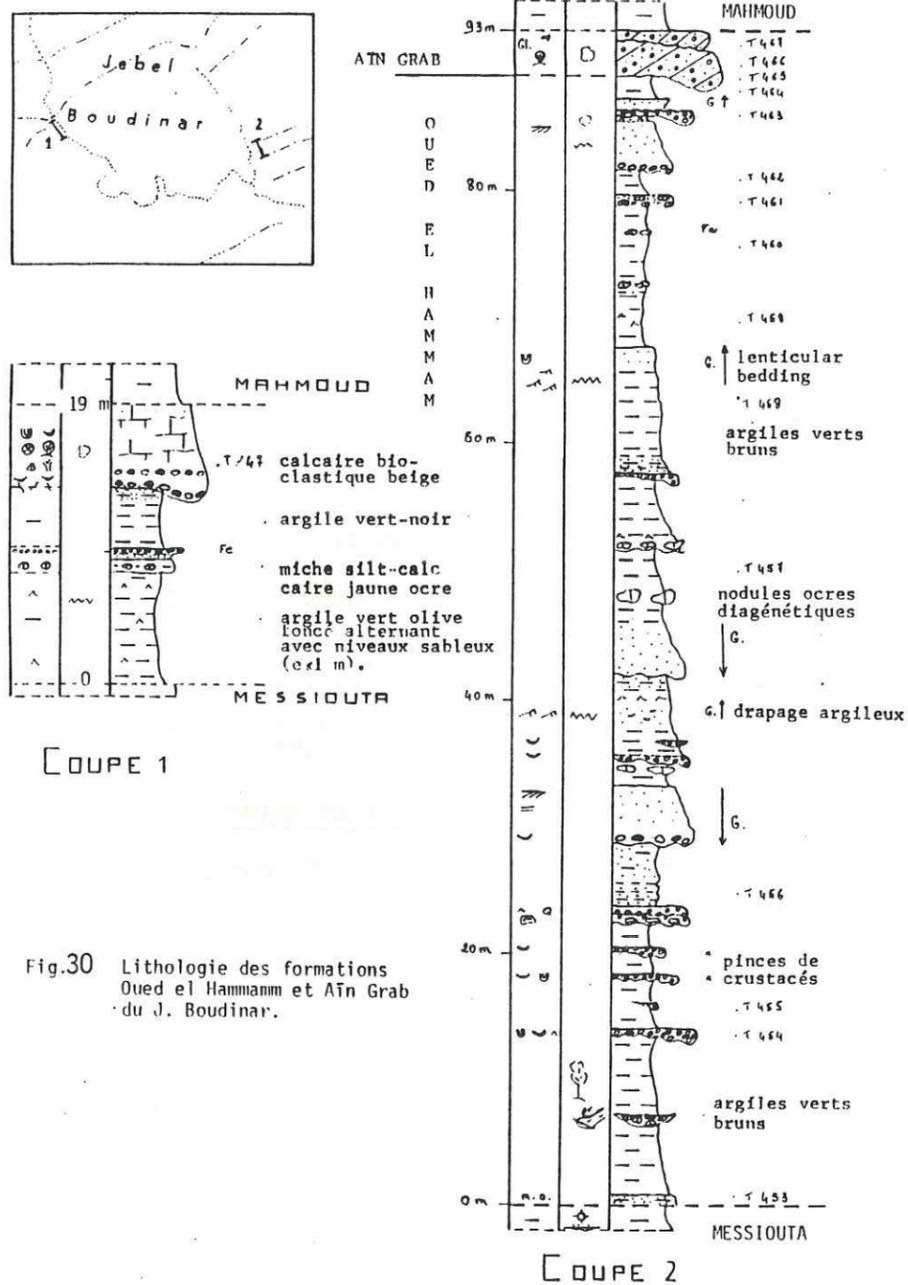


Fig.30 Lithologie des formations Oued el Hammam et Aïn Grab du J. Boudinar.

5.4.2 - Le Burdigalien-Langhien : la Formation Aïn Grab

5.4.2.1 - En Tunisie centrale :

Lithologie : la Formation Aïn Grab désigne un niveau calcaire très fossilifère avec des conglomérats à la base. Elle représente le niveau de transgression du Miocène moyen au dessus des grès de l'Oligocène (Cap Bon, Burollet, 1956). La barre carbonatée de la Formation Aïn Grab est précédée par un terme argileux vert sombre constituant la Formation Oued el Hammam (Hooyberghs, 1973).

Milieu de dépôt : la Formation Aïn Grab représente des dépôts de plate-forme.

5.4.2.2 - Au J. Boudinar :

L'étude de la Formation Aïn Grab a été menée en association avec T. Blondel (Sfax, Genève) à l'occasion de son travail sur la transgression du Miocène moyen en Tunisie.

La Formation Aïn Grab est présente dans tout le secteur étudié. Elle repose sur la Formation Messioua (flanc S du J. Boudinar s.s.) ou la Formation Souar (flanc N du J. Boudinar s.s.) par l'intermédiaire d'un terme argileux vert sombre. Nous avons reconnu là, la Formation Oued el Hammam, conformément à la définition de Hooyberghs (1973).

La Formation Oued el Hammam est constituée d'un ensemble d'argiles verts sombres qui succèdent aux argiles rouges de la Formation Messioua (fig.30). De nombreux chenaux fluviaux sont intercalés à la base, tandis que vers le sommet, l'influence marine se traduit par des chenaux de marées (stratifications obliques, rides asymétriques, galets lithophagés, granoclassement positif).

La Formation Oued el Hammam représente un milieu estuarien (nombreuses tidalites) où est enregistrée une évolution verticale depuis l'influence fluviale à un contexte marin.

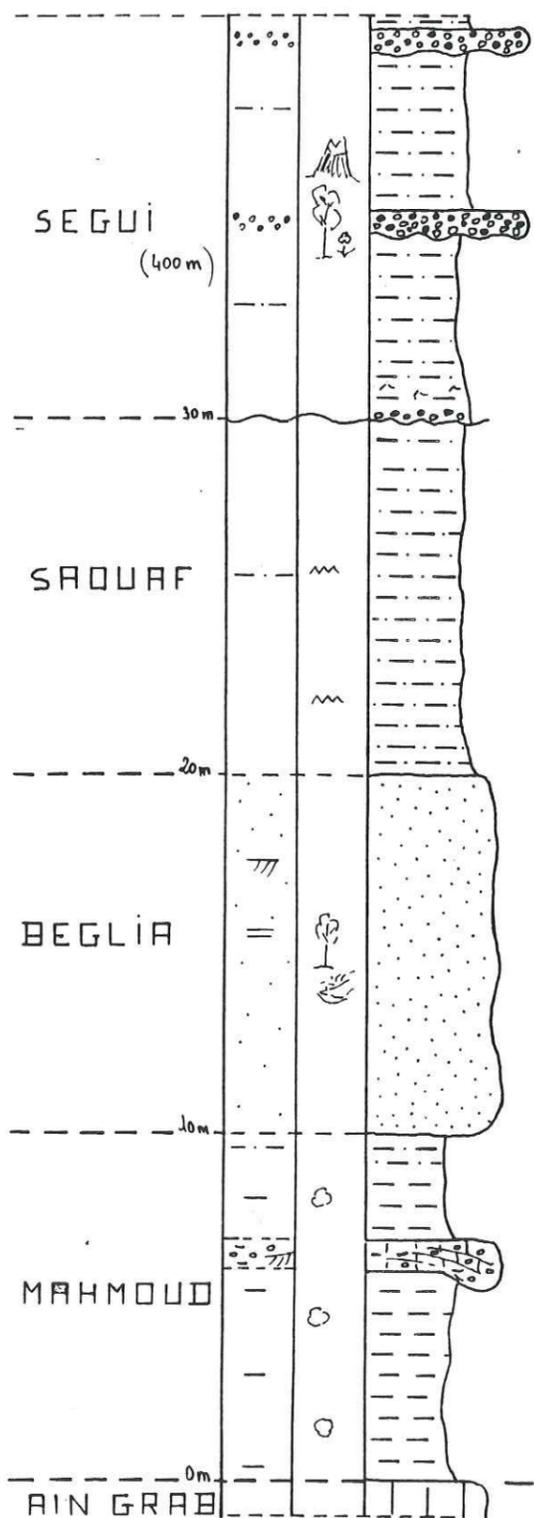
La Formation Aïn Grab est constituée d'une barre dolomitique jaunâtre (fig.30). Elle s'organise en lentilles décamétriques. C'est un microconglomérat polygénique, renfermant de nombreux grains de quartz. La faune constituée de : Pecten, Ostréa crassissima (Lamarck), Scutelles; Balanes; Bryozoaires et empreintes de lithophages, atteste du caractère marin de la Formation Aïn Grab.

5.4.3 - Du Langhien au Tortonien inférieur : la Formation Oum Douil

5.4.3.1 - En Tunisie centrale :

La Formation Oum Douil (Burollet, 1956) représente une séquence argileuse avec de fréquentes intercalations de couches

Fig. 31 Lithologie des formations Oum Douil (membres Mahmoud, Beglia, Saouaf) et Segui.



silt rouge avec à la base de nombreuses passées conglomératiques torrentielles

alternances d'argiles verts et d'argiles silteux brun-ocre

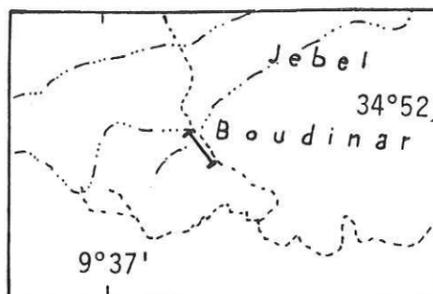
sable blanc-beige fin à passées grossières

silt ocre

T 246

T 245 calcaire brúnatre conglomératique (drapage argileux)

T 244 argiles grises compactes



gréseuses ou ligniteuses. La partie inférieure de la Formation Oum Douil est de type littoral ou de milieu marin peu profond. La partie supérieure montre des alternances d'influences lacustres et continentales, et de faciès littoraux.

Les études récentes sur le Néogène (Biely, 1974; Bismuth, 1984) subdivisent cette Formation en trois membres :

- les argiles de la base constituent la Formation Mahmoud.
- les passées sableuses sus-jacentes représentent la Formation Beglia.
- l'unité argilo-gréseuse à lignite du sommet forme la Formation Saouaf.

Ces trois membres s'étendent du Langhien au Tortonien inférieur (Biely, 1974; Fournié, 1978).

5.4.3.2 - Au J. Boudinar : (fig.31)

La Formation Mahmoud est représentée par un ensemble argileux grisâtre (10 m). Celui-ci devient plus silteux vers le sommet, annonçant ainsi les sables sus-jacents. La présence d'un horizon carbonaté à drapages argileux atteste de l'influence marine de ces dépôts. Ils représentent des cuvettes de boue centimétriques formées lors de la quiescence du flux des vagues marines.

La Formation Béglia est constituée de sables blanc-jaunâtres à grains moyens. Cette Formation représente un milieu fluvio-continental.

La Formation Saouaf est représentée par un ensemble d'alternances centimétriques d'argiles verdâtres et de silts brun-ocres. Elles traduisent des dépôts littoraux.

5.5 - Le Miocène supérieur et Pliocène : la Formation Segui.

5.5.1 - En Tunisie centrale :

En Tunisie orientale, il s'agit d'un ensemble très épais (200 à 400 m) d'argiles rouges d'origine continentale.

En Tunisie occidentale, ces niveaux argileux sont enrichis en conglomérats calcaires issus du démantèlement des reliefs en cours de formation.

La Formation Segui représente des dépôts alluviaux de piémont d'âge Mio-Pliocène (Burolet, 1956).

5.5.2 - Au J. Boudinar : (fig.31).

Sur le flanc nord, la Formation Segui débute par un niveau conglomératique, et est ensuite essentiellement silteuse.

Sur le flanc sud, la Formation Segui est représentée

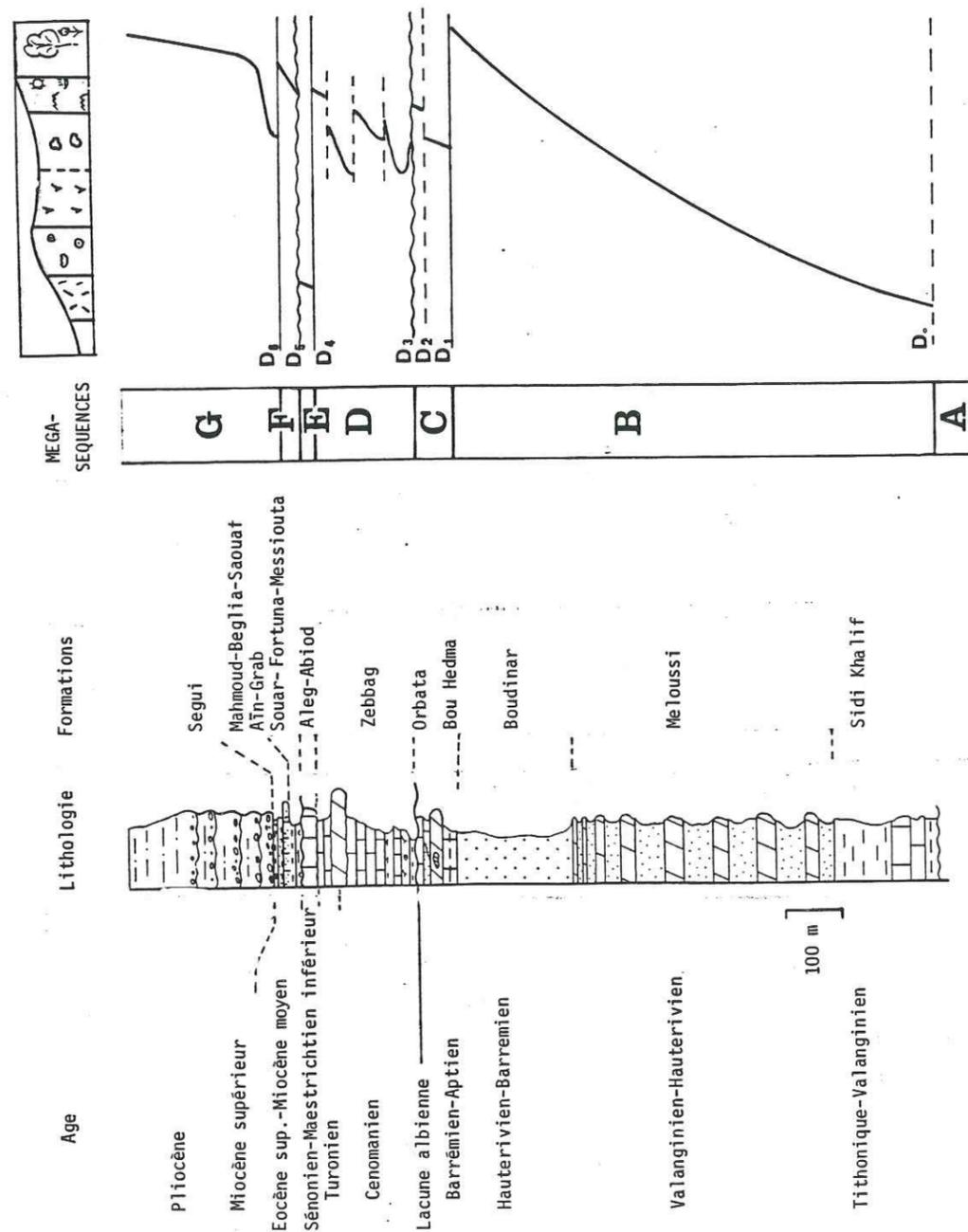


Fig. 32 Analyse séquentielle de la série lithologique du J. Boudinar, (Tunisie centrale).

par des alternances de niveaux conglomératiques et de silts rouges épisodiquement gypseux.

6 - Le Quaternaire :

L'étude de Burollet(1956) présente une synthèse du Quaternaire. Au J. Boudinar, le Quaternaire est représenté par :

- des limons rouges à bruns à concrétions calcaires.
- une croûte calcaire à très nombreux Helix (Villafranchien).
- des glacis encroûtés et des éboulis.

III - ANALYSE SEQUENTIELLE :

La description des différentes Formations observées au J. Boudinar, met en évidence une succession d'environnements sédimentaires dont l'évolution géodynamique est représentée par la figure 32 .

L'analyse séquentielle envisagée à l'échelle des Formations permet d'individualiser 7 mégaséquences. Elles sont délimitées par des discontinuités sédimentologiques d'importance diverse : il peut s'agir de diastèmes, de surfaces durcies taraudées, de discordances cartographiques ou angulaires.

La mégaséquence A :

Elle s'étend du Trias au Tithonique. Les relations structurales des Formations Rhéouis, Nara et Sidi Khalif, entre elles, ne permettent pas de détailler l'évolution des faciès. Nous concluons à une tendance à l'approfondissement depuis les faciès évaporitiques du Trias, jusqu'aux faciès pélagiques de la fin du Jurassique. L'étude de la Formation Nara, le long de l'axe N-S (Souassi, 1986) semble confirmer cette évolution.

La mégaséquence B :

Elle s'étend du Tithonique terminal à l'Hauterivien. La superposition des Formations Sidi Khalif, Meloussi et Boudinar, illustre une phase de comblement. Elle se traduit par l'installation d'un appareil deltaïque (fig. 11). Les faciès pro-médio-supra deltaïques sont respectivement représentés par les Formations Sid Khalif, Meloussi et Boudinar (MRabet, 1981). Le diachronisme de chacun de ces environnements sédimentaires (ch. 2 et 3), peut traduire leur migration latérale dans le temps.

Au J. Boudinar, les séquences élémentaires (sables-dolomies) sont stratocroissantes. Cela résulte d'une augmentation du pourcentage sableux, alors que les barres dolomitiques sont stratodécroissantes. Cette évolution se termine par la série uniquement sableuse constituant la Formation Boudinar. La phase de comblement du Néocomien

résulte donc d'une progradation de matériel détritique de plus en plus abondant.

La mégaséquence C :

Elle s'étend de l'Hauterivien supérieur (?) à l'Albien inférieur (?). Cette séquence est limitée à la base par le diastème (D1) séparant la Formation Bou Hedma de la Formation Boudinar. Au sommet, cette séquence est limitée par la surface d'érosion de l'Albien inférieur et moyen (D3).

La mégaséquence C qui regroupe les Formations Bou Hedma et Orbata, peut être subdivisée en deux séquences :

- la première est limitée à la base par le toit de la Formation Boudinar (D1) et au sommet par le toit de la Formation Orbata inférieure (D2). C'est une séquence de comblement qui traduit l'évolution des faciès de plate-forme liés à une transgression d'âge imprécis (Hauterivien supérieur, Barrémien ?). La discontinuité D2 traduit une émergence datée du passage Bédoulien - Gargasien.
- La seconde séquence est limitée à la base par la discontinuité D2 et au sommet par la discontinuité D3. Cette séquence est caractérisée par des faciès carbonatés de plate-forme interne peu profonds, perturbés à la base par des apports détritiques chenalisés. Aucune évolution séquentielle ne peut en être déduite.

La mégaséquence D :

Elle s'étend du Vraconien au Turonien. Elle regroupe les Formations Fahdène, Zebbag, et la dolomie de Gattar. Cette séquence est limitée à la base par la discontinuité D3 et au sommet par la base de la Formation Aleg. La mégaséquence D est subdivisée en 4 séquences :

- la première d'âge Vraconien traduit une phase de comblement. Transgressive à la base, elle devient régressive avec l'installation (rapide) de faciès de lagon (faible tranche d'eau, dinosaures).
- la deuxième d'âge Cénomaniens, légèrement transgressive à la base, se caractérise par des faciès évaporitiques.
- la troisième d'âge Cénomaniens-base du Turonien, interrompt brusquement la sédimentation évaporitique précédente. Il s'installe alors un faciès de plate-forme à rudistes relayé par des faciès de plate-forme littorale (dolomie de Gattar). Cette séquence représente les premiers indices de la transgression turonienne observée à l'échelle mondiale.
- la quatrième d'âge Turonien est représentée par les Formations Annaba et Bireno. L'absence des marnes de la

Formation Annaba est liée à la transgressivité du Turonien. La Formation Bireno représente des milieux de plate-forme interne.

Dans son ensemble, la mégaséquence D traduit une phase de comblement.

La mégaséquence E :

Elle s'étend du Coniacien au Maastrichtien. Elle regroupe les Formations Aleg et Abiod. Cette mégaséquence est limitée à la base par la surface d'érosion (D4) anté-Aleg, et au sommet par la surface d'émergence (D5) datée Maastrichtien supérieur à Eocène moyen. La mégaséquence E est caractérisée par des faciès bathyaux à circolittoraux. Ce sont les dépôts les plus profonds que l'on ait observé dans notre secteur. Ils représentent la transgression du Crétacé supérieur.

La mégaséquence F :

Elle s'étend du Lutétien supérieur à l'Aquitaniens. Elle regroupe les Formations Souar, Fortuna et Messioua. Limitée à la base par la discontinuité D5 (émergence Paléocène-Eocène inférieur), cette mégaséquence est limitée au sommet par le diastème situé à la base de la Formation Aïn Grab.

Il s'agit d'une séquence de comblement puisque la série évolue depuis des faciès lagunaires vers des faciès continentaux.

La mégaséquence G :

Elle s'étend du Burdigalien à l'Actuel. La superposition des Formations Aïn Grab, Mahmoud, Beglia, Saouaf et Segui traduit une phase de comblement. La base de cette séquence est marquée par la transgression burdigalo-langhienne. Ensuite, l'évolution à des faciès continentaux est perturbée par quelques récurrences marines (F. Mahmoud et Saouaf), se traduisant par plusieurs séquences élémentaires.

IV - CONCLUSION :

Le Jebel Boudinar est caractérisé par une succession de séquences de comblement.

La sédimentation du Jebel Boudinar est dominée par deux transgressions eustatiques majeures. Il s'agit du Cénomaniens et du Turonien. Trois transgressions mineures se surimposent aux cycles de premier ordre. Elles interressent l'Aptien, l'Eocène supérieur et le Miocène moyen.

Ces événements majeurs sont limités par des discontinuités nettement marquées. Elles concernent les périodes suivantes : Albien inférieur-moyen (?); Turonien supérieur-Coniacien; Maastrichtien supérieur (?) à Eocène moyen.

Ces discontinuités sont liées à :

- des émergences (accompagnées éventuellement d'une érosion continentale) et lithifications précoces (celles-ci peuvent être aériennes, mais ont pu aussi débiter sous une faible tranche d'eau).
- d'une submersion importante des plate-formes antérieurement
- une érosion sous-marine et attaque d'organismes marins lithophages (l'induration précoce est alors sous-marine).

Ces discontinuités représentent divers phénomènes sédimentaires où la lithification précoce est omniprésente. Celle-ci permet alors de fossiliser les objets structuraux qui accompagnent les dépôts de chaque Formation. La superposition dans le temps de plusieurs couples discontinuités-induration précoce, permet alors d'analyser l'évolution du contrôle structural associé à la sédimentation des différentes Formations.

TROISIEME PARTIE

LES DEFORMATIONS SYNSEDIMENTAIRES

CHAPITRE I - STRUCTURES MAJEURES ET DEFORMATIONS SUPERPOSEES

CHAPITRE II - LES STRUCTURES D'AGE HAUTERIVIEN

CHAPITRE III - LES STRUCTURES D'AGE APTIEN

CHAPITRE IV - LES STRUCTURES D'AGE CENOMANIEN

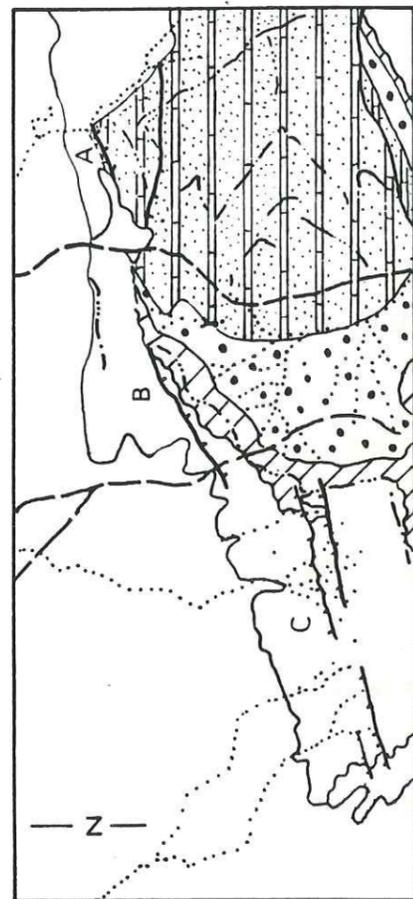
CHAPITRE V - LES STRUCTURES D'AGE TURONIEN

CHAPITRE VI - LES STRUCTURES D'AGE TURONIEN TERMINAL
- MAASTRICHTIEN INFÉRIEUR

CHAPITRE VII - LES DEFORMATIONS TERTIAIRES

CHAPITRE VIII - LES STRUCTURES LIÉES AUX SERRAGES ATLASIQUES
(MIOCÈNE SUPÉRIEUR À ACTUEL)

CHAPITRE IX - SYNTHÈSE DE L'HISTOIRE STRUCTURALE
DU JEBEL BOUDINAR



F. Meloussi
(Valanginien-
Hauterivien)

F. Bou Hedma, Orbata
(Aptien)

F. Boudinar
(Hauterivien-
Barrémien ?)

F. Zebbag
(Génomannien)

Faille Nord Segdal

Fig. 33 Localisation des différents segments de la faille Nord Segdal sur la carte géologique simplifiée (1/50 000) du J. Boudinar.

A. Secteur de B. Dahar
 B. Secteur des crêtes de Sidi Bou Ati
 C. Secteur Nord Segdal-point 632 m

PARTIE 3 : LES DEFORMATIONS SYNSEDIMENTAIRES

De nombreux marqueurs de déformations précoces jalonnent la colonne sédimentaire que nous venons de décrire. Dans la recherche des paléostructures, un intérêt tout particulier est porté aux zones faillées directionnelles montrant des jeux durables et variés. Elles représentent l'influence du bâti structural.

Pour caractériser chacune de ces déformations, nous avons utilisé divers objets d'échelles différentes. Ainsi l'analyse des failles synsédimentaires peut être complétée parfois par l'étude du réseau de diaclases. Ces deux types d'observations sont intégrés ensuite aux schémas paléogéographiques tunisiens. Nous envisageons alors, le rôle de la fracturation, période par période, au Jebel Boudinar et dans son contexte.

CHAPITRE I

STRUCTURES MAJEURES ET DEFORMATIONS SUPERPOSEES

I - L'IMPORTANCE DE L'HERITAGE STRUCTURAL EN TUNISIE

Le socle de Tunisie centrale, quoique inconnu, est probablement affecté d'hétérogénéités réparties selon trois directions africaines: N-S ; NE-SW ; NW-SE ; (p. 15).

Ces discontinuités sont décelées sur les cartes d'anomalie de Bouguer (Midassi, 1982), gravimétriques (ex : Haller, 1983) et du gradient géothermique (Ben Dhia, 1987). Dans la couverture elles se traduisent par:

- le style éjectif des plis : ce sont des anticlinaux étroits coffrés, séparés par de vastes plaines synclinales.
- la multiplicité des directions de plis : elles ne correspondent pas à autant de phases de compression. Les plis refléteraient plutôt la remobilisation en compression d'accidents profonds préexistants.
- la coïncidence des anomalies sédimentaires et des traits structuraux majeurs : ces zones de fractures constituent des domaines mobiles induisant des haut-fonds ou des grabens entre deux panneaux jouant verticalement et indépendamment des zones faillées.
- le rejeu répété des accidents directionnels sous l'effet des distensions et des compressions régionales.

Ces discontinuités induisent une structuration de la couverture qui se superpose aux structures directement liées à l'état de contrainte.

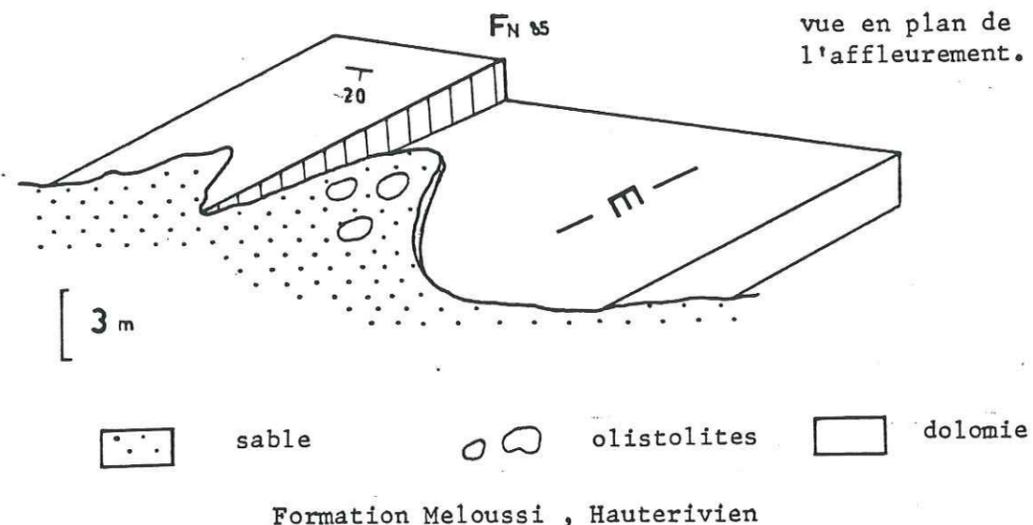


Fig. 34 Paleofaille N 85 de B. Dahar. Elle affecte les dolomies de la formation Meloussi. La présence d'olistolites métriques de dolomie, au sein des sables sus-jacents, témoigne du jeu synsédimentaire de cette faille. Le sable (formation Meloussi, Hauterivien) scelle cette faille N 85. Elle résulte de la fracturation en extension hauterivienne.

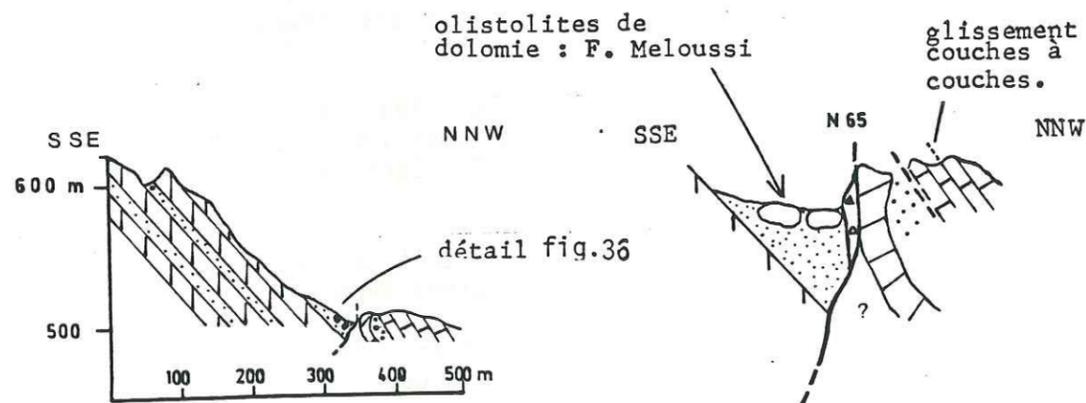
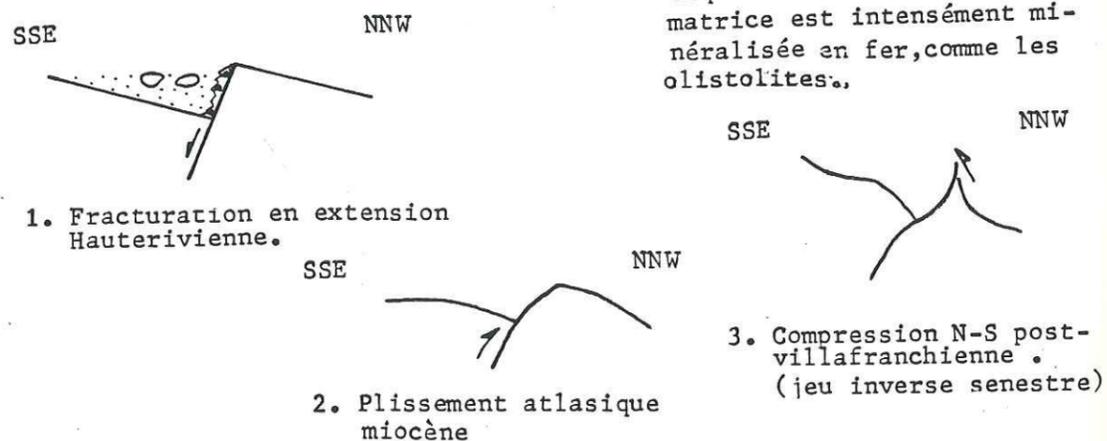


Fig. 35 Coupe de la rive gauche de l'oued Zitoun (Jebel Boudinar).

Fig. 36 Faille normale plissée. Elle est jalonnée d'une brèche à éléments dolomitiques centimétriques. La matrice est intensément minéralisée en fer, comme les olistolites.



II - STRUCTURES MAJEURES ET DEFORMATIONS POLYPHASEES au J. Boudinar

1 - déformations synsédimentaires superposées au droit d'une faille directionnelle : La faille Nord Segdal, (fig. 33).

Cette fracture jalonne tout le flanc nord du Jebel Segdal. Elle est peu active lors de la phase de serrage atlasique, mais participe toutefois au style éjectif du Jebel Segdal (tracé plissé en coupe).

Son tracé cartographique montre une succession de branches de direction ENE-WSW et E-W. Ces tronçons fonctionnent à des époques différentes, mais certains sont polyphasés.

1.1 - Secteur de B. dahar :

La faille est ici, de direction N 85. elle affecte les dolomies sommitales de la Formation Meloussi (Valanginien - Hauterivien). La présence d'olistolites témoigne de l'écroulement d'un paléo-escarpement. Le jeu a provoqué l'effondrement du compartiment sud. Enfin, le remplissage sableux (Formation Meloussi) scelle ce dispositif qui résulte d'un jeu en extension d'âge Hauterivien (fig. 34).

Un dispositif identique peut être envisagé pour la branche septentrionale N 65. La coupe de la figure 35 souligne le jeu polyphasé de la surface de faille. Le glissement couche à couche observé au sein de la série cénomaniennne est associé au jeu inverse sénestre de la faille de N. Segdal. A l'échelle du pli, cette déformation est attribuée aux phases compressives cénozoïques (2,3, fig. 36).

Dans le compartiment situé au Sud de la faille, des blocs dolomitiques métriques sont emballés dans un sable. Leurs grands axes sont perpendiculaires au plan de faille, ce qui suggère qu'ils ont été resédimentés à partir d'un escarpement créé par le plan de faille et représentent des olistolites.

Une brèche monogénique à éléments dolomitiques centimétriques et à matrice sableuse jalonne le plan de faille. Brèche et plan de faille sont intensément minéralisés (fer), sur 50cm d'épaisseur.

Tout ceci s'est mis en place lors de l'effondrement du compartiment sud, au cours d'un jeu synsédimentaire de cette faille N 65. Le matériel sableux, dont l'âge n'est pas déterminé exactement, appartient soit à la Formation Meloussi (Valanginien-Hauterivien), soit à la Formation Boudinar (Hauterivien-Barrémien basal). La granulométrie permet d'exclure une appartenance aux sables plus fins de l'Aptien.

T coupe fig. 38

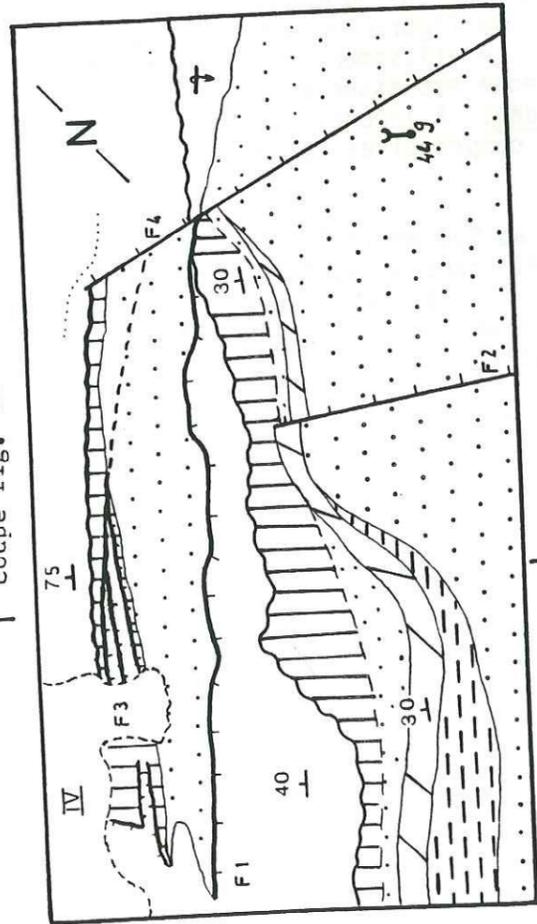
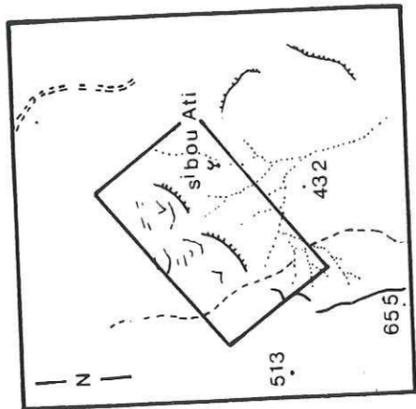


Fig. 37 Carte géologique des crêtes de Sidi Bou Ati au 1/10 000



Localisation de la carte au 1/10 000 d'après le fond topographique au 1/50 000

LEGENDE

- IV Quaternaire
- F. Fahdene (Vraconien)
- F. Orbata (moy. et sup. Gargasien)
- F. Orbata inf.
- F. Bou Hedma
- Aptien inférieur
- F. Boudinar (Hauterivien-Barrémien)

- F1 faille de Sidi Bou Ati
- F2 faille du point 449
- F3 failles satellites de F1
- F4 faille du collet Olad Mbarek

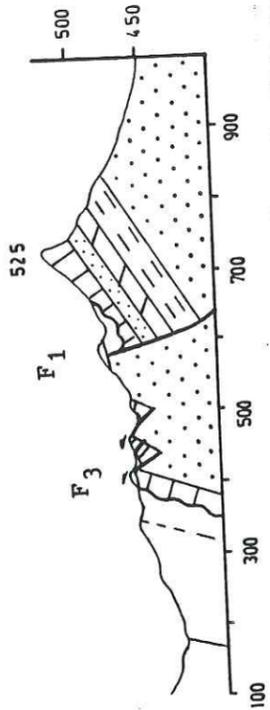


Fig. 38 Coupe transversale des crêtes de Sidi Bou Ati. (l'échelle verticale est exagérée pour mieux visualiser la géométrie des blocs associés à F1 et F3)

En conséquence, cette fracturation en extension est donc vraisemblablement d'âge hauterivien. Le rejet initial ne peut être estimé.

1.2 - Secteur des crêtes de Sidi Bou Ati :

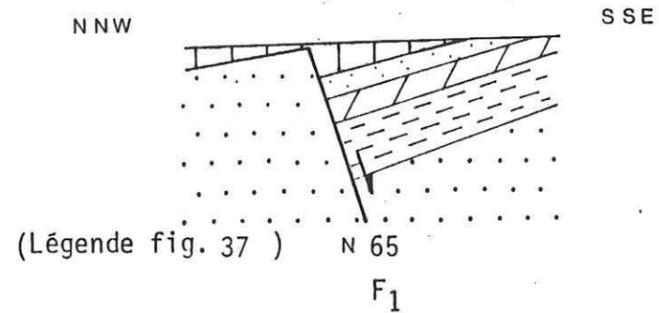
Au Nord de Sidi Bou Ati, deux familles de failles sont associées. La principale est ENE - WSW (F1 et F3, fig.37).

Ces failles ont peu rejoué lors des compressions alpines. Cependant les failles F3 ont été plissées et ont rejoué légèrement en failles inverses (fig.38).

Deux dispositifs successifs en extension ont sollicité ces deux familles.

1.2.1 - A l'Aptien : jeu des failles F1 et F2 :

La faille de Sidi Bou Ati (F1), N 65, provoque l'effondrement du compartiment sud où la série aptienne est complète (30m). Par contre, sur le compartiment nord, le terme carbonaté du gargasien repose directement sur les sables de la Formation Boudinar.



(Légende fig. 37) N 65 F1

Cette faille fonctionne durant l'Aptien, et est scellée par le dépôt du terme carbonaté de la Formation Orbata supérieur (gargasien).

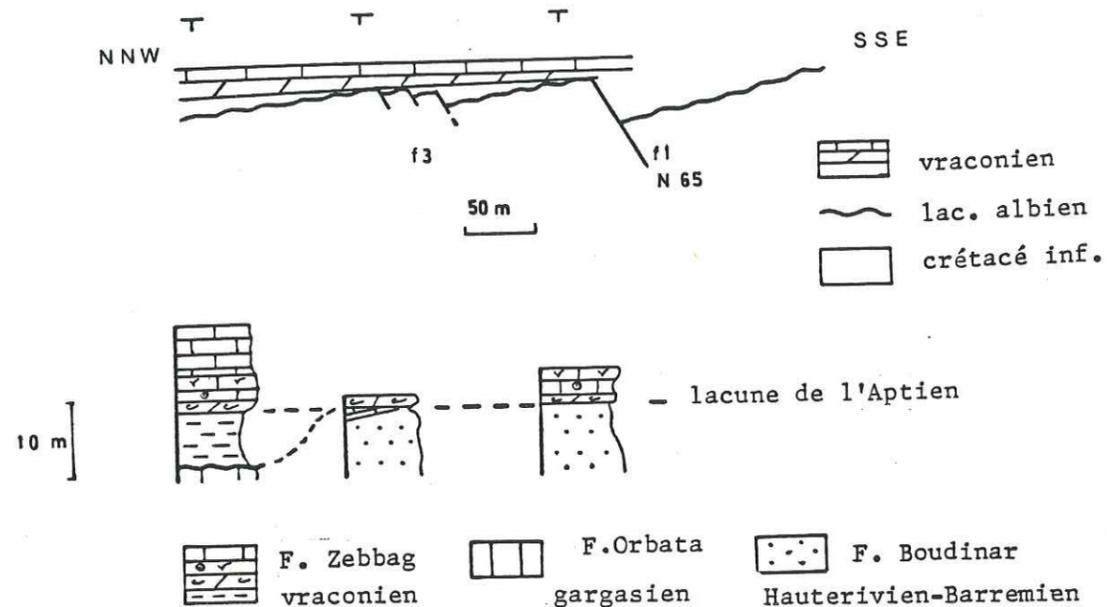


Fig. 39 Jeu en extension syn-vraconien des failles N 65 : F₁ et F₃ (crêtes de Sidi Bou Ati). Elles provoquent l'effondrement du compartiment sud-est. Elles affectent le hard-ground marquant la lacune albienne et sont cachetées par les niveaux oolitiques du Vraconien.

Leurs terminaisons sont masquées par les limons rouges.

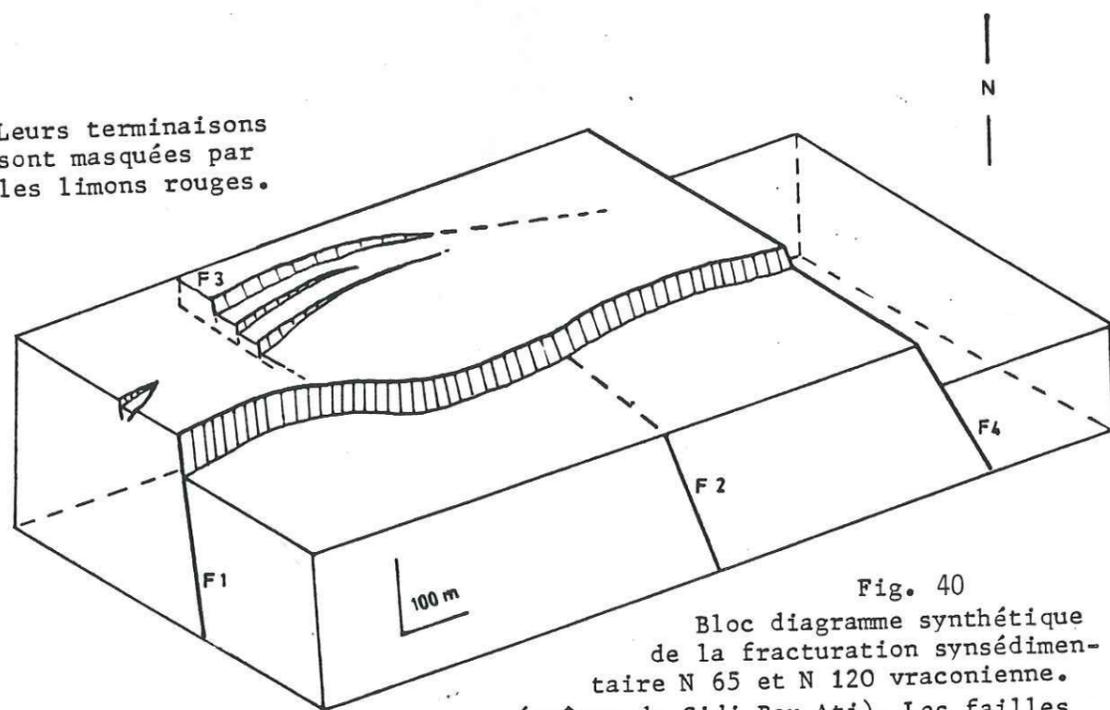
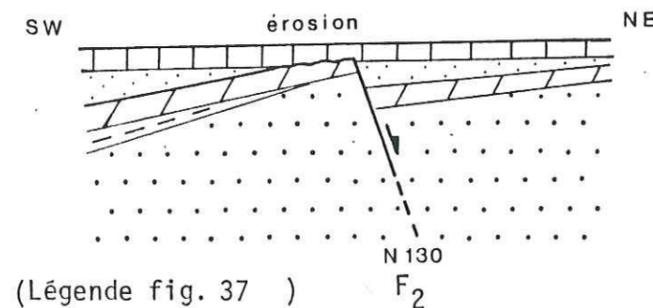


Fig. 40 Bloc diagramme synthétique de la fracturation synsédimentaire N 65 et N 120 vraconienne. (crêtes de Sidi Bou Ati). Les failles

F₁ et F₃ sont cachetées par les niveaux oolitiques du vraconien. La faille F₄ cesse de fonctionner un peu plus tard au Vraconien.

La faille F₂ (point 449m), de direction N 130, provoque un léger effondrement (rejet 10m) du compartiment nord-est. Cette structure est cachetée par le terme carbonaté du gargasien.



Son jeu syn-aptien est contemporain de celui de la de la famille N 65.

Le dispositif de blocs délimités par des plans orthogonaux résulte d'une fracturation en extension d'âge Aptien.

1.2.2 - Au Vraconien : jeu des failles F₁, F₃, F₄.

Après l'érosion de l'Albien inférieur, la transgression de l'Albien supérieur est accompagnée du rejeu de ces deux familles de failles (fig.39).

La faille de Sidi Bou Ati (F₁) et ses satellites (F₃) affectent le hard-ground albien. Le rejeu est cacheté par les niveaux oolitiques et à rudistes au Vraconien (fig.40). L'allure courbe en carte des failles F₃ suggère qu'elles s'horizontalisent en profondeur.

A son extrémité occidentale, la faille F₁ a été cachetée légèrement plus tard, mais toujours au cours du Vraconien, car le banc à rudistes est basculé.

A l'Est, elle est affectée par la faille du Collet Olad Mbarek, N 120 (F₄). Son jeu syn-vraconien est attesté par la variation d'épaisseur des faciès de lagon (Formation Zebbag), de part et d'autre de la faille, (fig.41). Elle est définitivement scellée lors du dépôt de cette série, comme le montre le 7^{ème} banc carbonaté au dessus du deuxième horizon marneux de cette série (fig.41 *).

1.3 - Secteur Nord-Segdal - point 632m :

Le long du flanc nord du Jebel Segdal, la faille N. Segdal est de direction N 80. La surface de faille a été redressée lors des différentes phases de compression.

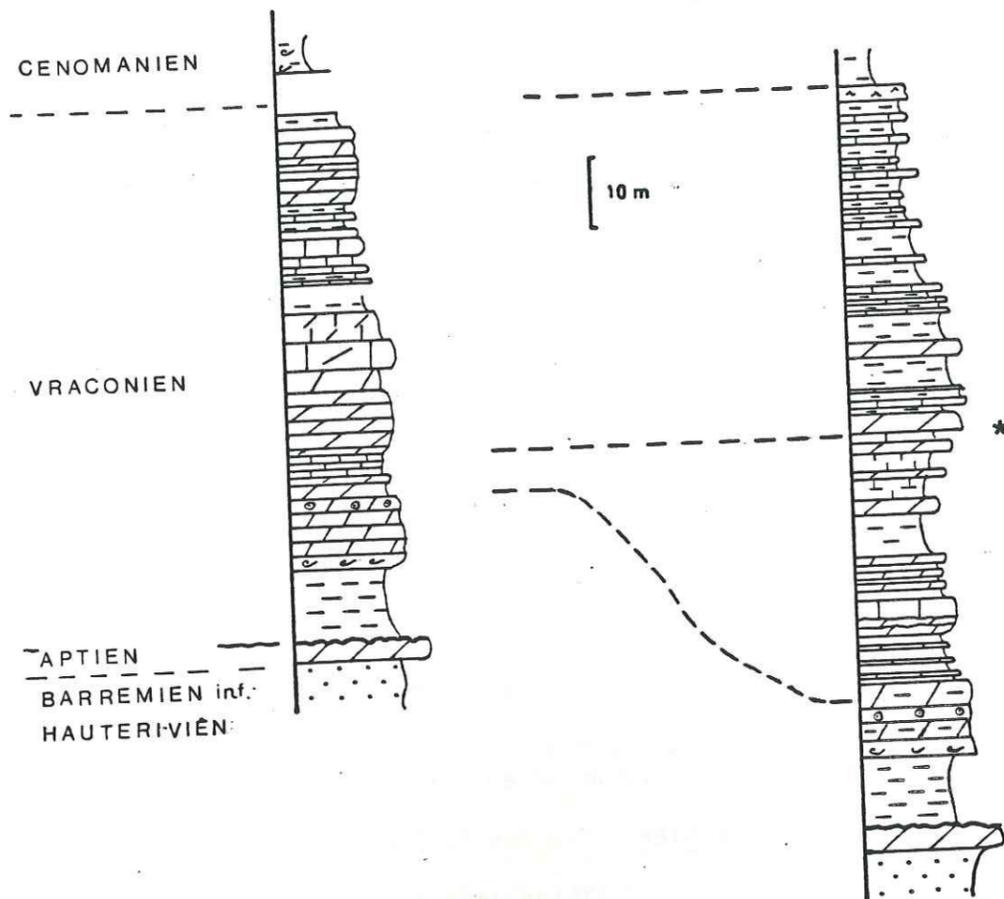


Fig. 41 Paleofaille F_4 N 120 des crêtes de Sidi Bou Ati. Son jeu syn-vraconien est illustré par :

- a. la variation d'épaisseur des faciès de lagon du Vraconien.
- b. la faille est coiffée par le banc carbonaté * qui appartient au Vraconien.

Deux épisodes en extension sont enregistrés par cette faille. L'un a influencé la sédimentation vraconienne, l'autre n'a pu être daté précisément.

1.3.1 - Au Vraconien :

La faille Nord-Segdal provoque un effondrement important (30m) du compartiment nord, recoupant la barre à rudistes de la Formation Zebbag inférieure. L'escarpement est progressivement ennoyé par les calcaires de cette même Formation (Vraconien). Sur le compartiment sud, seuls les niveaux supérieurs représentant 1m de série, reposent sur la barre à rudistes. La variation d'épaisseur et l'absence d'une partie de la série dans le compartiment sud, traduit l'activité syn-sédimentaire de cette faille. Ce mouvement provoque la formation d'une brèche monogénique à éléments carbonatés jaunâtres issus de la Formation Zebbag inférieure.

Le dépliage de cette structure montre un dispositif en faille normale, pentée de 50° au Nord et qui est progressivement ennoyé par les dépôts vraconiens. Il résulte d'une phase d'extension syn-vraconienne.

1.3.2 - Phase d'extension postérieure à la phase initiale de plissement :

La coupe de l'Oued Bou Hanik (fig.42) illustre le rejeu tardif de la faille Nord Segdal. Celui-ci provoque la fracturation du flanc nord du pli. Deux failles, (orientées N 85-90) sont individualisées.

Dans le détail, cette déformation est accompagnée du jeu de diaclases N 80, 120-130 (fig.43). Les joints sont disposés selon des plans de cisaillement conjugués. Ils constituent des microfailles normales. Les seules stries conservées montrent un jeu décrochant sénestre. Cela traduit une remobilisation des structures distensives E-W. En l'absence de marqueurs syn-sédimentaires, l'âge de cette déformation distensive n'est pas déterminé.

L'analyse géométrique du dispositif précédemment décrit permet de proposer un âge pour ces structures.

Les failles normales mineures dessinent un réseau conjugué, basculé avec le plan de stratification. La recherche par construction stéréographique de la géométrie initiale : failles symétriques vis à vis du plan de stratification, aboutit à un basculement de 15 à 20° de la So, (fig.44).

Ce basculement peut être associé au plissement d'âge Miocène supérieur à l'origine de la discordance angulaire de 20° entre la Formation Segui et la Formation Abiod. Cette fracturation E-W résulterait alors d'une extension d'extrados. Elle est indirectement liée au jeu de la faille Nord Segdal puisque celle-ci guide le coffrage du pli.

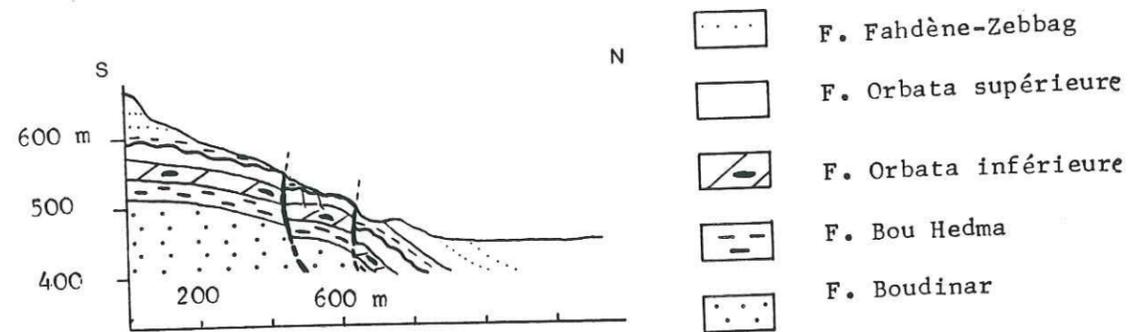


Fig. 42 Coupe de l'oued Bou Hanik (J. Segdal Nord). Le flanc nord du pli atlasique est affecté de deux flexures N 80.

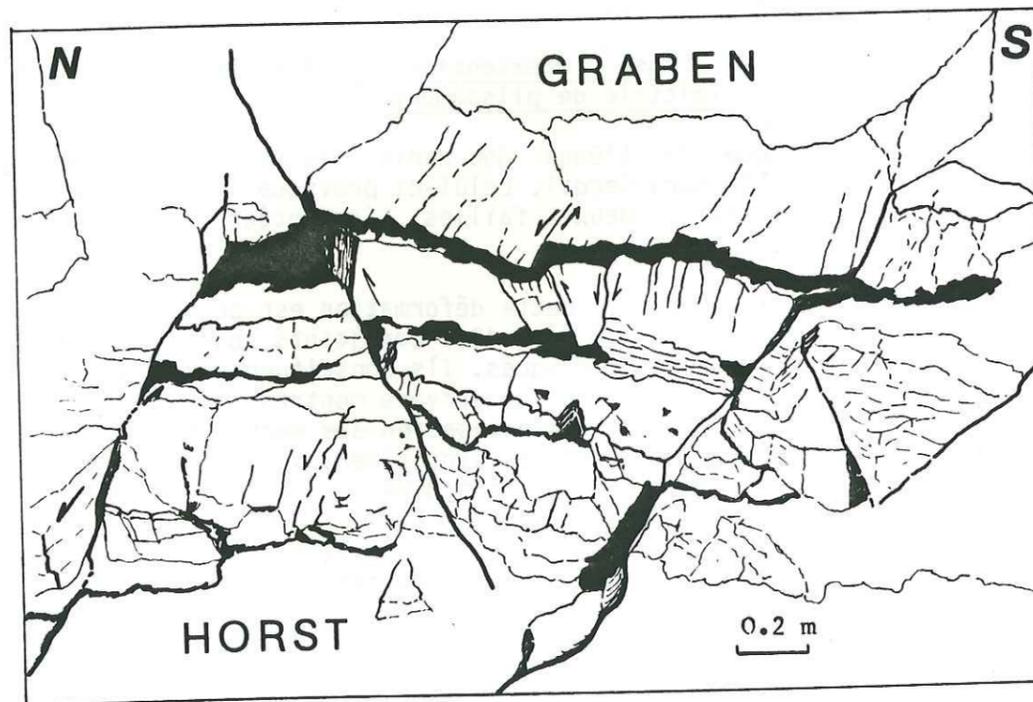


Fig. 43 Réseau de diaclases en position de micro-failles normales conjuguées N 80 - N 100 (vue en coupe). Il fonctionne secondairement en coulissement (voir limite nord du Horst).

2 - Déformations superposées le long du flanc sud-est du J. Boudinar :

A l'Est de l'oued Brahim (fig.45), l'unité Segdal-Defla (cœur du pli atlasique) chevauche l'unité "oued Brahim" (flanc SE du pli). Les séries sédimentaires de chaque unité, ont été verticalisées lors de cette déformation.

Au sein de l'unité Segdal-Defla, deux dispositifs sont observés.

2.1 - De l'Hauterivien à l'Aptien : (fig.45)

La Formation Meloussi est tronquée par une surface d'érosion.

Au Nord-Est, celle-ci est soulignée par une croûte ferrugineuse épaisse de 10 cm, sur laquelle repose directement la Formation Orbata supérieure. Il existe donc une lacune sédimentaire correspondant aux Formations Boudinar - Bou Hedma - Orbata inférieure.

Au Sud-Ouest, cette surface de troncature s'infléchit vers le NW. Les Formations Boudinar - Bou Hedma - Orbata inférieure viennent alors s'appuyer contre cette surface, qu'elles recouvrent en un dispositif d'onlap. La Formation Orbata supérieure scelle le dispositif.

La brusque inflexion (au Sud-Ouest de ce secteur), donne à cette surface un aspect de paléo-abrupt. L'absence de variation sédimentologique au sein des différentes Formations lui confère une valeur de paléofaille. Celle-ci fonctionne à partir de l'Hauterivien (F. Meloussi) et durant tout l'Aptien. Elle isole au Nord-Est, un domaine sub-émergé depuis l'Hauterivien et qui est ennoyé au cours du Gargasien (seuil aptien, P 3 ch.3).

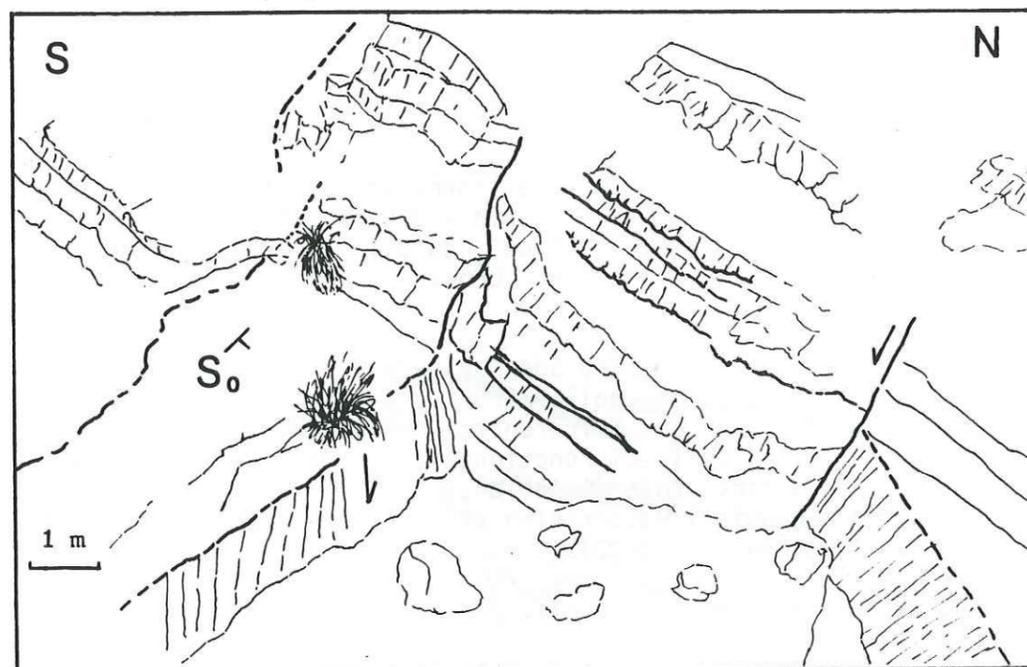
2.2 - Au Vraconien : (fig.47).

Le secteur présente plusieurs failles normales qui guident la sédimentation des termes carbonatés du Vraconien. Les plans de failles, orientés N 120-130, sont tapissés d'un enduit ferrugineux. Celui-ci encroûte aussi, les brèches à éléments carbonatés vraconiens, issues de l'activité des failles. Ce dispositif résulte d'une fracturation en extension. Les rejets restent modestes (1 à 5m). L'effondrement principal est situé à l'aplomb du paléoabrupt du Crétacé inférieur.

Fig. 44 Fracturation N 70 en extension . Elle créé un dispositif de horsts et grabens , après une ébauche de plissement. (toit de la formation Orbata supérieure, la gorge du J. Segdal Nord).



A. Dispositif en horsts et grabens au toit de la Formation Orbata supérieure.



B. Graben N 70 délimité par des failles normales affectant la dalle gargasienne, gorge du flanc nord du J. Segdal.

C. Projection stéréographique canevas Wulf (hémisphère sup.)

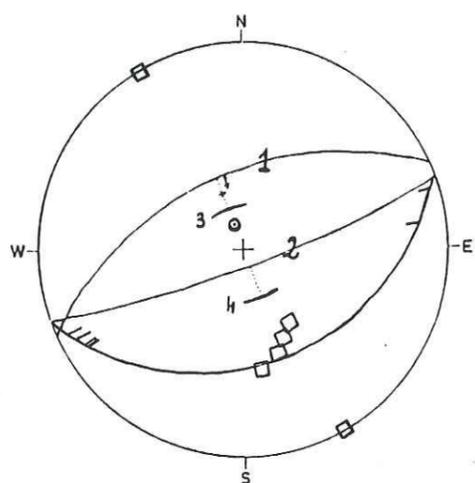
+ S_0 ⊙ S_0 restituée

□ pôles des failles normales

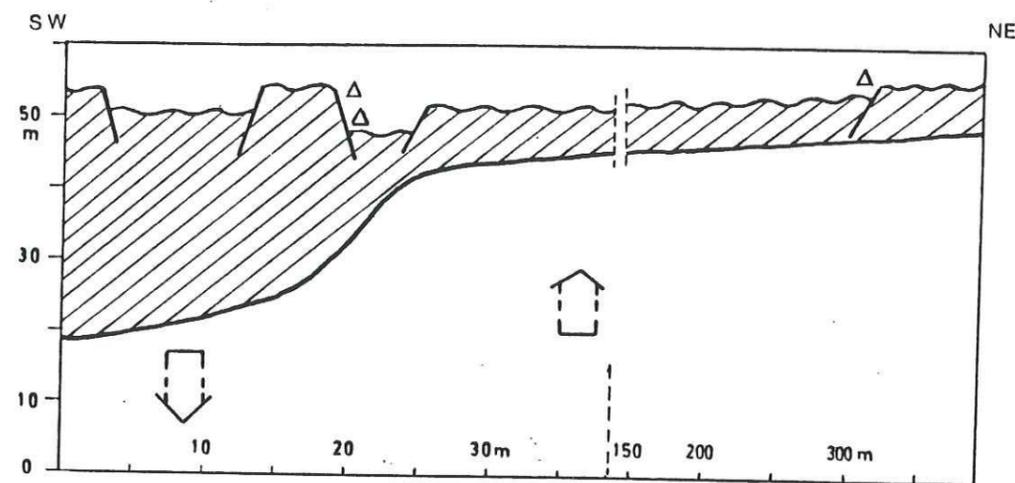
↷ trace cyclographique des F.N.

↷ trace des F.N. restituées

∩ intersection F.N. / S_0



Cette fracturation locale synsédimentaire, en extension, traduit la réponse à la réactivation de cette discontinuité sous-jacente (seuil aptien).



- F. Zebbag (vraconien cenomanien)
- ▨ Hauterivien-Aptien
- ↷ faille normale
- ~ lacune albienne
- ~ Paleo-abrupt du Crétacé inférieur
- △ brèche

Fig. 47 Fracturation N 110-130 en extension, au sein de l'unité "oued Defla" (oued Brahim). Les brèches à matériel exclusivement carbonaté (vraconien) témoignent de l'écroulement des escarpements de failles. Chaque surface de faille et chaque brèche sont encroûtés par une pellicule ferrugineuse. Ces structures sont progressivement ennoyées par la série carbonatées du Vraconien.

Ce dispositif est d'âge Vraconien. L'effondrement principal répond à la réactivation de la discontinuité sous-jacente (paleo-abrupt du Crétacé inférieur).

3 - Discussion :

Ces exemples montrent la superposition de structures mineures distensives et compressives. Leurs jeux répétés en extension, en compression, ou en extension puis en compression, durant une longue période (du Crétacé au Quaternaire) permet d'identifier les structures majeures à l'origine de cette mobilité.

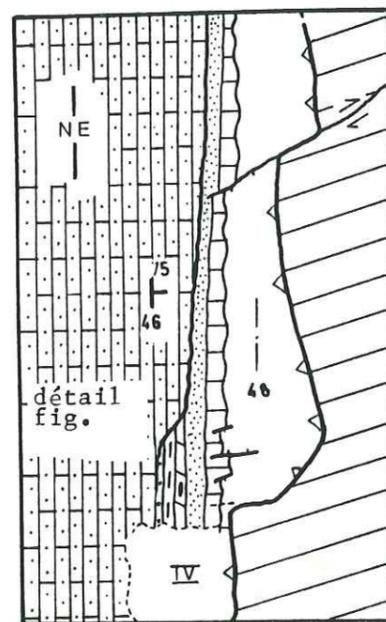


Fig. 45 Carte géologique au 1/10 000 du secteur de l'oued Brahim.

- Unité Segdal-Defla

- F. Zebbag (vraconien-cénomanién)
- Lacune albienne
- F. Orbata sup. (gargasien)
- F. Orbata inf. (bédoulien-barrémien)
- F. Bou Hedma (barremien-hauterivién)
- F. Boudinar (barremien-hauterivién)
- F. Meloussi (valanginién-hauterivién)

- Unité Oued Brahim



- chevauchement
- décrochement
- faille normale
- surface de troncature

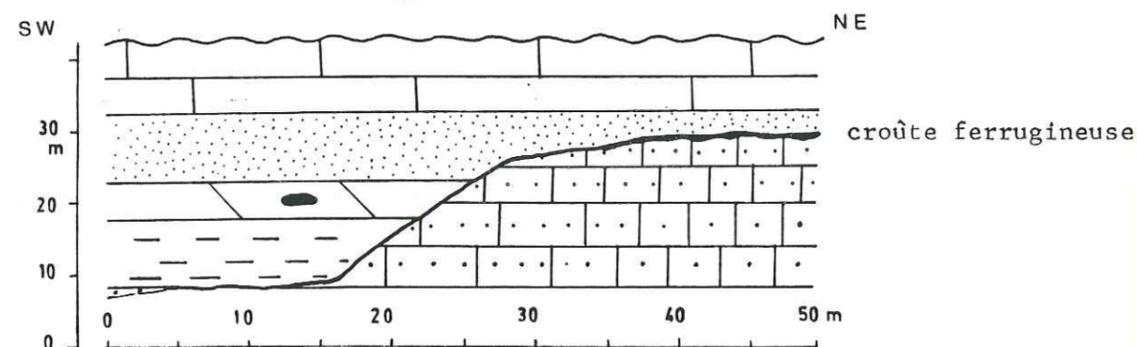


Fig. 46 Paléo-abrupt du Crétacé inférieur de l'unité Segdal-Defla (oued Brahim). Il est actif depuis l'Hauterivién et est ennoyé par la Formation Orbata supérieur (gargasien). La croûte ferrugineuse de la partie orientale de cet escarpement, représente la période asédimentaire de ce domaine. Ce dispositif est accompagné d'une troncature de la Formation Meloussi. Celle-ci est scellée par la Formation Orbata supérieure.

Paléo-abrupt et troncature sont liés à la surrection d'un domaine nord-oriental : l'île de Ksar Boudinar.

A ces jeux successifs dans le temps en un même lieu (paragraphe 1.2), s'ajoute le fonctionnement répété dans le temps en des lieux différents, mais le long du même faisceau de failles (paragraphe 1). Cela témoigne du caractère directionnel de ces structures majeures.

Ainsi la succession latérale et verticale d'épisodes distensifs caractérise la faille nord Segdal. Son rejeu en compression à l'échelle mésoscopique, mais aussi à l'échelle cartographique puisqu'elle contrôle le style coffré de l'anticlinal du J. Segdal, permet de l'individualiser en tant que structure majeure.

La couverture sédimentaire réagit à chaque sollicitation tectonique au droit de ces structures majeures. Elle est fragmentée et étirée lors des phases distensives; cisailée et plissée lors des phases compressives.

L'analyse des structures mineures constitue alors une approche pour modéliser la mobilité des structures majeures dont elles dépendent, et indirectement pour déterminer les champs de contrainte à l'origine de cette mobilité.

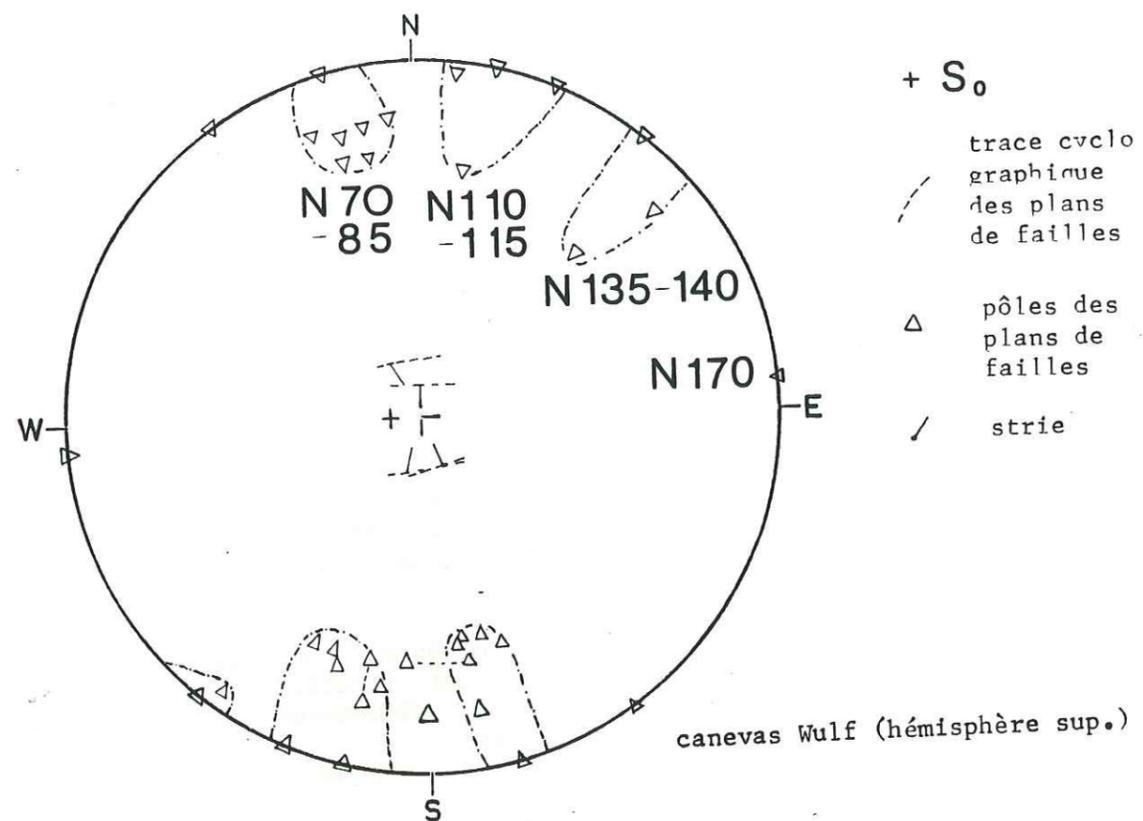


FIG.49 Fracturation hauterivienne : les 4 familles principales de paleofailles normales à l'échelle décimétrique. (Oued Defla, bancs sommitaux de la formation Meloussi).

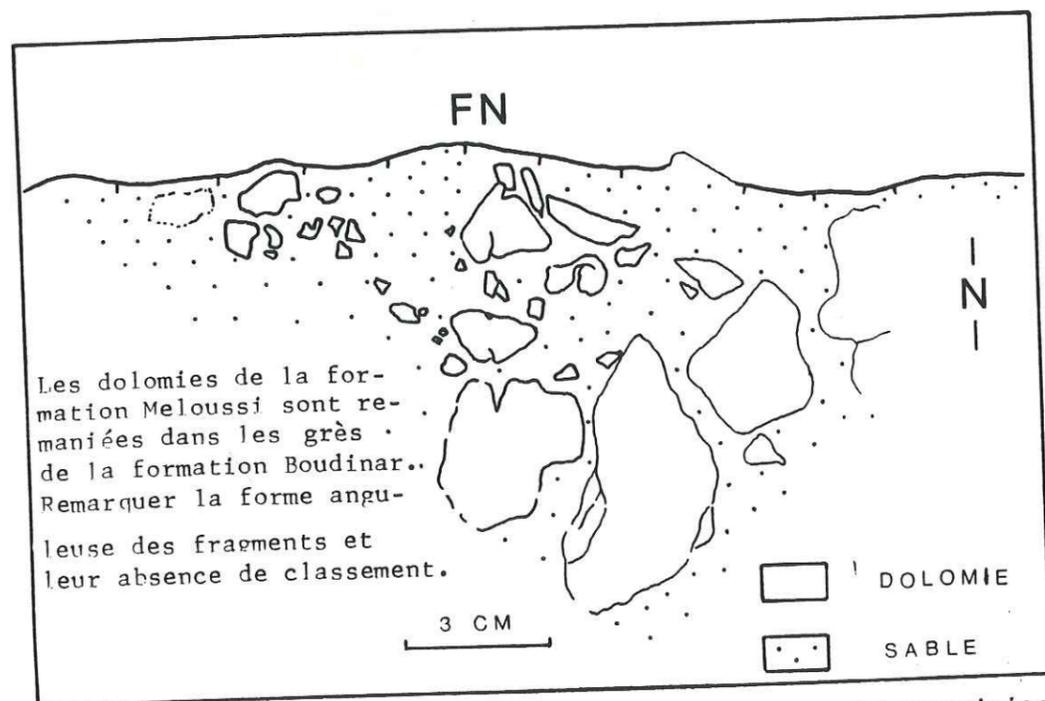


Fig.50: Branche d'éroulement à proximité d'un escarpement hauterivien. (Oued Defla, vue en carte).

CHAPITRE II

LES STRUCTURES D'AGE HAUTERIVIEN

I - LOCALISATION

Les marqueurs d'une structuration précoce ont été observés sur les derniers bancs dolomitiques du toit de la Formation Meloussi, au niveau du pli dessiné par cette Formation au coeur du Jebel Boudinar (carte 1/20 000). Les différents sites ont été choisis le long de l'oued Defla (fig. 48). A chaque station, ont été mesurées les failles (direction et pendage) et l'ensemble des diaclases synsédimentaires.

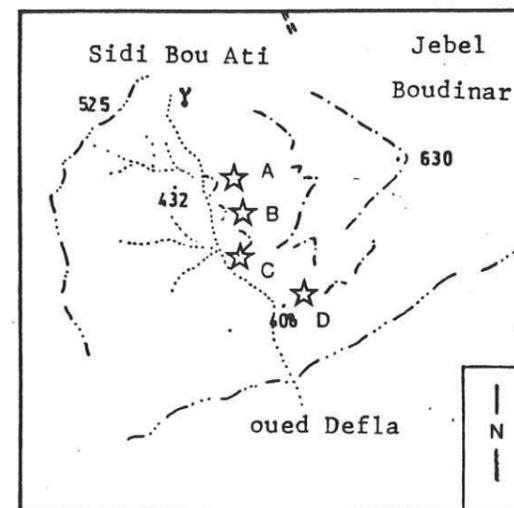


Fig.48 Localisation des stations de mesures des structures hauteriviennes au Jebel Boudinar (d'après le fond topographique au 1/50 000).

station A : voir figures 52, 53, 55, 54, 59, 60

station B : voir figures 58, 56, 57, 65

station C : voir figures 59, 63, 64

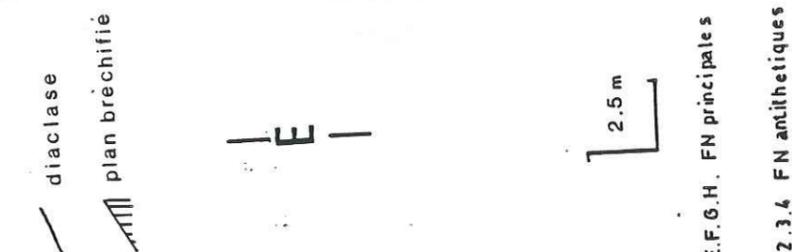
station D : voir figures 51, 59.

II - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Les principales observations sont résumées sur la planche I (hors texte).

1 - Les variations d'épaisseur (approche paléogéographique régionale) :

Comme nous l'avons vu précédemment (cf. P 2) la Formation Boudinar (Hauterivien - Barrémien basal) est constituée de sables continentaux.



Distribution des failles hauteriviennes.

D: RESEAU de PALEODIACLASES

FIG. 51 Paléofailles et graben associé affectant les dolomies du toit de la formation Meloussi (Oued Defla). La faille normale principale est N 80 . Son jeu synsédimentaire est hauterivien (compartiment nord effondré). La faille normale antithétique s'est individualisée suivant des diacloses précoces (tracé pénal courbe , en baïonnettes dans le détail).

Un amincissement sensible (20 fois) de la Formation Boudinar vers l'Est (coupe 2, 3, PL I) est observé. Localement (coupe 4 PL I) cette Formation peut même manquer à la suite d'un non-dépôt ou d'une émergence

Ce dispositif témoigne d'un soulèvement du plancher du bassin, dans sa partie orientale. Le Jebel Boudinar (s.s) apparaît alors comme un domaine à sédimentation réduite. Il est en cours de basculement vers l'Ouest (flexure cartographique). Il relie un domaine subsidant occidental et une région en position haute à l'approche du futur axe Nord-Sud. Son caractère de paléoseuil est ainsi confirmé (Gourmelen, 1984). La série aptienne est ici constituée d'une seule barre : la dolomie du Bou Zer dont l'épaisseur est de 2m. Ce mouvement apparaît au cours de la sédimentation hauterivienne. On peut tenter de le relier au jeu, également synsédimentaire, de certaines failles.

2 - Les failles synsédimentaires (approche structurale) :

Quatre directions principales fonctionnent à cette époque : N 65, N 110, N 130-140, N 160-175 (par ordre décroissant d'importance). Ces failles sont de dimension cartographique (20m de rejet). Elles sont fortement pentées (60 à 90°). Certaines présentent encore des stries, en ce cas le jeu est normal (fig.50).

2.1 - Preuves d'un jeu synsédimentaire :

Ces indices sont :

- Soit des variations d'épaisseurs (5 fois pour la fig.51 et 52) des dolomies de la Formation Meloussi, juste sous les sables de cette même Formation entre des horsts et des grabens. C'est ici, la dernière séquence sable-dolomie de la Formation Meloussi qui est affectée.

- Soit des brèches d'écroulement au pied des paléo-escarpements de faille : les éléments, anguleux, hétérométriques, sont constitués de dolomie (Formation Meloussi, fig.50).

Les angles dièdres entre les plans délimitant chaque bloc anguleux, sont identiques à ceux que montre l'encaissant voisin pour les diacloses qui l'affectent. Il apparaît donc qu'a existé un prédécoupage en blocs unitaires, selon les directions de diacloses. Le scénario de mise en place paraît être le suivant : lorsqu'apparaît une faille parallèle à l'une de ces directions, des blocs se mettent en place au pied de l'escarpement et sont emballés dans les sédiments devenant les éléments de la brèche synsédimentaire associée. Ces blocs conservent les formes des blocs unitaires prédécoupés.

- Soit des encroûtements ferrugineux qui se développent partout au toit de la Formation Meloussi. Ils tapissent les cavités karstiques du sommet de cette Formation. Ils recouvrent également les paléo-escarpements de faille ennoyés par les sables et grès des Formations Meloussi et Boudinar. Enfin, ils enrobent partiellement

fractures affectant les sables de la formation Meloussi.

FIG. 54

E = fig. 55

-  dolomie
-  sable
-  faille normale
-  diaclase

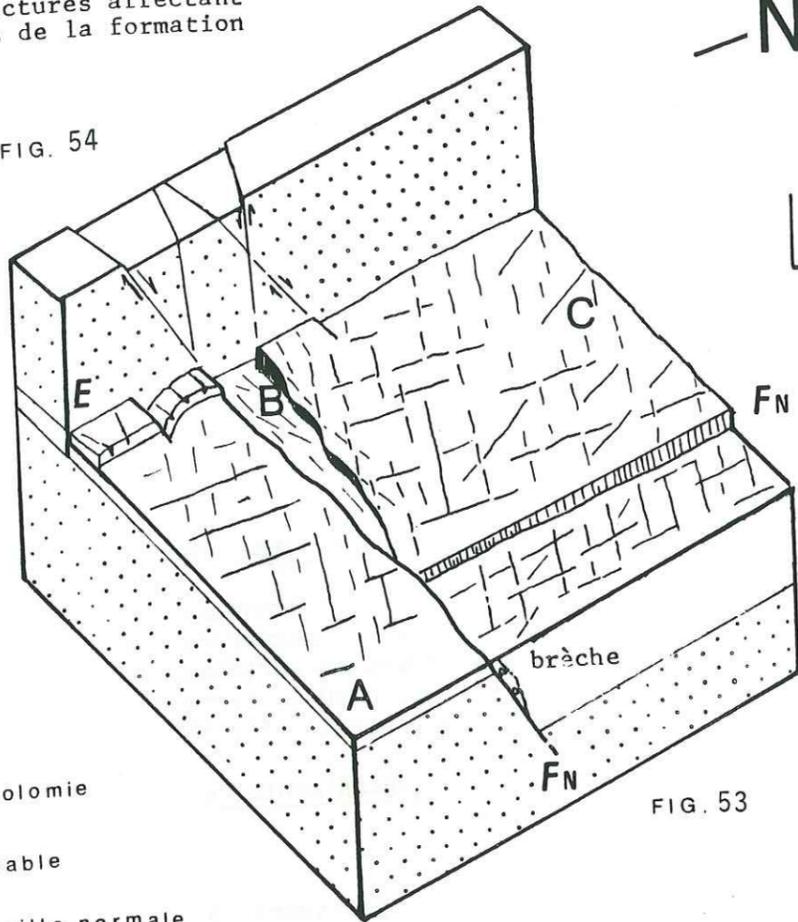
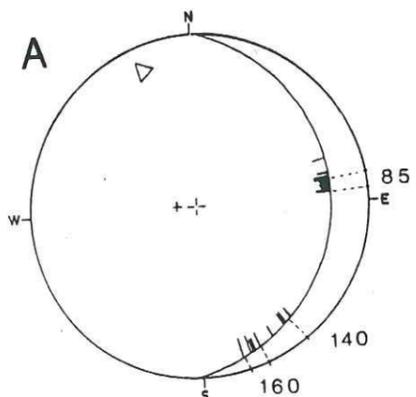


FIG. 53

Fig. 52 Fracturation synsédimentaire N 70, en extension, à la base de la dernière séquence sable-dolomie de la Formation Meloussi.

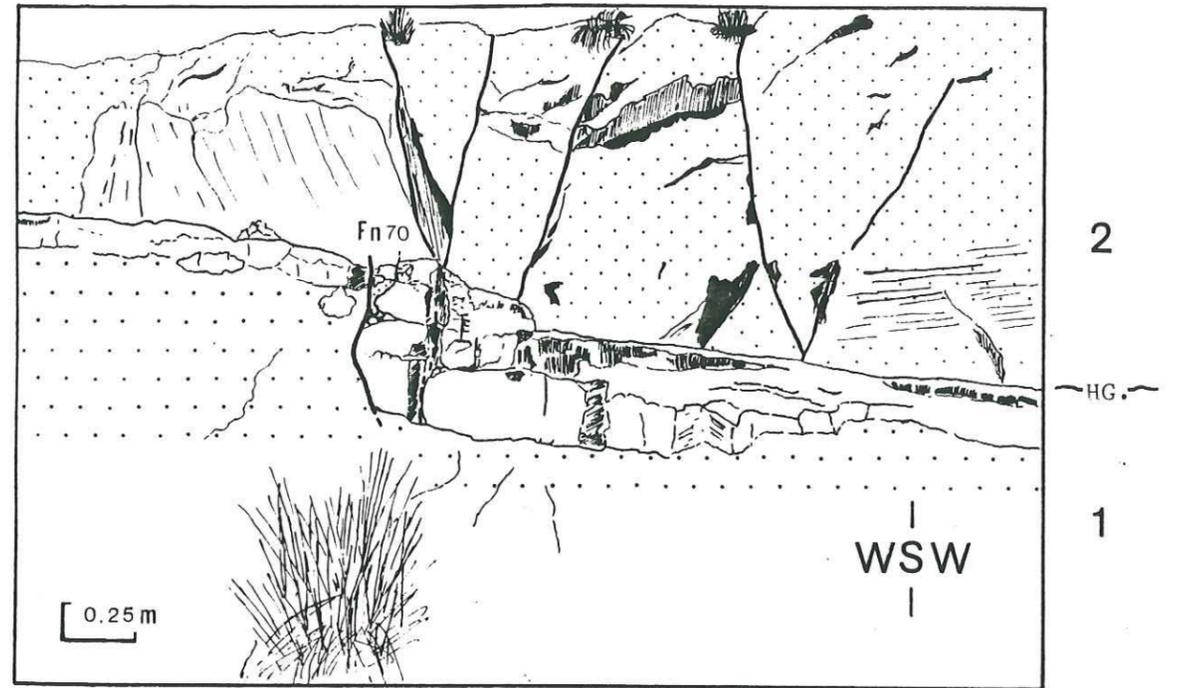
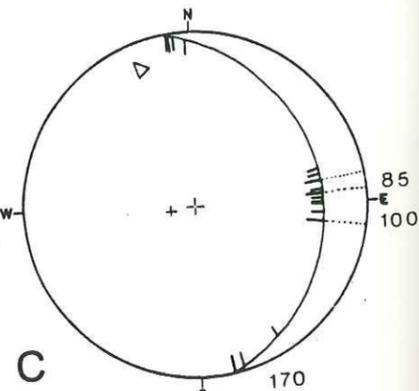
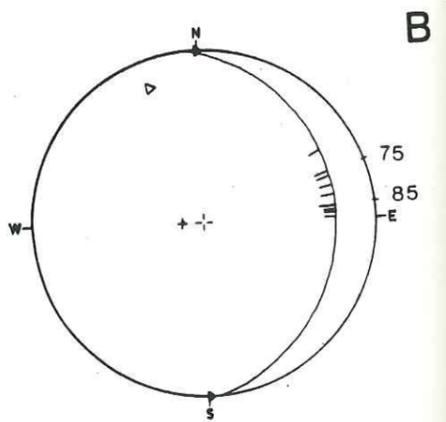
canevas de Wulf (hémisphère sup.)



+ S₀

△ FN. N 70

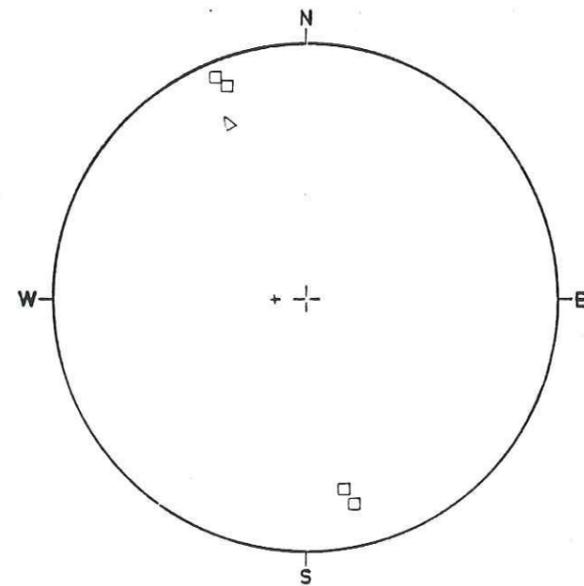
— intersection des diaclases avec S₀



-  sable
-  dolomie
-  sable

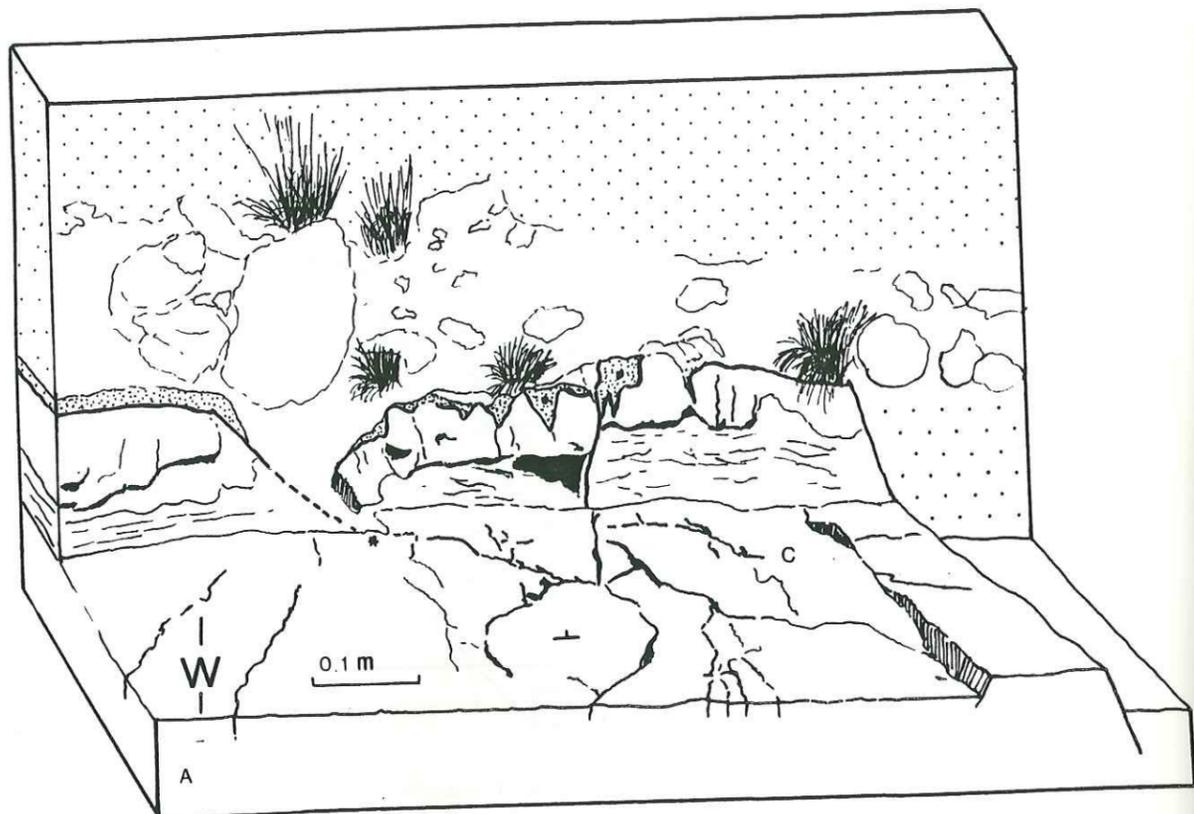
1 toit de l'avant dernière séquence (sable-dolomie)
 2 base de la dernière séquence (sable)] formation Meloussi. (Hauterivien)
 Ces deux séquences sont séparées par un hard-ground (H.G.). Il fossilise les paleostructures.

Fig. 53: Coupe naturelle , détail de la figure 52 .

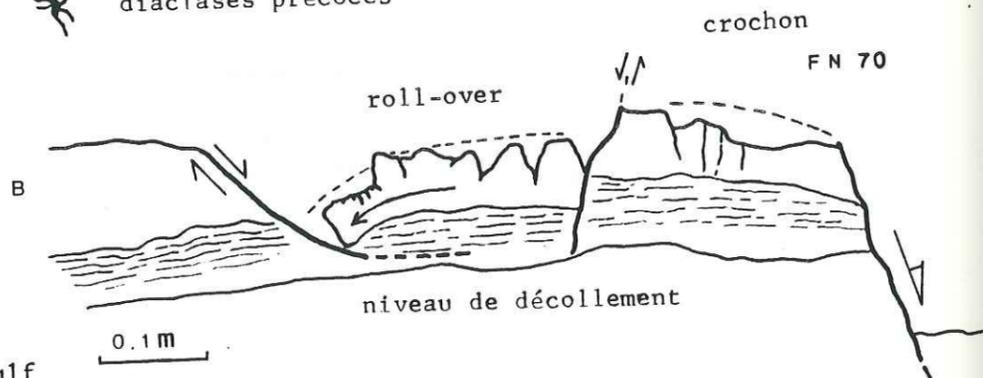


- canevas de Wulf (hémisphère sup.)
- + S₀
 - pôles des néo-failles normales
 - △ pôle de la paleo-faille ayant rejoué

FIG 54 Tectonique en coins effondrés affectant les sables sus-jacent, (d'après la fig. 52).



-  sable
-  hard-ground
-  diaclasses précoces
-  brèche à éléments de fer et à matrice sableuse.
-  dolomie-argile calcaire-dolomie



canevas Wulf
hémis. sup.

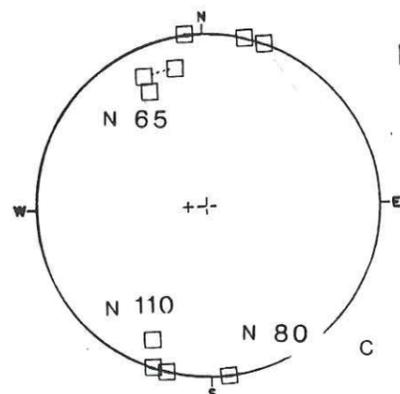


Fig. 55 : Fracturation synsédimentaire N 65- N 85 hauterivienne, au toit de l'avant dernière séquence de la formation Meloussi.

La surface structurale (A) montre le réseau de diaclasses précoces. Elles sont ouvertes et remplies lors du jeu des failles normales N 65 et N 70 (B et C). Ce fonctionnement est accompagné de la formation d'un crochon (au Nord) et d'un anticlinal de compensation (au Sud). Notons aussi la réutilisation de la direction d'une diaclasses par la petite faille normale N 65 (*).

les éléments des brèches.

Ces encroûtements fossilisent en fait toutes les structures formées avant le dépôt des grès et sables des Formations Meloussi et

2.2 - Distribution des failles :

2.2.1 - La direction N 70-85 : (fig.51).

C'est la famille la plus fréquente. Les plans de faille pendent soit au Nord, soit au Sud. Les rejets varient d'une faille à l'autre, entre 1,20m et 20m (fig. 51, 52, 53). Seule "la faille Sud Segdal" (fig.51) présente encore des stries. Celles-ci montrent un pitch voisin de 90° et un jeu clairement normal (effondrement coté Nord).

2.2.1.1 - Géométrie :

Deux types de géométrie de surface de faille ont été observés: soit le miroir est ondulé, soit le contact est rectiligne.

Dans l'ensemble chaque fracture majeure est associée à une faille en cuillère (listrique) antithétique (fig.51). Ce dispositif rappelle celui des failles du golfe de Suez (Chenet et Letouzey, 1983). Toutefois, l'analyse détaillée montre (fig.51, 52) que la surface de faille résulte plutôt d'une succession de nombreux plans encroûtés, chacun correspondant à la réutilisation d'une diaclasses précoce.

A l'échelle métrique, d'autres structures associées à une distension, sont observables. Tel un "roll-over" formé par glissement le long d'une surface de fracture dont le pendage diminue en profondeur (fig.55).

2.2.1.2 - Contrôle régional :

Cette direction (N70-85) délimite un graben kilométrique principalement contrôlé au Sud, par un faisceau d'accidents N80. L'accident frontal Sud Segdal, fonctionne dès l'Hauterivien.

2.2.2 - La direction N 110 :

Elle constitue la deuxième famille de paléofailles par ordre d'importance. Presque toutes présentent un pendage sud, le rejet apparent est décimétrique et augmente vers l'Ouest.

2.2.2.1 - Preuves d'un jeu synsédimentaire :

La présence d'une brèche monogénique à éléments de dolomies issus de la Formation Meloussi et à matrice gréseuse (Formations Meloussi et Boudinar) atteste de jeux synsédimentaires le long de cette direction. Chaque élément de la brèche est anguleux et limité par des surfaces planes.

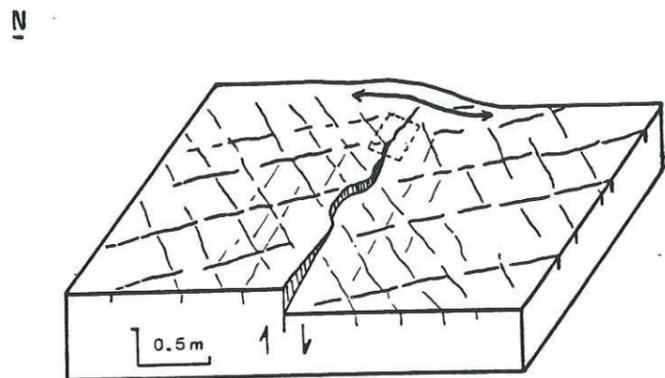


FIG. 56 Le long de l'Oued Defla , à la base de la dernière séquence sable-dolomie de la formation Meloussi , une faille (Hauterivien) N 110 passe vers l'Est à une flexure , détail de la fig 58.

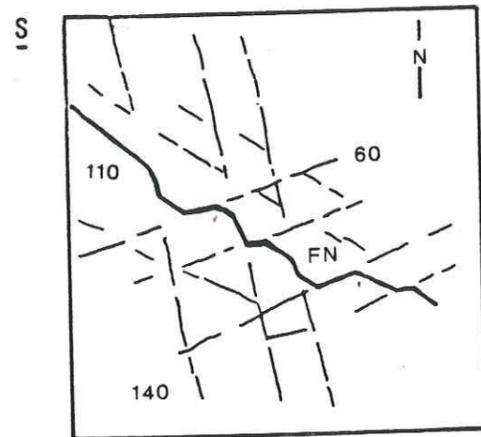


FIG. 57

Le tracé de la faille (Hauterivien) est guidé par des diaclases dont on démontre ainsi la précocité . (détail de la fig. 56 vue en plan).

2.2.2.2 - Géométrie :

L'évolution vers l'Est, en une flexure, traduit l'amortissement latéral de ces failles (fig.56).

Le tracé en baionnette des failles qui présentent cette direction moyenne (fig.57) suggère, là encore, une réutilisation des plans de diaclases.

2.2.2.3 - Contrôle régional :

La direction N 110, limite au Nord, la zone haute située dans la partie SE du Jebel Boudinar (PL I). Le compartiment septentrional apparaît effondré. Il présente une épaisseur des sables de la Formation Boudinar (Hauterivien-Barrémien basal), 20 fois supérieure à celle du compartiment méridional. Cette faille fonctionne donc au cours de l'Hauterivien.

2.2.3 - La direction N 140 : (fig.58).

Cette direction est moins fréquente. Les failles présentent un tracé cartographique sinueux. Elles délimitent des lanières décamétriques, accompagnées de flexures (fig.58). Les contacts sont nets.

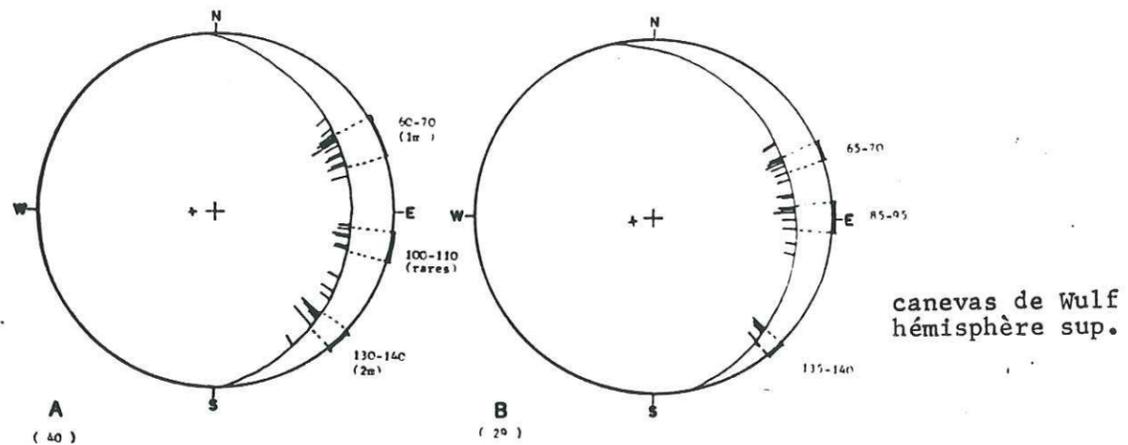
Les rejets apparents sont inférieurs à 1m. Le jeu normal de ces paléofailles est indiqué par la présence d'un crochon, à concavité tournée vers le haut (fig.58 E). La surface de la faille est recouverte d'un enduit ferrugineux qui minéralise également une brèche monogénique et qui recouvre souvent le sommet érodé du bloc soulevé. Les brèches monogéniques sont très peu développées et n'existent en fait qu'au sein des couches qui dessinent le crochon.

2.2.4 - La direction N 175 : (fig.59)

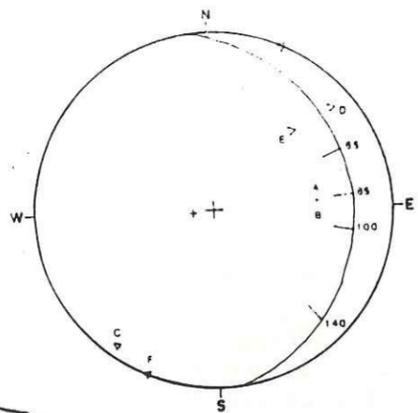
Cette direction est la moins fréquente. Elle est en fait déduite de la présence d'une surface d'érosion tronquant les bancs dolomitiques de la Formation Meloussi. Elle est cachetée par les sables de la Formation Boudinar. Ce dispositif peut résulter du jeu d'une flexure proche de N - S.

2.3 - Associations des diverses structures :

Pour chaque direction, il existe des failles présentant des indices de fonctionnement syngénétique. Il est cependant possible, d'observer que certaines de ces fractures ont fonctionné simultanément et sont donc associées. Ainsi (fig.58) des failles orientées suivant les directions N 110 et N 140, délimitent un coin effondré au SE. De même, les directions N 75 et N 170 sont associées (fig.52). Bien que cette dernière ne présente pas de caractère syngénétique direct, sa disparition brutale au delà de la faille majeure N 70 suggère un jeu contemporain des deux familles.



canevas de Wulf hémisphère sup.



C, D, E, F : Paleo-structures (familles et flexures).

A, B : stations de mesures des diaclases.

intersections des diaclases avec S_0

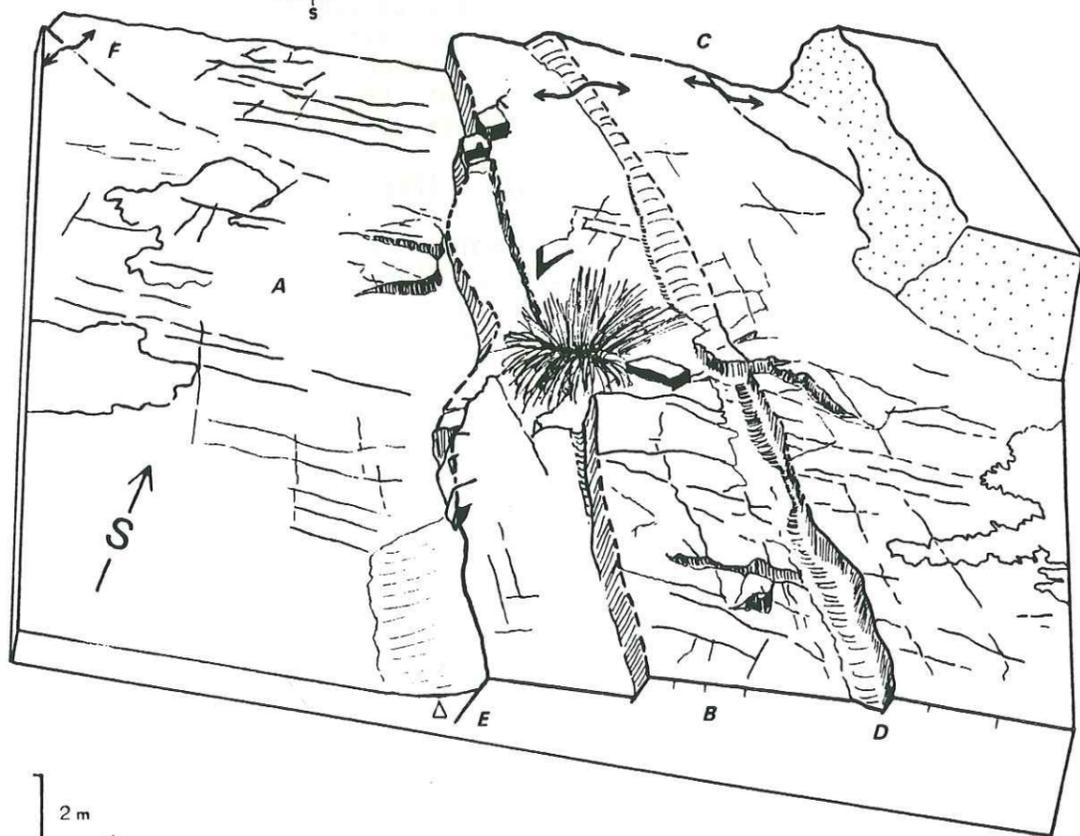
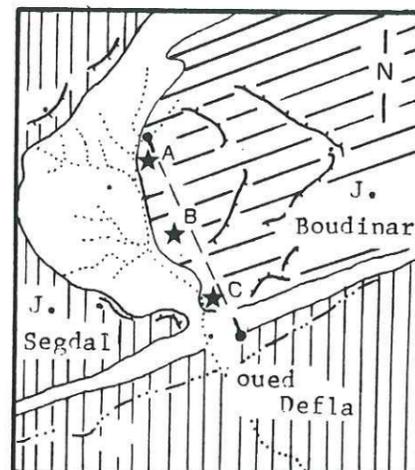


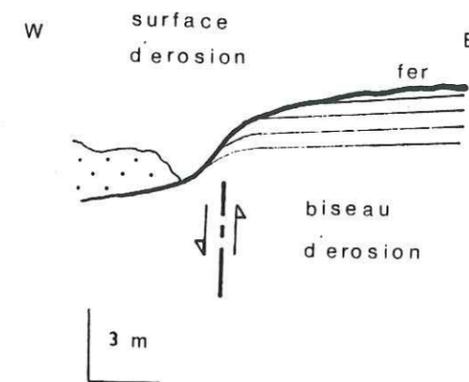
FIG 58 Au passage dolomie-sable, à la base de la dernière séquence (sable-dolomie) de la Formation Meloussi, sur la rive gauche de l'oued Defla, petites failles normales N 110 et N 140 et diaclases pénécotemporaines (fracturation hauterivienne)



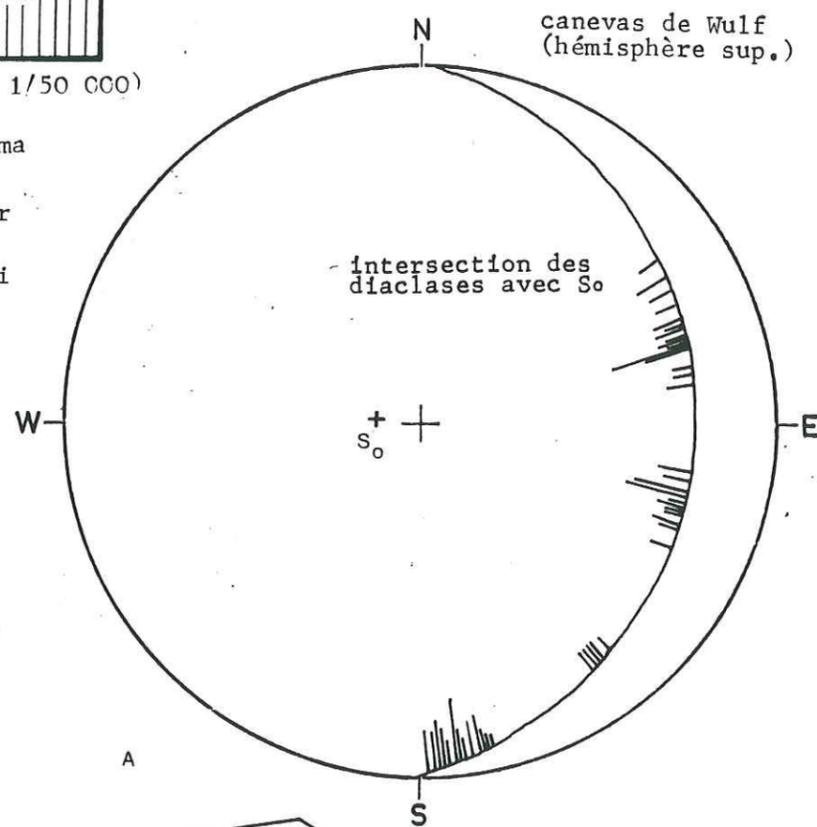
(échelle 1/50 000)

- F. Bou Hedma
- F. Boudinar
- F. Meloussi
- flexure

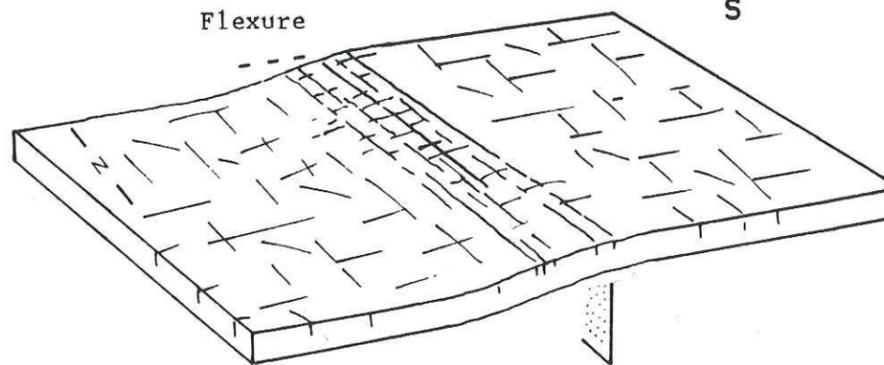
Fig. 59 La fracturation subméridienne à l'Hauterivien. (toit de la formation Meloussi, oued Defla).



C



canevas de Wulf (hémisphère sup.)



Cette fracturation est expliquée par le jeu d'une flexure subméridienne. Elle induit une intensification du nombre de diaclases selon une bande étroite (A), l'érosion du toit de la formation Meloussi (C), le jeu en ouverture de faille mésoscopique (B:fig.52). Elle résulte de la déformation distensive hauterivienne.

2.4 - Conclusion :

Le toit de la Formation Meloussi est affectée par quatre familles distinctes de structures en extension.

- N 70-85 : la plus fréquente, pendage nord ou sud, rejet métrique à plurimétrique, tracé sinueux en carte.
- N 110 : moins répandue, pendage sud, rejet décimétrique, avec parfois amortissement vers l'Est.
- N 140 : peu fréquente, pendage nord-est, rejet décimétrique.
- N 175 : rare, flexure.

Ces structures sont synsédimentaires, comme en témoignent les variations d'épaisseurs et la formation de brèches monogéniques "in situ". Le hard-ground développé au toit de la Formation Meloussi (Valanginien inférieur - Hauterivien), a fossilisé les structures associées à ce jeu : plans et crochons de failles normales, roll-over, brèches.

Ces indices caractérisent une phase d'extension synsédimentaire. La déformation est synchrone du dépôt de la dernière séquence sable-dolomie, de la Formation Meloussi. Elle est fossilisée par les sables de la Formation Boudinar. Nous mettons là, en évidence une extension d'âge hauterivien.

3 - Les diaclases :

Les conditions d'affleurements n'ont permis de mesurer que les intersections des diaclases avec le plan de stratification. Toutefois leur position suborthogonale par rapport à la stratification permet de les exploiter.

3.1 - Précocité des diaclases :

Dans le paragraphe précédent, les arguments en faveur de la préexistence des diaclases vis à vis des paléofailles ont été évoqués. Il s'agit en particulier de l'observation du parallélisme de direction entre diaclases encroûtées et failles synsédimentaires mésoscopiques (fig.51, 52, 56), et de la réutilisation des diaclases lors de l'ouverture des failles (voir page 117). L'analyse détaillée de deux exemples permet de caractériser cette origine précoce.

3.1.1 - Chronologie relative de la mise en place des diaclases :

L'interprétation du roll-over (fig.55) observé le long du l'oued Delfa se fonde sur l'analyse de détail de sa géométrie et de ses rapports avec les failles scellées.

Or, les microstructures associées (fentes et diaclases) (fig.60) présentent le même remplissage que les failles synsédimentaires. Il s'agit successivement :

* d'un encroûtement ferrugineux (fig. 60).

* d'un remplissage gréseux qui contient des fragments ferrugineux (fig. 60) vraisemblablement issus du démantèlement de l'encroûtement.

Deux conséquences en découlent :

1 - Le fer est précoce, même si des traces de remobilisation secondaire existent. Il fossilise les dépressions situées au droit des futures diaclases.

2 - Ensuite les diaclases s'ouvrent et sont remplies par les grès de la Formation Meloussi. Le remplissage remanie la croûte ferrugineuse.

Les dalles dolomitiques sont affectées de nombreuses dépressions linéaires (gouttières, rigoles) de largeur centimétrique. Toutes sont situées à l'aplomb d'une diaclase. Elles sont parfois colmatées (fig.60) par un remplissage gréseux contenant ou non de petits éléments ferrugineux.

La chronologie du remplissage de ces petites dépressions est la même que celle rencontrée ci-dessus :

- mise en place d'un encroûtement ferrugineux

- colmatage par des grès remaniant l'encroûtement ferrugineux.

Enfin à proximité d'une faille synsédimentaire, s'observe une évolution latérale caractérisée par l'apparition successive, lorsqu'on s'éloigne de la faille de :

a) fentes ouvertes remplies de sables à éléments ferrugineux,

b) dépressions à parois encroûtées,

c) dépressions sans encroûtement.

Ces fentes ou dépressions forment un réseau géométrique, identique à celui des diaclases.

3.1.2 - Interprétation :

Les petites dépressions forment un réseau géométrique losangique. Elles sont associées très étroitement aux diaclases. Après leur formation, elles sont le siège d'un dépôt ferrugineux. L'ouverture des diaclases survenant par la suite, s'accompagne du

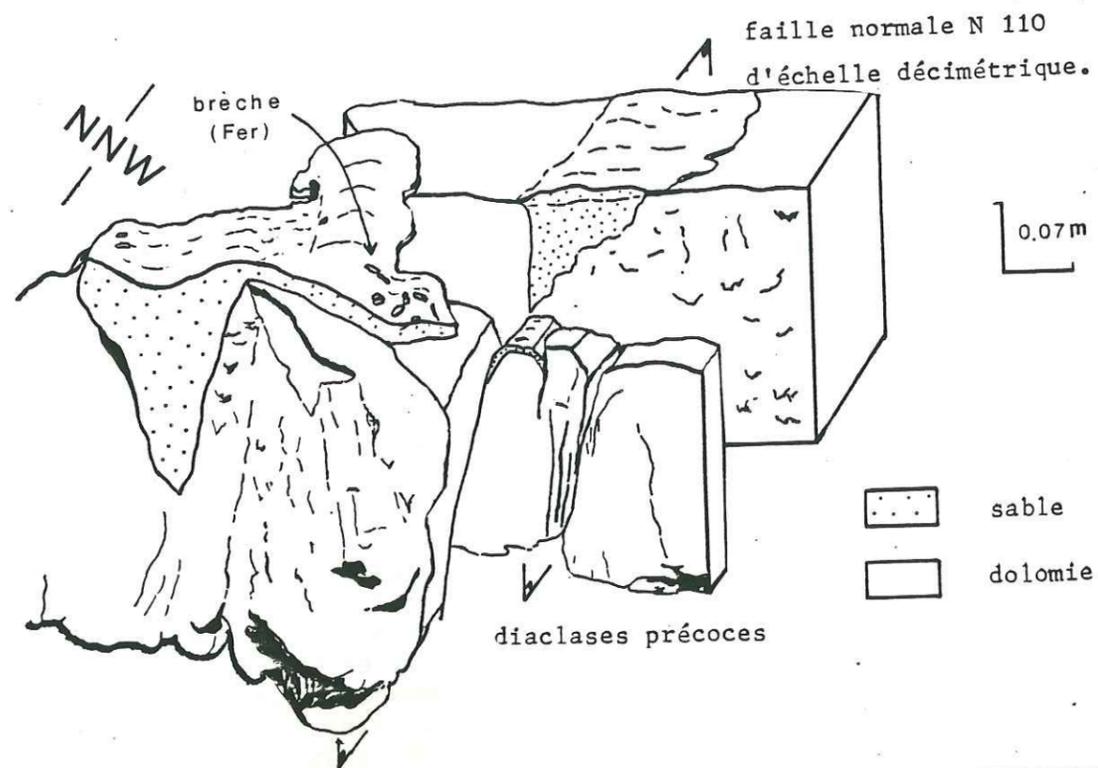
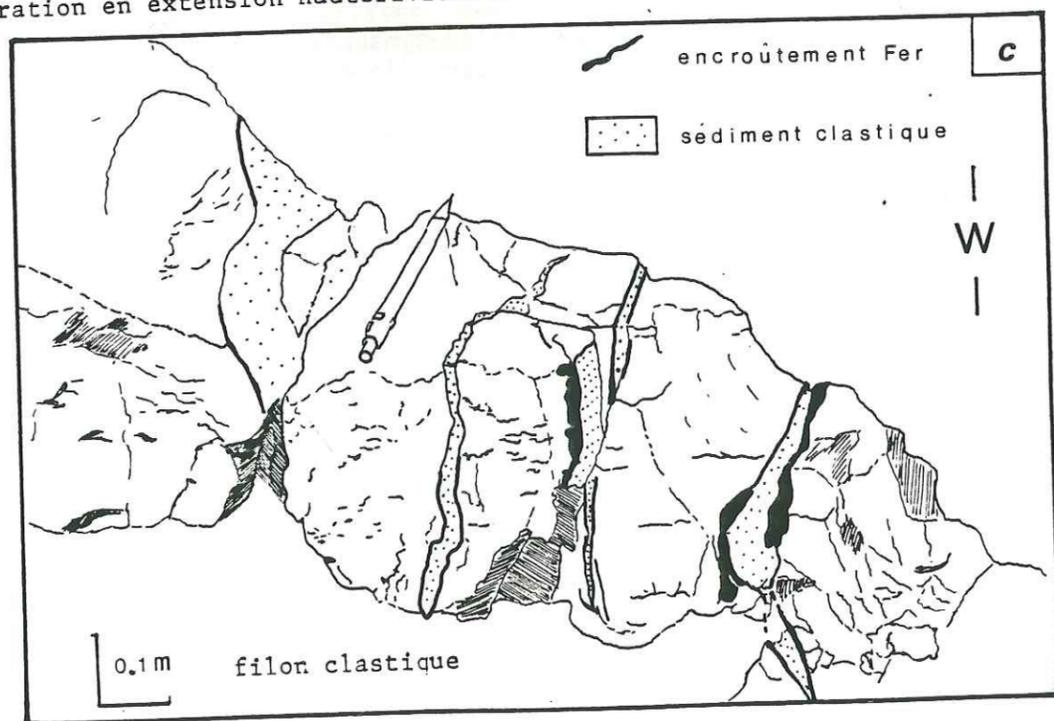
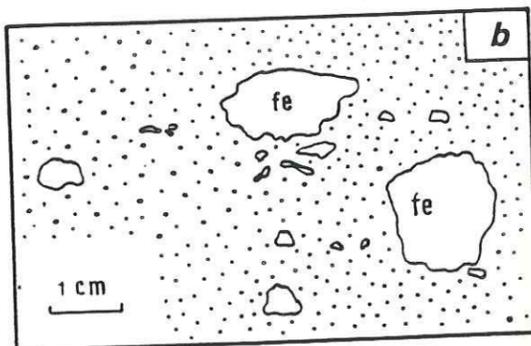


Fig. 60 (vue de détail de la fig 55)
 Diaclases précoces N 85- N 110,
 à la base de la dernière séquence de la
 formation Meloussi (oued Defla). Ces
 diaclases sont situées à l'extrados du
 roll-over et du crochon associés aux fa-
 illes normales N 65 et N 70 (fig.52)
 Les diaclases ont été ouvertes lors du
 peu synsédimentaire de cette famille de
 failles normales. Puis elles ont été en-
 croûtées de fer et enfin colmatées par
 du sable. Elles résultent de la fractu-
 ration en extension hauterivienne.



remaniement de l'enduit ferrugineux. Enfin, les cavités sont remplies par des grès appartenant tantôt à la Formation Meloussi, tantôt à la Formation Boudinar qui fossilise le système.

L'interprétation consiste à considérer que le sédiment préolithifié, est découpé par un réseau de diaclases rapidement érodées par dissolution. Il en résulte au droit de ces fractures, une simple dépression allongée. Ensuite, elles sont tapissées d'un encroûtement ferrugineux qui lors de l'ouverture des diaclases, se trouve remanié. Enfin, ces diaclases sont remplies par les Formations successives, donnant naissance à des filons clastiques.

3.2 - Distribution des diaclases :

Quatre familles de diaclases précoces, normales aux couches ont été identifiées : N 65 à 85 ; N 100 - 110 ; N 130 - 140 ; N 160 - 170.

Ces directions sont à peu de chose près, celles des failles synsédimentaires. Le système N 65-85 est dominant .

Pour chaque famille, nous notons l'accroissement de la fréquence des diaclases, à proximité d'une paléofaille de même direction (fig.56, 59). Ceci permet d'expliquer certaines anomalies locales de la distribution.

3.2.1 - La direction N 65 à 85 :

Elle présente la maille la plus serrée (centimétrique). Elle est omniprésente sur toute la zone étudiée.

Dans le détail, l'éventail est assez large. De nombreuses observations ont permis d'observer tous les intermédiaires entre ces deux extrêmes. La direction N 65 peut exister seule (fig.51) ou bien être associée à la direction N 85 (fig.58). Enfin cette dernière peut s'exprimer seule.

Pour la zone étudiée, il n'existe aucun argument permettant de distinguer deux sous-familles.

3.2.2 - La direction N 100-110 :

Elle présente une maille centimétrique à métrique. Elle est souvent associée à la direction N 65-85 (fig.52). Elle est moins fréquente, parfois absente.

3.2.3 - La direction N 130-140 :

Plus rare que les précédentes, elle présente une maille généralement métrique (1 à 2m). Localement, cette direction est représentée par des diaclases N 120.

Formes	Joint	Chronologie	Angle 2θ	ORIGINE
K	mud-crack	-	-	contrainte hydrostatique
J	d'extension	1	0°	extension unidirectionnelle
T	d'extension	$\frac{-1}{1 \ 2}$	90°	extension multidirectionnelle
H	d'extension	$\frac{1 \ 1}{-2 \ *}$	90°	extension en deux phases bien distinctes.
V	hybrides		10°	extension pure à extension en régime décrochant (déterminée en relation avec les structures mésoscopiques synsédimentaires).
Y	et		à	
X	conjugés		50°	
A		$\frac{\Delta 1}{-2 \ *}$		

* joints non-systématiques.
hybride = fracture ouverte en cisaillement.

Fig. 61 : Tableau récapitulatif de l'origine des joints tectoniques en fonction de :
- leurs formes
- leurs natures
- leur chronologie relative
- l'angle 2θ qui sépare les plans associés.
(d'après HANCOCK , 1985).

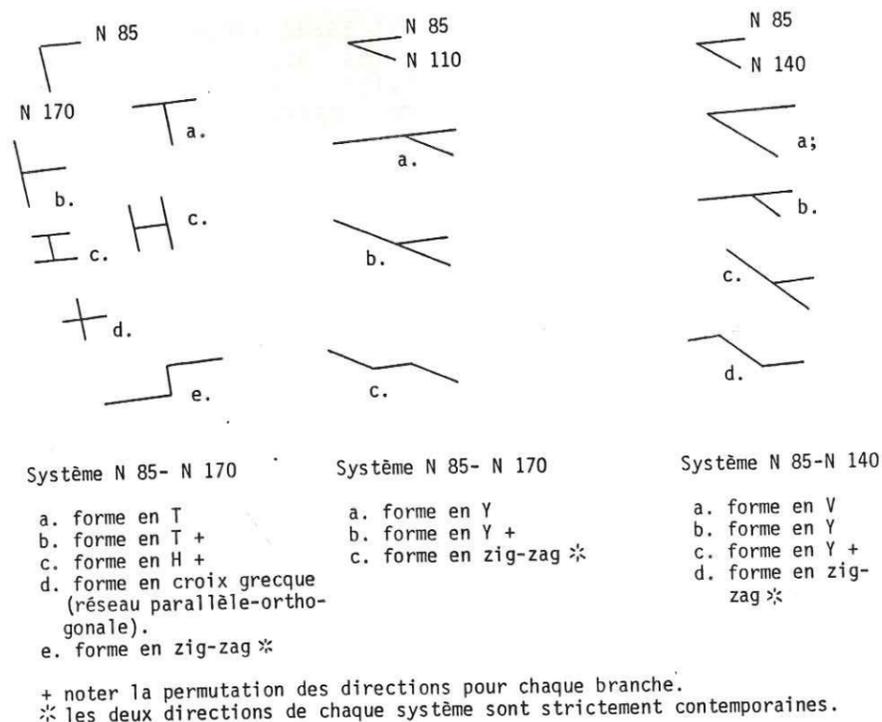


Fig. 62 Les formes géométriques des diaclases hauteriviennes de l'oued Defla. Ces joints sont tous contemporains. Ils se sont formés lors d'une extension.

3.2.4 - La direction N 160-170 :

Plus discrète que les précédentes, elle présente une maille plurimétrique (fig.52), et n'a été observée qu'au droit de la flexure décrite en (2.2.4).

3.3 - Signification des diaclases :

3.3.1 - Architecture de la fracturation :

Les diaclases sont normales aux couches. L'analyse détaillée a montré l'importance des fréquences de chacun de ces joints. Ces diaclases dessinent en plan (toit des bancs dolomitiques de la Formation Meloussi), des figures géométriques. Elles sont comparables aux lettres capitales de l'alphabet latin (terminologie de Hancock, 1985, fig.61).

Selon cet auteur, toutes ces formes traduisent une extension, voire une extension décrochante.

Toutefois, une origine différente est attachée à chacune de ces formes. En domaine de plate-forme, cette origine a été contrôlée (Hancock, 1985) avec l'analyse du réseau de failles normales, rigoureusement identique. Enfin, ce même auteur propose la chronologie suivante pour les diaclases agencées en forme en T ou en H. Le joint le plus récent vient buter contre ceux plus précoces (fig.61). Cela illustrerait l'incompatibilité des diaclases perpendiculaires deux à deux. Toutefois, Gauthier (1986) a montré les limites de ce type d'interprétation.

Diverses associations de diaclases ont été observées au toit des dolomies de la Formation Meloussi, par exemple N 85 et N 110 (fig.62, 63); N 85 et N 170 (fig.59); N 85 et N 120 (qui représente peut être la famille N 130-140) (fig.64). Ces exemples dessinent différents types de figures géométriques comparables à celle d'Hancock (1985), (fig.61 et 62).

L'absence de chronologie (forme en croix grecque, en baïonnette) et l'aspect non systématique de ces figures (chaque branche de ces lettres n'est pas toujours représentative de la même direction), ne nous permet pas d'être aussi catégorique dans l'attribution d'une origine à une forme plutôt qu'à une autre. Toutes ces diaclases apparaissent contemporaines.

3.3.2 - Association des diaclases avec les autres structures :

Plusieurs observations ont montré les relations entre les diaclases et les failles. Il s'agit :

- du prédécoupage par les diaclases de blocs élémentaires qui vont constituer les éléments des brèches

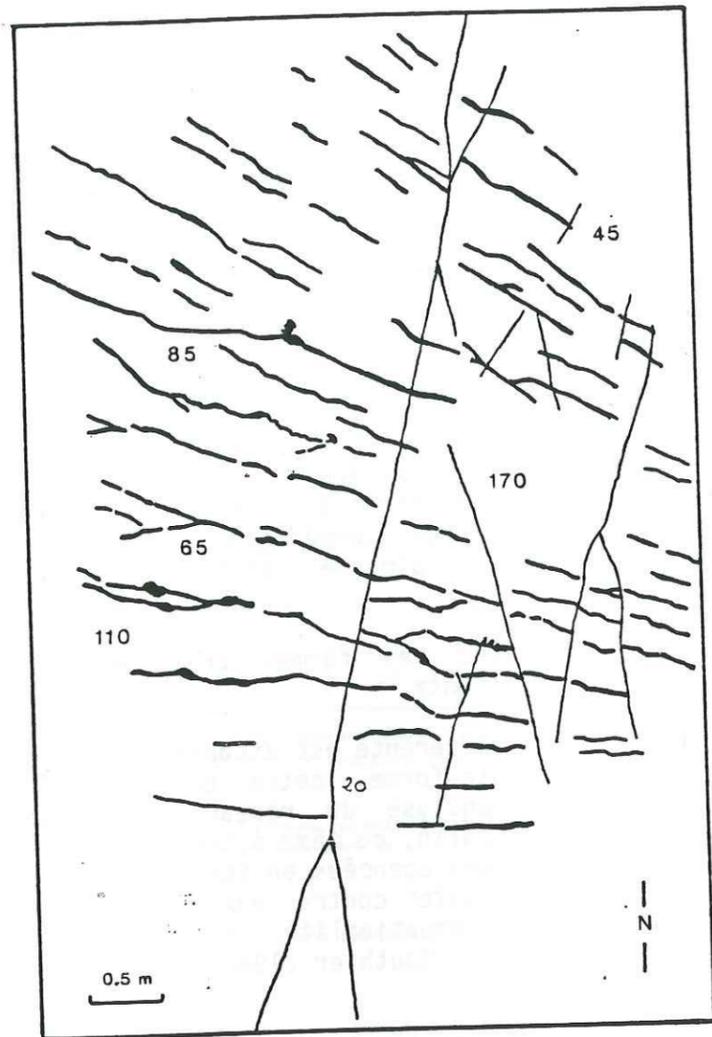
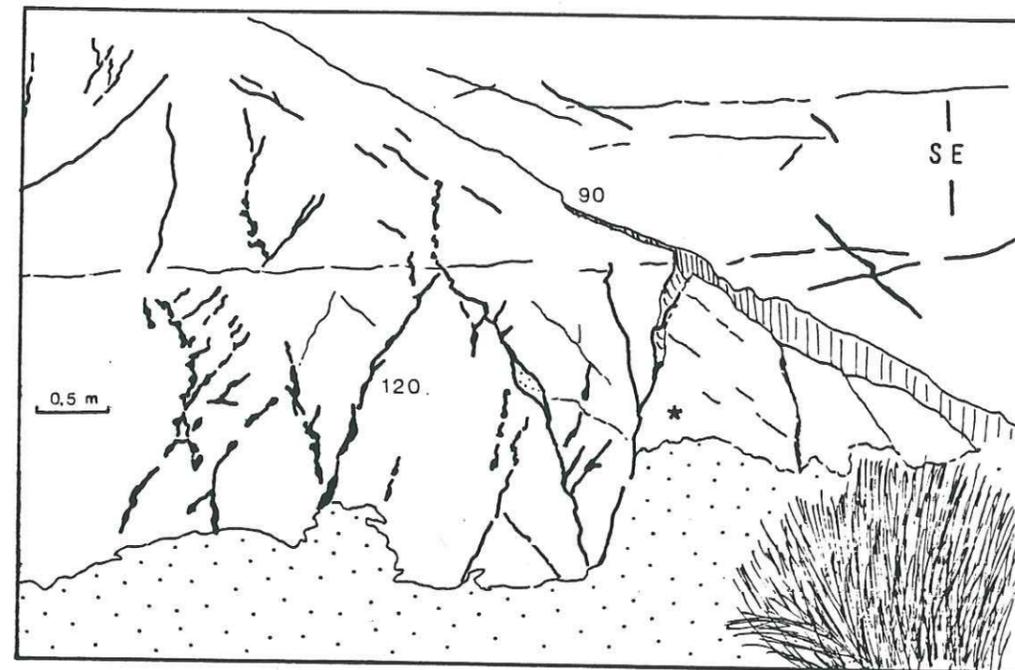
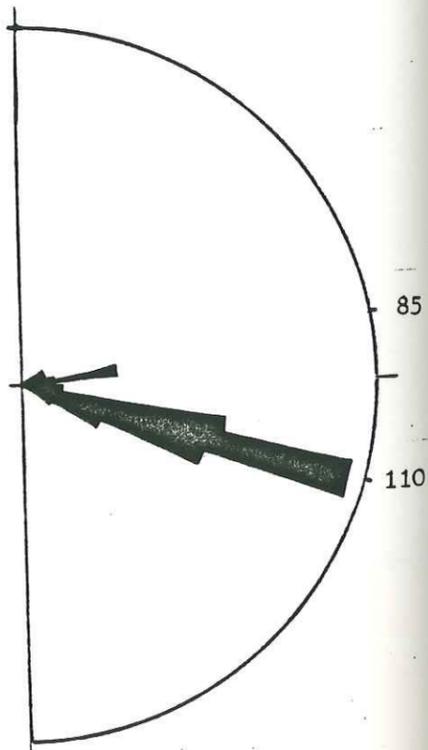


Fig. 63 Diaclases N 85-110 encroûtées, au toit de la formation Meloussi. (oued Defla). Extension hauterivienne. (vue en plan).

 diaclasses encroûtées
 autres diaclasses

Fréquence des directions de diaclases hauteriviennes (5 en 5) (nb = 99).
(d'après la fig. 63)

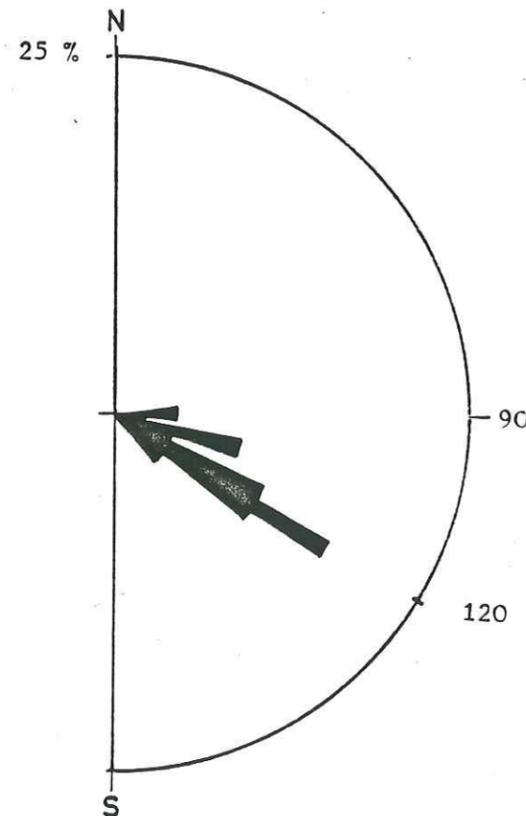
27 %



 Dolomie F. MELOUSSI  Sable F. BOUDINAR
 diaclasses encroûtées (Fer)  autres diaclasses

* coin éffondré par le jeu concomittant de petites failles N 90 et N 120.
Fig. 64 Diaclases precoces associées N 90- N 120 au toit de la formation Meloussi (oued Defla), lors de l'extension hauterivienne.

Fréquence des directions de diaclases hauteriviennes (5 en 5) (nb: 36).



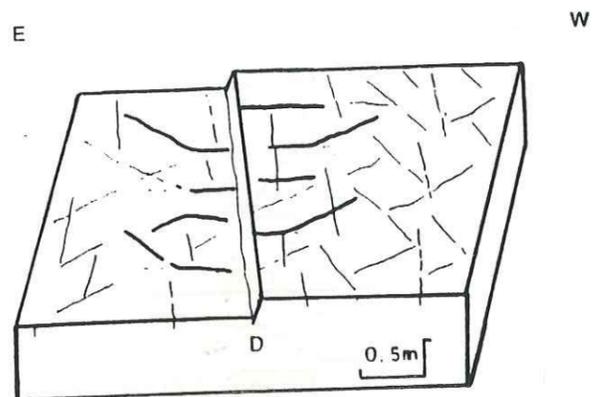


Fig. 65 (d'après fig.58)

À l'approche de la faille normale (N 140 , Hauterivien) les diaclases s'infléchissent vers une direction normale à la faille. Par ailleurs , une famille de diaclases présente la même direction que celle-ci. Au total , il s'esquisse ainsi , à proximité immédiate de la faille , un réseau à mailles sub-orthogonales évoquant le réseau parallèle-orthogonal habituellement associé aux flexures.

accompagnant le jeu des failles synsédimentaires (paragraphe 2.2.1.).

- de la similitude des réseaux des directions des diaclases et des failles. En outre, des détails géométriques ont illustré la réutilisation de ces plans de rupture (paragraphe 2.2.2; 2.2.3.2) lors de la formation d'une faille synsédimentaire.
- de l'intensification du nombre de joints à l'approche des failles normales. Cela peut signifier d'une part que le taux d'ouverture exprimé par des diaclases est plus important à l'approche des failles, et d'autre part que la géométrie des joints et leur intensification en plan semblent directement liées à la présence d'une discontinuité (faille) dans le substratum.

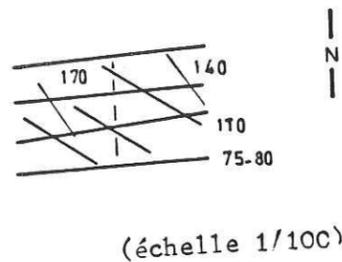
Enfin, un dernier aspect doit être soulevé ici. Il s'agit de l'évolution de la direction des diaclases à l'approche des paléofailles. En effet, à brève distance d'une faille normale, les diaclases montrent une direction orthogonale à celle-ci (fig.65). Cette organisation définit un dispositif "parallèle-orthogonal". Le terme parallèle (ou longitudinal) regroupe les diaclases appartenant à la direction dominante (celle des failles). Tandis que le terme orthogonal (ou transverse) caractérise les plans de rupture en position normale vis à vis de la direction précédente. Ce réseau "parallèle-orthogonal" témoigne du jeu distensif d'une direction qui est celle de la famille des diaclases "parallèles".

3.3.3 - Interprétation :

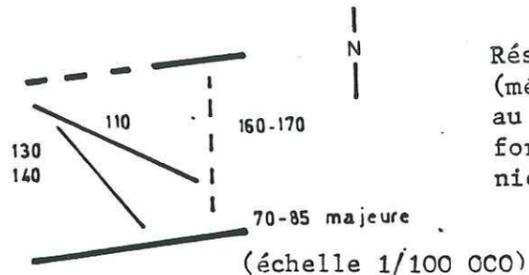
Les diaclases sont des joints tectoniques comme en témoignent la régularité de leur distribution, leur parallélisme avec les failles synsédimentaires, et leur intensification au droit d'une structure (faille - flexure) synsédimentaire.

Leur association avec des failles en extension, montre qu'elles résultent d'un régime tectonique en extension.

Les directions alors mobilisées sont les suivantes : N 65-85 ; N 100-110 ; N 130-140 ; N 165-180. La famille N 65-85 est dominante, elle coïncide avec la direction des failles majeures. Par conséquent, cette direction représente les plans de rupture directement liés à la contrainte minimum de l'extension. Les autres diaclases toutes contemporaines de la famille précédente, dessinent une fracturation en mosaïque qui reflète plus ou moins fidèlement le réseau rhéogmatique. Ainsi, les directions N 110 et N 130-140 sont celles des branches du faisceau des failles Kasserine-Gafsa, tandis que la direction N 165-180 correspond à celle de l'Axe N-S et dont les manifestations diapiriques peuvent expliquer qu'à distance, cette direction soit peu exprimée.



Réseau de diaclases au toit des dolomies de la formation Meloussi (Valanginien-Hauterivien)

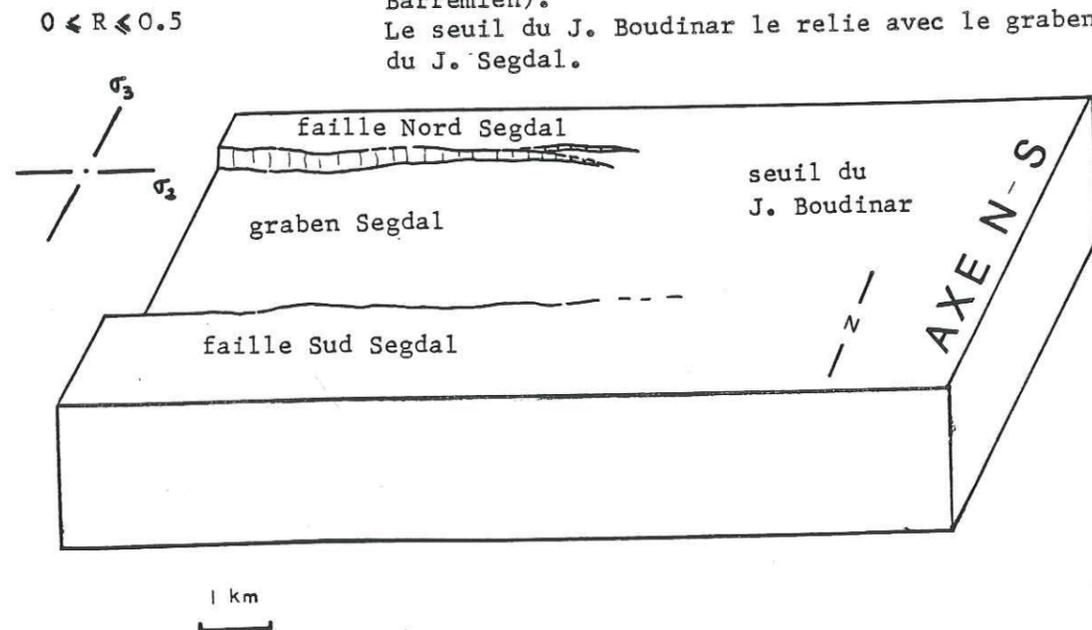


Réseau des failles normales (mésoscopiques et majeures) au toit des dolomies de la formation Meloussi (Valanginien-Hauterivien)

Fig. 66 LA FRACTURATION HAUTERIVIENNE (toit de la formation Meloussi, oued Defla)

Bloc diagramme des J. Segdal et Boudinar, lors de l'extension hauterivienne (toit de la formation Meloussi). Il montre l'influence de deux directions :

- un alignement protoatlasique constitué principalement d'un graben . Il est limité au Sud par la faille majeure Sud Segdal N 85.
 - un alignement subméridien : Axe N-S (d'origine diapirique). Il entraîne le basculement vers l'WSW des assises Meloussi , lors du dépôt de la formation Boudinar (Hauterivien-Barremien).
- Le seuil du J. Boudinar le relie avec le graben du J. Segdal.



III - SYNTHÈSE : La déformation hauterivienne

1 - Au Jebel Boudinar : (s.l.) - (fig.66)

Toutes les observations sédimentaires (séries réduites, brèches, encroûtements ferrugineux) et tectoniques (failles, diaclases, flexures) convergent et témoignent d'une extension d'âge hauterivien.

La fracturation, qui en résulte, est envisagée à trois échelles différentes.

- Les failles mésoscopiques et les diaclases se répartissent selon quatre directions : N 65-85 ; N 100-110 ; N 130-140 ; N 160-175 ; les observations de détail ont montré que les diaclases précèdent les failles synsédimentaires.

- Deux directions de failles majeures à mouvements verticaux guident la sédimentation.

* La direction N 65-85, ici dominante, provoque l'effondrement de l'alignement proto-atlasique à l'Hauterivien, elle guide la sédimentation dans le graben du J. Segdal (fig.66) orienté ENE-WSW.

* La direction Nord-Sud (l'Axe N-S) provoque le relèvement vers l'ENE, de l'extrémité orientale de l'alignement proto-atlasique. Ce mouvement est à l'origine du seuil du J. Boudinar à sédimentation réduite. Ce brusque relèvement axial (en 4 km), confirme le caractère de paléoseuil de l'Axe N-S. Une origine diapirique a déjà été proposée par Gourmelen (1984). Ce dispositif s'installe lors des premiers dépôts des sables de la Formation Boudinar (Hauterivien-Barremien inférieur).

Ce schéma paléogéographique résulte d'une phase d'extension d'âge hauterivien. La prédominance des failles normales N 65-85, et la répartition des variations d'épaisseurs selon un gradient nord-sud suggèrent que l'extension et donc J3, pourrait être orientée proche de N-S.

L'activité diapirique de l'Axe N-S, localement en extension (Gourmelen, 1984) peut alors être associée à la contrainte intermédiaire J2 orientée E-W.

2 - En Tunisie :

Les données de sismique réflexion et de surface n'apportent que peu de renseignement concernant le Crétacé inférieur.

La Tunisie semble affectée au cours du Jurassique terminal-Crétacé basal par une extension subméridienne qui entraîne une accélération de la subsidence dans les principaux bassins : sillon tunisien, fossé des Chotts (Ellouz, 1984).

Plus en détail, divers indices ont été relevés. Selon Gourmelen (1984) un jeu en extension a caractérisé l'Axe Nord-Sud, depuis l'Hauterivien jusqu'à l'Aptien. Orientée Est-Ouest, la déformation est localisée au toit d'un bombement diapirique.

En Tunisie méridionale, Bouaziz (1986) met en évidence un régime en extension N-S depuis le Trias supérieur et jusqu'à l'Aptien.

3 - Extension N-S et Réseau rhegmatique :

L'extension N-S s'exprime par des structures majeures synsédimentaires. Ce sont des fractures E-W du fossé des Chotts, mais aussi la disposition latitudinale des lignes isopiques. Outre ces traits majeurs, d'autres directions sont sollicitées. Ainsi, l'activité diapirique jalonnant l'Axe N-S, traduit la mobilité de l'accident profond sous-jacent. De même, dans le détail, une fracturation en mosaïque s'associe à celle représentant les structures majeures. Cet aspect de la fracturation est alors un reflet du réseau rhegmatique.

4 - Conclusion :

En conséquence, l'extension N-S hauterivienne, se caractérise par une fracturation en mosaïque qui résulte d'une part des structures majeures directement liées à l'orientation du champ de contrainte de la déformation et d'autre part des structures secondaires traduisant la mobilisation du réseau rhegmatique.

CHAPITRE III

LES STRUCTURES D'AGE APTIEN

I - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

1 - Les variations d'épaisseurs :

La planche II, résume les principales coupes levées (au 1/100). La coupe 1 (Jebel Bagra) a été simplement contrôlée d'après un levé de P.F. Burollet.

En général, la série à dominante dolomitique aptienne repose sur les sables de la Formation Boudinar (Hauterivien-Barrémien). Toutefois au niveau de l'Axe Nord-Sud (coupe 7, PL II), elle surmonte directement la Formation Meloussi (Valanginien-Hauterivien). Les marnes vraconiennes (Formation Fahdene) coiffent l'ensemble de ces coupes.

Les marnes vraconiennes présentent au J. Boudinar, une discordance angulaire de 1° à 5°, avec le toit de la Formation Meloussi (fig.67). Les deux surfaces dessinées par la base du Vraconien et le toit de l'Hauterivien-Barrémien, délimitent un biseau ouvert vers l'Ouest. Au sein de celui-ci, on observe la disparition progressive vers l'Est de terme de plus en plus récent du Barrémien-Bédoulien (coupes 1,2,3 Pl II). Les faciès sablo-carbonatés gargasiens ne montrent qu'une diminution continue d'épaisseur en direction de l'Est.

Nous mettons là, en évidence, un biseau d'origine sédimentaire d'âge aptien, caractérisé par une forte réduction d'épaisseur. Cet agencement témoigne du fonctionnement d'une paléopente (1° à 3°) inclinée vers l'Ouest, depuis l'Hauterivien jusqu'au Gargasien (fig. 68).

Ce dispositif relie un domaine oriental à sédimentation très réduite (condensée voire absente), le seuil du Jebel Boudinar, à un domaine occidental à série plus complète.

Au sein du seuil du Jebel Boudinar, deux paléostructures sont distinguées :

- la première au SE, illustre la surrection de la zone haute du Ksar Boudinar (fig.69), où seuls les termes gargasiens surmontent directement la Formation Meloussi (coupe 7, Pl II). Juste à l'Ouest, la coupe 6, montre une série aptienne plus développée.

La comparaison entre les deux coupes montre le passage rapide entre les deux types de séries. Les termes barrémo-bédoulien sont absents par non-dépôt sur la coupe 7 (fig.67). Par contre les termes gargasiens sont présents dans les deux coupes. Ce dispositif souligne la persistance du paléoabrupt du l'Oued Brahim (fig.47) déjà actif à l'Hauterivien. Au cours de l'Aptien (anté-gargasien), il isole à

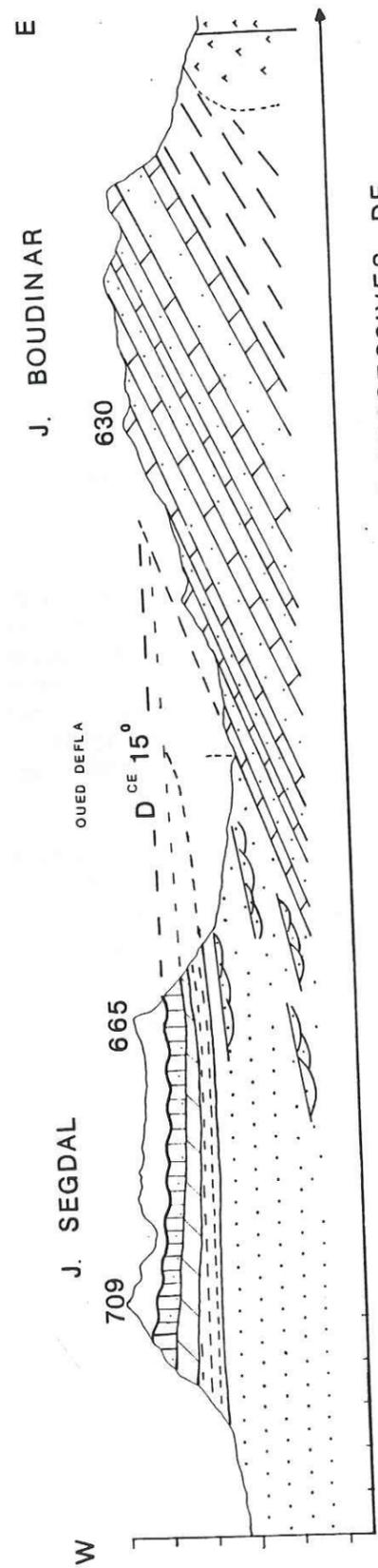


FIG 67 COUPE AXIALE DU PLI ATLASIQUE : DISCORDANCES SUCCESSIVES DE L'HAUTERIVIEN A L'ALBIEN

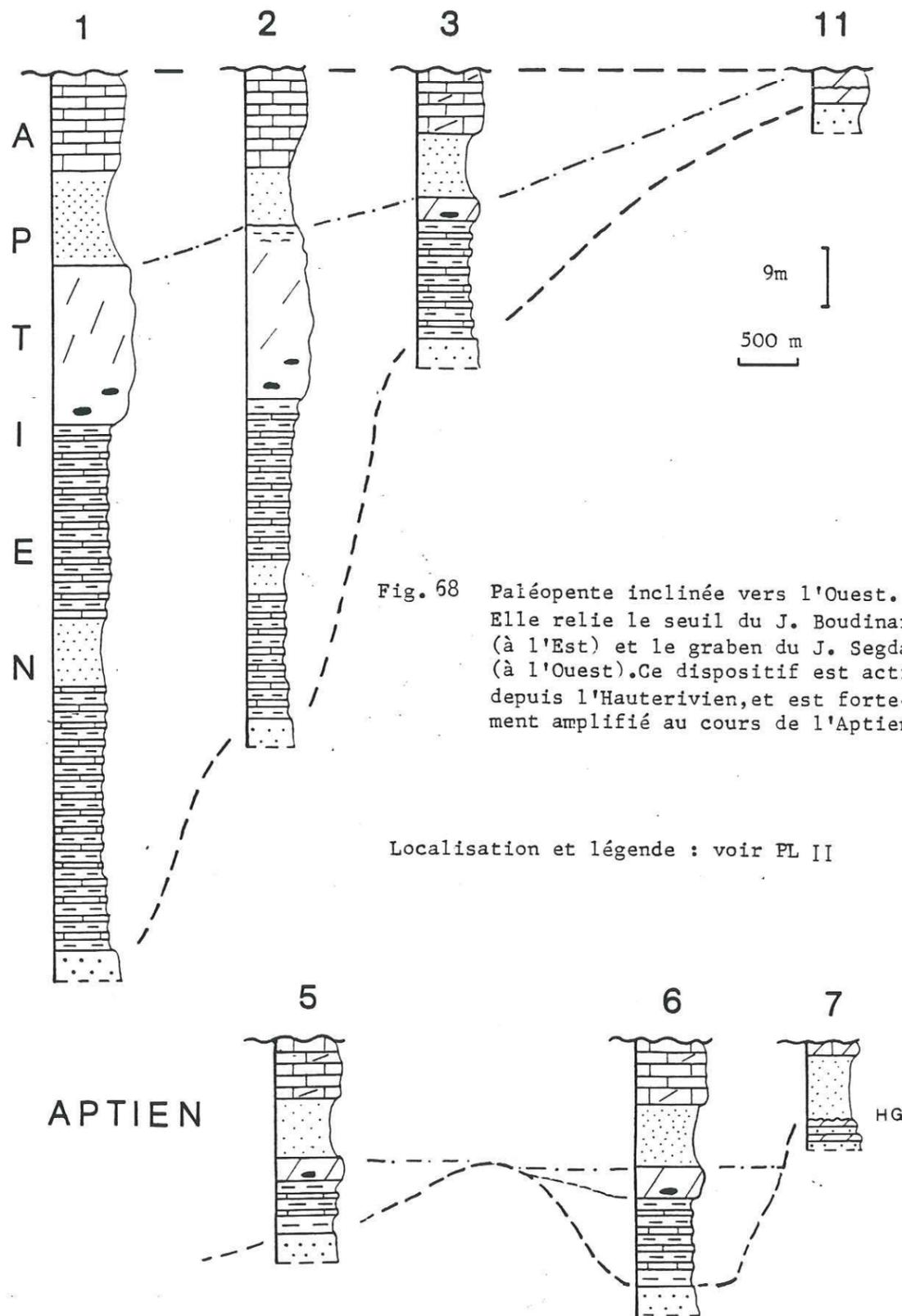
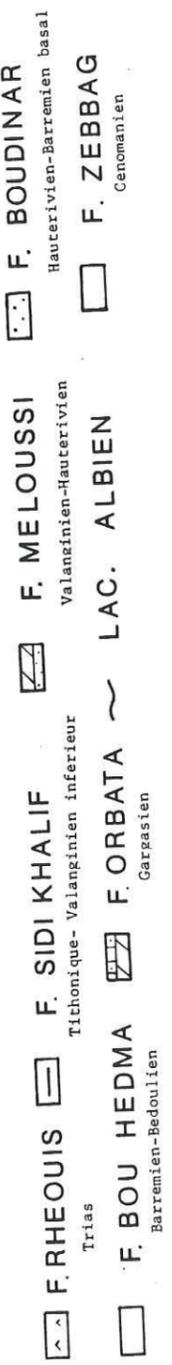
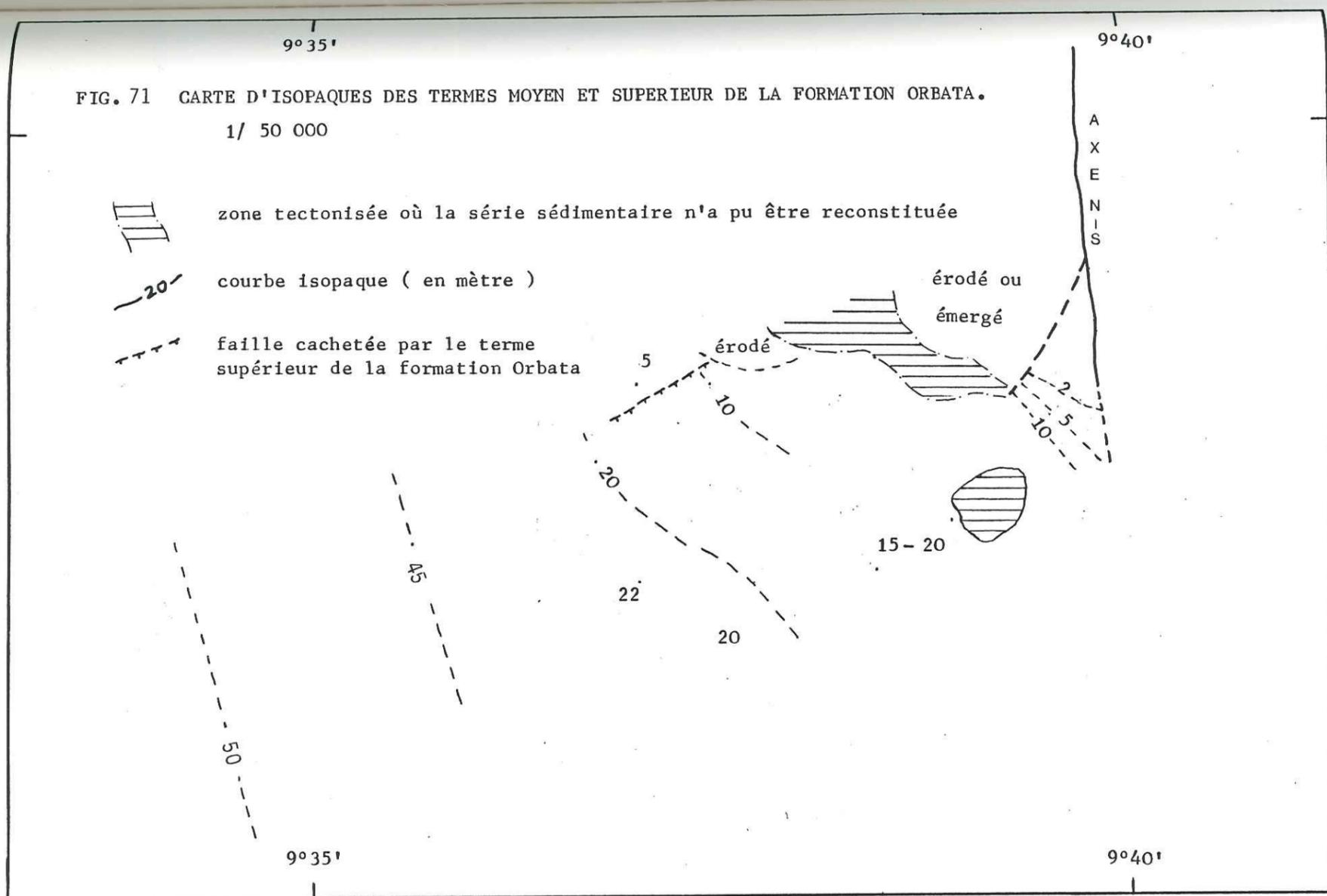
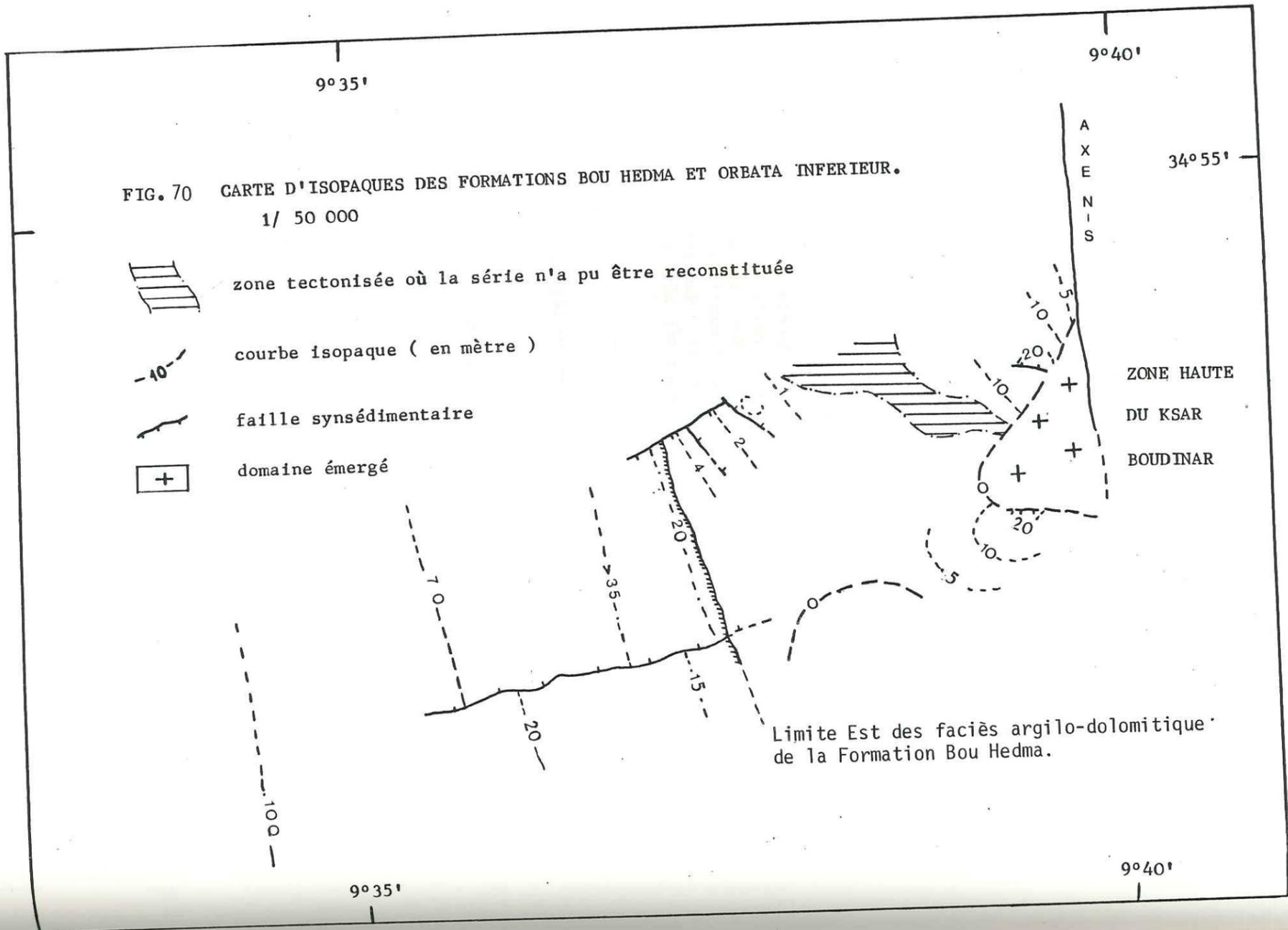


Fig. 68 Paléopente inclinée vers l'Ouest. Elle relie le seuil du J. Boudinar (à l'Est) et le graben du J. Segdal (à l'Ouest). Ce dispositif est actif depuis l'Hauterivien, et est fortement amplifié au cours de l'Aptien.

Localisation et légende : voir PL II

Fig. 69 Dépression aptienne du J. Rhaba Souda. Elle se localise au pied du paléoabrupt de l'oued Brahim déjà actif à l'Hauterivien. Elle représente une zone subsidente au sein de la paléopente illustrée ci-dessus. Elle résulte de la surrection de l'île du Ksar Boudinar.



l'Est, une zone peut être émergée (Ksar Boudinar). Alors qu'à l'Ouest, existe une dépression locale, subsidente tout au long de l'Aptien (anté-gargasien, fig.69). Elle constitue une anomalie négative, locale au sein du domaine caractérisé par la remontée régionale du plancher du bassin. Ce dispositif est ennoyé au cours du Gargasien (fig.69, 70, 71).

- un deuxième sous-domaine s'individualise plus au Nord, (cote 786m) où une série condensée très réduite et à nombreux hard-grounds (coupes 10, 11, PL II) représente l'Aptien, et plus probablement le Barrémo-Bédoulien. Elle constituerait alors un faciès littoral, représentant un équivalent latéral de la série type.

S'il en est ainsi, les termes gargasien sont absents soit par non-dépôt soit par érosion. Des indices d'érosion (coupe 9, PL II) existent. En effet des lambeaux de sable roux et de calcaire jaunâtre sont observés conservés au sein de paléodépressions mineures du toit de la barre dolomitique de la Formation Orbata inférieure. Toutefois, la continuité de ces indices d'érosion vers l'Est, n'a pu être observée. L'érosion pourrait ici être d'origine locale (sommet de horst par exemple). Cependant ce dispositif pourrait résulter de l'érosion intense traduite par la lacune de tout l'Albien inférieur.

Ainsi ces deux sous-domaines présentent une série aptienne réduite. L'un était probablement émergé au cours du Barrémo-Bédoulien. L'autre pourrait être émergé dès le Gargasien ou sinon à l'Albien inférieur-moyen.

Conclusion :

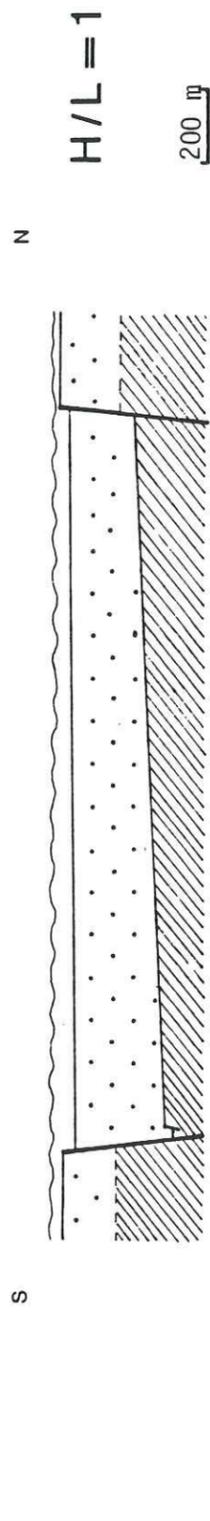
Les variations d'épaisseurs résultent du basculement des assises hauteriviennes. Une pente inclinée de 1° à 3° vers l'Ouest en résulte. Celle-ci déjà annoncée à l'Hauterivien (base des sables de la Formation Boudinar) est constamment entretenue. Ce dispositif est recouvert en "onlap" par la transgression aptienne, dont seuls, les témoins gargasien parviennent à ennoyer la structure.

2 - Les failles synsédimentaires :

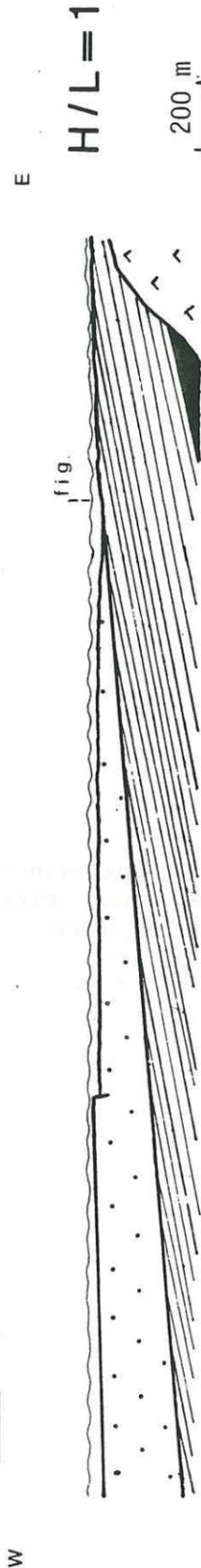
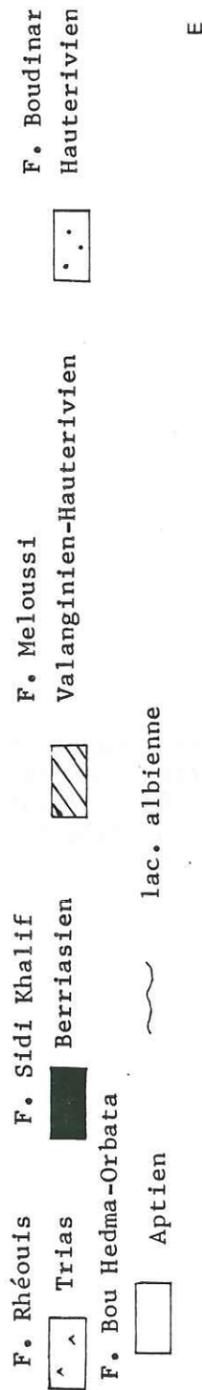
Le basculement est accompagné du jeu de fractures synsédimentaires. Trois directions fonctionnent lors de l'Aptien.

2.1 - La direction N 80 est caractérisée par le jeu de la paléofaille Sud Segdal déjà active à l'Hauterivien et qui provoque un effondrement accentué du compartiment nord de la faille (fig.70 et coupe 4 et 5, PL II). Elle cesse de fonctionner au cours du Gargasien (fig.71).

2.2 - La direction N 65 est également activée comme en témoigne la paléofaille Nord Segdal (branche Sidi Bou Ati, ch. I, 2.1) tout au long de l'Aptien inférieur. Cette faille est ennoyée lors du dépôt du faisceau carbonaté du Gargasien.



A. Graben du J. Segdal d'âge Hauterivien - Aptien supérieur.



B. Paléopente longitudinale : origine halocinétique.

Fig. 72 Influence de deux directions structurales majeures lors de l'intervalle Hauterivien-Aptien supérieur, au Jebel Boudinar s.s. :
A- La direction atlasique N 65- N 85
B- La direction subméridienne Axe Nord-Sud.

Ce mouvement serait contrôlé au J. Bou Zer (Gourmelen, 1984) par le jeu en ciseau de failles transverses N 65-85. Localement, le jeu normal de failles subméridiennes, traduirait une extension, caractéristique du toit des bombements salifères (fig.73).

2.3 - Enfin, la direction N 130 rejoue également comme le montre la faille du point 449m, (crêtes de Sidi Bou Ati, fig.37) située à l'aplomb des failles de direction N 140, actives à l'Hauterivien. Le rejeu à l'Aptien provoque l'effondrement du compartiment situé au NE.

2.4 - Conclusion :

Le basculement vers l'Ouest du plancher anté-barrémien, est donc accompagné par le rejeu des failles hauteriviennes.

Le jeu des failles principales Nord Segdal et Sud Segdal, accentue l'effondrement du graben orienté WSW-ESE du Jebel Segdal, déjà individualisé à l'Hauterivien. La dépression est comblée au cours du Gargasien.

II - INTERPRETATION : LA DEFORMATION APTIENNE

1 - Au Jebel Boudinar (s.l.) :

La sédimentation aptienne est contrôlée par deux directions structurales majeures (fig.72). Il s'agit :

- de la direction atlasique (N 65) : celle-ci guide l'effondrement selon des failles héritées N 65 et N 85. Cet effondrement est déjà fonctionnel à l'Hauterivien, il cesse au Gargasien.

- de la direction subméridienne (Axe N-S). Elle induit une sédimentation réduite, voire localement absente. Elle est responsable du basculement du plancher anté-barrémien et de la création d'une paléopente de 1° à 3° orientée vers l'Ouest, et envoyée en "onlap" par la série aptienne. La disposition antithétique des failles synsédimentaires N 130 accentue l'effet de seuil du Jebel Boudinar (s.s.). Ces failles de direction NW-SE traduisent le rejeu du faisceau d'accidents actifs à l'Hauterivien.

La déformation aptienne continue et accentue les effets de la distension hauterivienne. Le graben du J. Segdal constitue la structure principale du J. Boudinar (s.l.). Il résulte d'un régime en extension globalement orientée N-S (failles normales N 65 et N 85). Vers l'ENE, le graben est affecté d'une remontée de son plancher. Celle-ci témoigne encore de l'activité de l'Axe Nord-Sud. Selon Gourmelen (1984, fig.73) elle est liée au diapirisme qui provoquerait le basculement vers l'Ouest des séries du Jurassique et du Crétacé inférieur (Aptien compris).

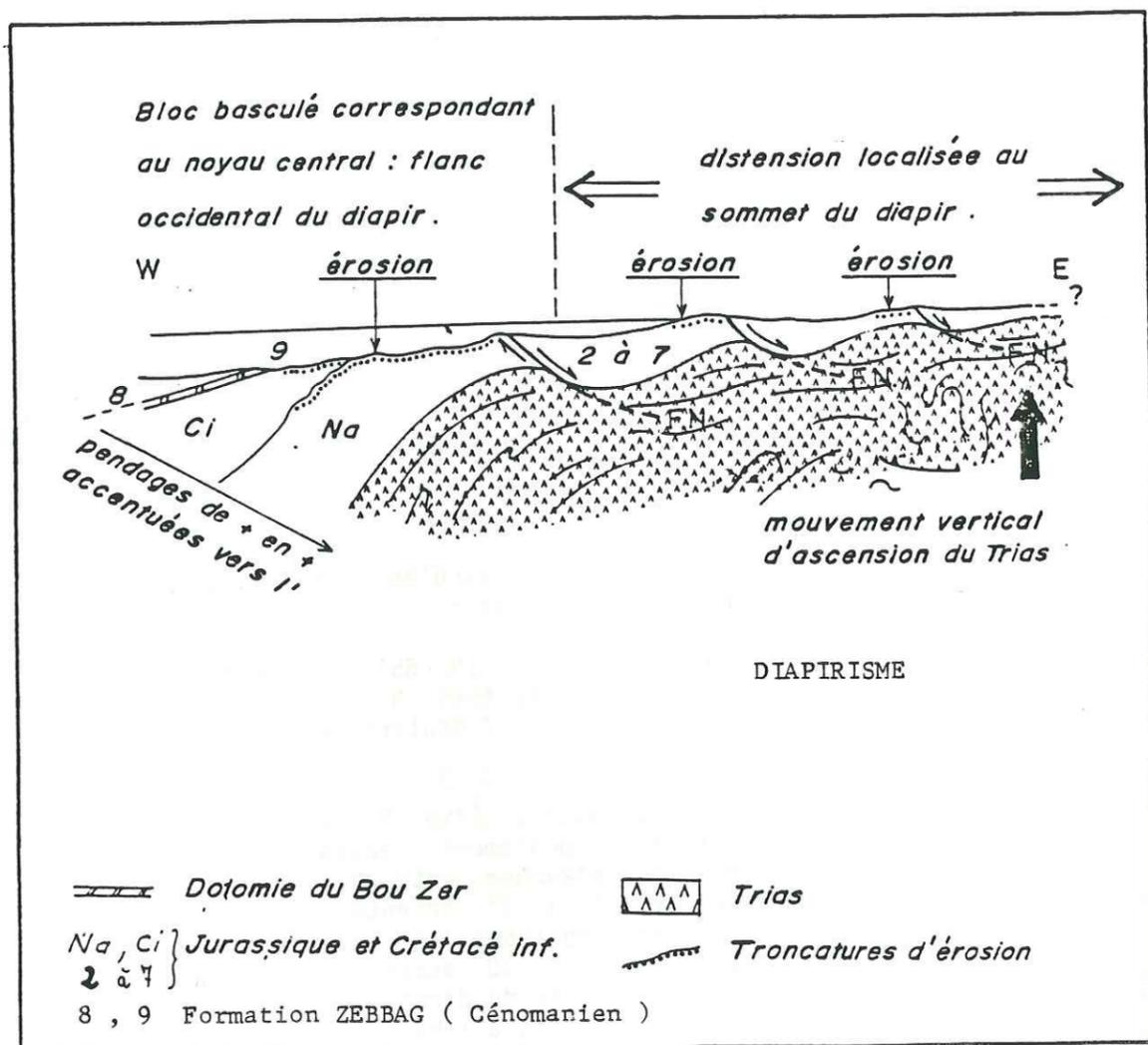


Fig. 73 - Coupe transversale dans un bloc basculé du Bou Zer lors du dépôt de la formation Fadène-Zebbag (d'après Gourmelen, 1984).

Dans un tel modèle, le seuil du J. Boudinar se situe sur la bordure occidentale du bombement. Il relie un domaine à sédimentation réduite (Axe N-S) à un domaine plus subsident (graben du J. Segdal). Ce dispositif dessine ainsi une ondulation de demi-longueur d'onde proche de 5 km, comparable à celle des modèles d'halocinèse de premier ordre (Trusheim, 1960 ; Ramberg 1981 ; Jackson, 1983).

2 - En Tunisie :

L'existence d'une déformation distensive d'âge aptien, est clairement montrée en divers points de Tunisie (fig.74).

Sur la plate-forme pélagienne, l'orientation E.W des bassins dont les limites actives sont le siège d'émissions basaltiques, traduit selon Ellouz (1984, fig.74 (1)), un régime en extension avec une contrainte minimum (T3) orientée N-S. De même, Haller (1983) met en évidence dans le Sahel, le jeu de structures (failles, horst, graben) anté-cénomaniennes orientées N 70, 90 voire N 120 (fig.74 (2)).

En Tunisie méridionale, (fig.74 (3)), Bouaziz (1986) souligne le jeu en extension de structures E-W depuis le Trias supérieur jusqu'à l'Aptien inclus.

De même, Abdeljouad (1984) montre le jeu en extension au Gargasien du même d'orientation E-W du Tebaga de Gabès (fig.74 (4)).

En Tunisie centrale, cette phase mobilise les directions N 65-70, le long de l'Axe N-S (J. Bou Gobrime, Ouali 1984 ; J. Bou Zer Gourmelen 1984). Au Jebel Kebar (Khessibi, 1978), l'Aptien se dépose au sein d'un graben guidé par des failles N 70 (fig.74 (5)). Remarquons ici, que ce dispositif est identique à celui du J. Boudinar. Ces deux chaînons appartiennent à la direction atlasique.

Enfin, Chihi et al (1984) ont montré que la faille de Kasserine (NW-SE) jouait en extension à l'Aptien (fig.74 (6)).

3 - Discussion :

Les structures aptiennes traduisent une accélération de l'extension, accompagnée de celle du diapirisme. Toutefois, toutes les structures (failles et seuil du J. Boudinar) sont envoyées par les séries gargasiennes. Deux explications peuvent être avancées pour interpréter ce phénomène.

3.1 - Eustatisme :

Un relèvement du niveau de la mer peut être à l'origine de cet ennoisement. Les courbes de Vail (1977) illustrent l'aspect transgressif du Gargasien. L'évolution des faciès gargasiens de Tunisie, témoigne plutôt d'une dynamique de comblement. Selon Masse

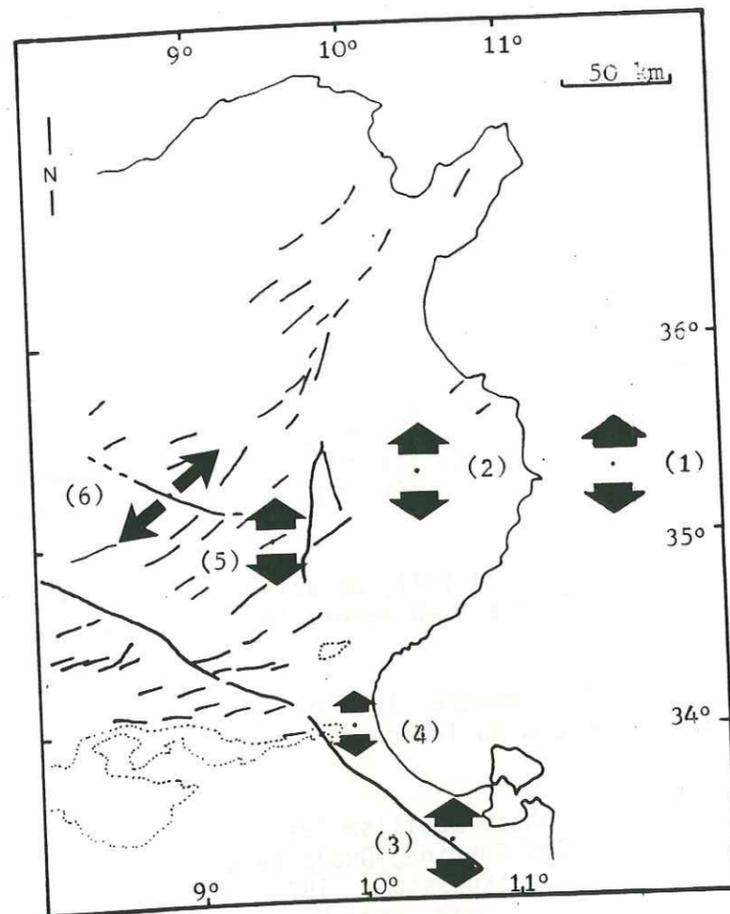


Fig. 74 L'extension N-S aptienne en Tunisie centro-méridionale et en mer pelagienne.

- (1) Ellouz , 1984
- (2) Haller , 1983
- (3) Bouaziz , 1986
- (4) Abdeljaouad , 1984
- (5) Khessibi , 1978
Ouali , 1984
- (6) Chihi et al , 1984

(1986), les faciès Serdj = Orbata (gargasien) témoignent d'une plateforme carbonatée dont la progradation vers le Nord, est d'origine tectonique. Selon ce même auteur, les variations eustatiques ne seraient guère enregistrées.

3.2 - Contrôle structural :

Celui-ci guide les dépôts aptiens. Le comblement de toutes les structures du Crétacé inférieur du Jebel Boudinar est atteint au cours du Gargasien. Cela peut suggérer la rémission du contrôle tectonique de ce remplissage. Celle-ci est observée au niveau du soulèvement diapirique de l'Axe N-S. De même, le graben E-W du J. Segdal semble définitivement cacheté.

En outre, et comme nous allons le voir, le réseau de diaclases affectant le toit de la Formation Orbata supérieur, annonce un changement majeur dans la répartition des fractures synsédimentaires.

III - ANALYSE DES DIACLASES AU TOIT DE LA FORMATION ORBATA SUPERIEUR (GARGASIEN) ET SOUS LES MARNES DE LA FORMATION FAHDENE (VRACONIEN)

Une étude des paléodiaclasses a été réalisée à l'échelle du pli atlasique (Pl III). Les différentes mesures ont été restituées à l'horizontale après avoir gommé les effets du crochonnement des deux extrémités du pli, et enfin déplié l'anticlinal atlasique.

1 - Exemple du secteur de l'Oued Bou Hanick (Nord du J. Segdal) :

Cette station (A, PL III) est située à proximité de la faille Nord-Segdal active à l'Aptien et au Cénomaniens.

1.1 - Précocité des diaclases :

Le réseau de diaclases a été observé au toit de la Formation Orbata supérieur (terme carbonaté). L'encroûtement ferrugineux (post-Gargasien à anté Albien supérieur) est épais (1 à 3cm) mammelonné et parfois karstique. Il colmate les plans de rupture. Ceux-ci sont définitivement cachetés par les marnes de la Formation Fahdene (Vraconien).

Ces diaclases sont donc postérieures au dépôt des termes gargasien et précèdent l'envolement par la transgression vraconocénomaniens.

1.2 - Orientation :

Quatre familles sont bien individualisées, mais aucune chronologie n'est définie. Elles forment des couples de paléodiaclasses : N 20-30 - N 110-115 et N 65-85 - N 165-180.

La famille N 20-30 représente une direction nouvelle,

Direction des diaclases remises à l'horizontale autour de la S ₀	Familles obtenues après dépliage du pli, sans les crochons	Familles absentes	F.N.
A. S ₀ N 65 , 5 NW. 4 familles nettement marquées , orthogonales 2 à 2 , et sans chronologie visible . FER.			
N 16 - 25	N 20 - 30	N 45	+
N 110	N 110 - 115		+
N 65	N 65 - 85		
N 155 - 170	N 165 - 180	N 135 - 140	
B. S ₀ N 60 , 29 SE . 4 familles bien individualisées sur une surface de 50 cm 2; FER.			
N 55 - 65	N 65 - 75		+
N 28 - 35	N 38 - 43		
N 105 - 170	N 175 - 180	N 20	
N 130 - 136	N 140 - 146	N 110 - 115	
C. S ₀ N 54 , 30 SE . 2 familles s'expriment .			
N 157 - 180	N 173 - 16		
N 22 - 30	N 38 - 46		
D. S ₀ N49 , 23 SE ; 4 familles peuvent être individualisées .			
N 130 - 142	N 151 - 163		
N 151 - 165	N 172 - 6		
N 42 - 48	N 63 - 69		
N 62 - 82	N 81 - 103	N 110 - 115	
Les stations C et D sont situées de part et d'autre de la Cluse , et peuvent être regroupées.			
E. S ₀ N.30 , 29 SE. 5 familles sont exprimées .			
N 37 - 45	N 77 - 85		
N C2 - 18	N 42 - 58		
N 103 - 115	N 143 - 155		
N 165	N 25		
N 85	N 125	N 165 - 180	
F. S ₀ N 15 , 52 E . 6 familles de plans sont mesurées sur une surface de 50 cm 2 . FER.Brèche.			
N 60 - 68	N 115 - 123		
N 80 - 90	N 135 - 145		
N 23 - 34	N 78 - 89		+
N 115	N 160		+
N 145	N 20		+
N 165	N 40		
G. S ₀ N 2 , 35 E. 2 familles orthogonales l'une à l'autre.			
N 155 - 170	N 33 - 58		+
N 75 - 80	N 143 - 148		

Fig. 75 Diaclases observées au toit de la série aptienne: fracturation anté-cénomaniennne.

puisqu'elle n'apparaissait pas à l'Hauterivien. Les directions N 65-85 et N 110-115 sont celles des failles normales syn-aptiennes (crêtes Sidi bou Ati). Ainsi ces diaclases traduisent la persistance de la mobilité selon ces deux directions, à la fin du Gargasien.

2 - Généralisation : analyse des directions :

Dans chaque station, les critères de précocité illustrés ci-dessus, ont été contrôlés. Seule l'intersection des diaclases avec le plan de stratification a été mesurée. Les diaclases sont plus ou moins normales aux couches. Les résultats sont présentés dans le tableau de la figure 75. Après une remise à plat des couches (en dépliant le pli), ces diaclases se distribuent selon plusieurs familles.

6 familles sont individualisées : N 20 ; N 45 ; N 65-85 ; N 110-115 ; N 130-145 ; N 165-180.

Deux familles apparaissent : N 20 et N 45. Elles n'apparaissent pas à l'Hauterivien, et ne sont d'ailleurs pas exprimées partout (exemples N 45 à la station A et N 20 à la station G).

La famille N 45 est cependant très fréquente et systématiquement associée à la famille N 135-140. Au Jebel Bagra (stations F et G), les diaclases de cette famille fonctionnent encore au Vraconien et tout au long du Cénomanienn.

La famille N 20 est distinguée de la famille N 165-180. Elle s'exprime en association avec la direction N 110-115.

La famille N 65-85 s'exprime régulièrement, avec une fréquence plus élevée à l'approche des paléofailles (station A et B). Elle est parfois associée à la famille N 165-180. Elles constituent alors un réseau "parallèle-orthogonal" où la direction N 65-85 est dominante.

La famille N 165-180 s'exprime nettement plus qu'à l'Hauterivien.

3 - Interprétation - discussion :

Le toit de la Formation Orbata supérieur (gargasien) est morcelé en une mosaïque de blocs élémentaires délimités par 6 familles de paléodiaclases. Quatre d'entre elles sont héritées des distensions hauteriviennes : N 65-85 ; N 110-115 ; N 130-140 ; N 165-180. Cependant au cours de cette réutilisation, certaines directions sont privilégiées, en particulier la direction N 165-180. Deux sont nouvelles : N 20 et N 45 (fig.76).

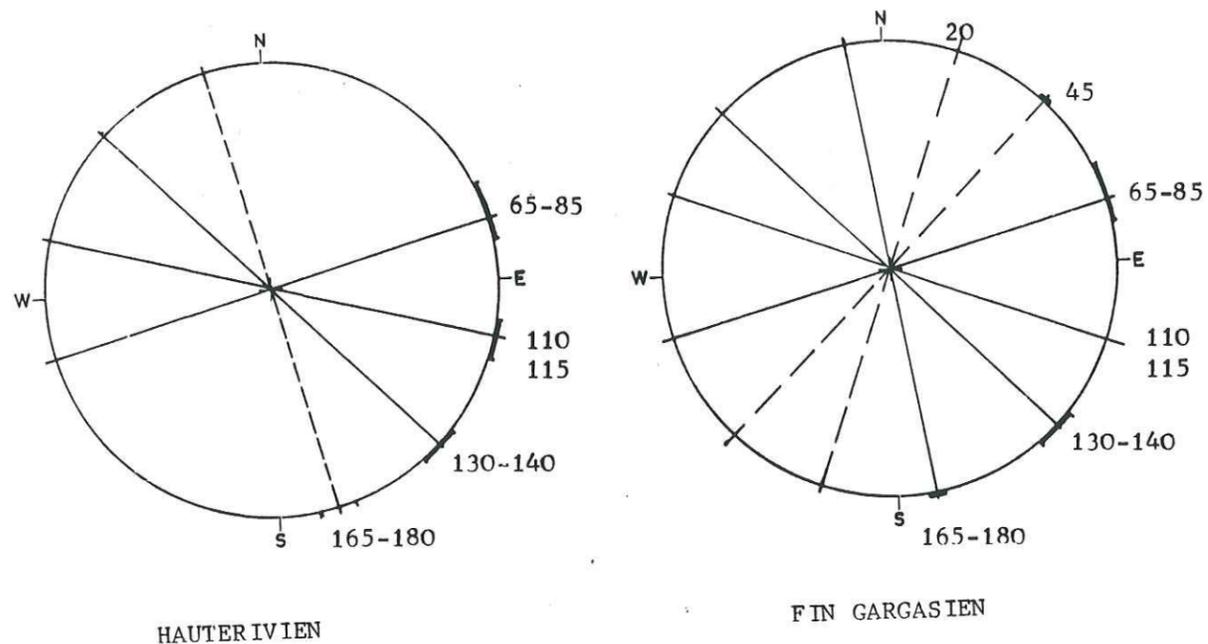


Fig. 76 Réseaux de diaclases précoces du Crétacé inférieur.
(le liseré noir souligne les familles les plus actives).

Ces six familles sont associées deux à deux pour former les couples : (N20) - (N110-115) ; (N45) - (N130-145) ; (N65-80) - (N165-180).

Cette disposition orthogonale deux à deux de diaclases ouvertes et rapidement colmatées, semble bien caractéristique d'une fracturation en extension. Celle-ci est datée fini-gargasien à anté-albien supérieur.

L'apparition de deux nouvelles familles de diaclases (N 45 et N 20) représente un changement par rapport au Crétacé inférieur.

CHAPITRE IV

LES STRUCTURES D'AGE CENOMANIEN

I - LOCALISATION

Sur l'ensemble du pli atlasique (J. Boudinar s.l.), les marqueurs de la déformation d'âge cénomaniens ont été observés au sein des Formations Fahdene et Zebbag (donc au dessus du hard-ground d'âge albien inférieur et moyen) et sous la barre dolomitique dite Gattar.

II - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

La transgression cénomaniens a enoyé le domaine émergé à l'Albien inférieur et moyen. L'épaisseur des Formations Fahdene et Zebbag ne présente aucune variation brutale sur l'ensemble du pli. Toutefois, on observe une remontée progressive du plancher à l'approche de l'Axe N-S. En effet, du Jebel Bagra (à l'Ouest) au Jebel Boudinar (à l'Est) l'épaisseur est réduite de moitié. Cette évolution résulte essentiellement d'un contrôle structural.

Trois domaines sédimentaires ont été distingués : (Pl. IV).

- Le Jebel Boudinar (s.s.) est large de 4 km. La sédimentation à dominante gypseuse est peu épaisse (20 à 140 m), (colonnes E,F;Pl IV). Ce domaine est affecté par une fracturation N 65, N 80, N 120 et N 150.

- Le Jebel Segdal est large de 4 km. La sédimentation carbonatée (colonne D, Pl. IV) est plus épaisse (140 à 200 m). Ce domaine est peu fracturé.

- Le Jebel Bagra est large de 5 km. La sédimentation carbonatée puis gypseuse (colonnes A,B; Pl IV) est épaisse (250m). Ce domaine est fracturé suivant les directions primitivement N-S et N 45 à 50.

1 - Le secteur du J. Boudinar :

* Celui-ci est surtout affecté de failles N 80, N 120 et N 150. C'est ainsi que sur les pentes sud-est de la corniche 716-681m, la sédimentation évaporitique du Cénomaniens est contrôlée par le jeu de failles synsédimentaires. Elles délimitent un coin effondré comblé au cours du Cénomaniens supérieur (fig.77).

a) La bordure sud-ouest est constituée d'un faisceau de failles normales N 120, N 80 à fort pendage vers le NNE. Elles affectent la barre aptienne et les marnes de la Formation Fahdene. Elles sont progressivement cachetées par les alternances calcaréo-gypseuses du vracono-cénomaniens (fig.78).

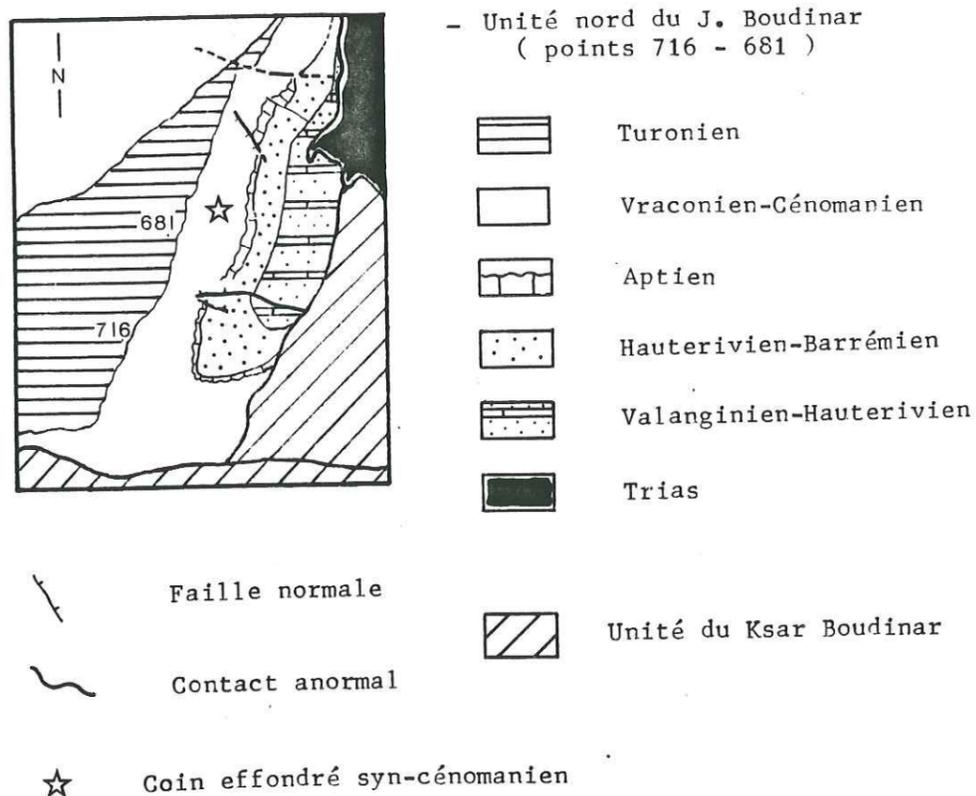


Fig. 77 Carte géologique au 1/ 25 000 du secteur nord du J. Boudinar (voir localisation PL)

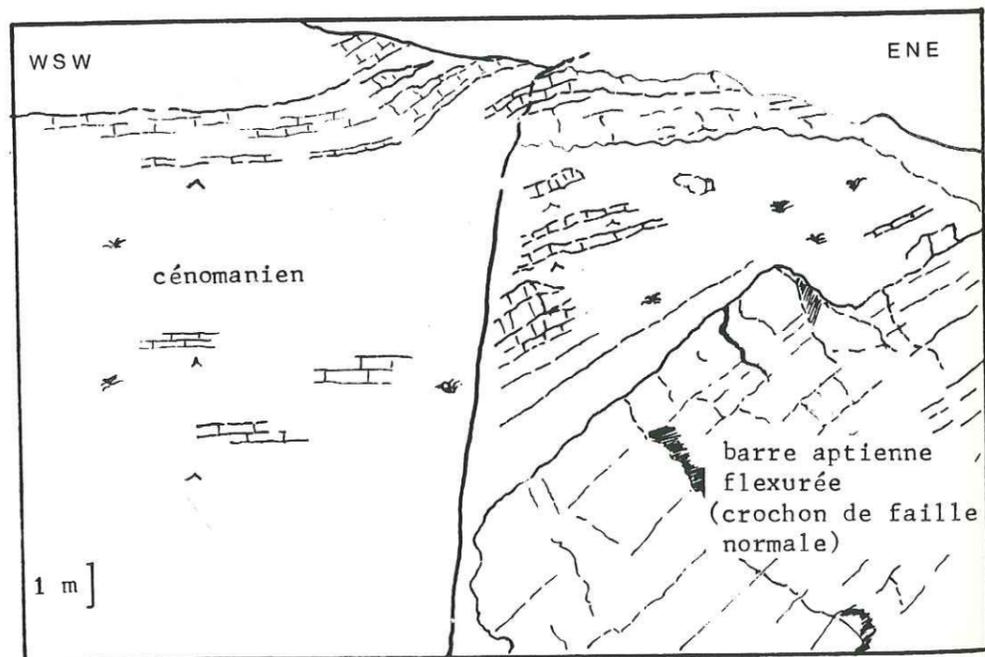


Fig. 79 Paléofaïlle normale N 150 syn-cénomaniienne . Elle constitue la bordure NE du coin effondré du J. Boudinar (fig. 77). Le jeu normal de cette faïlle provoque un épaississement de la série lagunaire cénomaniienne dans le compartiment SW. La faïlle est scellée un peu avant le dépôt de la dolomie de Gattar.

b) La bordure nord-est, est marquée par une faïlle normale N 150, fortement pentée, vers l'Ouest-Sud-Ouest. Elle affecte la barre aptienne et est cachetée par les alternances du Cénomaniien supérieur. Cette faïlle normale syn-cénomaniienne a été redressée lors des compressions cénozoïques, alors que le sommet du bloc soulevé a été légèrement cisailé (fig.79).

* Au Khanguet Boudinar, le jeu de fractures N 140-150, isole une zone haute. La série attribuée au Cénomaniien est ici (coupe 11) chevauchante sur le Trias, par l'intermédiaire d'un banc dolomitique d'âge aptien vraisemblable car son prolongement cartographique vers le Sud-Ouest coïncide avec la barre aptienne caractérisée.

Les faciès dolomitico-gypseux attribués au Cénomaniien sont peu épais (20m). Le sommet de cette coupe montre une horizon ferrugineux pseudo-oolitique épais de 1 à 2m. Il est recouvert par les marnes de la Formation Aleg (Sénonien) et représente un équivalent latéral possible des niveaux carbonatés situés sous la dolomie de Gattar. Cet horizon montre donc ici un caractère de haut-fond à haute énergie.

* En conséquence, au Cénomaniien, le seuil aptien (orienté N-S) du J. Boudinar tend à disparaître. Il est démantelé par une fracturation N 80, N 120 et N 150. Seule une bande étroite, à l'approche de l'Axe N-S, mais orientée N 140-150, semble conserver un caractère de haut-fond. Cela peut traduire soit la persistance du diapirisme au niveau de J. Rhéouis (situé plus au NNE) soit la proximité du sommet du bloc basculé limité au NE par la faïlle de Kasserine NW-SE (Gourmelen, 1984).

* A la jonction SW de ce domaine avec celui du J. Segdal, nous avons déjà illustré le jeu syn-vraconien des faïlles des crêtes de Sidi Bou Ati (ch I, II.1.2). Deux familles sont associées. La famille N 65 (faïlles F1 et F3 de Sidi Bou Ati) provoque l'effondrement du compartiment SE. Elles sont cachetées par les niveaux oolithiques du Vraconien (fig.40).

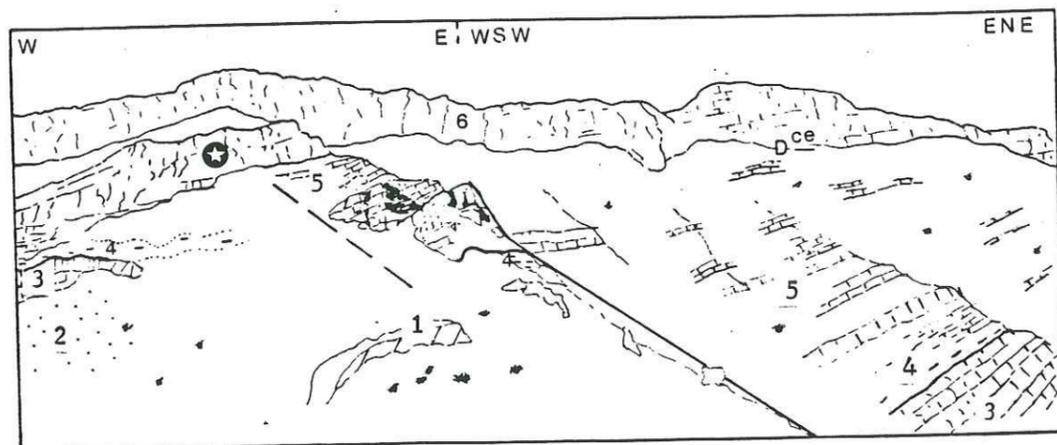
La famille N 120 (faïlle F4 du Collet Olad-Mbarek) effondre le compartiment NE, son jeu cesse au cours du Vraconien (fig.41).

2 - Le secteur du J. Segdal :

Ce domaine se caractérise par une augmentation de l'épaisseur de la série cénomaniienne (de 1 à 10). La sédimentation est guidée par le jeu de fractures N 80. En particulier, la faïlle Nord Segdal orientée N 80 provoque l'effondrement du compartiment nord au cours du Vraconien (chapitre II.1.3).

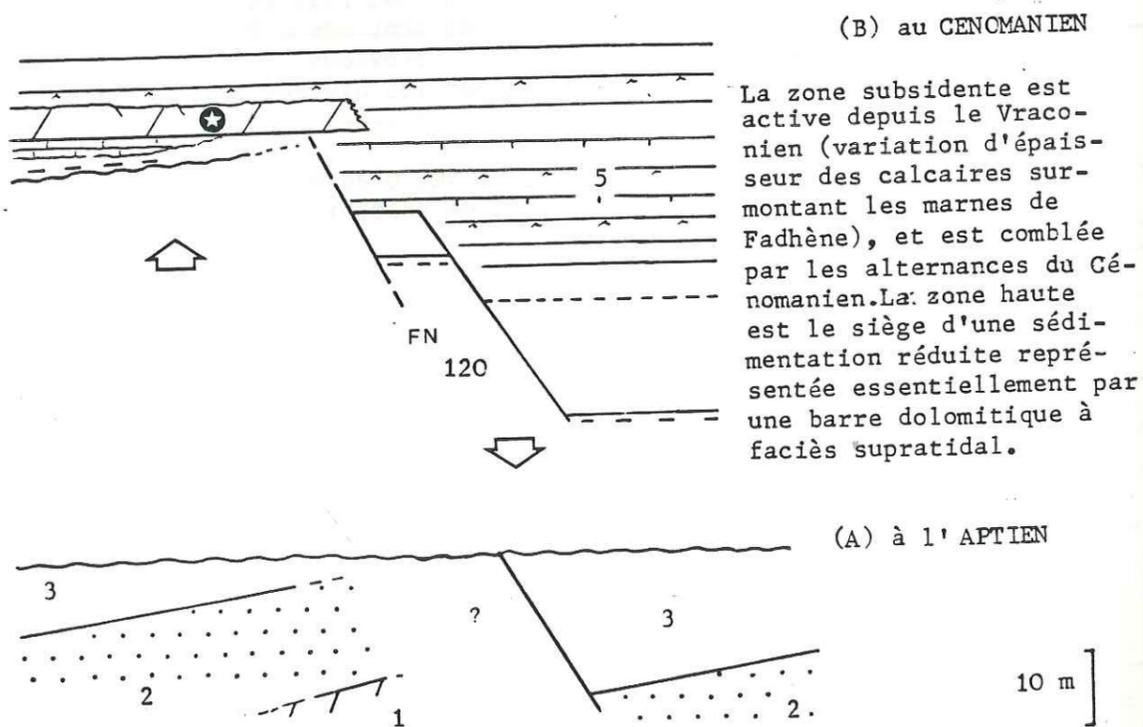
Par contre, aucun indice de jeu synsédimentaire n'a été observé le long de la faïlle Sud Segdal.

On peut en conclure que la fracturation E-W est moins active au cours du Vraconien-Cénomaniien.



- 6 dolomie de Gattar (Cénomaniens-Turonien)
- 5 alternances calcaire-gypse de la f. Zebbag (Cénomaniens)
- 4 marnes de la f. Fadhène (Vraconien)
- 3 barre dolomitique (Aptien)
- 2 sables de la f. Boudinar (Hauterivien-Barrémien)
- 1 dolomies de la f. Meloussi (Valanginien-Hauterivien)

Fig 78 Panorama de la bordure SW du coin effondré du J. Boudinar (fig. 77). Elle est constituée d'un faisceau de failles normales synsédimentaires N 80 et N 120 dont le jeu en extension est polyphasé (voir ci-dessous).



Plus à l'WSW, ce domaine est limité par le seuil d'Olad Merfeg-Sidi Mamer.

3 - Le seuil d'Olad Merfeg-Sidi Mamer :

Ce seuil est orienté N-S à NNW-SSE et est large de 2 km. Il est le siège d'une sédimentation carbonatée peu épaisse (70m) à Olad Merfeg, alors qu'à Sidi Mamer l'épaisseur atteint 100m. Il isole à l'WSW, le domaine très fracturé du J. Bagra. Ce seuil peut représenter un épaulement vis à vis du domaine effondré du J. Bagra. Ce seuil se localise à l'aplomb de l'accident Essouda-Bagra orienté N 165.

4 - Discussion

Le J. Segdal apparaît comme une cuvette légèrement subsidente individualisée entre deux zones hautes orientées N-S à NNW-SSE (Axe N-S et seuil d'Olad Merfeg - Sidi Mamer).

La bordure ENE du domaine du J. Segdal se place à l'aplomb de l'ancienne rupture de pente située à la base du seuil aptien N-S du J. Boudinar (fig.47). Les variations d'épaisseur entre ce domaine et celui du J. Boudinar montrent que le J. Segdal est subsident alors que le J. Boudinar conserve encore une position haute. Cette organisation traduit la persistance de la mobilité du seuil aptien du J. Boudinar. Dans le détail, l'exemple du paléo-abrupt de l'Oued Brahim (chapitre II.2) illustre une telle remobilisation.

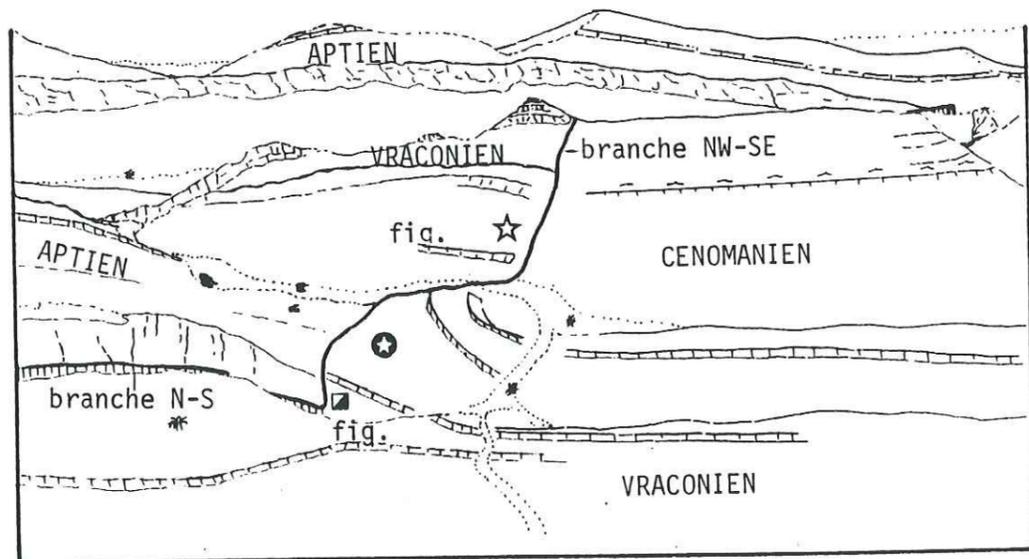
On retient alors que le J. Segdal est un domaine légèrement subsident et peu fracturé, limité à l'ENE par le seuil du J. Boudinar en cours de demantèlement.

La bordure WSW du domaine du J. Segdal est constituée par le seuil d'Olad Merfeg - Sidi Mamer. Le passage entre ces deux domaines se fait selon une pente régulière inclinée vers l'ENE (PL. IV).

5 - Le secteur du Jebel Bagra :

Le Jebel Bagra est actuellement de direction N-S. Cette disposition résulte d'une torsion sénestre du pli de direction initialement atlasique (N 65-70). En conséquence, une rotation antihoraire de 5 km de l'ensemble de ce chaînon a été effectuée. Elle permet alors de restituer les directions des failles synsédimentaires, ainsi que l'agencement des paléoblocs.

Le Jebel Bagra apparaît alors compartimenté par un réseau de failles délimitant des blocs de direction N-S et NE-SW (primitive). Ces failles ont été plissées. Toutefois, certaines montrent un jeu synsédimentaire. C'est le cas des failles du Jebel Bagra et du Khanguet Bagra, délimitant l'unité du Khanguet Bagra (fig.80, PL.IV).



- ⊛ brèche synsédimentaire
- ~ Paleofaille du J. Bagra

Fig. 81 Panorama de la paleofaille du Jebel Bagra . Il montre le passage rapide de la branche N-S à la branche NW-SE (vue vers le SE).

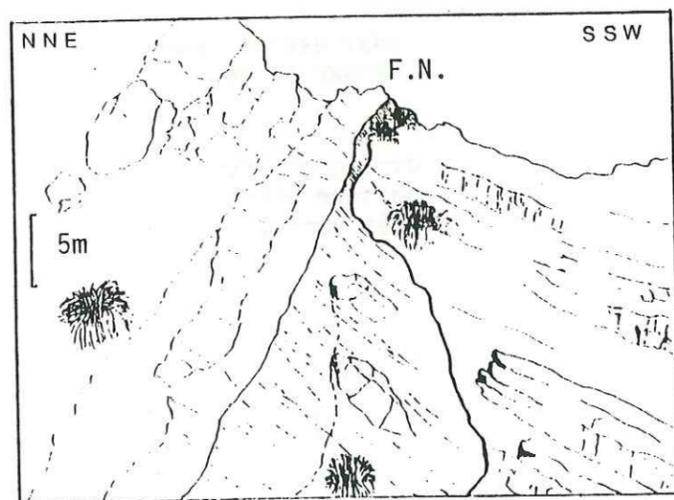


Fig. 82 Onlap des termes carbonatés du Vraconien, sur la surface de la faille du Jebel Bagra (branche NW-SE). Le compartiment soulevé (à gauche) est ici représenté par la formation Orbata inférieure.

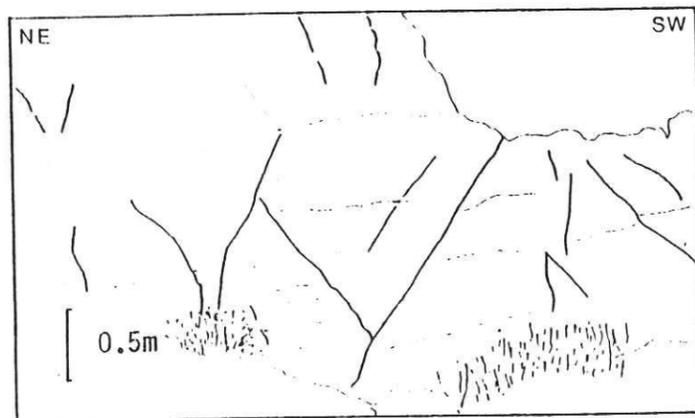


Fig. 83 Failles normales conjuguées décimétriques affectant la barre carbonatée gargasienne du compartiment soulevé, probablement lors du jeu en extension de la branche NW-SE de la faille du J. Bagra.

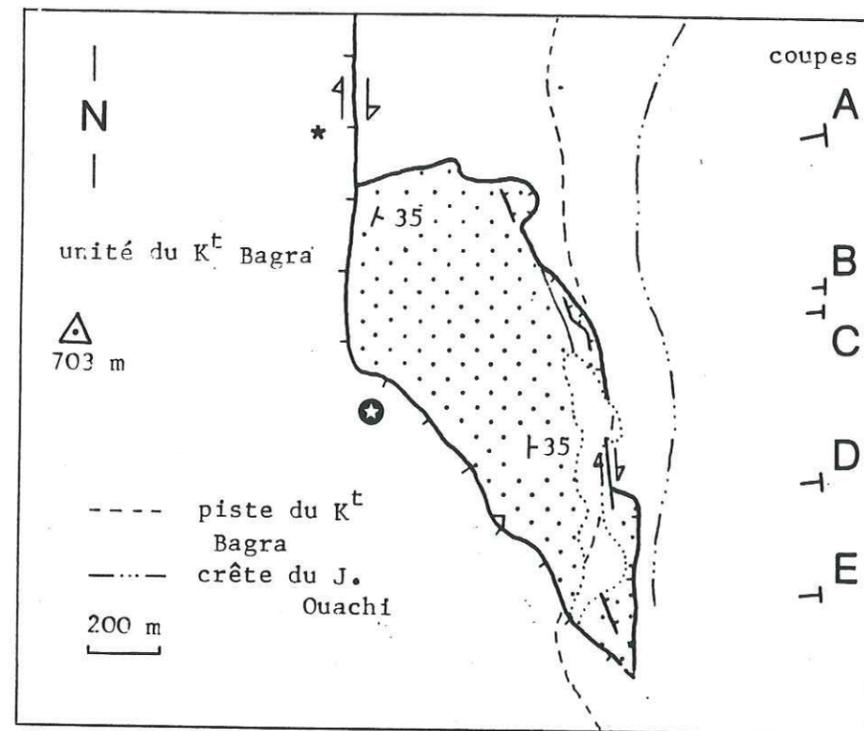


Fig. 80 Schéma structural de l'unité du Khanguet Bagra .

(disposition actuelle)

- ⊛ brèche syn-vraconienne
- * filon clastique vraconien

5.1 - La faille du Jebel Bagra :

Elle est décrite dans sa position actuelle. La faille du Jebel Bagra se situe à l'Ouest du bloc de l'unité du Khanguet Bagra. Elle présente une allure coudée, constituée de deux branches : une NW-SE et l'autre N-S (fig.81).

5.1.1 - La branche NW-SE :

Elle est fortement pentée vers le SW (N 120, 80 SW). Elle provoque l'effondrement du compartiment Sud-Ouest. Au sein des derniers niveaux carbonatés qui précèdent le hard-ground soulignant la base du Cénomaniens, on observe une brèche sédimentaire à éléments carbonatés vraconiens centimétriques. Elle est localisée au pied de l'escarpement de faille et atteste du jeu syn-vraconien de cette branche NW-SE (fig.82). Dans le détail, la barre carbonatée du Gargasien du compartiment soulevé (fig.83) est affectée d'une fracturation en extension. Elle pourrait être associée au jeu de la

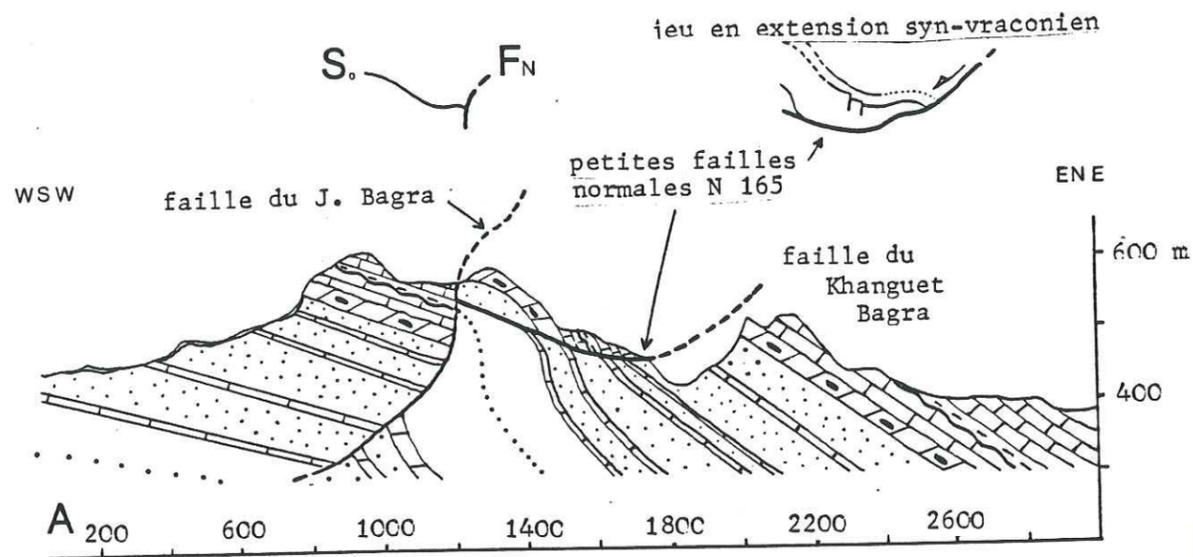


Fig. 84 Coupe de l'unité du Khanguet Bagra. Le tracé de la faille du Khanguet Bagra a été construit d'après la courbure de l'anticlinal de compensation dessiné par la barre de la formation Orbata inférieur (*). Cette faille résulte d'une fracturation en extension au cours du Vraconien-Cénomaniens. La faille du Jebel Bagra est une faille vraconienne qui a été plissée lors des compressions cénozoïques.

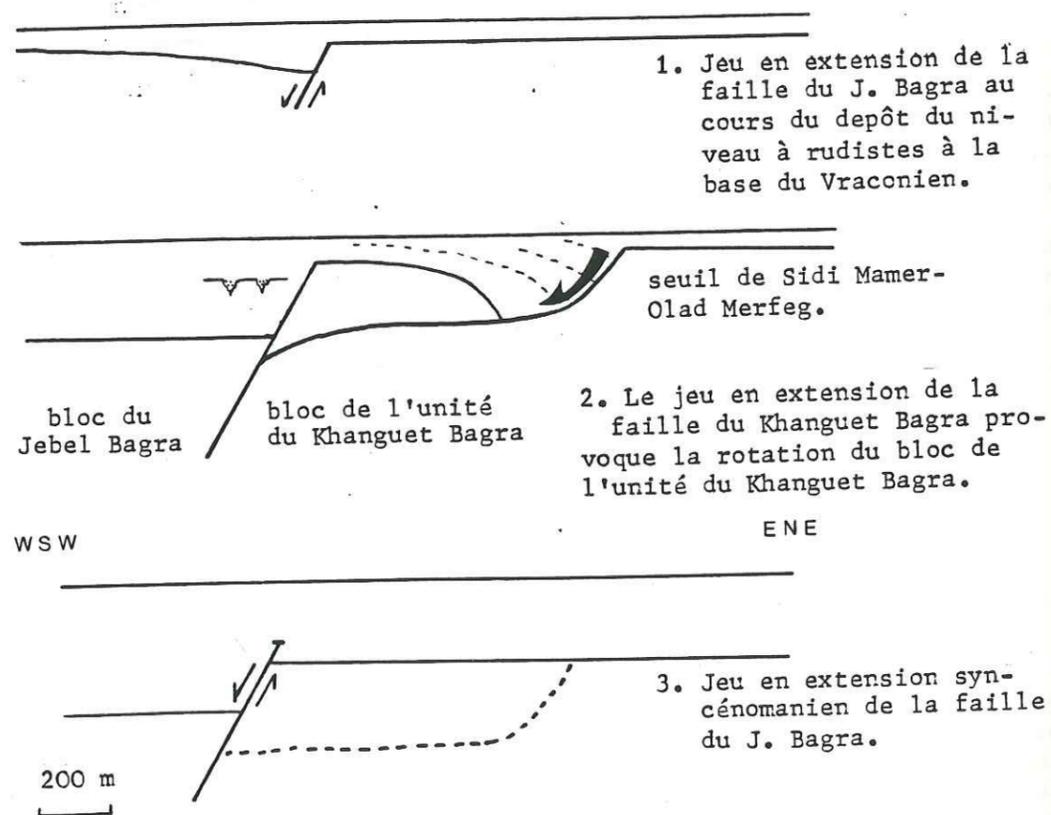


Fig. 85. Fracturation séquentielle vracono-cénomaniens du Jebel Bagra. Interprétation de la coupe A, fig. 84.

faille majeure NW-SE du Jebel Bagra. Cette faille n'est pas scellée. Toutefois, son compartiment sud-ouest présente une série cenomanienne relativement épaisse (175m), alors qu'elle est actuellement absente sur le compartiment soulevé. Par contre sur le seuil de Sidi Mamer - Olad Merfeg, le Cénomaniens est réduit à 55 m. Cela suggère un jeu syn-cénomaniens pour la branche NW-SE de la faille du J. Bagra. Celle-ci rejoue en faille inverse (vers l'Ouest) lors des compressions Mio-Quaternaires.

5.1.2 - La branche N-S :

La faille est verticale. Le compartiment Ouest est effondré, mais avec un rejet moindre que celui de la branche NW-SE. La surface est bréchifiée et marquée par deux générations de stries, l'une verticale, l'autre horizontale (coulissement dextre). Leur chronologie relative reste inconnue. Enfin, cette surface est cisailée vers l'Ouest par de nombreux plans horizontaux.

A l'Ouest de cette faille, un épaissement de la barre à rudistes du Vraconien a été observé en allant du Nord vers le Sud et de l'Ouest vers l'Est. Cela paraît indiquer pour cette faille, un jeu syn-vraconien. A proximité apparaissent au sein des niveaux carbonatés du Vraconien, des filons clastiques orientés actuellement N 110. Ils sont perpendiculaires à la faille du Jebel Bagra. Ils pourraient être associés au jeu de cette faille. La branche N-S de la faille du Jebel Bagra est donc une faille vraconienne. Son jeu syn-cénomaniens n'est pas démontré ici. Ultérieurement, la faille est verticalisée puis fonctionnerait selon un coulissement dextre mineur, et est ensuite cisailée vers l'Ouest.

5.2 - La faille du Khanguet Bagra :

Elle est décrite dans sa position actuelle. La faille du Khanguet Bagra limite l'unité du Khanguet Bagra vers l'Est. De direction subméridienne (N 165), elle provoque l'effondrement de l'unité du Khanguet Bagra. Le compartiment soulevé est constitué par le Jebel Ouachi.

Sur la coupe A (fig.84, 85), cette faille a été tracée en tenant compte de la courbure de l'anticlinal de compensation (roll-over) dessinée par la barre dolomitique de la Formation Orbata inférieur. Les observations de terrain montrent en effet que cette faille tronque les Formations Bou Hedma et Boudinar des séries sous-jacentes. Au sein de l'unité Khanguet Bagra elle même, les Formations Orbata (inférieur et supérieur) et Fahdene sont également tronquées. Le contact est localement jalonné de lambeaux de la Formation Bou Hedma.

Le long de cette même coupe A, la gouttière du Khanguet Bagra représente un crochon de faille normale. Elle est jalonnée par deux failles normales métriques N 165, antithétiques montrant un jeu synsédimentaire indéniable (détail fig.85), puisqu'elles sont

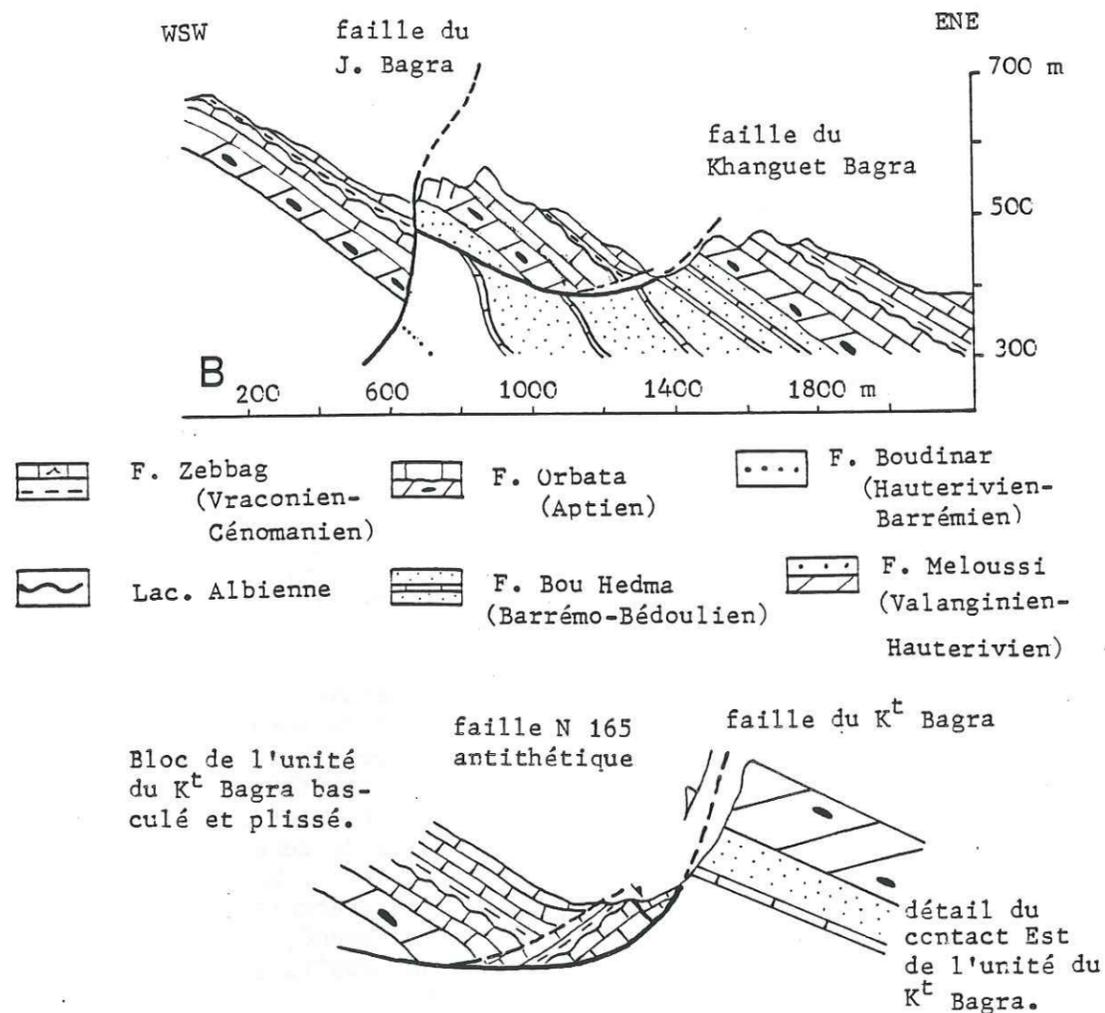


Fig. 86 Coupe B de l'unité du Khanguet Bagra. Le détail du contact Est de cette unité avec la faille du Khanguet Bagra (N 170), montre le jeu d'une faille antithétique N 165. Ces deux failles délimitent un graben à remplissage vraconien, suspendu au dessus de la surface de la faille principale. L'âge de cette structure ne peut être défini ici, par contre latéralement (coupe A, fig. 84) les failles antithétiques sont d'âge vraconien.

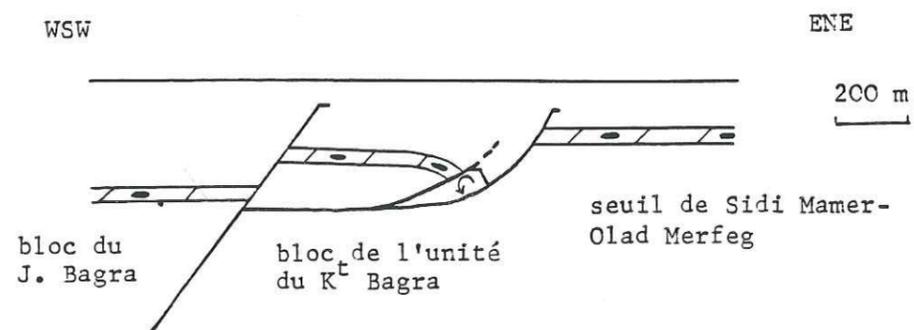


Fig. 87 Fracturation en extension N 165-170 vraconienne (interprétation de la coupe B). Le jeu normal d'une faille antithétique N 165 isole temporairement à l'Est, un mini-graben le long de la faille majeure N 170 du Khanguet Bagra. Cet épisode appartient à la phase 2 de la figure 82.

scellées par le Vraconien. On peut en déduire que, la faille du Khanguet Bagra est une faille listrique dont le jeu principal est syn à post-Vraconien. Ainsi l'unité du Khanguet Bagra apparaît avoir été basculée vers l'Est au Vraconien.

En poursuivant vers le Sud, la piste chamelière du Khanguet Bagra, divers affleurements permettent de retrouver la disposition précédente. En effet, la structure montrée par les coupes B et C suggère également une courbure de la faille à la base de l'unité du Khanguet Bagra (fig. 86, 87). Le tracé en baïonnettes de la faille antithétique résulte de l'association des directions actuelles N 165 et N 115-120. La partie subméridienne est enduite d'un encroûtement gris noir de fer. Les cannelures orientées N 80 sont associées au jeu normal de cette faille qui isole à l'Est, un lambeau calcaire attribué au Vraconien. Les deux tronçons N 115-120 présentent une différence de jeu. L'un montre un jeu normal, l'autre un jeu avec une composante normale et une composante décrochante senestre. Les compartiments sud-ouest sont effondrés. Nous admettons que le jeu normal représente le mouvement syn-vraconien ; le mouvement décrochant du tronçon sud compenserait le jeu chevauchant des cisaillements plats situés au Sud (fig. 88).

Les directions N 165 et N 115-120 jouent simultanément. La faille N 165 est ici en position antithétique vis à vis de la faille majeure du Khanguet Bagra.

Le dispositif est repris ultérieurement par une déformation compressive qui tronque à plat les paléofailles (phase 3, fig. 89).

Au sortir sud du Khanguet Bagra, au pied du point 472m, la surface de la faille du Khanguet Bagra est ondulée (fig. 90). Ces ondulations résultent de l'association de deux familles de plans striés N 165 et N 130. La direction des stries oscille entre N 75 et N 85. Celles-ci sont encroûtées de fer mammelonné auquel se superpose un enduit millimétrique de brèche, elle-même enduite de fer.

Un réseau comportant de nombreuses fentes ouvertes et remplies de fer, est associé à ce dispositif.

Ces observations suggèrent que cette surface est ancienne, toutefois l'âge ne peut être précisé ici.

La faille du Khanguet Bagra est reprise tardivement en décrochement normal dextre. De nombreux plans secondaires orientés N 165, montrant des stries à pitch 35°N, hachent le dispositif précédemment décrit. Le coulissement affecte l'unité du Khanguet Bagra, mais aussi son substratum. En effet, les bancs calcaréosableux de la Formation Bou Hedma de l'autochtone montrent un crochon orienté N 165 et plongeant vers le Sud.

Enfin, le plan de faille est tronqué à plat vers l'Ouest lors d'une dernière déformation (fig. 90, coupe E).

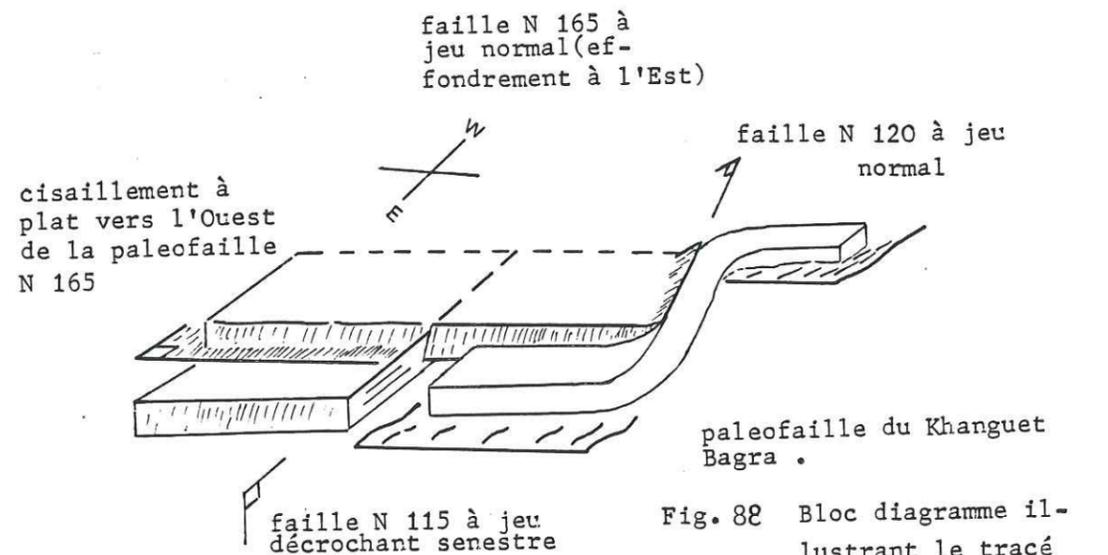
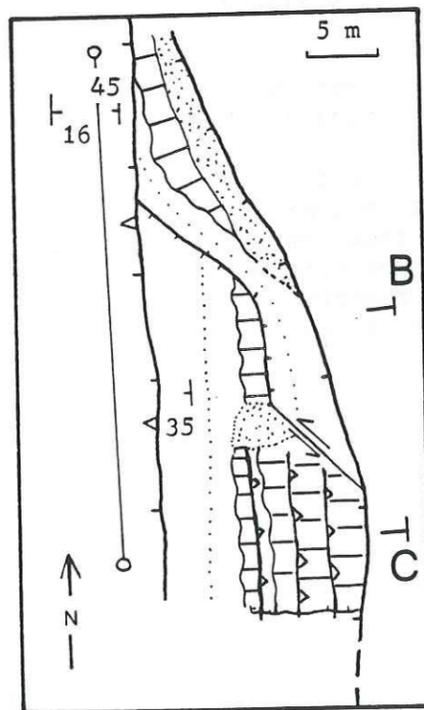
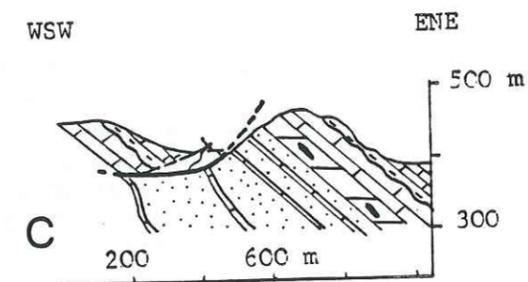


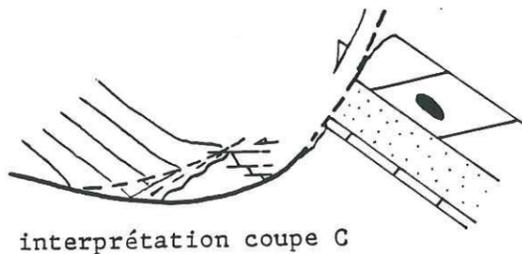
Fig. 88 Bloc diagramme illustrant le tracé en baïonnettes de la faille antithétique du Khanguet Bagra. Elle est constituée de deux branches orientées N 115-120 et dont les jeux sont soit normal, soit normal et décrochant ; et d'une branche N 165 à jeu normal. Le jeu normal de ces failles est attribué à l'extension vraconienne. Le jeu décrochant senestre de la faille N 115 compenserait le mouvement cisailant observé au Sud (compression cénozoïque orientée E-W ?).



Quaternaire Cénomanién Aptien



localisation voir fig.80

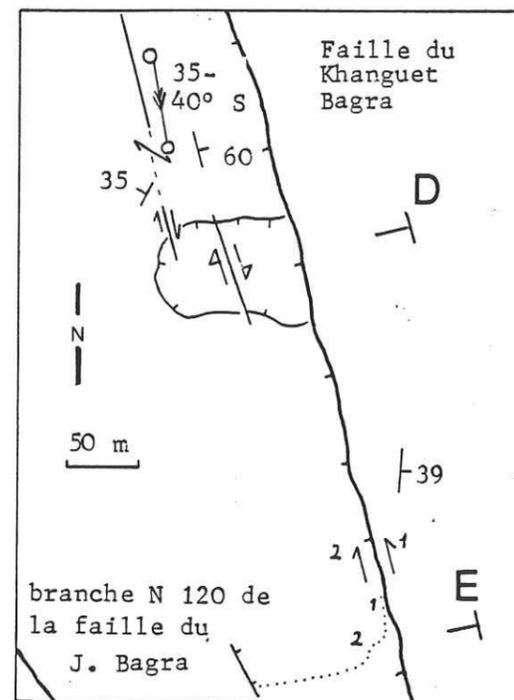


1. Jeu en extension de la faille du K^t Bagra et de la faille antithétique
2. Compression tardive qui cisaille vers l'Ouest la faille antithétique.

Fig. 89 Carte et coupes du contact Est de l'unité du Khanguet Bagra avec le Jebel Ouachi.

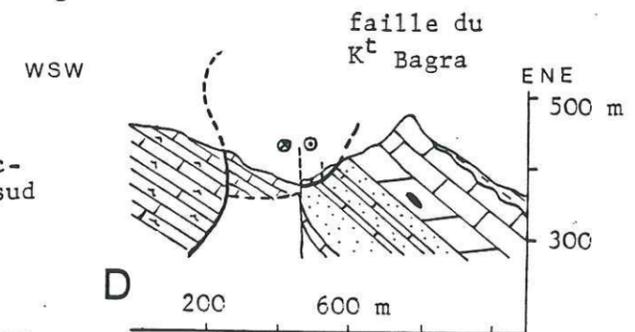
branche N 120 de la faille du J. Bagra

Fig. 90 Coupes et schéma structural de l'extrémité sud du Khanguet Bagra.



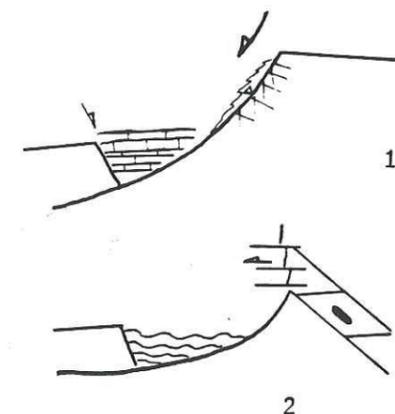
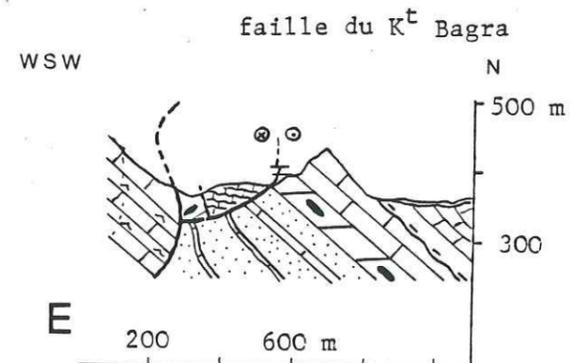
Interprétation de la coupe E :

- 1- Graben délimité par le jeu normal de la faille du K^t Bagra, et d'une petite faille antithétique. La précocité du mouvement le long du plan principal est attestée par la superposition suivante:
 - a- stries N 80 encroûtées de fer mammeloné en choux-fleur.
 - b- brèche, elle remplie aussi de nombreuses fentes ouvertes
 - c- encroûtement de fer
- 2- Les déformations compressives provoquent le serrage du graben, et le découpage du plan de faille (K^t Bagra) par de petits chevauchements.



Légende des coupes : voir fig.86

Localisation des coupes : voir figure 80



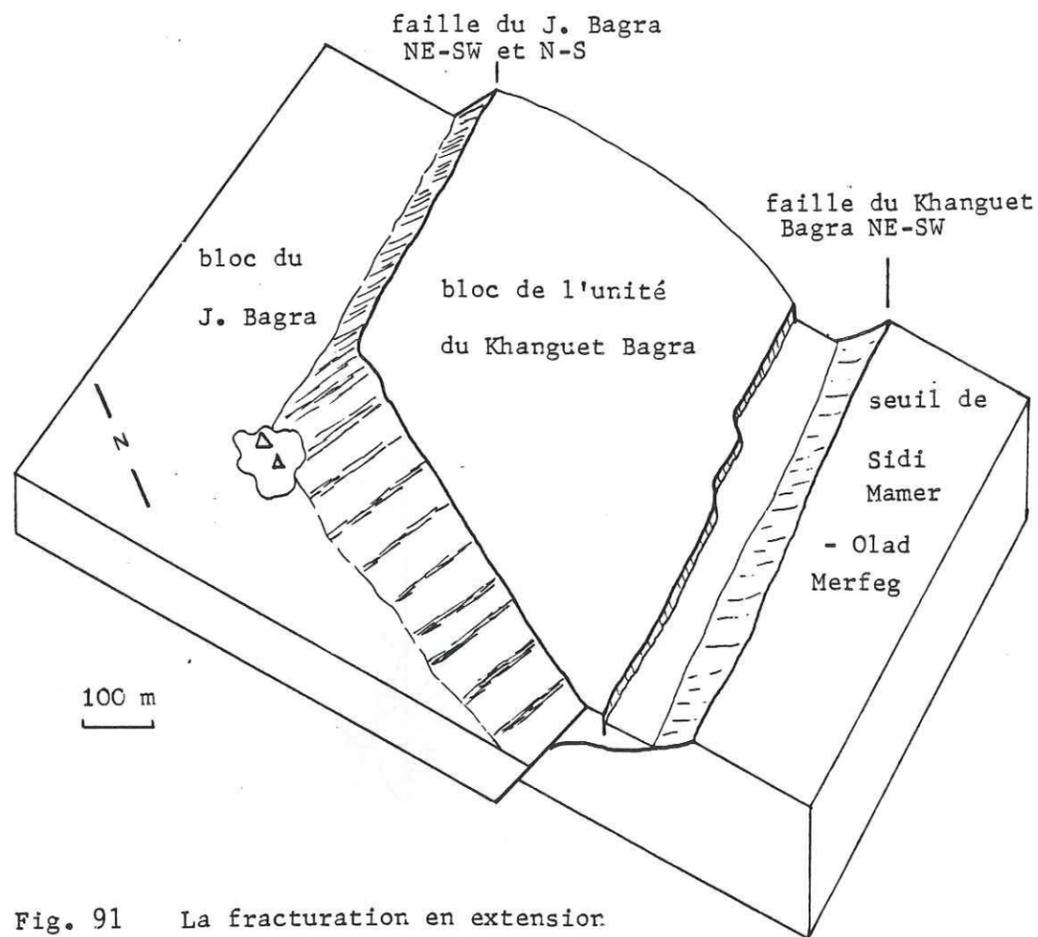


Fig. 91 La fracturation en extension lors du Vraconien-Cénomaniens au Jebel Bagra (bloc diagramme schématique).

Là encore, la faille majeure est associée à une faille antithétique orientée N 165 : elles isolent un micro-gaben où affleure la Formation Orbata supérieure (Gargasien) (fig.90, coupe E).

Conclusion :

La faille du Khanguet Bagra (orientée N 170) est une faille normale listrique. Elle provoque le basculement vers l'Est de l'unité du Khanguet Bagra. Certains segments illustrent son jeu syn à post Vraconien. Ce jeu est associé à celui d'une faille normale antithétique syn-vraconienne, dont le tracé en baïonnette est du à l'association des deux directions N 165 et N 115.

5.3 - La structuration vracono-cénomaniens au J. Bagra : synthèse :

Nous avons vu quels sont les indices d'un jeu syn-vraconien à syn-cénomaniens, le long des failles délimitant l'unité du Khanguet Bagra. Après dépliage du crochon récent du J. Bagra (rotation dextre de 5 km), la faille du Jebel Bagra est reconstituée avec deux branches orientées respectivement N-S et NE-SW. De même, la faille majeure du Khanguet Bagra présente une direction primitive NE-SW. Le tracé de la faille antithétique du Khanguet Bagra, résulte de l'association des directions initiales N-S et NE-SW.

Une coupe transverse à cette structure montre clairement une réduction d'épaisseur d'Ouest en Est de la série vracono-cénomaniens. En effet, le bloc "Jebel Bagra" présente une série plus épaisse que le bloc de l'unité du Khanguet Bagra. En outre, cette série est encore plus réduite sur le seuil d'Olad Merfeg -Sidi Mamer.

Par conséquent, l'unité du Khanguet Bagra représente un paléobloc basculé vers l'Est au cours du Vraconien. Il est situé en position intermédiaire vis à vis du bloc du Jebel Bagra encore plus effondré (fig.91).

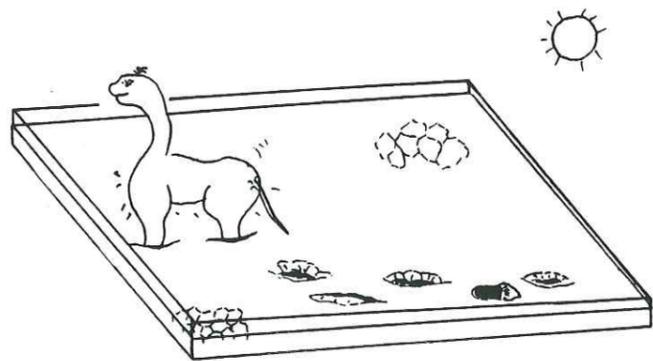
L'étude de la fracturation séquentielle (fig.85 et 87) montre que le bloc du Khanguet Bagra bascule après un premier effondrement du bloc du J. Bagra le long de la faille du J. Bagra.

6 - Approche microtectonique :

Le réseau de diaclases affectant le hard-ground de la base du Cénomaniens, a été analysé le long du Jebel Ouachi, à l'écart de tout accident majeur synsédimentaire.

6.1 - Précocité des diaclases :

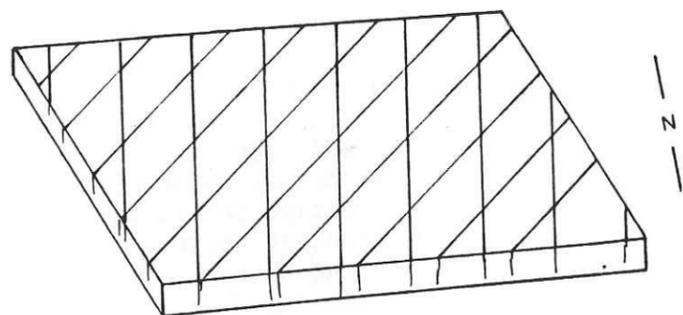
Au sud du point 561 m du Jebel Ouachi, les calcaires blancs de faciès lagunaire de la Formation Zebbag inférieur (vraconien) sont coiffés par une surface durcie peu épaisse. Sur celle-ci, on observe de nombreux polygones de dessiccation dessinant un réseau centimétrique, ainsi que de nombreuses dépressions décimétriques



étape 1 :

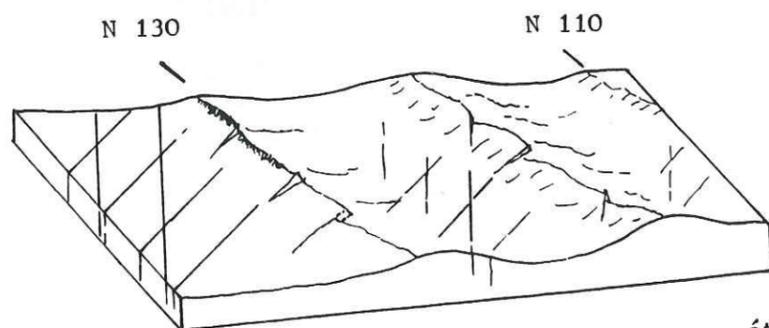
Au passage du Vraconien au Cénomaniens, les conditions submersives provoquent la dessiccation des

niveaux calcaires (figures polygonales). On observe aussi la présence de dépressions interprétées comme des empreintes de pas de Dinosaures. Ces empreintes sont alignées et présentent des tailles de 25 cm et 44 cm. Ces dépressions sont jalonnées de bourrelets représentant l'expulsion de la boue vers l'arrière ou sur les côtés.



étape 2 :

Fracturation N 45-50 et N 15-170. Elle se traduit par l'installation d'un nouveau réseau de diaclases affectant les dalles calcaires partiellement indurées.



étape 3 :

Ondulations synsédimentaires métriques. Elles représentent un départ de slump auquel s'ajoute un début de dissociation à la faveur des diaclases précoces.

Fig. 92 Lithification et fracturation au niveau du hard-ground représentant la limite Vraconien-Cénomaniens (Jebel Ouachi, point 561 m) : chronologie des objets observés.

alignées. Elles sont interprétées comme des empreintes de pas de Dinosaures (fig.92, étape 1).

Ces observations prouvent un environnement sub-émersif (très faible tranche d'eau) pour ces calcaires qui paraissent favorables à une induration précoce.

Ces objets sont recoupés par un réseau de diaclases qui sont encroûtées par un enduit ferrugineux en choux-fleur, représentant le hard-ground anté-cénomaniens. Ainsi ces diaclases sont précoces. La chronologie suivante peut être envisagée, (fig.92) :

- 1 : formation des polygones de dessiccation et des empreintes de dinosaures
- 2 : apparition de diaclases précoces.

Cette succession est enregistrée au cours de l'arrêt de sédimentation qui traduit le passage du Vraconien au Cénomaniens. La déformation du sédiment sous le poids des Dinosaures montre que le sédiment était alors encore mou. La fracturation s'est développée dans un sédiment déjà suffisamment induré.

Une ultime déformation a précédé le dépôt des alternances du Cénomaniens. Elle se caractérise par des ondulations métriques orientées N 110-130, illustrant un départ de slump en direction du SSW. Dans le détail, on observe un début de dissociation à la faveur des diaclases précoces. Cette déformation synsédimentaire affecte des couches partiellement indurées et déjà fracturées, (étape 3, fig.92).

6.2 - Distribution des diaclases :

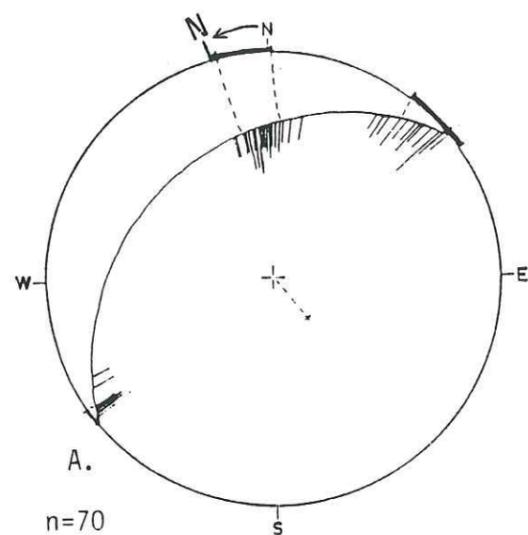
Les deux stations du Jebel Ouachi (localisation, Pl IV), montrent trois familles de diaclases. Comme pour l'Aptien, ces mesures représentent l'intersection des diaclases avec le plan de stratification. Ces mesures ont été restituées à l'aide de deux rotations. Il s'agit de déplier les crochons extrêmes puis l'anticlinal atlasique.

Les directions restituées sont respectivement : N 15-175 ; N 45-65 ; N 90-110. Les deux premières sont dominantes, la troisième est secondaire (fig.93).

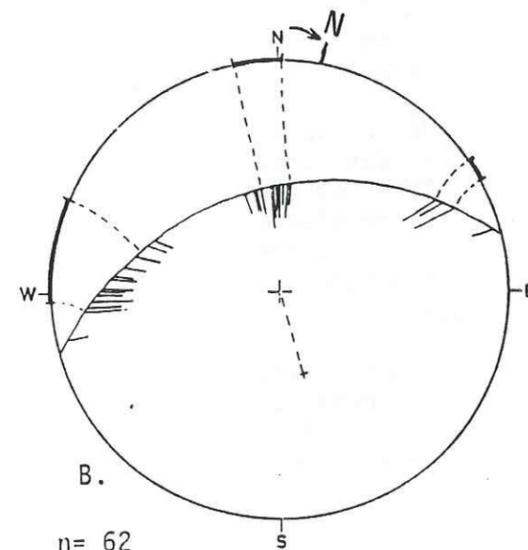
A la station A, il apparaît que les diaclases N 65 sont associées à celle de la famille N 45-50.

La famille N 90-110 apparaît pour la première fois. Les diaclases sont normales aux couches, et sont orthogonales avec la famille N 10-30, avec laquelle elles constituent un réseau "parallèle-orthogonal" analogue au dispositif fini-aptien.

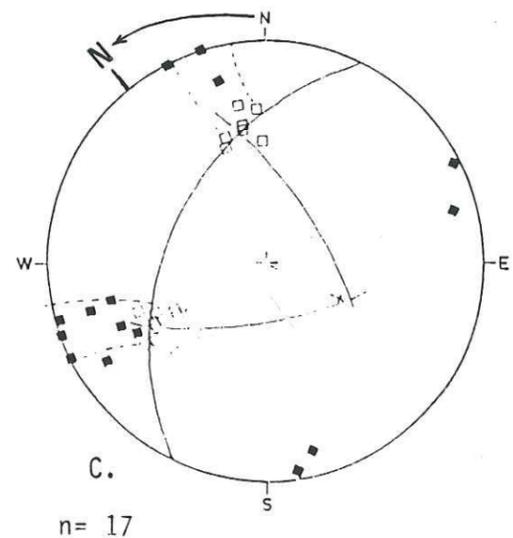
Cependant le nombre de points de mesures est encore insuffisant pour caractériser le réseau des microfractures du Cénomaniens.



A.
n=70



B.
n= 62



C.
n= 17

Fig.93 Microfracturation cénomane en extension. Les mesures concernent l'intersection des diaclases avec le plan de stratification. Pour restituer les directions des diaclases, deux rotations ont été effectuées. Il s'agit de déplier l'anticlinal atlasique et les crochons extrêmes. Pour cela, nous avons successivement restitué à l'horizontale la S_0 et les intersections des diaclases avec celle-ci, puis effectué la rotation de ces objets autour de l'axe de la torsion du pli (- vers N 65-70). On obtient les familles suivantes:

Jebel Ouachi
(Sud du point 561 m)

- A. - N 2- 15
- N 53-70

- B. - N 2 -160
- N 47-62
- N 89-105

C. Jebel Bagra
(Est du point 472 m)

- N 103-119
- N 15-31

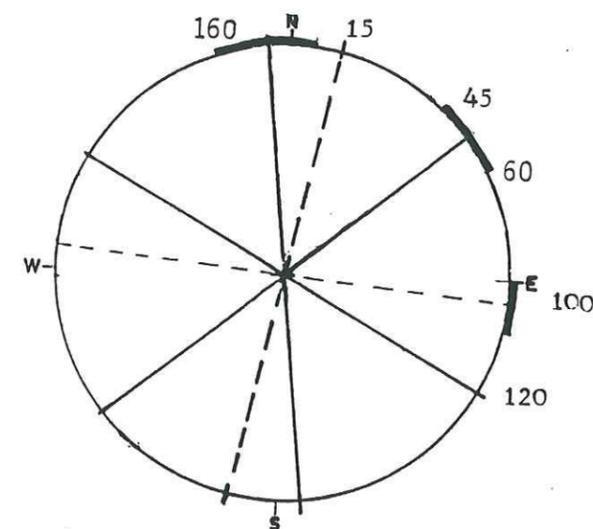
canevas Wulf , hémisphère sup.

N Nord restitué pour axe de pli
N 65 = nouveau référentiel de lecture

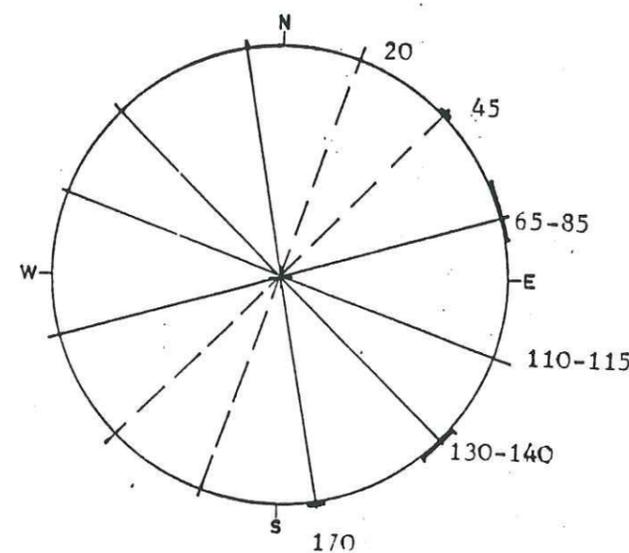
— intersection des diaclases/ S_0

□ pôles diaclases en position actuelle

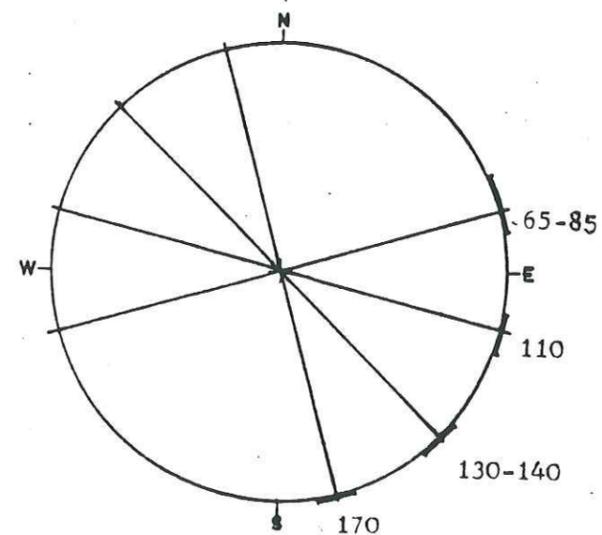
■ pôles diaclases restitués



LE RESEAU DE FRACTURATION
(failles et diaclases)
DU VRACONIEN-CENOMANIEN.
(formations Fahdene-Zebbag)

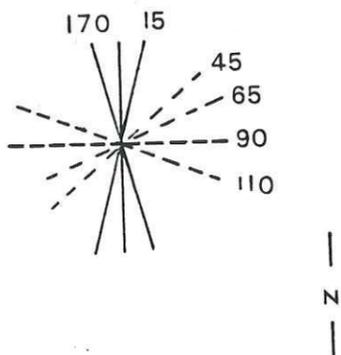


LE RESEAU DE FRACTURATION
(diaclases essentiellement)
A LA FIN DU GARGASIEN
(toit de la formation Orbata supérieur , sous les marnes de la formation Fahdene).

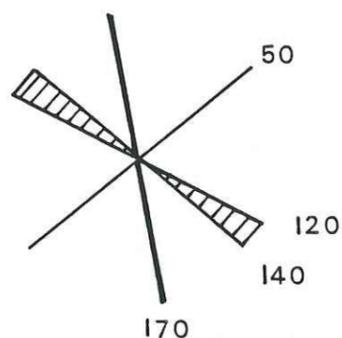


LE RESEAU DE FRACTURATION
(failles majeures et mineures et diaclases)
HAUTERIVIEN ; (toit de la formation Meloussi).

Fig. 94 Réorganisation du réseau de fracturation au cours de la crise aptienne (direction des fractures , les structures étant dépliées).



Réseau de diaclases au toit du membre inférieur de la formation Zebbag (H.G. au passage du Vraconien-Cénomaniien.).



Réseau des failles normales guidant la sédimentation du Vraconien et du Cénomaniien. (échelle cartographique)

Bloc diagramme du secteur étudié lors de l'extension vracono-cénomaniienne. Il montre l'influence de trois directions de failles, dont deux principales et une secondaire.

- la direction N 120-140, affecte la partie ENE du secteur étudié. Ce jeu peut être relié à celui de la faille NW-SE de Kasserine située 5 km plus au Nord.
- la direction N-S, structure la partie WSW du secteur étudié en une succession de blocs éffondrés à l'Ouest et basculés vers l'Est. Ce jeu traduit le fonctionnement de l'accident Essouda-Bagra.
- la direction N 45-50 complète secondairement le dispositif.

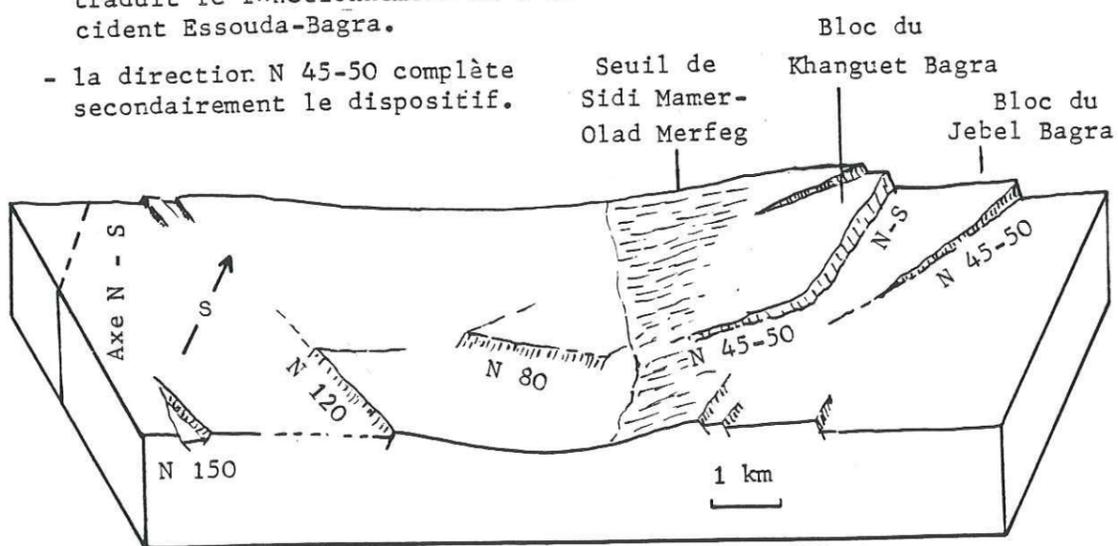


Fig. 95 LA FRACTURATION VRACONO -CENOMANIENNE (au sein de la formation Zebbag)

6.3 - Discussion :

La comparaison entre ce réseau de diaclases précoces (syndédimentaires) et ceux de l'Hauterivien d'une part et du Gargasien d'autre part, permet d'illustrer une réorganisation à l'échelle mésoscopique (fig.94).

Les familles N 65-85 ; N 110 ; N 130-140 qui caractérisaient l'Hauterivien cessent d'être exprimées. Elles sont remplacées par les familles N 15-175 ; N 45-50. Cette tendance était déjà manifeste à la fin du Gargasien.

On peut voir là un changement dans les directions régionales de déformation.

III - SYNTHÈSE : LA DÉFORMATION VRACONIENNE - CENOMANIENNE

I - Au Jebel Boudinar : (fig.95).

La sédimentation à dominante lagunaire du Vracono-Cénomaniien s'installe sur une légère remontée du plancher du bassin en direction de l'Est. Selon Gourmelen (1984), le domaine émergé est à rechercher plus à l'ENE. Cette pente n'est pas régulière, une anomalie marquée subdivise le secteur en deux domaines.

A l'ENE, la sédimentation est essentiellement contrôlée par le jeu de failles normales syndédimentaires orientées N 120-150. Localement associées à des failles de direction N 65, elles délimitent une mosaïque d'aires plus ou moins subsidentes. Cette fracturation peut traduire le jeu de la faille de Kasserine (NW-SE), située à 5 km plus au Nord, en réponse à un régime en extension avec une contrainte minimale T3 orientée NE-SW.

A l'WSW, la fracturation est nettement plus intense. Après restitution, deux directions structurales contrôlant la sédimentation apparaissent : leur orientation est principalement N 170 et secondairement N 45-50. Elles délimitent des bassins en baïonnettes actifs au cours du Vraconien-Cénomaniien. L'individualisation du seuil d'Olad Merfeg et la fracturation N 170 constituent la première manifestation de l'accident Essouda-Bagra. Les différentes structures du Jebel Bagra traduisent une extension orientée NW-SE.

Ainsi, sur l'ensemble du secteur étudié, les structures vracono-cénomaniennes semblent caractériser une extension multidirectionnelle. La contrainte maximale T1 serait verticale. Dans le plan horizontal T3 et T2 aurait une valeur proche l'une de l'autre ; leur direction est NE-SW et NW-SE ou le contraire. Ce régime distensif induit une fracturation en mosaïque. Elle résulte de la réactivation en extension d'accidents profonds de directions variées : N-S (Axe N-S) ; N 170 (accident Essouda Bagra) ; NW-SE (faille de Kasserine), (fig.96).

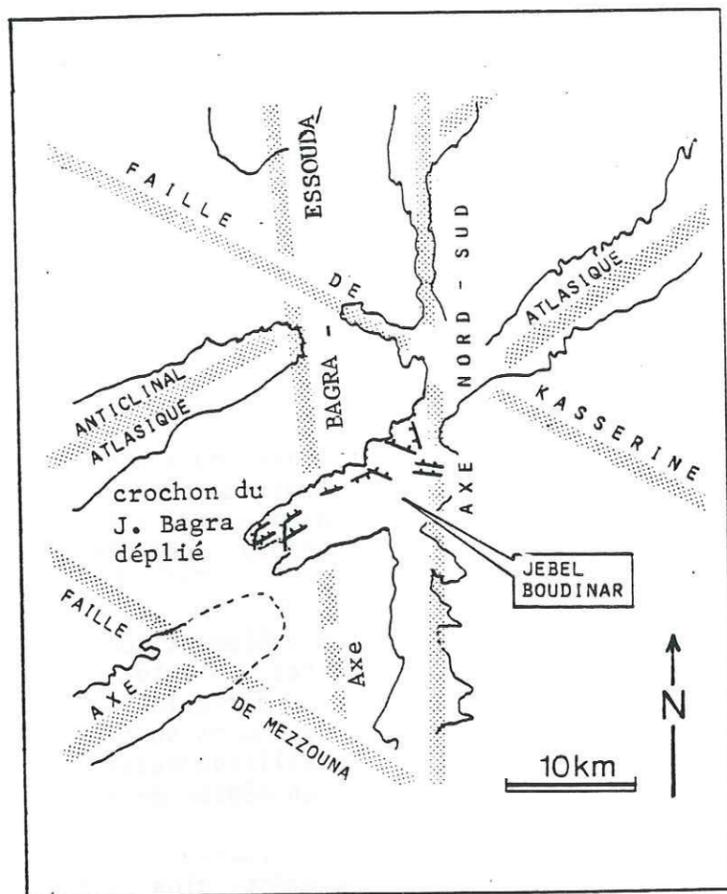


Fig.96 L'influence du réseau rhéomatique sur la fracturation en mosaïque, lors du Cénomaniens, au J. Boudinar s.l.

2 - Comparaison avec le Crétacé inférieur :

La déformation distensive du Vracono-Cénomaniens est à l'origine d'une nouvelle répartition des aires subsidentes. La direction proto-atlasique (N 65-85) du Crétacé inférieur (graben du J. Segdal) cesse de fonctionner. L'Axe N-S est nettement moins actif qu'à l'Aptien.

Le réseau des failles et des diaclases est partiellement différent de celui du Crétacé inférieur. Ainsi se confirment les tendances déjà manifestées au toit du Gargasien. En particulier, on note la rémission du jeu des directions hauteriviennes (notamment N 80 et N 65), tandis que les directions N 45-50 ; N 110-120 ; N 20-170 deviennent dominantes. Ce changement significatif à toutes les échelles est une illustration de la "crise aptienne" datée au J. Boudinar entre la fin du Gargasien (?) et avant le Vraconien-Cénomaniens.

3 - En Tunisie :

3.1 - Paléogéographie :

L'analyse des lignes isopiques du Cénomaniens montre le fonctionnement de quatre directions de structures synsédimentaires majeures ; NW-SE ; NE-SW ; E-W et N-S (fig.97).

La direction NW-SE caractérise la Tunisie orientale. En effet, la zonation de la plate-forme s'organise perpendiculairement à cette direction. A celle-ci, est associée secondairement la direction NE-SW (bassin de Gabès et ride du Cap Bon).

La direction NE-SW affecte principalement la Tunisie occidentale (zonation plate-forme-bassin). En particulier le sillon tunisien, individualisé dès le Jurassique, est accentué à cette époque (cénomaniens).

La direction E-W affecte la Tunisie méridionale (sillon des Chotts, fossé de Gafsa). Cela suggère la réactivation du dispositif du Crétacé inférieur, dans le prolongement des bassins sud algériens N 105 (Bureau 1985).

L'Axe N-S continue de se soulever au Cénomaniens. Localement l'effet de seuil demeure (J. Bou Gobrime, Ouali 1984).

3.2 - La Tunisie au Cénomaniens : un "carrefour structural" :

La zonation paléogéographique guidée par des structures majeures de directions variées, résulte de la position structurale de la Tunisie. En effet, au Cénomaniens, la Tunisie constitue un "carrefour structural" à l'intersection de la marge NW-SE de la Mer Pélagienne et du golfe de Syrte d'une part, et des domaines atlasiques (NE-SW) algériens d'autre part.

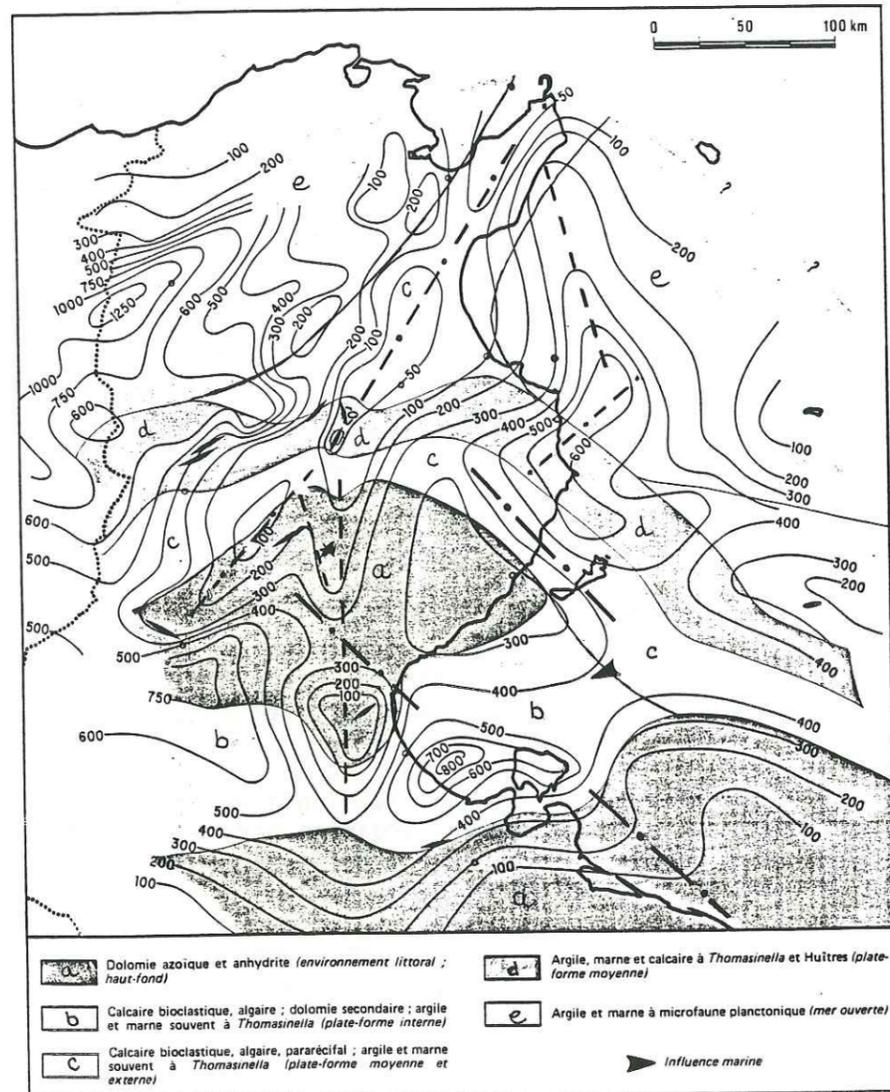


Fig. 97 Carte interprétée des isopaques, lithofaciès et environnements sédimentaires du Cénomaniens, d'après MARIE et al., 1984. Elle fait apparaître les structures majeures syn-sédimentaires et les directions du réseau rhéogmatique réactivées.

* J. Boudinar

* L'influence structurale du domaine oriental se traduit par des faisceaux de failles NW-SE à NNW-SSE, plurikilométriques, espacés de 50 à 100 km. Il s'agit des faisceaux de Gafsa, Kasserine, Sbiba, Kalaa Djerda. Ces failles bien développées en Tunisie orientale, disparaissent progressivement en direction de l'Algérie. Seule la faille de Gafsa se prolonge vers l'Ouest, où elle est relayée par la faille sud atlasique (Algérie du Sud) limitant la bordure nord de la plate-forme saharienne.

Les failles NW-SE sont héritées du socle (direction africaine hercynienne) (Sauter, De Fraipont, 1986 ; Zargouni, 1985). Elles affectent aussi bien le domaine triasique salifère, que le domaine à Trias gréseux. Le jeu de ces failles ne peut donc être attribué aux mouvements de la couche salifère triasique.

Le fonctionnement des failles NW-SE peut avoir débuté dès l'Albien (faille de Sbiba, Masse, 1984). Le jeu est prépondérant au Cénomaniens notamment en Tunisie orientale (Boltenhagen, 1981), voire d'une façon moindre en Tunisie occidentale (Boltenhagen, 1981).

* L'influence structurale du domaine atlasique algérien se traduit par une orientation NE-SW des structures. Il s'agit : de secteurs subsidents : sillon tunisien et bassin d'Hammamet ; de zones hautes allongées : ride du J. Sidi Aïch (Boltenhagen, 1981) ; de l'inflexion des lignes isopaques (fig.97 Sud du J. Kebar, Marie et al., 1984).

Cette structuration NE-SW caractérise essentiellement la Tunisie occidentale. Toutefois en Tunisie orientale, elle est représentée par le bassin du Cap Bon et le Golfe de Gabès).

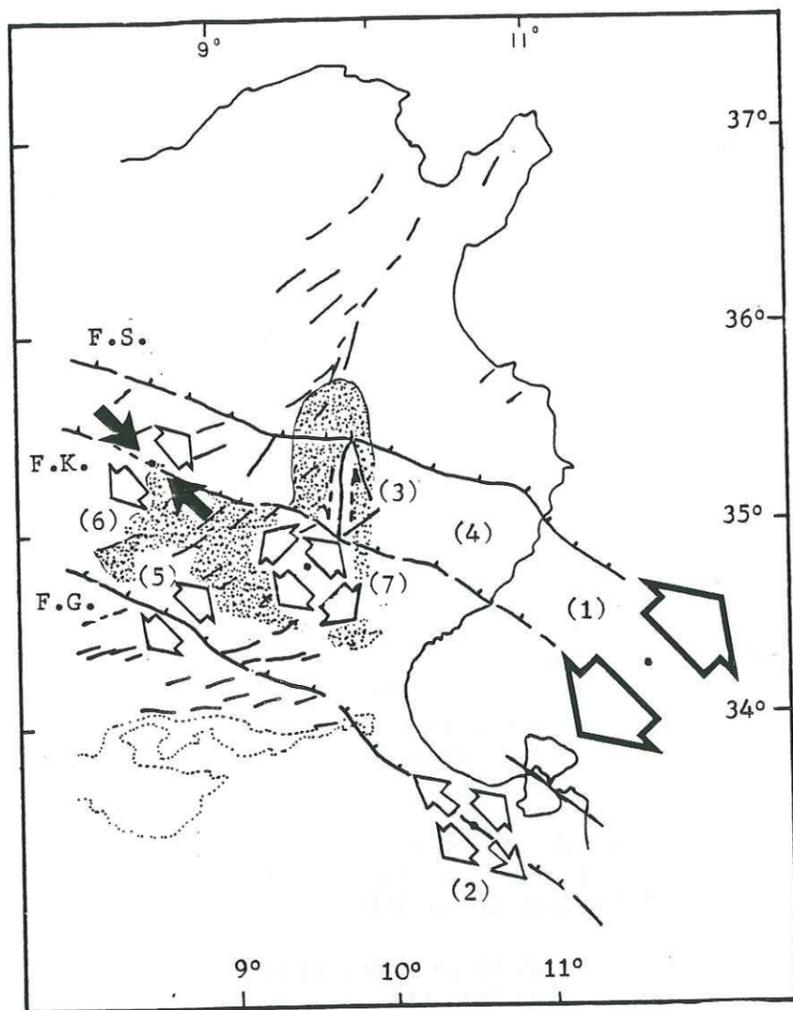
* Ce schéma est complété par le jeu persistant de l'Axe N-S. Il est situé à l'aplomb d'une fracture de socle (direction panafricaine) analogue à celles du Hoggar (linéament de Mouydir). Au Cénomaniens, l'Axe N-S pourrait avoir un rôle de transformante senestre (Ellouz, 1984). Ainsi s'expliquerait le découplage mécanique entre la Tunisie orientale en extension et la Tunisie occidentale où la distension est nettement moins importante, voire où de la compression pourrait s'être manifestée.

3.3 - La déformation cénomaniens, les structures locales :

Selon Burollet (1956, 1982, 1986), le Cénomaniens serait caractérisé par l'ébauche des compressions du Crétacé terminal. Cependant, les travaux récents de surface et de sismique, offrent de nombreux exemples de structures distensives.

3.3.1 - La compression NW-SE :

Les grandes voûtures que constituent le sillon tunisien et l'île de Kasserine, résulterait selon Burollet (1956) d'une contrainte compressive, mise en place au Crétacé inférieur. A l'Albien-Cénomaniens, ces structures sont amplifiées localement. Pour Burollet (1982) : "les compressions ont ébauché de nombreux plis



F.S. : faille de Sbiba

F.K. : faille de Kasserine

F.G. : faille de Gafsa

Le Haut fond de Tunisie centrale.

Localement, on assiste à l'ébauche des plis atlasiques. Cette structuration résulterait d'une compression orientée NW-SE (Buroillet, 1982).

Fig. 98 La déformation distensive NE-SW en Tunisie et en Mer Pelagienne pendant le Cénomaniens et le Turonien.

- (1) ZIEGLER, 1978
- (2) BOUAZIZ, 1986
- (3) ELLOUZ ; OUALI, 1984
- (4) HALLER, 1983, secteur d'étude.
- (5) BOLTENHAGEN, 1981
- (6) CHIHI et al, 1984
- (7) Données du J. Boudinar

dans la série sédimentaire de couverture. L'axe des plis ainsi amorcés est en général SW-NE, c'est à dire perpendiculaire à la compression première". Ces plis sont localisés sur le compartiment occidental de l'Axe N-S, le long duquel s'alignent certains plis néoformés (Buroillet, 1982), (fig.98).

3.3.2 - L'extension NE-SW :

La Mer Pélagienne est clairement affectée par une fracturation N 140 (Boltenhagen, 1981) reliée à l'extension NW-SE dans le golfe de Syrte (Ziegler, 1978). Quelques émissions basaltiques, toutes situées à l'Est de l'Axe N-S accompagnent cette distension (Ellouz, 1984).

Dans le Sahel, Haller (1983) souligne la prépondérance des failles N 120, et le rejeu de la direction N 70 à cette époque.

En Tunisie méridionale (Chaîne des Dahars), c'est au toit du Cénomaniens que se manifeste des fractures en distension liées à une extension multidirectionnelle NE-SW et NW-SE (Bouaziz, 1986).

En Tunisie occidentale, le jeu normal des faisceaux NW-SE de Gafsa, Kasserine, Sbiba, traduisent une extension NE-SW (Boltenhagen, 1981). Selon Chihi (1984), un jeu coulissant dextre (vraconien) associé à une compression locale NW-SE, précéderait le jeu normal syn-cénomaniens de la faille de Kasserine. Excepté au long de ces grandes fractures de socle, la fracturation cénomaniens est moins développée qu'en Tunisie orientale. L'hypothèse de Buroillet (3.3.1) pourrait expliquer cet aspect. Toutefois, des études locales détaillées sont nécessaires dans ce domaine pour préciser le paléochamp de contrainte. En ce qui concerne le J. Boudinar, nous avons montré le caractère multidirectionnel de la distension cénomaniens (fig.98).

3.4 - Conclusion :

La carte paléogéographique de la Tunisie au Cénomaniens, montre le jeu de structures synsédimentaires majeures réparties selon quatre directions. Il s'agit des directions rhéomatiques africaines: NW-SE ; NE-SW ; N-S et E-W. Leur réactivation au Cénomaniens structure la Tunisie en zones plus ou moins subsidentes et en zones plus ou moins soulevées.

En Tunisie occidentale, cet agencement pourrait être interprété comme une ébauche de plissement liée à un serrage NW-SE.

En Tunisie orientale, c'est une extension NE-SW qui domine.

Dans le détail, on observe une fracturation en mosaïque qui mobilise les quatre directions ci-dessus citées. Elle témoigne d'une extension multidirectionnelle orientée NE-SW et NW-SE.

La Tunisie enregistre l'influence de la déformation liée à la marge pélagienne et aux domaines atlasiques algériens. Cela se traduit par la réactivation du réseau rhéomatique, à laquelle se surimpose, une fracturation en mosaïque résultant d'une extension multidirectionnelle.

Dans ce contexte le Jebel Boudinar offre un exemple de fracturation en banquise à l'intersection de trois directions héritées : NW-SE ; NE-SW ; N-S.

Ces structures (toutes échelles confondues) caractérisent un paléochamp de contrainte dont les axes situés dans le plan horizontal sont orientés NE-SW et NW-SE.

CHAPITRE V

LES STRUCTURES D'AGE TURONIEN

Il s'agit des marqueurs de déformation observés entre la base de la dolomie de Gattar (limite Cénomaniens-Turonien) et la base soit des marnes de la Formation Aleg (Sénonien), soit des calcaires de la Formation Abiod (Campanien - Maastrichtien inférieur).

I - LA DEFORMATION LORS DU DEPOT DE LA DOLOMIE DE GATTAR : (passage Cénomaniens-Turonien)

La dolomie de Gattar (Cénomaniens terminal-Turonien) scelle toutes les structures distensives du J. Boudinar. Localement, cette barre dolomitique repose en discordance cartographique sur les alternances calcaréo-gypseuses du Cénomaniens. En effet, si aux J. Bagra et Segdal, cette barre présente uniquement une base érosive, au J. Boudinar, elle tronque des niveaux cénomaniens de plus en plus anciens en direction de l'ENE (fig.99).

Nous avons vu que la grande extension de cette barre cénomano-turonienne à l'échelle africaine (Busson, 1972), lui confère un mode de dépôt sur un plancher sub-tabulaire. En conséquence, la géométrie dessinée au J. Boudinar, traduit un basculement des assises cénomaniennes vers l'WSW, scellé par la dolomie de Gattar.

Cela semble indiquer une période de relaxation dans la mobilité de la zone haute située dans le prolongement du J. Boudinar et à l'intersection de l'Axe N-S et de la faille de Kasserine NW-SE, lors du dépôt probablement rapide de la dolomie de Gattar.

II - REPARTITION DES FACIES ET DES EPAISSEURS DE LA FORMATION BIRENO : (Turonien)

Les faciès turoniens se répartissent selon deux domaines. Le premier à sédimentation carbonatée algaire, épaisse de 40m, caractérise les Jebels Boudinar et Segdal. Le second, le J. Bagra, est le siège d'une sédimentation évaporitique plus épaisse (150 m actuellement visible). La limite entre ces deux domaines se situe aux environs du seuil d'Olad Merfeg - Sidi Mamer (Pl IV). Toutefois, sa persistance au Turonien n'est pas démontrée. La Formation Bireno n'affleure pas dans la partie nord du seuil. Dans la partie sud du seuil, la Formation Segui (Mio-Pliocène) repose directement sur la Formation Zebbag (Cénomaniens). L'intense érosion que traduit cette lacune, ne permet pas de préciser l'épaisseur des dépôts turoniens dans cette partie du seuil d'Olad Merfeg - Sidi Mamer.

Les coupes A, D, E de la planche IV, montrent la nette réduction d'épaisseur (trois fois moindre) de la Formation Bireno entre le J. Bagra et le J. Boudinar.

Fig. 99 Carte géologique du flanc nord du J. Boudinar (d'après photo aérienne au 1 / 25 000).

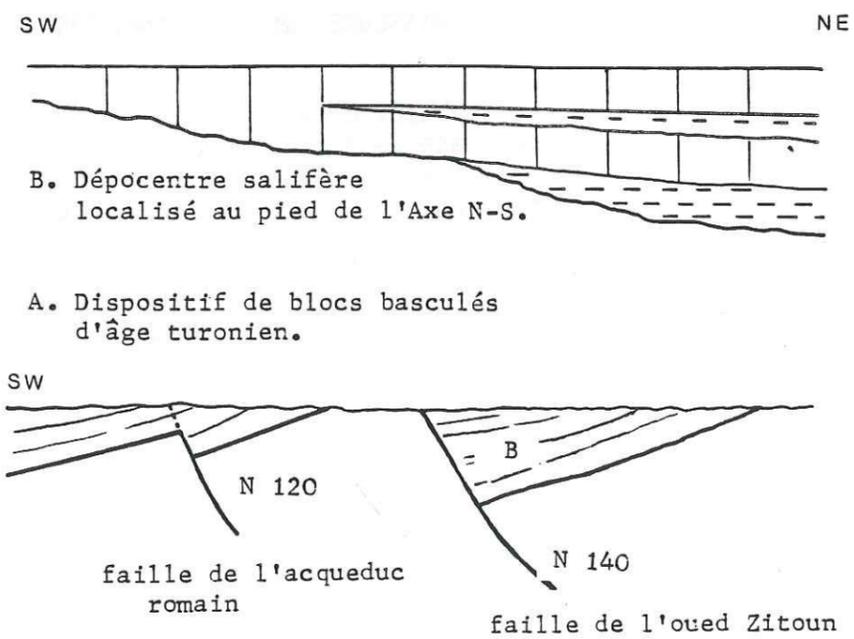
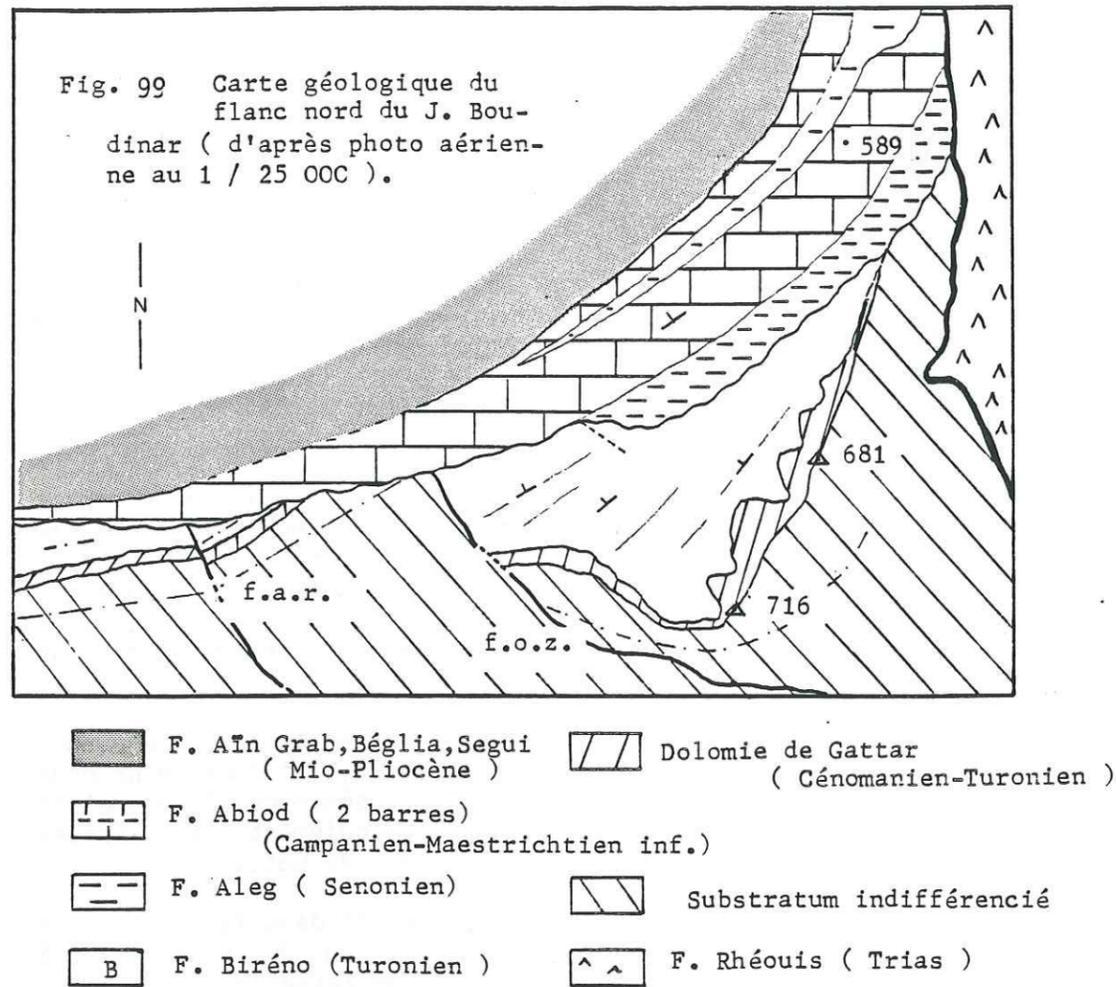


Fig. 100 Interprétation de la figure 99 Elle montre une fracturation en extension N 120-140 d'âge turonien, relayée par des mouvements halocinétiques au cours du Campanien.

Toutefois, dans les J. Boudinar et Segdal, c'est la surface d'érosion anté-Aleg-Abiod qui coiffe la série. Par conséquent, l'épaisseur actuelle n'illustre pas ce qui s'était déposé. De même, au J. Bagra, la série s'ennoie sous les plaines quaternaires, et n'affleure donc qu'en partie.

L'épaisseur initiale déposée ne peut être définie. En conséquence, nous n'envisageons aucune interprétation pour cette apparente variation d'épaisseur.

III - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Si à l'échelle du secteur étudié, nous ne pouvons illustrer des mouvements de blocs, dans le détail le Jebel Boudinar (s.s.) offre quelques exemples de mouvements synsédimentaires.

Le flanc nord de ce chaînon est affecté de failles N 120, 140 ; dont le jeu est mis en évidence par l'analyse cartographique (fig.99).

Deux grands ensembles sédimentaires apparaissent sur la figure 100. Le premier regroupe la dolomie de Gattar et la Formation Biréno. Cet ensemble est daté Cénomaniens terminal-Turonien. Le deuxième ensemble est constitué par les Formations Aleg et Abiod, il correspond à l'intervalle de temps : Turonien terminal-Maastrichtien inférieur. Ces deux ensembles sédimentaires sont délimités par la surface d'érosion anté-Aleg. Celle-ci scelle le réseau de failles qui affecte l'ensemble sédimentaire : dolomie de Gattar - Formation Biréno. Il s'agit des failles de l'oued Zitoun du J. Boudinar et de l'acqueduc romain. Ces failles sont peu déformées par les compressions cénozoïques. De direction N 120-140, elles affectent la dolomie de Gattar qui représente ici, les dépôts antérieurs au jeu des failles. Les relations angulaires entre cette corniche dolomitique et les plans de failles montrent qu'il s'agit de failles normales. Les demi-grabens ainsi délimités sont occupés par la série turonienne, qui présente une variation d'épaisseur d'un compartiment à l'autre. Dans le bloc situé le plus à l'Est, cette série présente une géométrie en éventail ouvert vers l'WSW. Celle-ci est attribuée à des discordances progressives, traduisant un basculement vers l'WSW de ce bloc, lors du jeu normal de la faille de l'oued Zitoun (fig.100).

Le Jebel Boudinar est donc caractérisé par le jeu normal syn-Formation Bireno de failles N 140 scellées par la surface d'érosion anté-Aleg (Turonien terminal).

Cette structuration en panneaux effondrés, n'est pas entièrement cylindrique à l'échelle du pli. La faille syn-turonienne de l'acqueduc romain affecte le flanc sud-est du Jebel Boudinar (oued Brahim). Là aussi, les indices (variation d'épaisseur, olistolites) du jeu syn-turonien ont été observés. Par contre, le bloc le plus oriental décrit sur le flanc nord, n'a pas été retrouvé sur le flanc sud. Là, la série est réduite. Nous interprétons ce dispositif comme dû à une phase précoce des mouvements halocinétiques du Campanien du J. Rhéouis (cf.chapître VI).

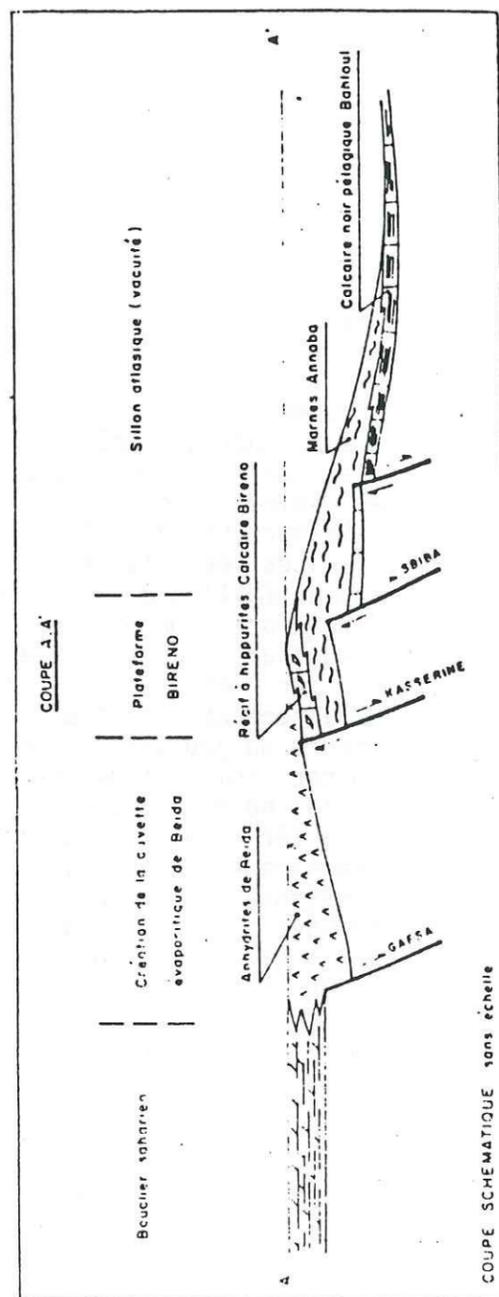


Fig. 101 Coupe schématique du contrôle structural de l'extension de la plate-forme Bireno au Turonien. (Boltenhagen; 1981).

IV - SYNTHÈSE : LA DEFORMATION TURONIENNE

4.1 - Au Jebel Boudinar :

La sédimentation carbonatée ou évaporitique turonienne du J. Boudinar est contrôlée par un réseau de fractures orientées NW-SE et N-S.

Après le calme structural (au moins apparent) accompagnant le dépôt de la dolomie de Gattar, on assiste à la reprise d'une extension qui sollicite le même réseau de fractures que celui du Cénomaniens. Cela semble indiquer la conservation des axes de contraintes caractérisant la distension cénomaniens à caractère multidirectionnel (NE-SW et NW-SE). En l'absence de structures compressives, nous considérons que la contrainte principale (T1) est verticale.

4.2 - En Tunisie :

En Mer Pélagienne et dans le golfe Syrte, le Turonien appartient au cycle tectonique distensif amorcé au Cénomaniens. En effet, de nombreuses structures distensives sont scellées par la discordance sénoniens (Ellouz, 1984).

Le Sahel présente une fracturation orientée N 110-130 (Haller, 1983). Cela s'inscrit dans le contexte distensif NE-SW de toute la Tunisie orientale (Boltenhagen, 1981). Là aussi, ces structures sont scellées par le Sénoniens (Ellouz, 1984). Elles sont actives depuis le Vraconien, et cessent au Campanien. La disposition en échelon de ces failles suggère un jeu décrochant senestre de l'accident subméridien du socle, en accord avec les stries observées (Ouali, 1984).

En Tunisie occidentale, il existe peu d'information sur la fracturation turonienne. Toutefois, Boltenhagen (1981) montre le rôle de barrière constituée par la faille de Sbiba -Kaala Djerda, sur le développement de la plate-forme carbonatée Bireno (fig.101).

De même, Chihi et al., (1984) ont montré la mobilisation des directions reghmatiques N 60 ; N 130-140 ; N 160, le long de la faille de Kasserine. La Tunisie occidentale semble donc encore compartimentée en panneaux délimités par un réseau complexe de failles, parmi lesquelles les failles NW-SE jouent un rôle majeur.

CHAPITRE VI

LES STRUCTURES D'AGE TURONIEN TERMINAL A MAASTRICHTIEN INFERIEUR

L'analyse des variations d'épaisseurs et des déformations synsédimentaires sur l'ensemble du secteur étudié, permet de définir un nouveau dispositif paléogéographique et paléostructural caractérisant les Formations Aleg et Abiod.

Ce nouveau dispositif tectono-sédimentaire remplace celui du Cénomaniens. Il s'installe au cours du Turonien terminal et dure jusqu'au Maastrichtien (inférieur ?). Ce bouleversement est marqué soit par une surface d'érosion à la base de la Formation Aleg, soit par l'absence totale de cette même Formation.

I - REPARTITION DES EPAISSEURS DES FORMATIONS ALEG-ABIOD

L'épaisseur de la Formation Abiod varie fortement, tandis que la Formation Aleg peut manquer.

Les Formations Aleg et Abiod sont bien développées (respectivement 110 m et 140 à 220 m) à l'intersection du flanc nord du J. Boudinar (s.s.) et de l'Axe N-S (coupe 1, Pl V) et sur le flanc sud du J. Lhassem (coupe 6, Pl V). Partout ailleurs, la Formation Aleg manque. Au J. Segdal, ainsi que tout le long du flanc sud du J. Boudinar, la Formation Abiod constitue une série calcaire condensée de 30 m d'épaisseur (coupes 2, 4 ; Pl V).

La Formation Abiod, est caractérisée le long de l'Axe N-S par un faciès sableux. Au J. Lhassem (coupes 3, 5 ; Pl V), les sables jaunâtres sont interstratifiés avec les calcaires à Inocerames du toit de la barre inférieure de la Formation Abiod. Cet aspect a déjà été décrit aux J. Touila (Abbès, 1983), J. Hallouf (Marie et al, 1984). Les sables résulteraient de l'érosion des grès du Crétacé inférieur (Marie et al, 1984).

Ainsi, les variations d'épaisseurs et de faciès permettent de définir cinq domaines de sédimentation (Pl. V) :

- l'Axe N-S à série réduite, faciès sableux,
- le dépocentre du Khanguet Boudinar,
- le domaine du point 408 et ses environs,
- le domaine émergé ou très érodé des J. Segdal - Bagra,
- la fosse du J. Lhassem.

II - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

1 - Le dépocentre du Khanguet Boudinar :

Dans ce secteur, les Formations Aleg et Abiod sont très épaisses (250 m au total) et bien différenciées (avec notamment la trilogie de

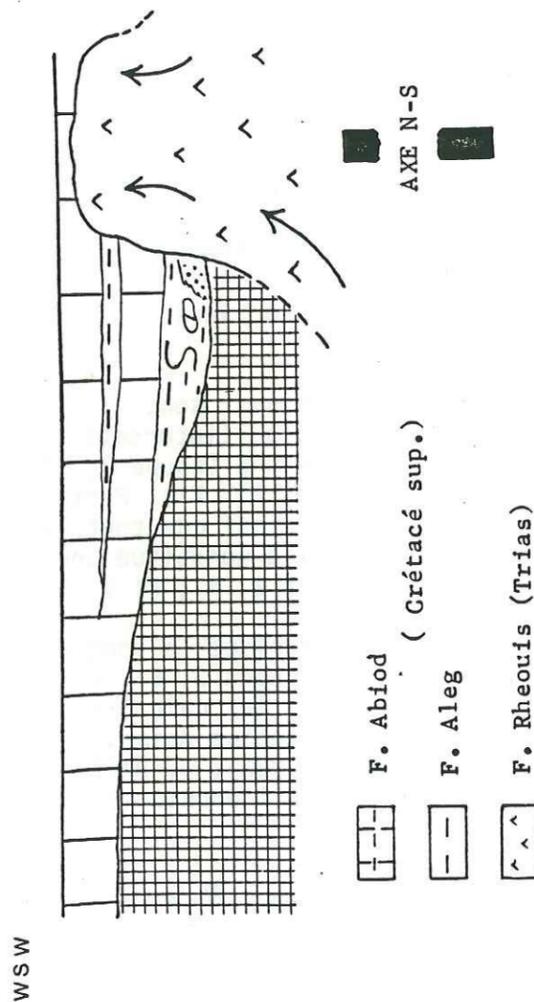


Fig. 102 Dépression périphérique secondaire du Khanguet Boudinar. Elle résulterait de l'intrusion diapirique du sel triasique. L'halocinèse peut être liée au jeu de l'accident profond N-S, lors du Turonien terminal-Maastrichtien inférieur.

la Formation Abiod). Ces deux Formations reposent soit sur la Formation Bireno (Turonien) soit sur la Formation Zebbag (Cénomanién), par l'intermédiaire d'une surface de troncature. Celle-ci traduit une période d'érosion, avec en particulier celle du sommet des blocs basculés turoniens.

Cette surface et le hard-ground matérialisant la lacune des termes paléocène et éocène inférieur au toit de la Formation Abiod, délimitent un coin ouvert à l'Est et rempli en onlap par les Formations Aleg et Abiod. Au cours du dépôt de la Formation Abiod, on observe un à-coup de subsidence. En effet, la barre inférieure de la Formation Abiod est coiffée par un hard-ground qui semble traduire une phase d'induration en milieu circalittoral. Lui succède, le dépôt des marnes circalittorales de la combe intermédiaire. Celles-ci se biseautent vers l'Ouest et finissent par manquer. Ce dispositif est coiffé par la barre supérieure de la Formation Abiod. Il faut donc envisager un enfoncement plus important dans la partie orientale de ce coin, lors du dépôt des marnes intermédiaires de la Formation Abiod.

La bordure Est du coin subsident est constitué par l'axe N-S. L'instabilité de ce dernier est montrée par (fig.102) :

- des slumps dirigés vers l'Ouest à Sud-Ouest, au sein des horizons carbonatés du sommet de la Formation Aleg.

- des olistolites constitués d'un fragment de banc dolomitique issu de la Formation Meloussi (Valanginien - Hauterivien), et de paquets de sable issus de la Formation Boudinar (Hauterivien - Barrémien ?) ; ils sont emballés au sein des marnes de la Formation Aleg (Sénonien inférieur).

L'extension du coin subsident du Khanguet Boudinar demeure limitée (2 à 4 km). Il constitue un déposé localisé au pied de l'Axe N-S, dont la position haute permet l'érosion des assises du Crétacé inférieur. Cette géométrie caractérise une dépression périphérique de second-ordre, liée au stade diapir des mouvements halocinétiques (Jackson, 1984). L'absence d'un tel déposé dans la partie SE du J. Boudinar (s.l.), traduit le jeu contemporain de la direction atlasique (coupe 3 et 4, Pl V). La morphologie du bombement salifère n'est donc pas cylindrique. Il semble alors que le J. Boudinar se situe en bordure d'un bombement plus développé au Nord. Il peut s'agir du J. Rhéouis ou d'un équivalent, dont Burollet (1956) puis Gourmelin (1984) ont montré l'activité à cette époque.

En comparaison avec le bombement halocinétique aptien (stade pillow), le bombement diapirique du Crétacé supérieur est à un stade plus mature (fig.103).

Cette évolution est favorisée par l'intersection de deux directions rhexmatiques, l'Axe N-S et la direction transverse NE-SW, comme c'est le cas au J. Trozza ou J. Rhéouis.

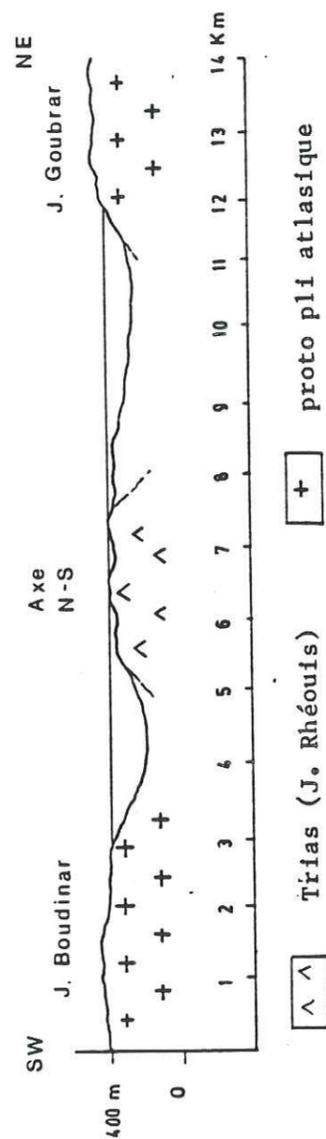


Fig. 103 Dôme salifère intrusif à l'intersection de l'axe N-S et de la direction atlasique. L'évolution localisée vers un stade "diapir" de la ride salifère N-S provoque la formation d'une dépression secondaire périphérique d'âge Turonien terminal-Maas-trichtien inférieur, (Formations Aleg et Abiod).

2 - Les domaines des J. Segdal et du point 408 m et ses environs

Ils sont caractérisés par l'absence de la Formation Aleg et la présence d'une Formation Abiod peu épaisse (20 à 30m).

Le J. Bagra est dépourvu de témoin de ces deux Formations. Sur le flanc Ouest, il s'agit d'une lacune d'affleurement puisque la série cénomaniennne s'ennoie sous les plaines quaternaires. Sur le flanc Est, la lacune est d'origine sédimentaire. En effet, la Formation Segui repose en discordance angulaire de 20° sur la Formation Zebbag. La part d'un moindre dépôt et celle d'une érosion ne peut être ici précisée.

Au J. Segdal, les conditions d'affleurement du flanc Nord, ne permettent pas de préciser l'extension de la Formation Abiod vers l'WSW. Sur le flanc Sud, juste à l'Ouest de la gorge de l'Oued Delfa (carte géologique 1/20 000), la Formation Abiod disparaît, elle est recouverte en discordance cartographique par la Formation Souar (Eocène supérieur).

Sur le domaine du point 408 m, la Formation Abiod est peu épaisse (30m). Le long du J. Rhaba Souda, le faciès est sableux, il résulte de l'influence de l'Axe N-S. Vers le SW, la Formation Abiod présente un faciès crayeux typique.

En conséquence, la tendance à des dépôts moins épais et représentant uniquement la Formation Abiod, suggère une position haute pour tout ce domaine.

La tendance positive du domaine du point 408 m, traduit le jeu de la direction atlasique.

Les J. Segdal et Bagra représentent un domaine émergé ou très érodé. Sa direction ne peut être précisée. Ce domaine constitue un témoin de l'île de Kasserine décrite par Burollet (1956). Sa signification pourrait être liée au jeu de l'accident Essouda-Bagra. A ce titre, le J. Kebar situé sur le compartiment occidental délimité par cet accident, présente une répartition des épaisseurs de la Formation Abiod, tout à fait symétrique de celle du J. Boudinar (s.l.). En effet, Khessibi (1978) décrit une forte réduction d'épaisseur longitudinale entre la terminaison périclinale SW (Formation Aleg et Abiod : 410 m) et celle NE (Formation Abiod seule : 30 m).

Cette évolution pourrait résulter de la formation d'une ride localisée à l'aplomb de l'accident Esouda-Bagra, dont le jeu ne peut être défini.

Ainsi l'accident Essouda-Bagra serait associé au jeu de la direction atlasique, comme l'est celui-ci avec le fonctionnement de l'Axe N-S.

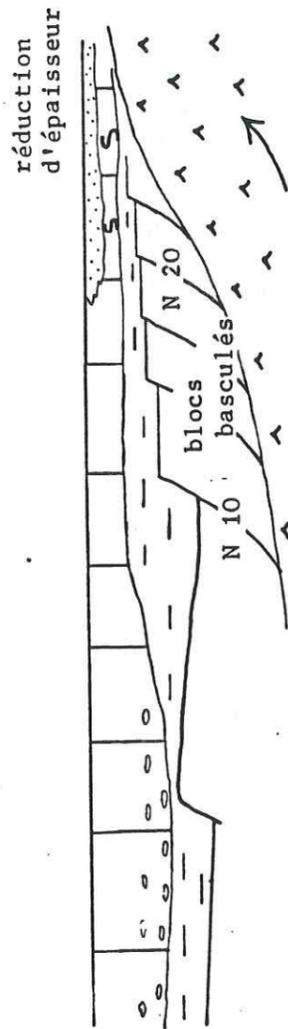


Fig. 104 Fracturation subméridienne liée à la montée diapirique du matériel salifère triasique jalonnant l'Axe N-S, au cours du Turonien terminal-Maastrichtien inférieur; coupe du J. Lhassem.

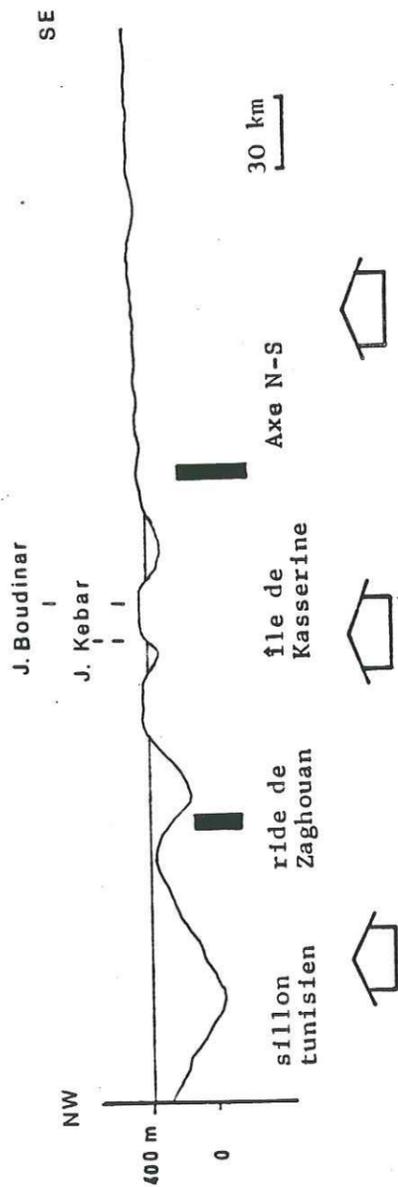


Fig. 106 Ebauche des plis atlasiques en Tunisie Centrale à la fin du Crétacé supérieur (Senonien à Maastrichtien inférieur). L'île de Kasserine est émergée. Sa structure est marquée par de grandes ondulations pluri-kilométriques à l'origine des plis atlasiques. Les dépressions constituent des golfes remplis par les formations Aleg et Abiod.

3 - La fosse du J. Lhassem :

Le défilé du Khanguet er Rehana traduit la présence d'un couloir décrochant majeur orienté N 60, dont l'analyse montre un jeu essentiellement dextre. Ce mouvement prend en écharpe le J. Lhassem, si bien que les relations angulaires originelles entre les différentes unités sédimentaires ne sont pas conservées. Par contre, le crochon lié au coulissage dextre, a été déplié, afin de restituer l'agencement initial de cette zone.

Ce secteur se caractérise par une série Aleg-Abiod très épaisse (250 m, coupe 6, Pl V) et présentant une rapide réduction d'épaisseur en direction du NE (coupe 5, Pl V).

Cette répartition est contrôlée par deux directions structurales : l'Axe N-S et la direction atlasique.

3.1 - L'influence de l'Axe N-S :

Elle se traduit par un dispositif de compartiments effondrés à l'Ouest. Ceux-ci sont délimités par des failles subverticales orientées N 10 et N 20. Celles-ci affectent les alternances marno-calcaires de la Formation Zebbag (s.l.), et sont scellées par les marnes de la Formation Aleg (fig.104). Ces failles sont donc datées syn-turonien terminal-campanien basal. Elles traduisent la surrection d'une zone subméridienne localisée dans le prolongement de l'Axe N-S. Ce domaine est caractérisé par des séries Aleg-Abiod très réduites (coupe 5, Pl V). La Formation Abiod présente de nombreux slumps dirigés vers l'Ouest. La Formation Aleg présente dans sa partie supérieure un dépôt de type débris flow. Le matériel remanié est d'âge Turonien. Son origine serait à rechercher au sein de domaines émergés, soit plus à l'Est (Axe N-S), soit au niveau du domaine J. Segdal-Bagra (direction atlasique).

3.2 - L'influence de la direction atlasique (NE-SW) :

La fosse du J. Lhassem orientée N 60, constitue un coin effondré de direction atlasique. Il est situé entre les domaines des J. Segdal et Bagra et du point 408m à sédimentation peu épaisse (30m) et la zone chauve du J. Gouleb. Dans ce chaînon, la Formation Abiod ne réapparaît qu'au SE. Selon Burollet (1956) et Ellouz (1984, fig.105), cette lacune résulterait d'un non-dépôt dans la partie septentrionale de ce massif.

La fosse du J. Lhassem dessine vis à vis du domaine J. Segdal-Bagra, une gouttière qui pourrait traduire les effets d'une compression avec la succession anticlinal-synclinal du NW au SE (fig.106). Une telle hypothèse a été avancée par Burollet-Ellouz (1986) pour interpréter la carte d'isopaques de la Formation Abiod (fig.105). Une coupe orientée NW-SE au sein de la Tunisie occidentale, montre une succession de larges ondulations, limitées par des golfes où se déposent une épaisse série Aleg-Abiod. Cette morphologie constituerait un témoin du début des compressions de la

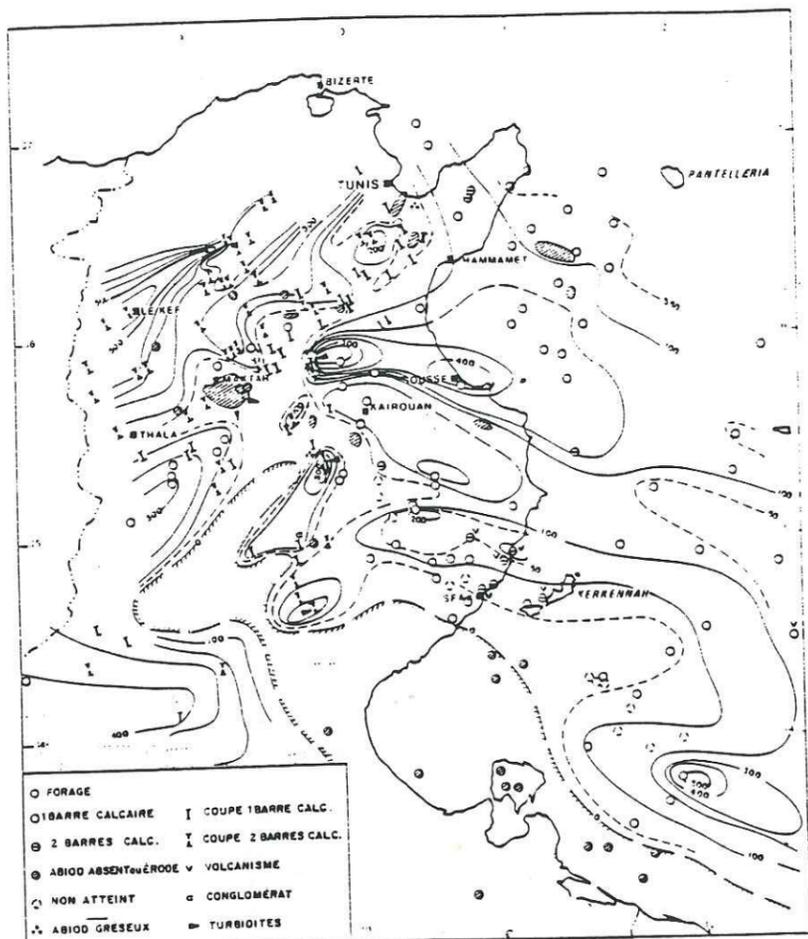


Fig. 105

Isopaques de
la formation
Abiod (Campanien-
Maastrichtien
inf.)

(Burolet et
Ellouz, 1986).

fin du Crétacé supérieur. L'absence de structures compressives au J. Boudinar ne permet pas de retenir cette hypothèse pour ce secteur.

Le contact sud du J. Lhassem avec le J. Gouleb est constitué par l'accident Er Rehana. Un jeu normal de cet accident pourrait être envisagé, toutefois aucun argument de terrain appuie cette hypothèse.

La fosse du J. Lhassem constitue une dépression restreinte ($L = 4$ à 5 km, $l = 1,5$ à 2 km) au sein d'un domaine en cours de surrection. La carte d'isopaques (Burolet-Ellouz, 1986) montre que ce domaine présente une large extension puisqu'il s'étend du J. Kebar ou J. Gouleb. Il s'agit de la surrection de l'île de Kasserine. Dans le détail, celle-ci est accompagnée de la mobilisation des directions N-S et NE-SW. La direction N-S, notamment l'Axe N-S est le siège de mouvements salifères (ride). Ceux-ci sont perturbés par le jeu vertical positif de la direction NE-SW. L'absence de structure compressive écarte l'hypothèse d'une ébauche de pli en compression, il pourrait alors s'agir de mouvement halocinétique (bombement de 1er ordre), l'ensemble dessinant un agencement, classique dans le bassin de la "Gulf Coast" du Texas (Seni et Jackson, 1983), à l'intersection de deux directions structurales. Dans ce cas la fosse du J. Lhassem pourrait constituer un dépointe salifère très localisé.

Indépendamment de l'halocinèse, le jeu de l'Axe N-S pourrait être à l'origine de la fosse du J. Lhassem. Celle-ci est orientée N 60, elle traduit la mobilisation de la direction atlasique. Son jeu est associé à celui de l'Axe N-S, de sorte que ces deux directions délimitent un coin situé au SW de l'intersection structurale. Le jeu décrochant sénestre de l'Axe N-S provoquerait l'effondrement de ce coin, guidé d'autre part par la direction atlasique. Un jeu sénestre de l'Axe N-S au Crétacé supérieur, peut être envisagé, comme le montrent les stries obliques observées sur les failles N-S synsédimentaires (F. Aleg-Abiod) du J. Gadoum, et reliées à l'extension NE-SW de Tunisie orientale (Ouali, 1984).

III - SYNTHÈSE : LA DEFORMATION D'ÂGE TURONIEN TERMINAL-MAASTRICHTIEN INFÉRIEUR :

1 - Au Jebel Boudinar : (fig.107).

La sédimentation des Formations Aleg-Abiod est guidée par deux directions structurales.

La direction N-S : l'Axe N-S est le siège d'une sédimentation carbonatée réduite (20 à 30m) localement sableuse (remaniement des grès du Crétacé inférieur). Celle-ci s'installe sur une zone haute liée au bombement d'une ride salifère. Cette surrection est accompagnée d'une fracturation subméridienne et de remaniements gravitaires.

L'accident Essouda-Bagra pourrait lui aussi fonctionner en ride et influencer la sédimentation du Crétacé supérieur des J. Boudinar

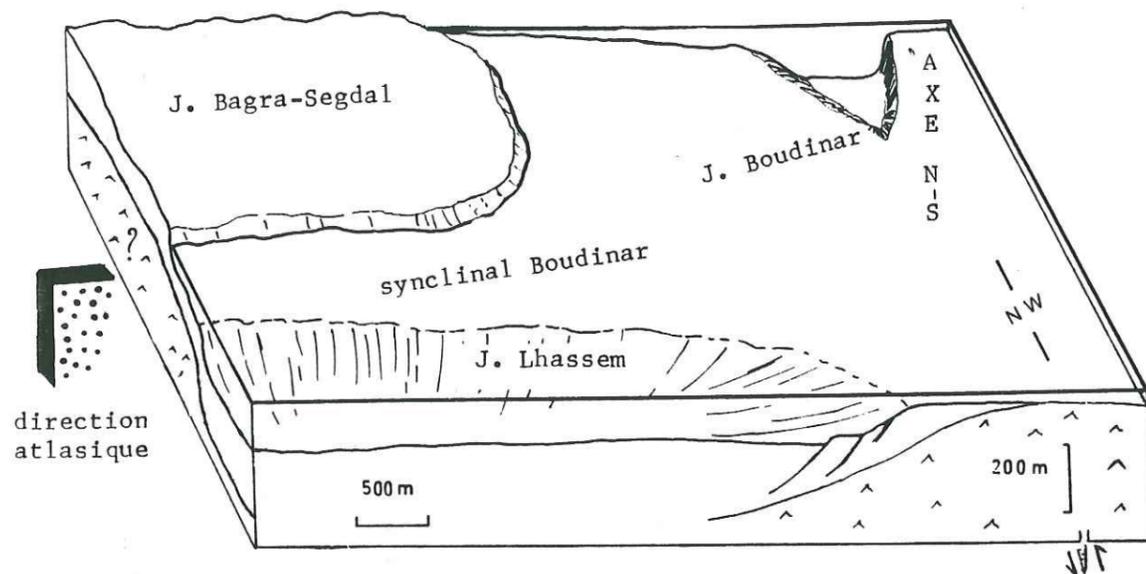
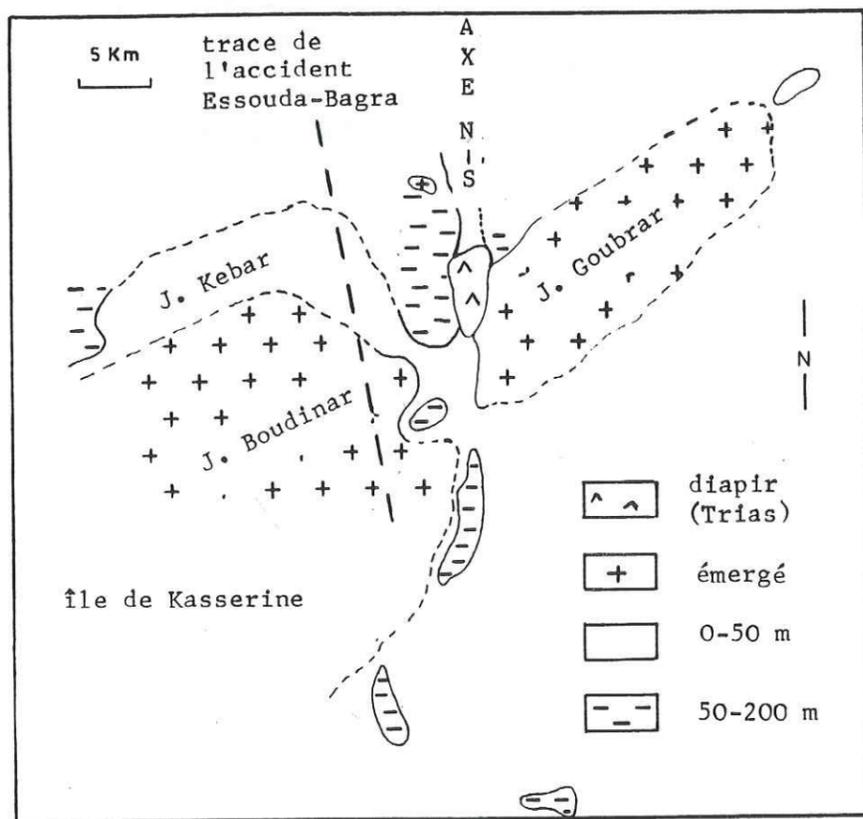


Fig. 107 Les différentes aires de sédimentation des formations Aleg et Abiod (Sénonien à Maastrichtien inférieur).

Bloc diagramme du secteur étudié. L'Axe N-S est jalonné d'une ride salifère. Celle-ci évolue à l'intersection avec la direction atlasique, en un véritable dôme diapirique (dépo-centre du K^t Boudinar). La direction atlasique est le siège de soulèvements. En l'absence de structure compressive, une origine halocinétique est proposée pour cette ébauche du pli atlasique.

Fig. 108 Carte paléogéographique de l'intersection île de Kasserine-Axe N-S, d'après les cartes en isopaques de Ellouz (1984), les cartes d'affleurement de Burollet (1956, fig. 30) et les coupes de Gourmelen (1984).



La direction atlasique : elle est le siège d'une sédimentation condensée (30m) voire absente (?). Le soulèvement de tout le domaine étudié est associé à la surrection de l'île de Kasserine. Malgré cela, le jeu de cette direction est décelé ; il perturbe la géométrie des bombements salifères liés à l'Axe N-S. L'absence de structure compressive le long de cette direction, écarte l'hypothèse d'une ébauche de pli en compression. Le soulèvement pourrait résulter de phénomènes halocinétiques guidés par la direction atlasique.

Contemporanéité des deux directions : le jeu contemporain de ces deux directions est illustré par :

- l'intrusion d'un dôme salifère (diapir stage) à l'intersection de ces deux directions structurales. Elle provoque la formation d'un dépo-centre au Khanguet Boudinar.

- l'effondrement d'un coin orienté N 60 (fosse du Lhassem) guidé par le jeu de la direction atlasique et provoqué par le jeu décrochant senestre de l'Axe N-S.

Conclusion : cette nouvelle géométrie succède au bouleversement majeur intervenu lors du Turonien terminal - Sénonien basal. Elle persiste jusqu'au Maastrichtien inférieur (?).

2 - En Tunisie : (fig.109).

La Tunisie est marquée au Crétacé supérieur (Turonien terminal à Maastrichtien inférieur) par un découplage majeur au niveau de l'Axe N-S.

A l'Ouest, la Tunisie occidentale et septentrionale sont le siège d'une déformation compressive (Burollet et al., 1982) dont la contrainte maximum T1 est orientée NW-SE (Letouzey et al., 1980). Cette compression mobilise la direction atlasique (sillon tunisien subsident, ride de Maktar, hauts-fonds et golfes de l'île de Kasserine ; fig.106) et peut provoquer le jeu senestre de l'Axe N-S (Ellouz 1984 ; Ouali 1985). En Afrique du Nord, Obert (1981) et Wildi (1983) ont illustré un tel dispositif au Sénonien.

A l'Est, la Tunisie orientale est disloquée en de nombreux bassins sous l'effet d'une déformation purement distensive, dont la contrainte minimum T3 est orientée NE-SW. Cette distension provoque l'ouverture de bassins orientés N 140, accompagnée de manifestations volcaniques (toutes localisées en Tunisie orientale et Mer Pélagienne, Ellouz 1984 ; fig.105). Dans le détail cette déformation réactive de nombreuses directions héritées. Il s'agit de failles en distension orientées N-S ; NE-SW ; NW-SE et E-W (Haller, 1983 ; Ellouz, 1984 ; Gourmelen, 1984).

Le découplage majeur le long de l'Axe N-S se traduit par une inversion des mouvements verticaux des deux blocs situés de part et d'autre de cet accident. Ainsi la Tunisie orientale stable durant presque tout le Mésozoïque, s'effondre à partir du Sénonien. Ce

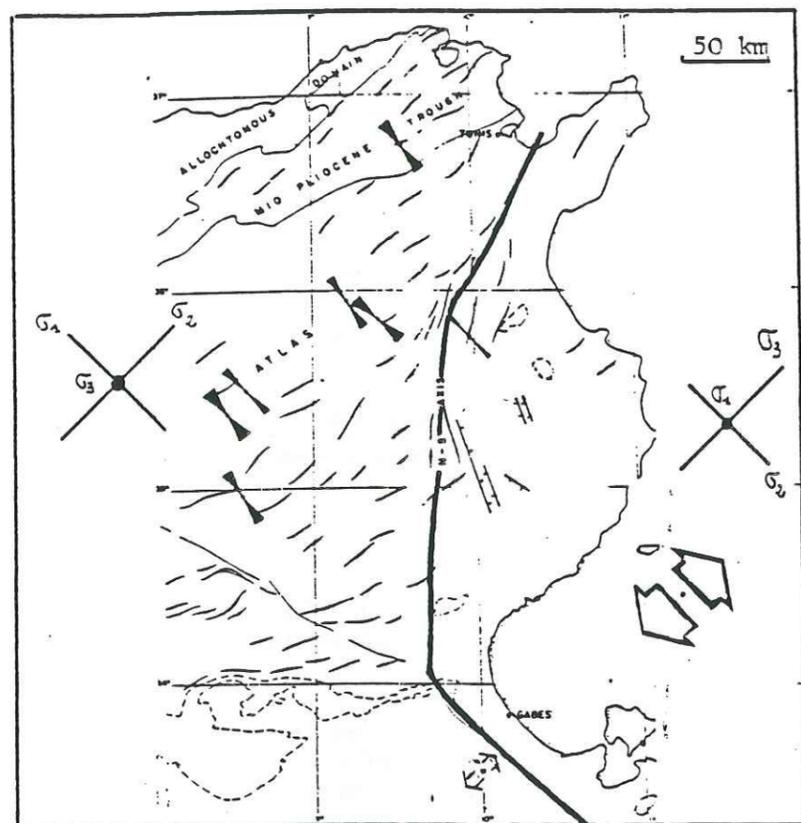


Fig. 109

Le canevas paleo-structural du Crétacé supérieur en Tunisie et Mer Pelagienne.

mouvement résulte d'une permutation des contraintes au niveau de l'Axe N-S. Le long de l'accident lui-même, on enregistre un mouvement décrochant sénestre (Ouali, 1984).

A ce schéma paléostructural s'ajoute des mouvements halocinétiques en majeure partie guidés par les directions du réseau rhéomatiques : Axe N-S - la direction atlasique (Maktar) - la direction NW-SE (Maknassy, Bramaud et al., 1976).

Ce nouveau schéma paléostructural succède à la crise finituronienne-sénonienne inférieure. Il semble appartenir à l'événement à -80 Ma décrit par Olivet (1984), Dercourt, (1985).

CHAPITRE VII LES DEFORMATIONS TERTIAIRES

La série analysée est constituée des Formations El Haria (Maastrichtien - Paléocène), Metlaoui (Eocène inf.-Lutétien inf.), Souar (Lutétien sup.-Priabonien), Fortuna (Oligocène), Messiouta (Aquitaniens), Aïn Grab (Burdigalien sup.-Langhien), Oum Douil (membres Mahmoud-Beglia-Saouaf; Miocène sup.), Segui (Miocène-Pliocène).

Les Formations anté-Segui sont caractérisées par de faibles épaisseurs et de forts contrastes lithologiques verticaux. Il en résulte une grande hétérogénéité de comportement lors des serrages cénozoïques.

A l'opposé, la Formation Segui est très épaisse. La présence de niveaux conglomératiques compétents permet d'observer l'évolution dans le temps de la déformation notamment lors de la phase de plissement majeur.

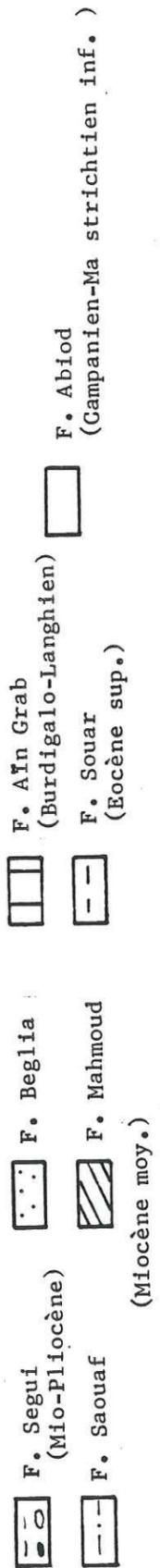
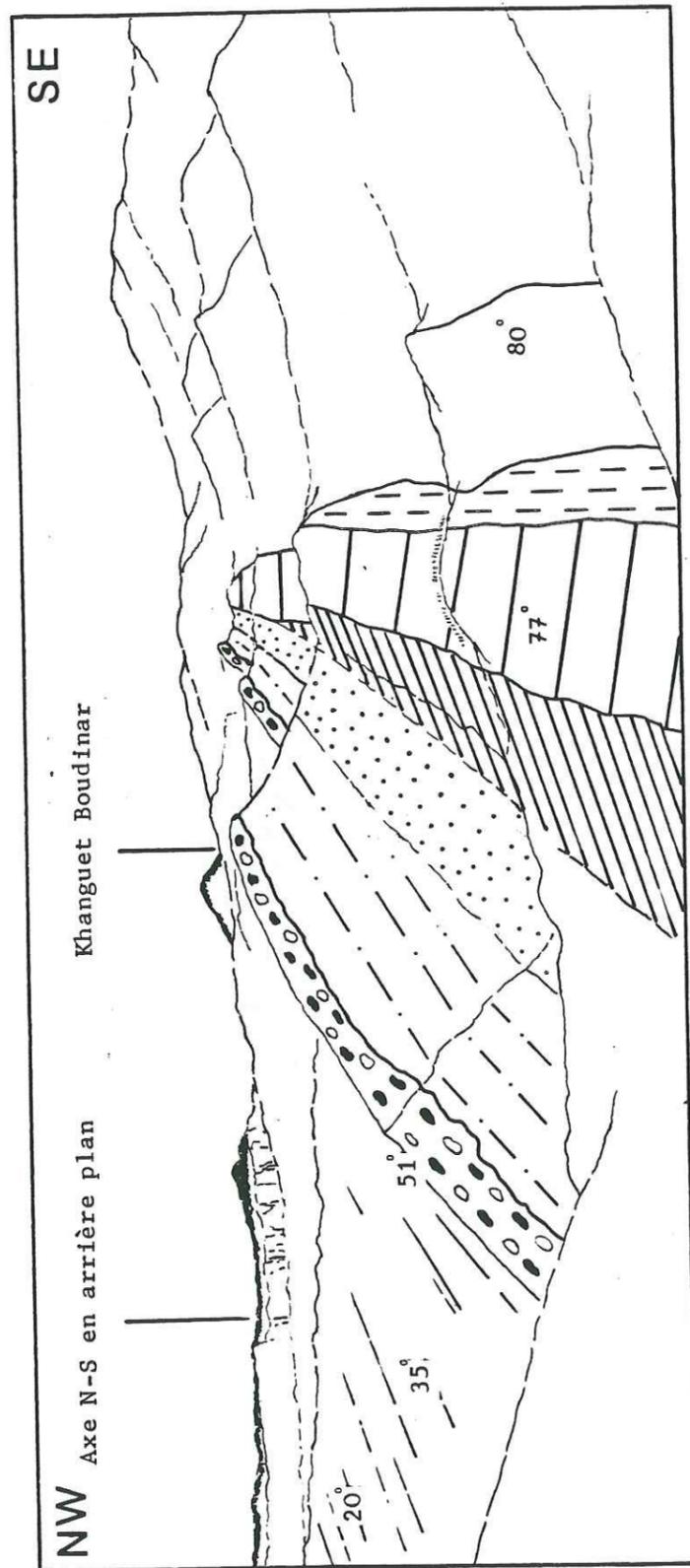
L'analyse de deux secteurs permet de souligner les événements majeurs qui accompagnent les dépôts tertiaires.

I - LE FLANC NORD DE L'ANTICLINAL DU J. BOUDINAR

Au dessus de la Formation Abiod existe une lacune des Formations El Haria et Metlaoui. Ce hiatus est matérialisé par une surface d'altération qui affecte le toit de la Formation Abiod. La série est complétée par la Formation Souar et quelques témoins de la Formation Fortuna. Après la lacune de la Formation Messiouta, on observe la succession des Formations Aïn Grab, Oum Douil et Segui.

A l'approche de l'Axe N-S, la Formation Segui (Mio-Pliocène) repose en discordance cartographique sur la Formation Abiod (Campanien-Maastrichtien inf.). Le toit de la Formation Abiod et la base de la Formation Segui délimitent un "coin" ouvert vers l'WSW, au sein duquel les séries Aïn Grab et Béglia se biseautent vers l'ENE. Là, à proximité de l'oued Hamouda, ces deux termes sont indissociables. Ils sont représentés par un horizon conglomératique à faune et flore continentales (coupes 1 et 2, PL. VI). L'absence de faune marine (notamment à Scutelles) et un faciès plus gréseux accompagnent le biseau vers l'ENE de la Formation Aïn Grab (Burdigalien sup.-Langhien). A proximité de l'Axe N-S, les axes des chenaux d'épandage des grès de cette Formation sont orientés N 140 à N 160 et sont dirigés vers le NNW (PL. VI).

Ces faits suggèrent la surrection d'un domaine émergé, localisé au niveau l'Axe N-S. Ce mouvement persiste durant tout le dépôt de la Formation Segui, puisque ce sont des termes de plus en plus récents de cette même Formation qui reposent sur la Formation Abiod.



Fig; 110 Les discordances successives de la série tertiaire sur le flanc Nord du J. Boudinar. Les discordances en éventail au sein de la Formation Segui attestent du soulèvement progressif de l'anticlinal du J. Boudinar, au cours du Mio-Pliocène.

Une coupe transversale dans le flanc nord du J. Boudinar, permet d'observer les relations angulaires entre les divers ensembles sédimentaires (fig.110).

* La discontinuité majeure apparaît entre la Formation Segui et la Formation Abiod. Elle se traduit par une discordance angulaire de 15 à 20°. Elle est suivie d'une succession de discordances observées au sein des silts de la Formation Segui. Cela suggère un soulèvement progressif de l'anticlinal du J. Boudinar au cours du Mio-Pliocène.

C'est là, une nouvelle illustration de "la phase majeure" du plissement atlasique en Tunisie Centrale datée du Tortonien supérieur, Rouvier (1977), et du Vindobonien (J. Krechem et Artsouma, Buroillet 1956).

* Aucune discordance n'a été observée entre la Formation Abiod et les Formations anté-Segui.

La faible épaisseur des Formations Souar-Fortuna et l'absence de la Formation Messioua semblent traduire la persistance du soulèvement hérité de la phase Paléocène-Eocène inférieur (lacune des Formations El Haria-Metlaoui).

La sédimentation des Formations Aïn Grab et Oum Douil est accompagnée d'une extension. Au Karrat el Bahir, deux directions de failles normales sont associées. La majeure est orientée N 140, la secondaire N 60. Elles affectent les Formations Abiod, Souar et Fortuna. La faille N 140 provoque l'effondrement du compartiment NE. Elle est scellée par la Formation Segui. La faille N 60 guide l'affaissement du compartiment NW, elle est progressivement scellée par la Formation Béglia (fig.111).

Le jeu contemporain de ces failles normales, traduit une extension à caractère multidirectionnel.

La famille N 60 représente le dernier indice de jeu en extension de la faille Nord Segdal qui jalonne tout le flanc nord du chaînon atlasique.

En conclusion, quatre événements majeurs sont observés le long du flanc nord du J. Boudinar :

- 1 - La lacune des Formations El Haria et Metlaoui traduit l'exondation de ce secteur au cours de la période allant du Maastrichtien supérieur-Lutétien inférieur.
- 2 - La faille épaisseur des Formations Souar, Fortuna et Messioua traduit la persistance d'une zone haute durant l'Eocène supérieur, l'Oligocène et l'Aquitainien.
- 3 - Les Formations Aïn Grab, Oum Douil (pro parte) sédimentent dans un contexte distensif à caractère multidirectionnel, au cours du Miocène moyen.
- 4 - La phase majeure de plissement du Mio-Pliocène (F. Segui), est clairement compressive.

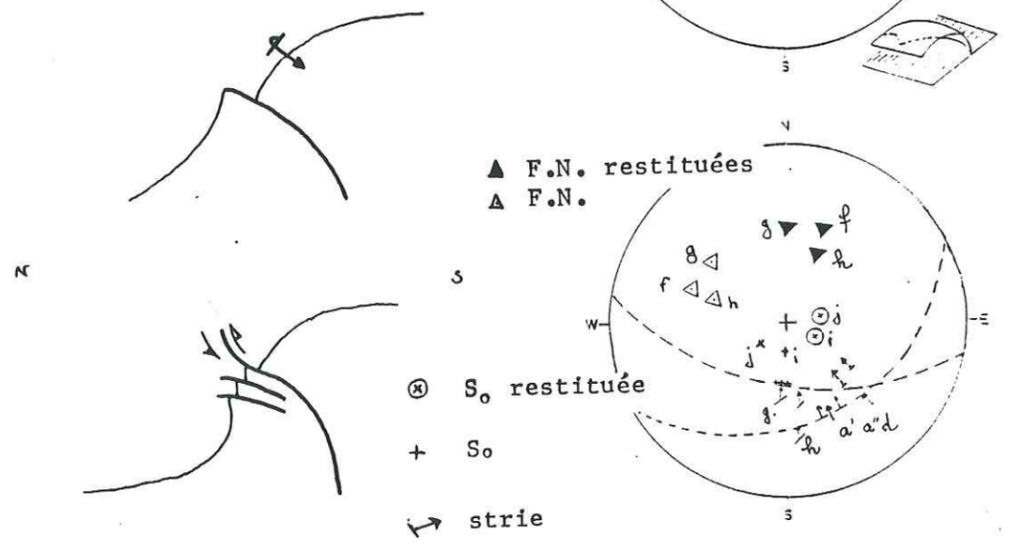
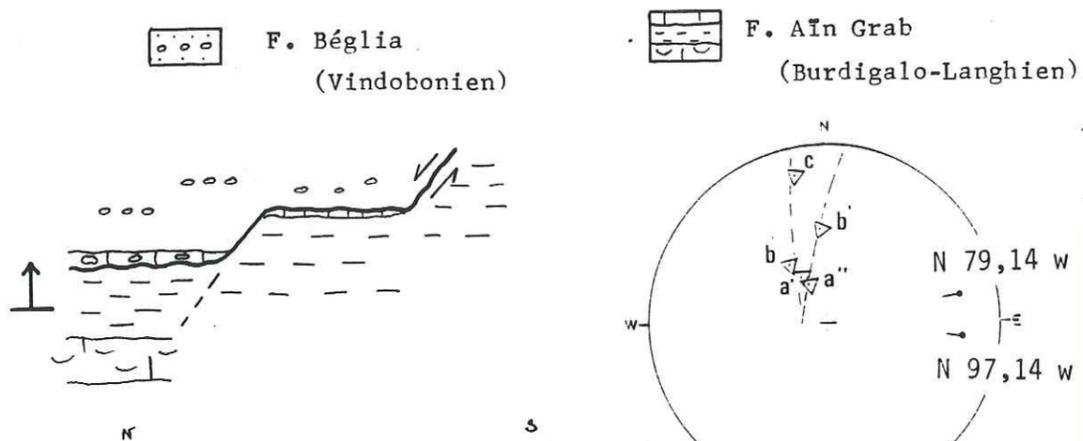
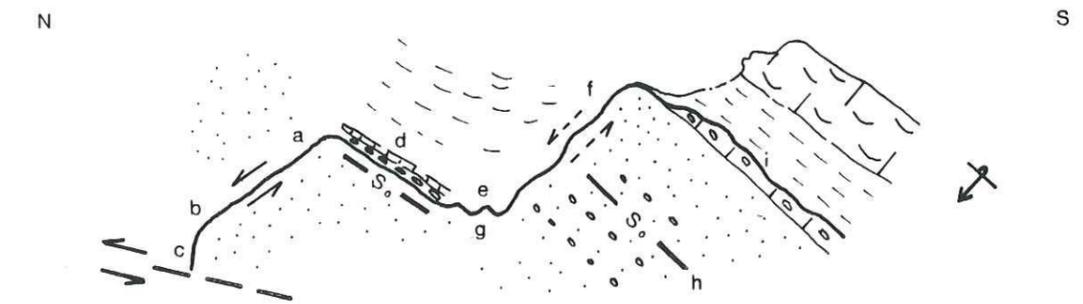
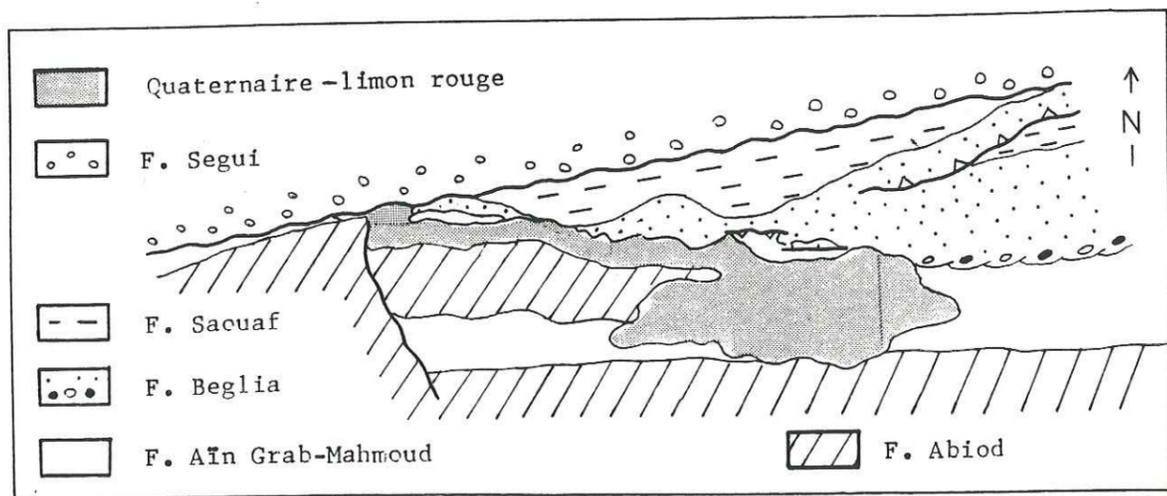


Fig. 111 Carte et coupe interprétée de l'oued K^{at} el Bahir (J. Boudinar Nord).

II - LE SYNCLINAL DES J. BOUDINAR - J. LHASSEM

1 - Cadre structural :

Le synclinal des J. Boudinar - J. Lhassem est de direction atlasique (N 60). Il est ouvert à l'ENE et présente une terminaison périantyclinale sud-occidentale crochonnée. Le synclinal atlasique est séparé du J. Gouleb au Sud (branche méridionale de l'Axe N-S) par l'accident majeur du Khanguet er Rehana. La disposition en échelon des plis et des accidents satellites, témoigne de la composante dextre du jeu décrochant de cet accident.

La bordure Nord-occidentale du J. Lhassem est légèrement chevauchante (Pl. VII). De même, la bordure sud de ce massif est chevauchante vers le Sud. Cela peut traduire le jeu en compression du décrochement du Khanguet Er Rehana. Dans le détail, le déversement de la bordure nord du J. Lhassem peut être associé à la torsion dextre de l'extrémité sud occidentale du pli atlasique. Tandis que le chevauchement vers le Sud peut être attribué à un serrage subméridien tardif, comme le montre la déformation de la croûte villafranchienne (flexures N 45-60 centimétriques cisailées).

2 - La série sédimentaire :

Là-aussi, la Formation Abiod est surmontée par une surface d'altération qui traduit la lacune des Formations El Haria- Metlaoui (Maastrichtien sup. à Lutétien moyen). La série tertiaire est ici complète et plus épaisse (550m) que celle du flanc nord du J. Boudinar (300m). En particulier, les Formations Fortuna (Oligocène) et Messioua (Aquitarien) y sont bien développées.

Une dissymétrie est observée au niveau de la répartition des épaisseurs. Elle s'organise selon deux gradients, dont le plus important est orientée du NW au SE et le second moins prononcé est parallèle à la direction atlasique.

L'axe des dépo-centres de chaque ensemble sédimentaire de la série tertiaire, migre vers le NW.

La Formation Segui (Mio-Pliocène) est caractérisée dans ce secteur, par un faciès conglomératique, qui se distingue nettement de celui plus fin, le long du flanc nord de l'anticlinal du J. Boudinar.

Cette variation granulométrique associée à une origine torrentielle suggère une ligne de plus grande pente dirigée vers le SE. Ce type de dépôt est observé sur 400m d'épaisseur. Par conséquent, la Formation Segui sédimente dans une dépression subsidente où s'accumule les produits d'érosion issus de l'anticlinal du J. Boudinar en cours de soulèvement.

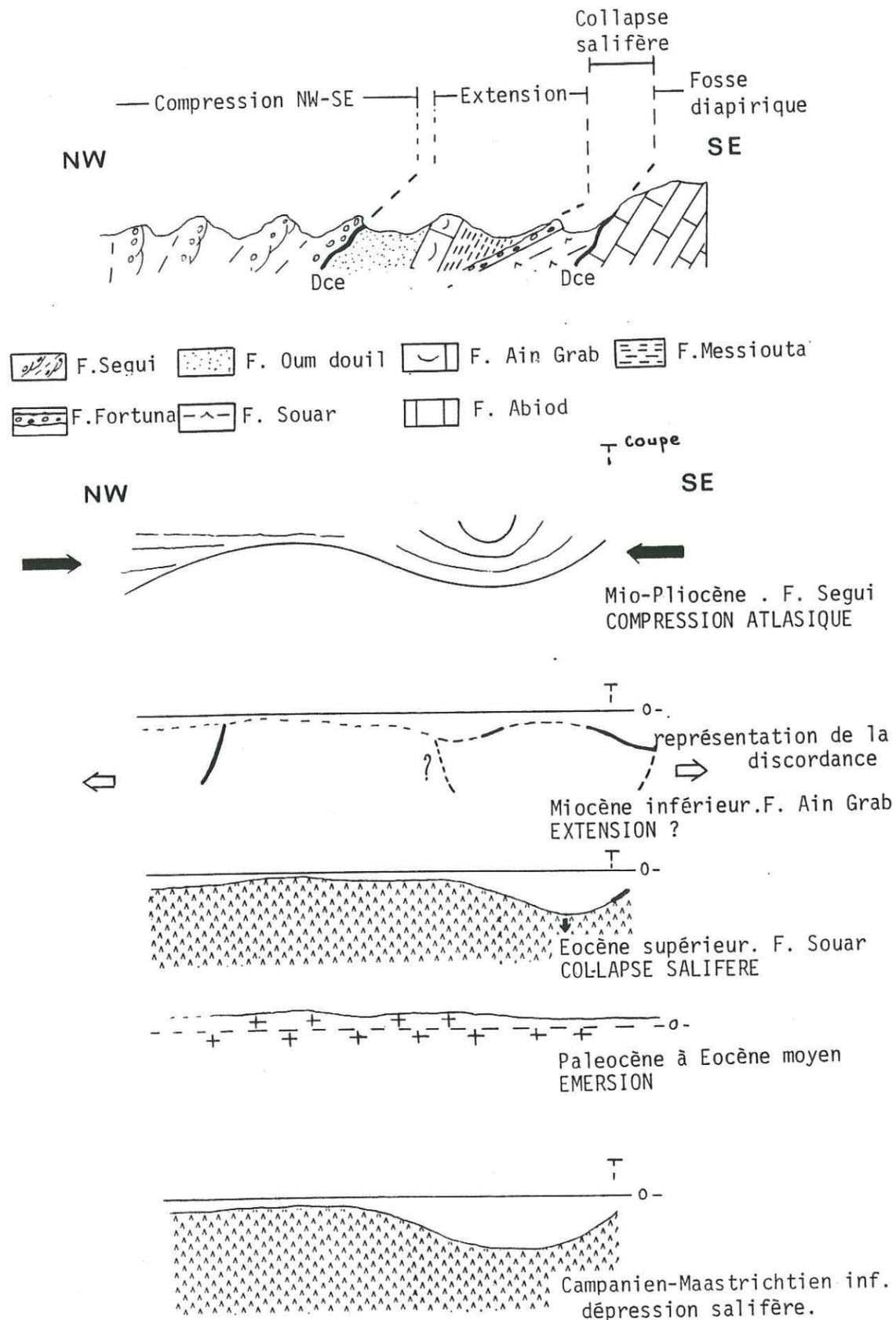


Fig. 112 Coupe du flanc sud du synclinal des J. Boudinar-Lhassem. Interprétation étape par étape.

3 - Tectonique synsédimentaire :

3.1 - Influence de la direction N-S :

3.1.1 - L'Axe N-S :

A l'intersection du flanc sud du synclinal du J. Boudinar et de l'Axe N-S, une nette discontinuité est observée à la base de la Formation Segui. Elle se traduit par la troncature successive des Formations Souar, Fortuna, Messiouta, Aïn Grab et Oum Douil, la Formation Segui reposant alors sur la Formation Abiod. Ce biseau actuellement crochonné et initialement orienté NE-SW, n'est pas accompagné de variation d'épaisseur des termes tertiaires anté-Segui. En conséquence, cette discontinuité est associée à la phase majeure de plissement tortonienne supérieure responsable de la surrection de l'Axe N-S.

L'absence de variation d'épaisseur à l'approche de l'Axe N-S, suggère que la dépression des J. Boudinar-J. Lhassem se prolongeait vers le NE, formant un ensellement au sein de l'Axe N-S au cours du Tertiaire (anté Tortonien supérieur).

Actuellement, la Formation Segui est pincée dans une structure synclinale atlasique qui intersecte l'Axe N-S. Cela semble indiquer que les effets des derniers serrages (Plio-Quaternaire ?) sont guidés par des structures précoces : zones hautes de l'Axe N-S ; et anticlinal du J. Boudinar ; et dépression des J. Boudinar-J. Lhassem.

3.1.2 - L'accident Essouda-Bagra :

Une réduction d'épaisseur vers l'Ouest des Formations tertiaires, anté-Segui, est surtout sensible dans la terminaison perisynclinale sud-occidentale. Elle est associée à un dispositif d'onlap des Formations Aïn Grab et Oum Douil, puis d'overlap de la part de la Formation Segui.

Cet aspect est bien marqué le long du flanc nord du synclinal (carte 1/20 000), tandis que sur le flanc sud les discordances ne sont pas observables en raison du déversement de la bordure nord du J. Lhassem. Cet agencement suggère un soulèvement d'une zone située à l'Ouest et qui pourrait être liée au jeu de l'accident Essouda-Bagra.

3.2 - Influence de la direction atlasique (NE-SW) :

Une coupe transversale à la structure actuelle, montre les discontinuités majeures qui affectent la série tertiaire. Deux discordances apparaissent : (fig.112).

- La première est située entre la Formation Souar (Lutétien supérieur-Priabonien) et la Formation Abiod (Campanien-Maastrichtien). Elle se traduit par une discordance angulaire de 5 à

10°. La coupe restaurée autour de l'horizontale de la Formation Souar, met en évidence une ébauche de pli synclinal, à laquelle est associée un épaississement de la Formation Souar.

- La seconde discontinuité majeure apparaît à la base de la Formation Segui (Mio-Pliocène). Un angle de 15° peut être mesuré avec la Formation Aïn Grab (Burdigalien-Langhien). Cette discordance dessine une structure synclinale. Au sein de celle-ci, la Formation Segui est caractérisée par une augmentation du pendage du plan de stratification. Cette évolution peut résulter d'un effet de pincement lors du plissement : la compression atlasique (NW-SE) provoquant le serrage de plus en plus accentué du pli. Ceci expliquerait alors :

- * la conservation des longueurs et des surfaces au sein de la Formation Segui.
- * la nature conglomératique et l'épaississement de cette Formation
- * la migration de l'axe du dépocentre vers le NW.

- Entre ces deux discontinuités, les Formations Messioua et Aïn Grab sont plus épaisses (respectivement 9 fois et 5 fois) que sur le flanc nord du synclinal. Un événement intervient donc après le dépôt de la Formation Fortuna (Oligocène) et régit la variation d'épaisseur des termes anté-Segui. Les Formations Messioua et Aïn Grab reposent en discordance angulaire sur la Formation Souar (flanc N) ou Fortuna (flanc S). Cela se traduit par un pendage plus élevé des termes miocènes. Le long du flanc Nord, la discontinuité n'apparaît pas toujours, elle peut donc résulter d'un plissement plus ou moins disharmonique sans discordance sédimentaire antérieure.

Le long du flanc sud, la discordance de 20 à 25° semble être un trait constant. Elle peut résulter soit :

- d'un plissement en compression (bombement anticlinal), la Formation Souar étant alors recoupée par une surface d'érosion.
- d'un bombement anticlinal (roll over) associé au jeu normal en extension des failles Sud Segdal et du Khanguet er Rehana.

En Tunisie centrale, l'axe atlasique est le siège de phénomènes distensifs. Ainsi dans la région de Chorbane, Haller (1983) a montré que le remplissage de graben N 45-60 était d'âge miocène. Les travaux en cours de Blondel illustre un régime distensif au cours du Miocène inférieur.

Le contexte régional suggère plutôt un contrôle distensif des dépôts des Formations Messioua et Aïn Grab. Un jeu en extension de la faille du Khanguet er Rehana (discordance du flanc Sud) serait alors comparable au rejeu en extension de la faille Nord Segdal (p 229).

En résumé, l'influence de la direction atlasique se traduit par :

* un collapse salifère orienté N 60 et jalonnant le flanc Sud du synclinal à l'Eocène supérieur.

* des structures distensives hypothétiques d'âge Miocène inférieur entraînant le bombement des assises éocènes,

* un plissement en compression lors du dépôt de la Formation Segui (Mio-Pliocène).

III - SYNTHÈSE DE LA DEFORMATION TERTIAIRE

1 - Du Maastrichtien supérieur au Lutétien inférieur : les Formations El Haria et Metlaoui

1.1 - Au Jebel Boudinar : (fig.113).

Ces deux Formations sont absentes dans tout le secteur étudié. Cette importante lacune se matérialise par une surface d'altération qui recouvre la Formation Abiod. Elle est recouverte en discordance angulaire par la Formation Souar (Eocène supérieur). Le Jebel Boudinar (s.l.) est donc émergé et érodé au cours du Maastrichtien supérieur-Lutétien inférieur.

1.2 - En Tunisie :

- En Tunisie centrale, sur l'île de Kasserine émergée au Paléocène et à l'Eocène, existe une épaisse Formation continentale détritico datée de l'Eocène par une faune à "Bulimes" (Sassi et al., 1984). Ces encroûtements carbonatés se sont effectués par remplacement isovolumique des dépôts originels (Formation Abiod), lors d'une période d'intense altération en domaine émergé (Sassi et al., 1984).

L'émergence caractérisant le Paléocène et l'Eocène, intéresse de vastes domaines. Il s'agit de l'île de Kasserine et du môle de Jeffara (fig.114).

Nous corrélons la surface d'altération observée au J. Boudinar avec cet épisode pédogénétique.

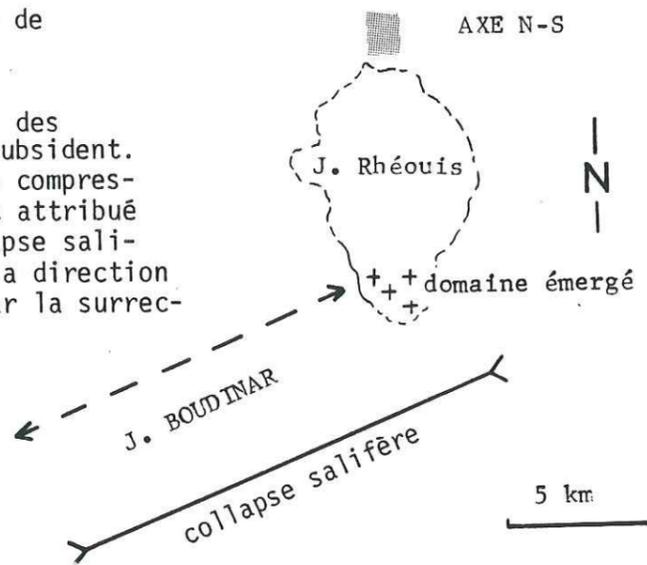
- La carte d'isopaques de la Tunisie (Ellouz, 1984 ; fig. 114) montre le jeu de structures majeures synsédimentaires réparties selon quatre directions. Il s'agit de :

* la direction atlasique NE-SW : elle est dominante et s'exprime par des zones subsidentes (sillon tunisien ; plaine de Souss et partie orientale du bassin d'Hammamet), et par des zones émergées (flexure des J. Serdj - Zaress - Zaghuan et axe atlasique J. Meloussi-Boudinar - Artsouma). Cette juxtaposition de domaines subsidés et émergés de forme allongée et orientés NE-SW peut traduire les effets d'une compression orientée NW-SE, à NNW-SSE comme le montrent, les analyses microtectoniques (Letouzey, 1980 ; fig.115).

Fig. 113 SYNTHÈSE de la DEFORMATION TERTIAIRE au J. BOUDINAR (s.l.).

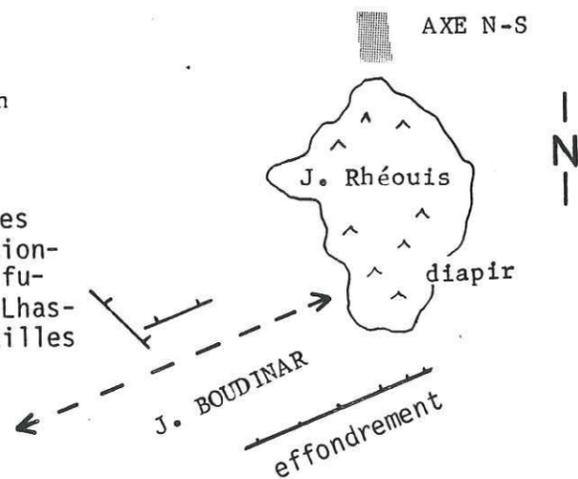
1. La phase halocinétique de l'Eocène supérieur.

Le flanc sud du synclinal des J. Boudinar-Lhassem est subsident. En l'absence de structure compressive, cet effondrement est attribué à la formation d'un collapse salifère. L'extrémité NE de la direction atlasique est affectée par la surrection du J. Rhéouis.



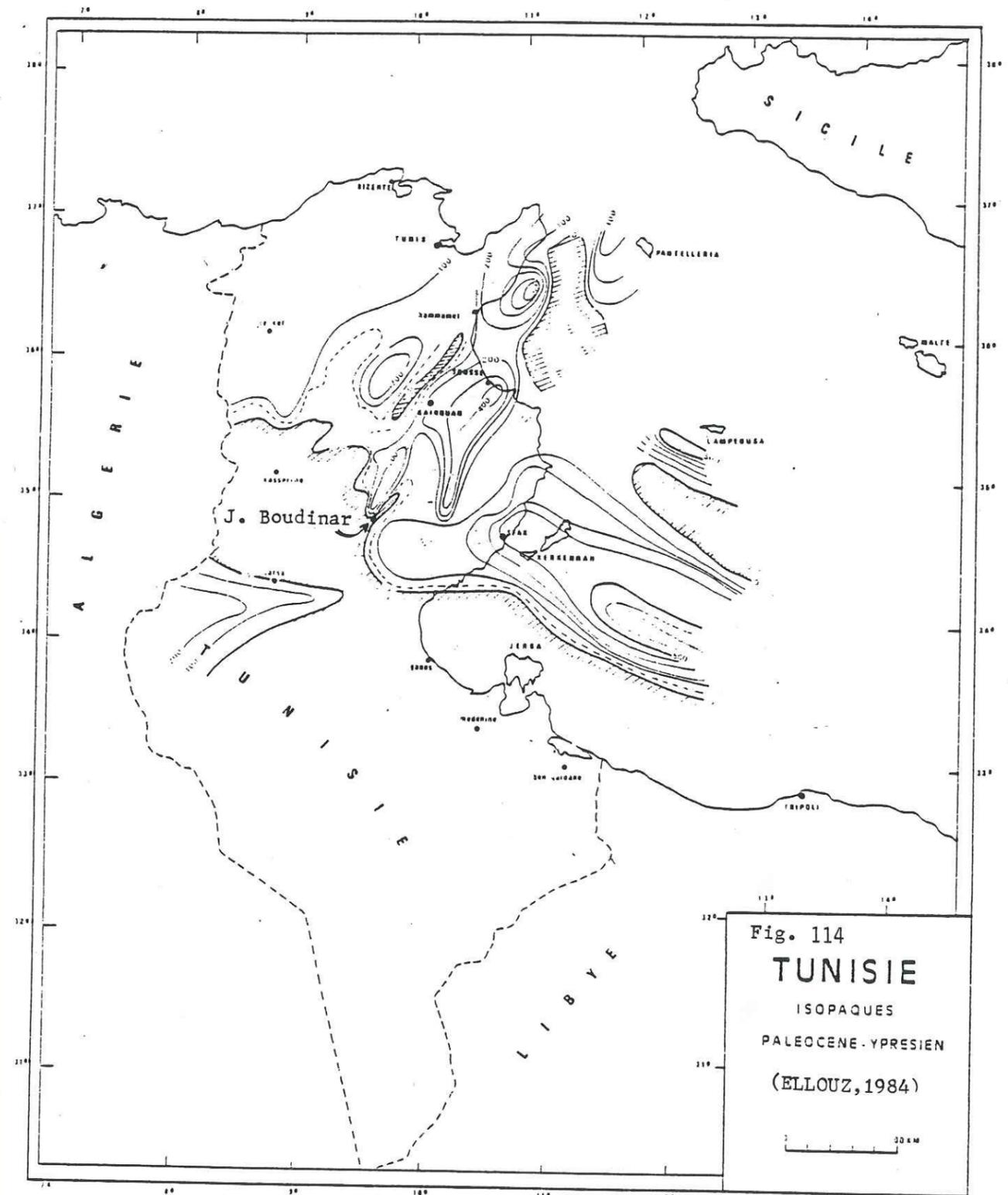
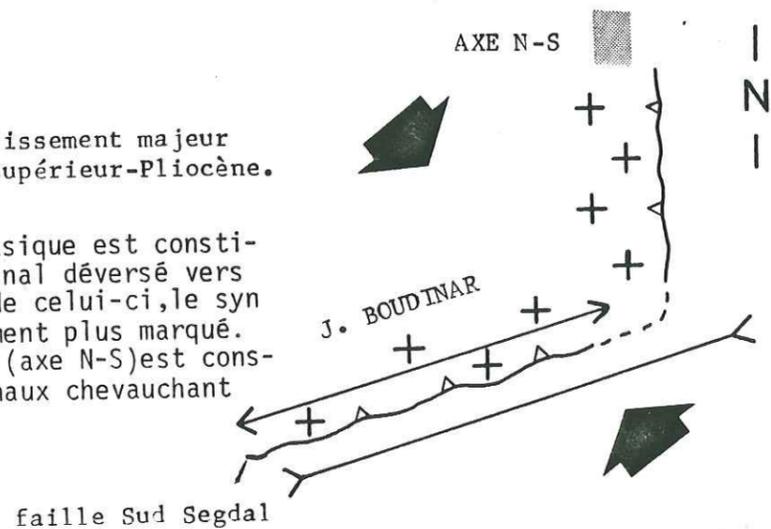
2. De l'Aquitainien au Tortonien inférieur.

Le long du futur anticlinal, les directions N 140 et N 60 fonctionnent en extension. Au sein du futur synclinal des J. Boudinar-Lhassem, un jeu en extension des failles atlasiques est supposé.



3. La phase de plissement majeur du Tortonien supérieur-Pliocène.

La direction atlasique est constituée d'un anticlinal déversé vers le SE. Au front de celui-ci, le synclinal est nettement plus marqué. La direction N-S (axe N-S) est constituée d'anticlinaux chevauchant vers l'Est.



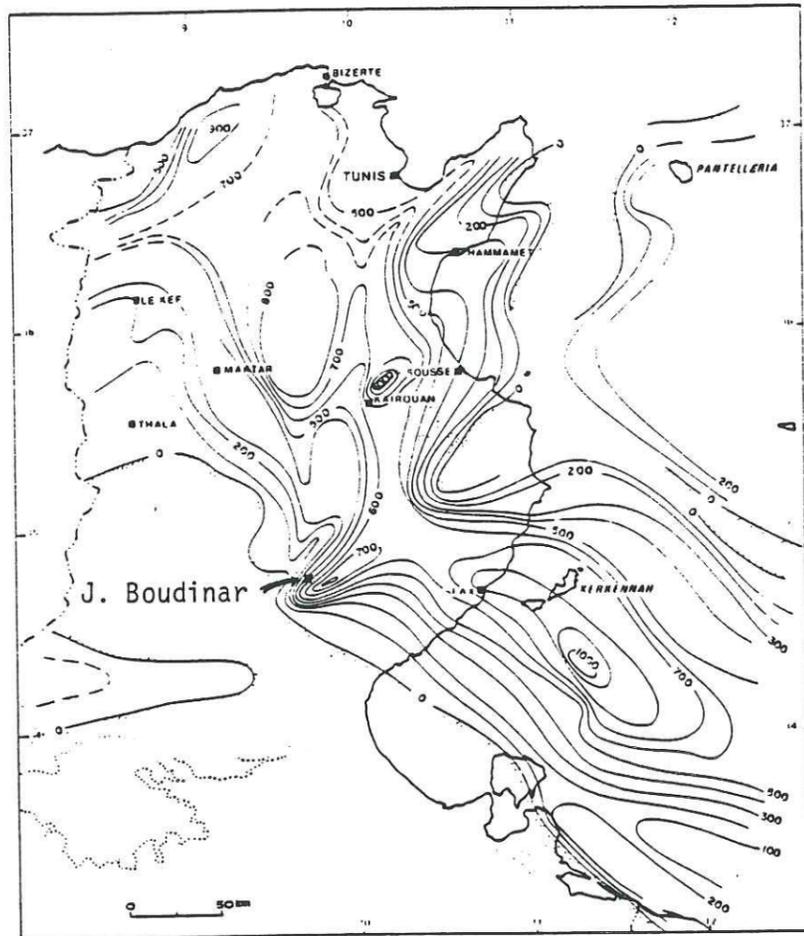


Fig. 116

Isopaques de
la formation
SOUAR et de ses
équivalents
latéraux.
(Lutétien sup.-
Priabonien)
(Burolet-Ellouz,
1986)

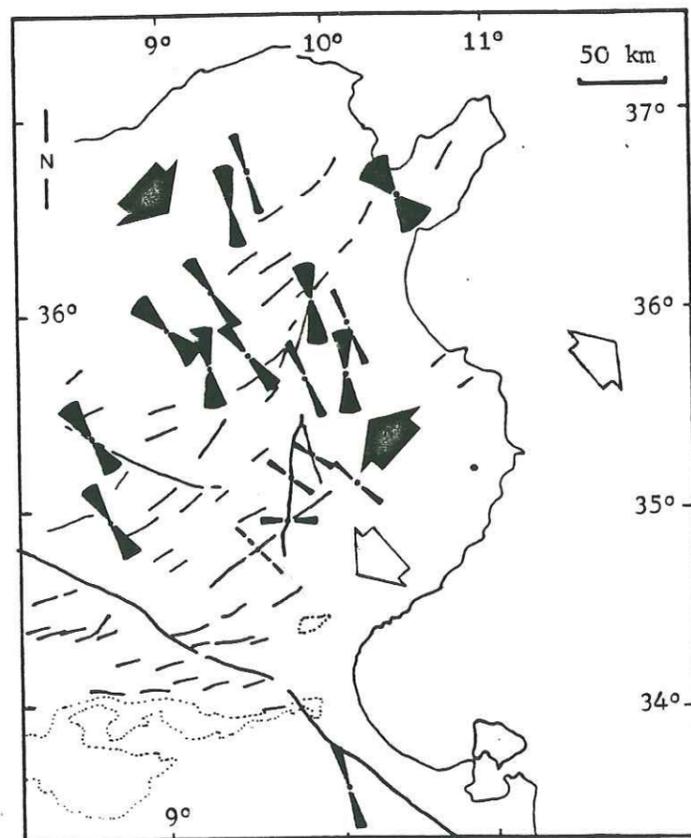


Fig. 115 La phase de
compression NW-SE de l'Eo-
cène inférieur, en Tunisie
occidentale. (d'après
Letouzey, 1980, complété)

direction de
raccourcissement

* la direction N-S : elle délimite la Tunisie occidentale de la Tunisie orientale et Pelagienne très fracturée et subsidente.

* la direction E-W : elle est représentée par le fossé de Gafsa.

* la direction NW-SE : elle structure le fossé de Sfax et la partie septentrionale du Golfe de Gabès. Cette direction est réactivée lors de la phase d'extension NE-SW paléocène à l'origine du golfe Syrte (Guimari-Kanes, 1985).

- En conclusion, du Maastrichtien supérieur au Lutétien inférieur, l'Axe N-S et la flexure de Zaghuan structure la Tunisie en deux domaines. Au NW et à l'W, la Tunisie occidentale et septentrionale est contrôlée par un régime en compression orientée NW-SE à NNW-SSE. A l'Est, la Tunisie orientale et la Mer Pelagienne sont structurées par une extension orientée NE-SW.

2 - L'Eocène supérieur : la Formation Souar (Djebes)

2.1 - Au Jebel Boudinar : (fig.113).

La Formation Djebes est présente dans tout le secteur étudié. Une sensible augmentation d'épaisseur du NW au SE est observée. Sur la bordure sud du synclinal des J. Boudinar-Lhassem, la Formation Souar repose en discordance angulaire (5 à 10°) sur la Formation Abiod (Campanien-Maastrichtien inférieur). En l'absence de structure compressive, cette géométrie résulterait d'un collapse salifère. Il serait actif dès le Paléocène-Eocène moyen (discordance) et poursuivrait son effondrement au cours du dépôt de la Formation Souar (variation d'épaisseur), (fig.112).

2.2 - En Tunisie :

- La carte d'isopaques de la Formation Souar (fig.116) met en évidence les directions majeures actives au cours de l'Eocène supérieur. Il s'agit de :

* la direction atlasique : elle est représentée par l'axe Kairouan-Hammamet, le bombement Mahdia-Nord Lampeduse et l'axe atlasique de Tunisie Centrale allant du J. Meloussi à la zone de Chorbane (Sahel).

* la direction NW-SE : elle guide l'effondrement du Golfe de Gabès en liaison avec l'ouverture du Golfe de Syrte.

* la direction N-S : l'Axe N-S fonctionne en ride séparant la Tunisie occidentale de la Tunisie orientale. Un jeu décrochant senestre de l'accident de socle est envisagé par Ouali (1985).

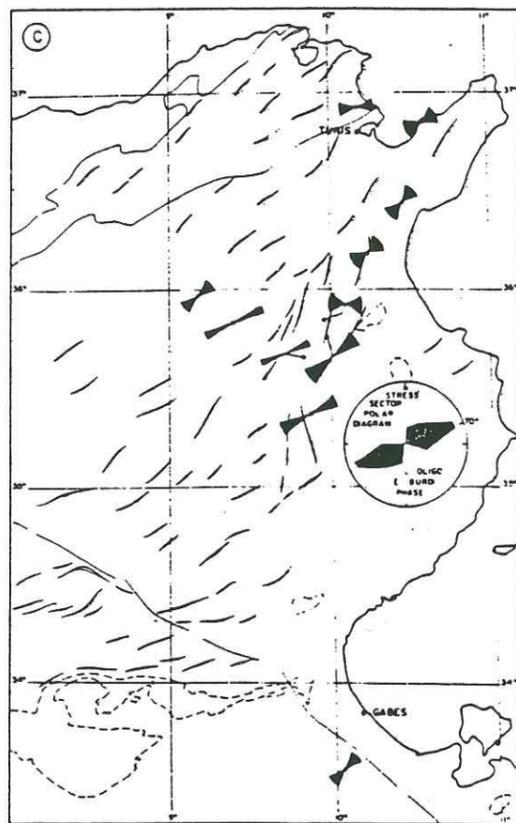


Fig.117 La phase de compression ENE-WSW , fini-Oligocène-Burdigaliennne inférieure. (Letouzey, 1980)

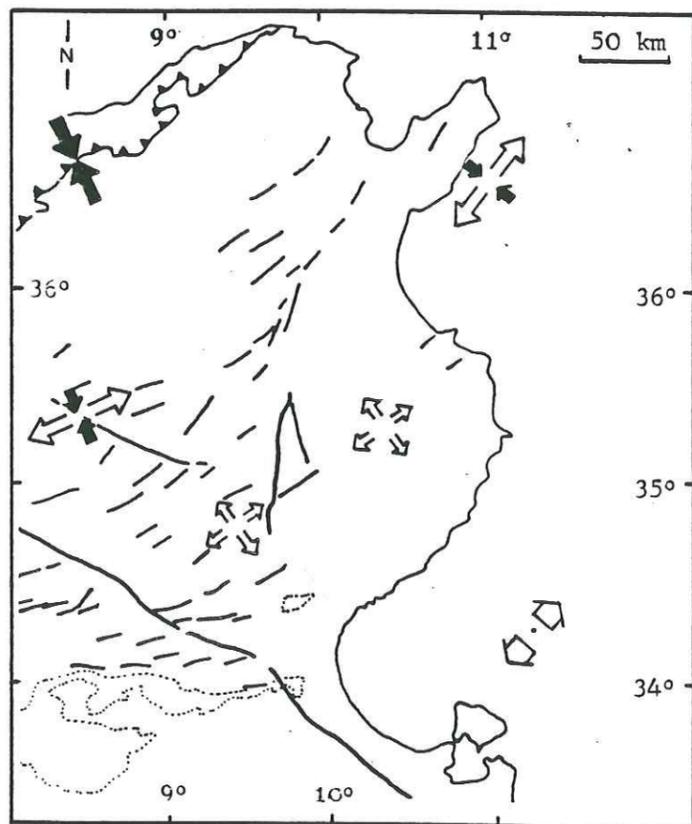


Fig. 118 La déformation au Miocène moyen en Tunisie et en Mer Pelagienne.

- Quelques indices de compression ont été décrits en Tunisie. Il s'agit :

- * du jeu lutétien du pli-faille du J. Kordj (Haller, 1983), situé dans le prolongement de l'axe atlasique de Tunisie centrale allant du J. Meloussi au J. Krechem el Artsouma, vers le Sahel.
- * de la formation du haut-fond de Chorbane (Sahel, Haller, 1983), lui aussi de direction atlasique.
- * la Tunisie occidentale serait soumise à un régime en compression (orientée NW-SE) qui affecte tout le Maghreb occidental (Obert, 1981 ; Wildi, 1983 ; Letouzey, 1980, fig.115).

- Toutefois, l'Eocène semble surtout marqué par la formation de rides salifères. Elles sont soit de direction atlasique (ride de Sousse, Kairouan, Haller 1983) soit de direction subméridienne (Axe N-S ; J. Chérail, Yaich, 1984).

- Des indices d'extension sont relevés en Mer Pelagienne. En réponse à l'extension NE-SW, on note l'élargissement des zones subsidentes orientées NW-SE.

La fin de l'Eocène est marquée par un bouleversement majeur. Il est souligné par une discordance angulaire située entre la Formation Souar, et la Formation Fortuna où Aïn Grab (Ouali, 1984). Cette discontinuité est associée au jeu chevauchant de l'Axe N-S. Il traduit un serrage NW-SE (Ouali, 1984) à E-W (Gourmelen, 1984), plus ou moins oblique selon des structures guidées.

3 - L'Oligocène :

3.1 - Au J. Boudinar :

La Formation Fortuna est peu épaisse au J. Boudinar. Cela s'explique par une localisation à l'écart des zones de transit du matériel détritique. Le contrôle structural ne peut être défini dans ce chaînon.

3.2 - En Tunisie :

L'Oligocène est marqué par un régime en extension. La sédimentation gréseuse envahit des grabens orientés N 45-60 et N 130. La déformation oligocène résulte d'un régime en distension dont la contrainte maximum T1 est verticale. Les contraintes T3 et T2 situées dans le plan horizontal étant orientées NE-SW et/ou NW-SE.

4 - Le Miocène inférieur à moyen : les Formations Messioua, Oued et Hammam, Aïn Grab et Oum Douil.

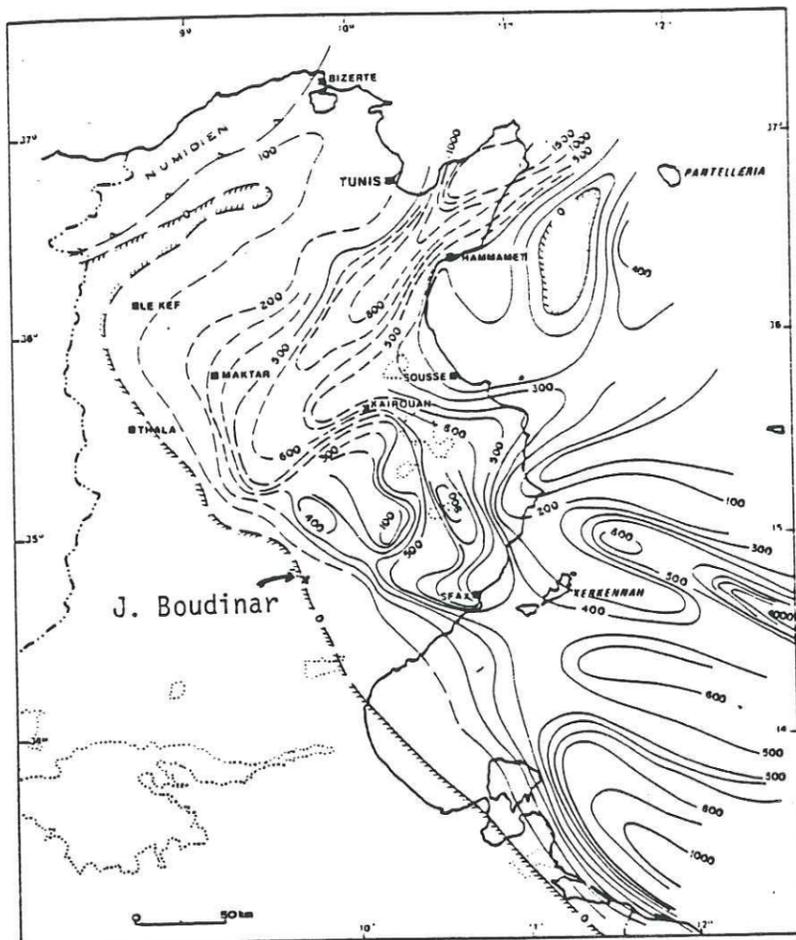


Fig. 119

Isopaques de
l'Oligocène
et de l'Aqui-
tanien.

(Burolet et
Ellouz, 1986).

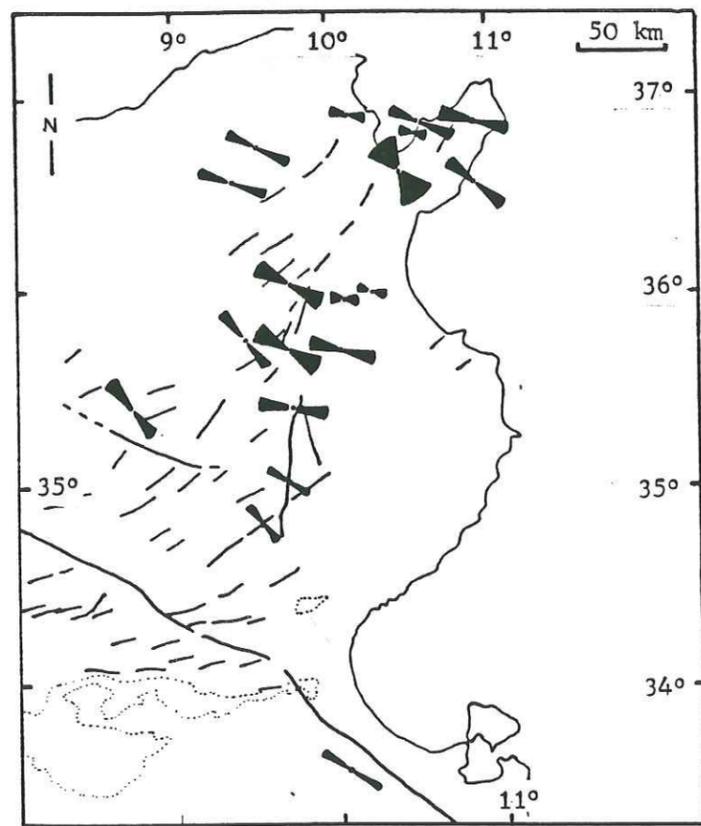


Fig. 120 La phase de compression NW-SE du Tortonien supérieur-Pliocène en Tunisie occidentale, (d'après Letouzey, 1980, complété).

4.1 - Au J. Boudinar : (fig.113).

Le dépôt des Formations Messioua et Aïn Grab est contrôlé par le jeu de deux directions structurales majeures : la direction atlasique et l'Axe N-S.

- La direction atlasique est marquée par une structure haute à l'aplomb de l'anticlinal actuel et une structure subsidente (J. Lhassem) sur la bordure sud du synclinal actuel. Le jeu normal de la faille Nord Segdal (N 60), auquel pourrait être associé le fonctionnement normal hypothétique de la faille du Khanguet er Rehana (discordance angulaire à la base de la Formation Messioua), traduirait un jeu en extension le long de la direction atlasique.

- L'intersection du J. Boudinar s.s. (direction atlasique) avec l'Axe N-S est une zone haute, comme le montre l'absence de dépôt et l'orientation (N 140 à N 160) des chenaux dirigés vers le NW au sein de la Formation Aïn Grab. Cela illustre la persistance d'un domaine émergé depuis le Paléocène. On peut y voir un effet de bord lié au diapir du J. Rhéouis. Vers le Sud, c'est le jeu de la direction atlasique qui domine, puisque le prolongement vers le SE de la zone subsidente du J. Lhassem, forme un ensellement au sein de l'Axe N-S.

- Les formations Beglia et Saouaf (Miocène moyen) traduisent un calme structural. Elles scellent les structures antérieures, et ne présentent pas de variations d'épaisseur importante. Seuls quelques indices d'extension ont été observés sur le flanc N du J. Boudinar. Deux directions sont associées N 140 et N 60. Cette dernière famille traduit le dernier jeu en extension de la faille Nord Segdal.

La déformation aquitanienne à anté-tortonienne supérieur du Jebel Boudinar résulte du jeu en extension de deux directions structurales N 60 et N 140. L'influence du réseau rhéomatique se traduit essentiellement par le jeu de la direction atlasique (NE - SW).

4.2 - En Tunisie :

Le dépôt de la Formation Aïn Grab est précédé par une phase de compression orientée N 65-70 (Letouzey, 1980; fig.117). Elle se traduit par une discordance angulaire en Tunisie septentrionale et le long de l'Axe N-S. Cette déformation peut être associée à la phase de compression qui est à l'origine des reliefs de l'Aurès (Algérie), lesquels sont partiellement ennoyés par la transgression du Miocène moyen.

Cette phase de compression ne serait pas observée en Tunisie centro-méridionale (Burolet, 1956).

Les études récentes montrent que la déformation est plutôt distensive (fig.118). Ainsi au J. Gatrana (flanc W de l'Axe N-S), Blondel (in Tricart et al., 1986) met en évidence une structuration

en panneaux effondrés. Elle affecte les grès oligocènes et est scellée par le toit des sables de la Formation Beglia (Miocène moyen). De même Philip et al., (1986) propose l'ouverture au Miocène moyen des fossés transverses (N 140) de Tunisie centrale attribuée au Quaternaire jusqu'alors (Buroillet, 1956). Dans le Sahel, Haller (1983) montre la persistance du régime distensif oligocène.

La déformation distensive résulterait d'une extension multidirectionnelle, orientée NW-SE et NE-SW. Elle mobilise les directions atlasiques et le faisceau NW-SE (cartes d'isopaques, Ellouz, 1984 ; fig.119). Elle expliquerait l'inversion des mouvements verticaux des structures préexistantes (comparer fig.116 et la fig.119).

5 - La phase de plissement du Tortonien supérieur-Pliocène:

5.1 - Au Jebel Boudinar : (fig.113).

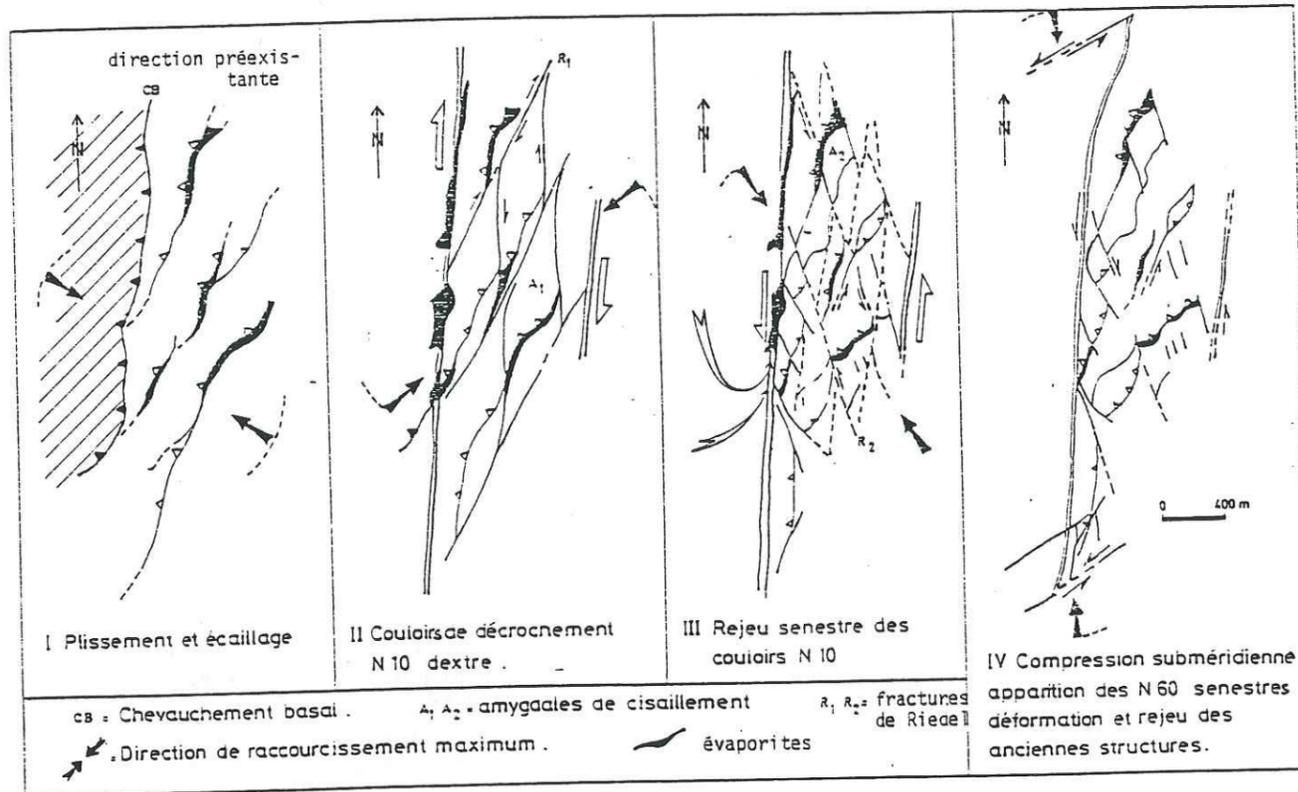
La Formation Segui repose en discordance angulaire (15 à 20°) sur la Formation Aïn Grab. Les discordances en éventail observées aussi bien sur le flanc N que sur le flanc S du J. Boudinar, traduisent le bombement progressif de l'anticlinal et le pincement du synclinal. L'aspect pincé du synclinal et la migration de son axe vers le NW, associés à la présence locale du faciès conglomératique torrentiel, suggère le déversement de la structure vers le SE, entraînant ainsi le drainage des produits d'érosion vers la fosse synclinale.

Outre la mobilisation de la direction atlasique, on constate aussi le bombement de l'Axe N-S.

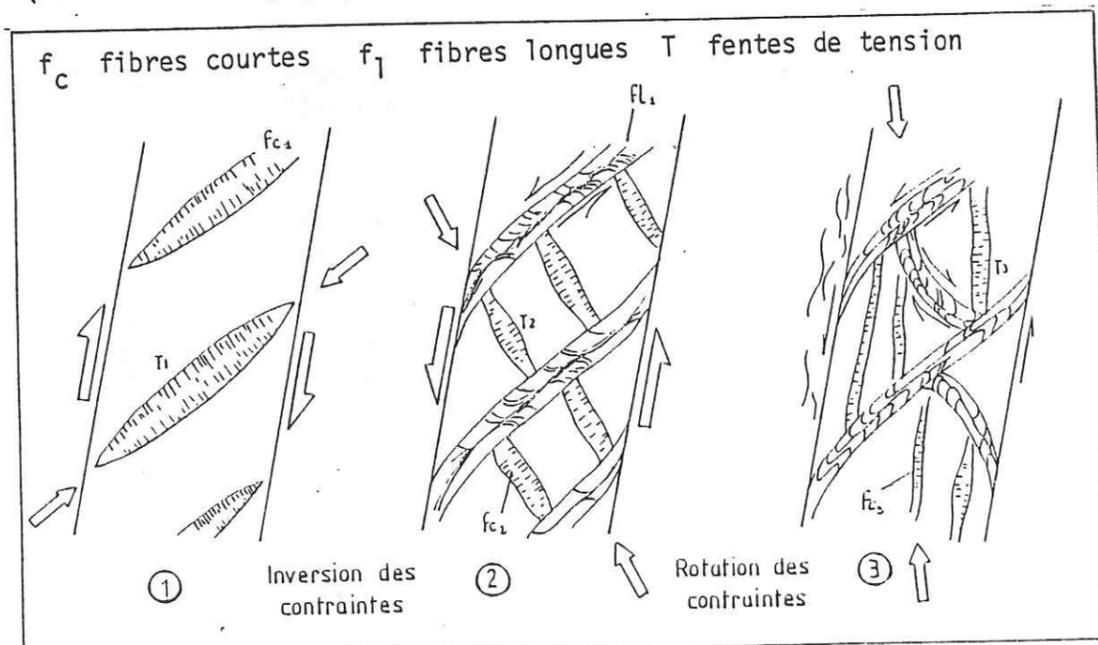
Cette déformation traduit une phase compressive dont la contrainte maximum (T1) serait orientée NW-SE à WNW-ESE.

5.2 - En Tunisie :

Tous les auteurs s'accordent sur l'âge de cette déformation. Elle se traduit par la mise en place des nappes septentrionales (Rouvier, 1977) et l'amplification des structures plissées de l'Eocène terminal (Yaich, 1984; Ouali, 1984; Gourmelen, 1984). La subsidence s'accélère en Mer Pélagienne où elle réutilise les directions des bassins crétacés (Hammamet, Gabès) (Ellouz, 1984). La direction de compression est orientée NW-SE (Letouzey, 1980), (fig. 120).



Le couloir de décrochement N 10 de la bande frontale du J. Bou Zer Sud (localisation fig.2) - Genèse et évolution.(d'après Gourmelen,1984).



Aïn Bou Zer : Chronologie des déformations associées aux microcouloirs de décrochement N 10 . Analyse des générations de fibres et de leur relations au sein des fentes de tension colmatées par du gypse blanc triasique. (d'après Gourmelen,1984).

Fig. 121 L'Axe N-S a un jeu décrochant polyphasé : analyse et synthèse proposées par Gourmelen (1984).

CHAPITRE VIII

LES STRUCTURES LIEES AUX SERRAGES ATLASIQUES (Miocène supérieur à Actuel)

I - LE JEBEL BOUDINAR : un paléoseuil en compression

1 - Cadre structural : (Pl VIII)

Le Jebel Boudinar constitue l'extrémité NE du pli atlasique. L'anticlinal atlasique est ici subcylindrique. Son axe est orienté N 45-60 et plonge de 20° vers le SW. Le flanc NW est très penté (60° à 80° NW). Le flanc sud-est est redressé (80°) voire inverse.

L'extrémité orientale de l'anticlinal présente une torsion senestre liée au jeu senestre de l'Axe N-S (jeu décrochant polyphasé dans le détail, fig.121).

Le long du flanc SE de l'anticlinal, le jeu chevauchant de l'accident Sud Segdal (N 80) (paléofaille du Crétacé inférieur, p. 121) accompagne le déversement de la voûte anticlinale sur le flanc SE du pli.

Vers le Sud-Est, l'anticlinal du J. Boudinar est bordé par un synclinal atlasique (J. Boudinar-Lhassem). Celui-ci n'est pas affecté par l'Axe N-S.

Nous interprétons la terminaison nord-orientale du J. Boudinar comme un "jeu en lanière" chevauchant-décrochant guidé par des directions structurales héritées : l'Axe N-S et la direction atlasique NE-SW (fig.122 et 123).

2 - Les structures :

2.1 - Les structures précoces : (fig.124)

La sédimentation du J. Boudinar a été contrôlée par deux directions majeures : l'Axe N-S et la direction atlasique, NE-SW.

* Le jeu de l'Axe N-S se traduit par des mouvements halocinétiques. Ils se traduisent par:

- un seuil aptien orienté N-S large de 4 à 5 km, temporairement démantelé au cours du Cénomanién-Turonien (P.3,ch.4.).

- une fosse périphérique de second ordre liée à l'intrusion (stade diapir) des évaporites triasiques au cours du Sénonien (P.3,ch.6).

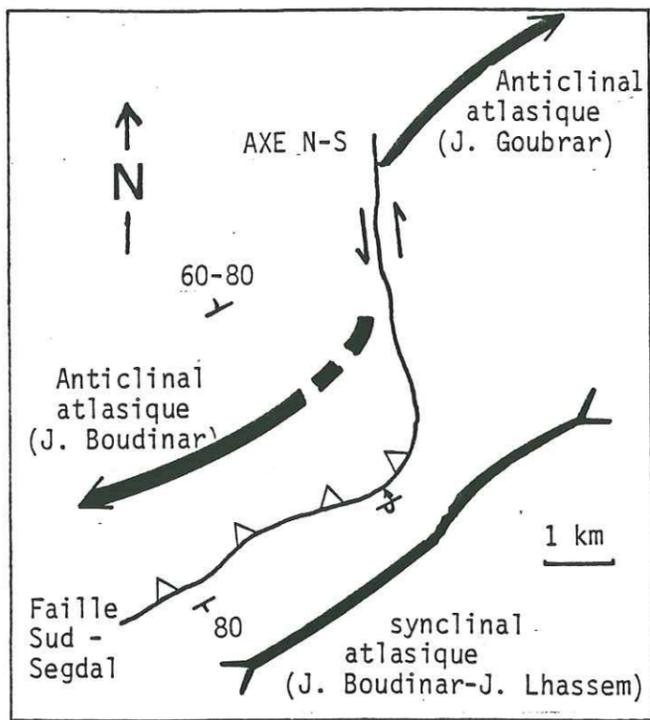


Fig.122 Contexte structural du J. Boudinar :

Le jeu sénestre kilométrique de l'Axe N-S provoque le tronçonnement de l'Axe atlasique initial en deux segments: le J. Boudinar et le J. Goubrar. La faille Sud Segdal guide le chevauchement de l'anticlinal du J. Boudinar sur le synclinal du J. Boudinar-J. Lhassem. Le synclinal du J. Boudinar-Lhassem n'est pas affecté par l'Axe N-S. La déformation est donc localisée dans un "tiroir" délimité par la rampe latérale : Axe N-S et la rampe frontale : faille Sud Segdal.

Fig. 123 Le tiroir limité par l'Axe N-S et la faille Sud Segdal est subdivisé en deux ensembles par la faille Nord Segdal :

- I : unités J. Boudinar et Ksar Boudinar qui subissent une rotation sénestre.
- II : unités Oued Defla et Oued Brahim chevauchantes vers le SE.

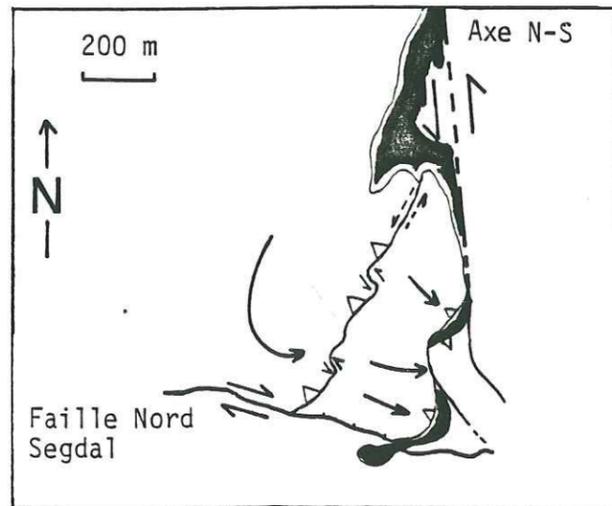
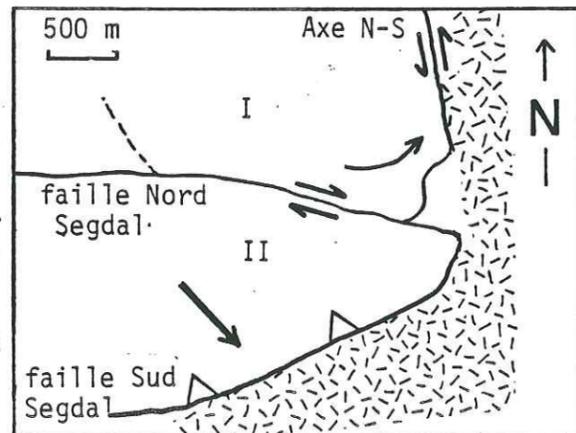


Fig.125 La déformation au sein des unités J. Boudinar et Ksar Boudinar.

La rotation sénestre de l'unité J. Boudinar est induite par le jeu décrochant dextre de la faille Nord Segdal. L'unité J. Boudinar est alors chevauchante sur l'unité Ksar Boudinar. Le contact correspond à la reprise d'une paléofaille normale hauterivienne. L'unité Ksar Boudinar se téléscope avec l'unité J. Rhaba Souda. Le contact entre ces deux unités est caractérisé par l'ex-trusion de matériel salifère triasique.

* La direction atlasique interfère avec ce dispositif, notamment lors de l'ébauche des soulèvements atlasiques à partir du Sénonien basal. Ainsi, la fosse diapirique disparaît à l'aplomb de l'anticlinal, et se trouve limitée au coin NE du J. Boudinar.

Ce double contrôle structural se traduit par une superposition de structures positives synsédimentaires à série réduite, voire épisodiquement très réduite (Aptien). La faible épaisseur de la série peut expliquer pour partie, la complexité (replis secondaires) de la déformation au J. Boudinar vis à vis de celle du J. Segdal où la série est plus complète. Enfin, le plongement actuel de l'anticlinal est en partie hérité de l'inclinaison de la pente du seuil aptien du J. Boudinar.

2.2 - Les structures compressives du Miocène supérieur à Actuel :

La terminaison nord-orientale du J. Boudinar peut être subdivisée en cinq unités (PL. VIII). Le "tiroir" constitué par le compartiment délimité par l'Axe N-S et la faille Sud Segdal est subdivisé en deux grands ensembles par le prolongement oriental de la faille Nord Segdal (fig.123). Le premier au Nord, regroupe les unités J. Boudinar et Ksar Boudinar. Le second au Sud, est constitué par les unités Oued Delfa et Oued Brahim. Le jeu décrochant dextre de la faille Nord Segdal est responsable du rebroussement des couches des différentes unités bordières.

L'unité de J. Rhaba Souda regroupe le flanc SE de l'anticlinal atlasique, ainsi que le compartiment oriental de l'Axe N-S.

2.2.1 - Les unités du Jebel Boudinar et du Ksar Boudinar:

Ces deux unités sont limitées par des couloirs décrochants : (fig.125).

- au NE, l'Axe N-S à jeu sénestre,
- au SW, la faille Nord Segdal à jeu dextre.

Le contact de ces deux unités avec l'Axe N-S est jalonné par un pointement extrusif d'évaporites triasiques. Le rebroussement des couches au voisinage de cette cicatrice évaporitique peut être subdivisé en deux stades (fig.126) :

- 1 - Le rebroussement des Formations anté-croûte villa-françienne serait lié au serrage atlasique du Miocène supérieur.
- 2 - Le rebroussement de la croûte calcaire villa-françienne résulterait d'une reprise en compression post-villa-françienne.

* L'unité du J. Boudinar est constituée par le flanc Nord de l'anticlinal atlasique. Cette unité repose sur l'unité du Ksar

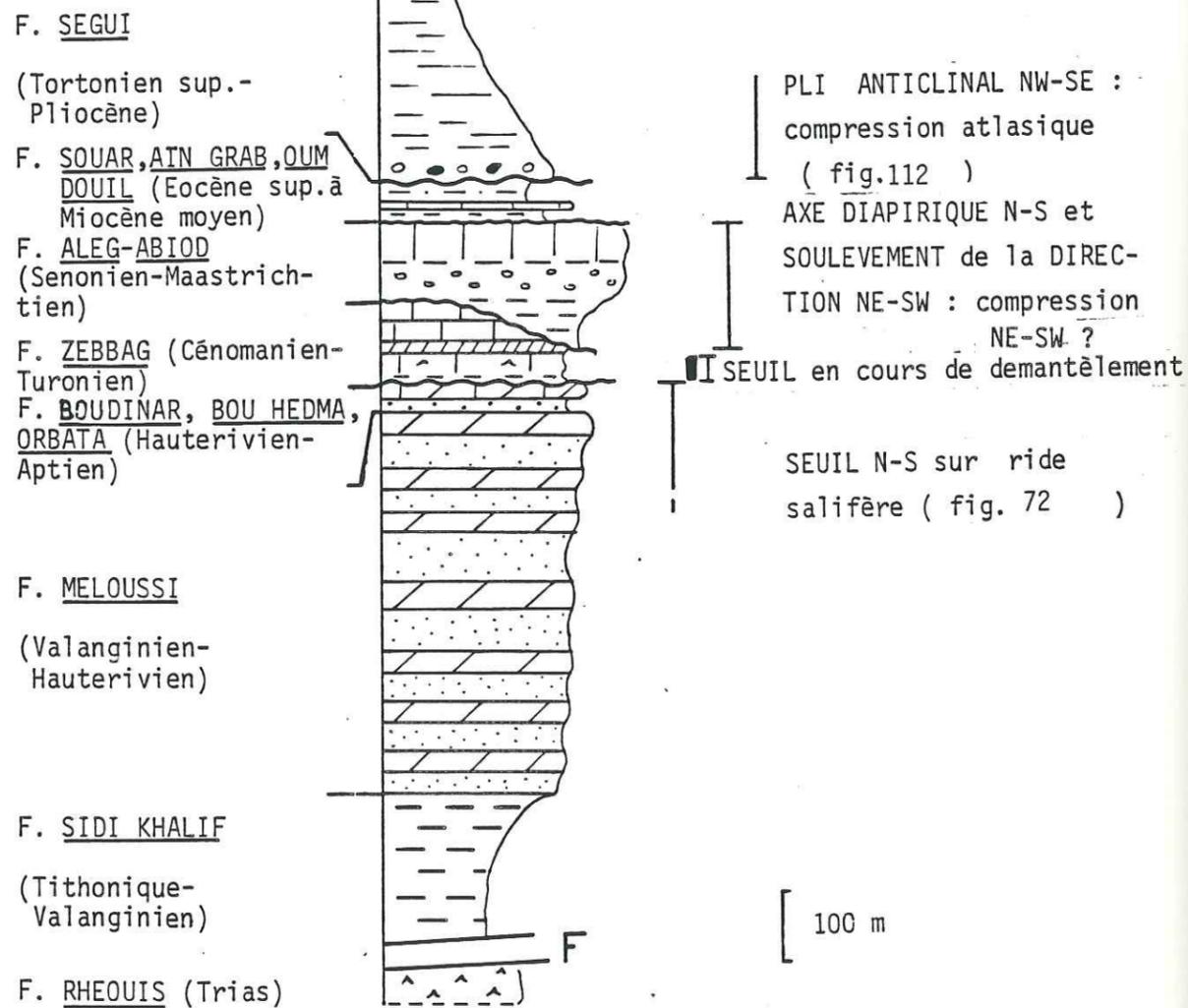


Fig. 124 Synthèse des structures précoces du J. Boudinar. La superposition des seuils (Crétacé inférieur et moyen) et d'un anticlinal primitif (Crétacé terminal), se traduit par une série stratigraphique réduite. Il en découle une déformation plus accentuée dans le détail, qu'au J. Segdal où la série est plus complète.

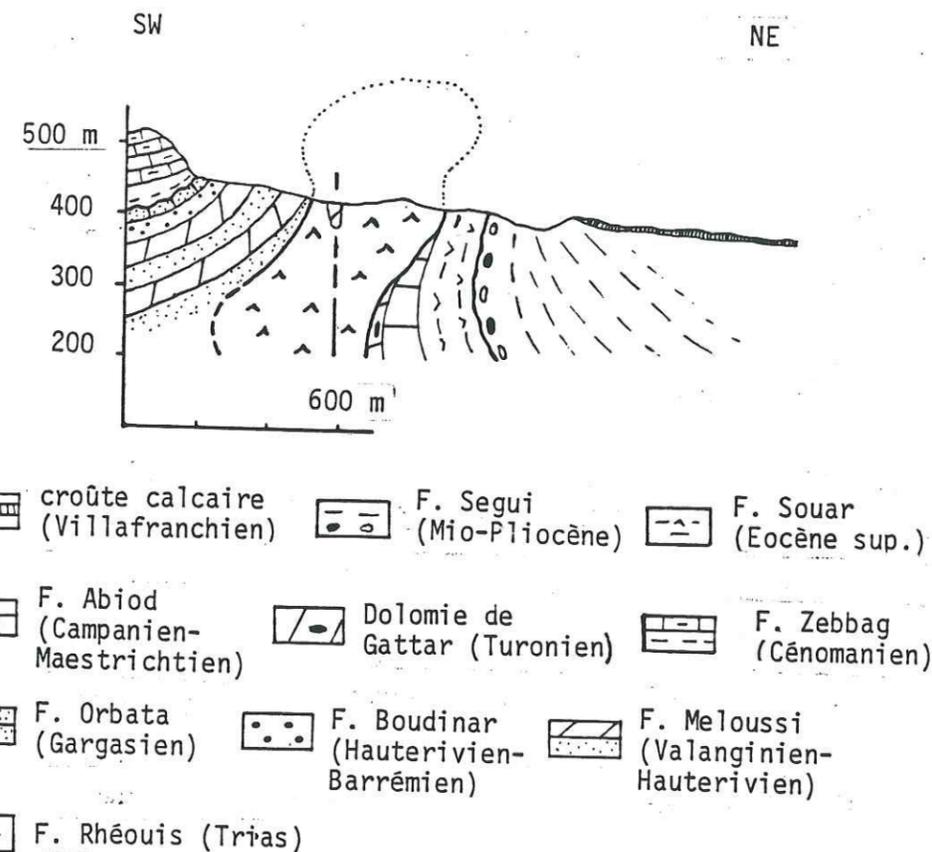


Fig. 126 Coupe E-E' (PL VIII) à l'intersection du J. Boudinar et de l'Axe N-S. Les évaporites triasiques liées aux structures diapiriques du Crétacé, sont remobilisées lors des serrages atlasiques. Elles sont expulsées vers l'Est, provoquant ainsi le rebroussement des séries Mio-Pliocène et Villafranchien. Dans le détail, les lentilles de dolomie issue de la Formation Meloussi peuvent être attribuées au jeu décrochant de l'Axe N-S.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

27 AOUT 2003

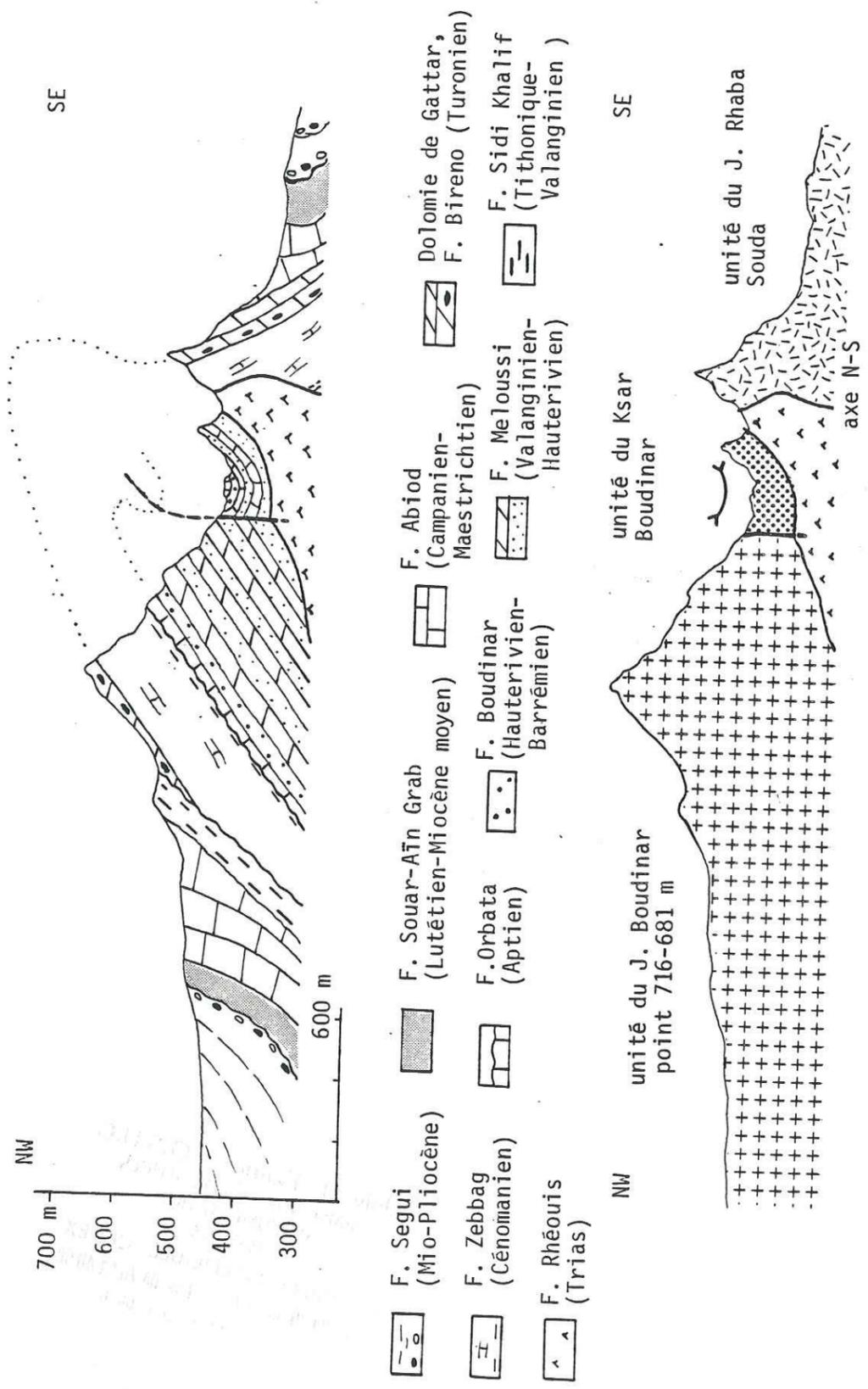


Fig. 127 Coupe géologique A-A' et coupe des unités structurales du J. Boudinar. (localisation et nomenclature : voir Pl VIII).

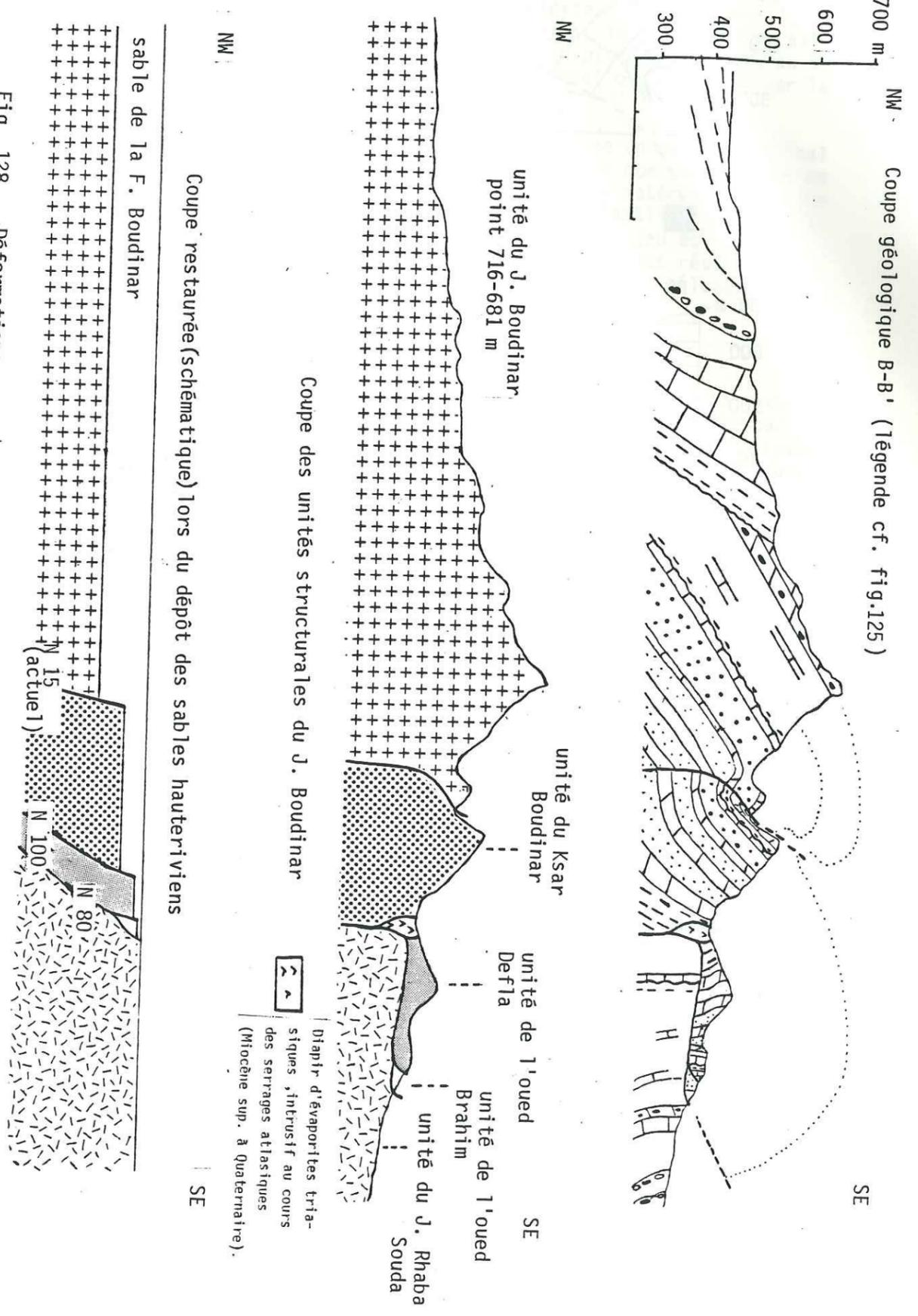
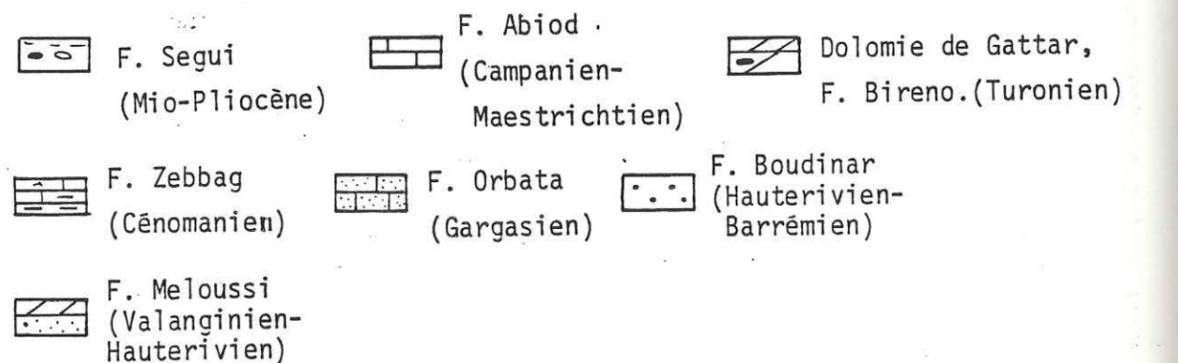
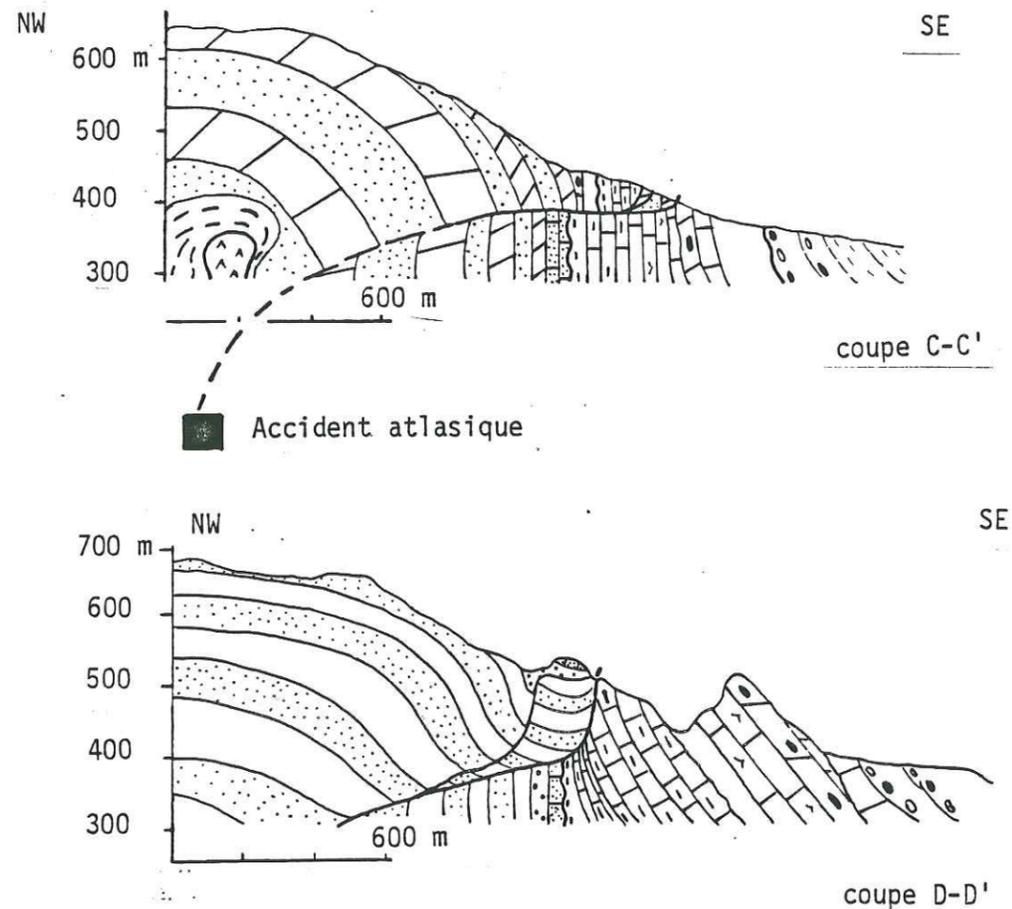


Fig. 128 Déformations superposées au droit d'une rampe frontale: la faille Sud Segdal (J. Boudinar, flanc SE, coupe B-B', Pl VIII).



Coupe restaurée lors du dépôt
des sables de la Formation Boudinar

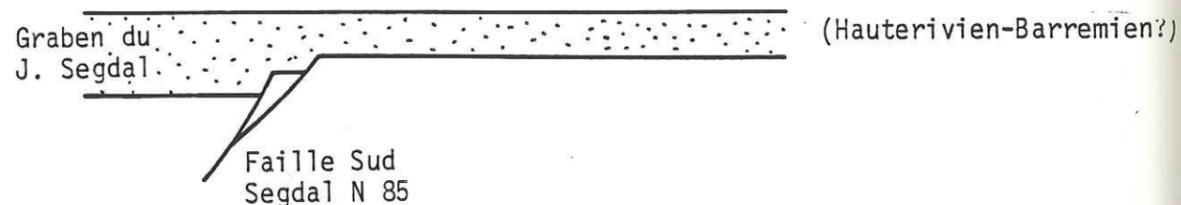


Fig. 129 Coupes géologiques C-C' et D-D'. Elles illustrent l'inversion de la faille Sud Segdal (paleofaille hauterivienne) lors des serrages atlasiques.

Boudinar par l'intermédiaire d'une faille décrochante-chevauchante. Cette surface réutilise celle d'une faille normale hauterivienne (compartiment nord effondré) (Pl. I hors texte). Dans le détail, le mouvement de la faille est décrochant dans la partie orientale, alors que vers l'Ouest il devient de plus en plus chevauchant au SW (fig.125). Ce déversement du secteur occidental est favorisé par le jeu dextre de la faille N. Segdal.

* L'unité du Ksar Boudinar constitue un repli synclinal au front de l'unité du J. Boudinar (fig.127). Le contact sud-est de l'unité Ksar Boudinar est jalonné d'une bande de matériel triasique (fig.127). Dans la partie orientale, le contact réutilise des failles N 170. Elles sont satellites de l'Axe N-S. Leur jeu est daté syn-campanien (F. Abiod). Ces failles délimitent des blocs résistants de l'unité J. Rhaba Souda. L'unité Ksar Boudinar vient se télescoper sur ces blocs.

2.2.2 - Les unités Oued Delfa et Oued Brahim :

L'unité Oued Delfa est constituée par la voûte anticlinale atlasique. L'unité Oued Brahim est représentée par un paléobloc hauterivien plissé et cisailé (fig.128 et 129). Cette paléostruture constituait la bordure sud du graben N 65-85 du J. Segdal.

Ces deux unités chevauchent l'unité du J. Rhaba Souda par l'intermédiaire de la faille inverse sud Segdal (fig.128). Le contact est jalonné de lambeaux de la Formation Meloussi, appartenant à l'unité Oued Delfa. Ils résultent du cisaillement de la base de l'unité Oued Delfa. Les stries horizontales définissent une direction de déplacement N 140-145. Le déplacement de ces deux unités est guidé par des rampes latérales dextres N 110 et N 130 qui réutilisent les plans de failles syn-cénomaniennes (fig.130).

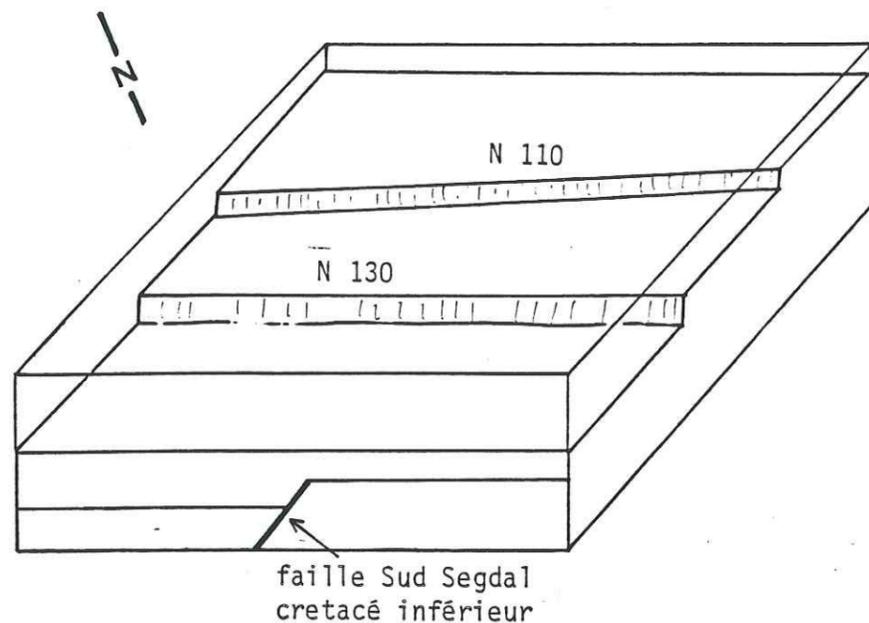
Cette géométrie explique que la flèche du chevauchement, faible au niveau du J. Segdal, devienne de plus en plus importante vers l'ENE.

Le dernier jeu de la faille Nord Segdal est postérieur au dépôt de la Formation Segui (Mio-Pliocène) puisque celle-ci est redressée au sein de l'unité du J. Rhaba Souda (fig.129).

3 - La tectonique compressive du J. Boudinar : essai de synthèse

Le jeu décrochant sénestre de l'Axe N-S, provoque une virgation sigmoïde de l'axe atlasique initial (N 65) constitué par les J. Boudinar et Goubrar (fig.122).

Dans ce contexte, l'axe anticlinal du Jebel Boudinar subit une torsion sénestre de 25° à 45°. L'extrémité SE du J. Boudinar montre le passage du SW vers le NE d'un style chevauchant (vers le SE) à un style cisailant puis décrochant au NE.



Fracturation cénomaniennne N 110- N 130 en extension au sein de l'unité Oued Defla.

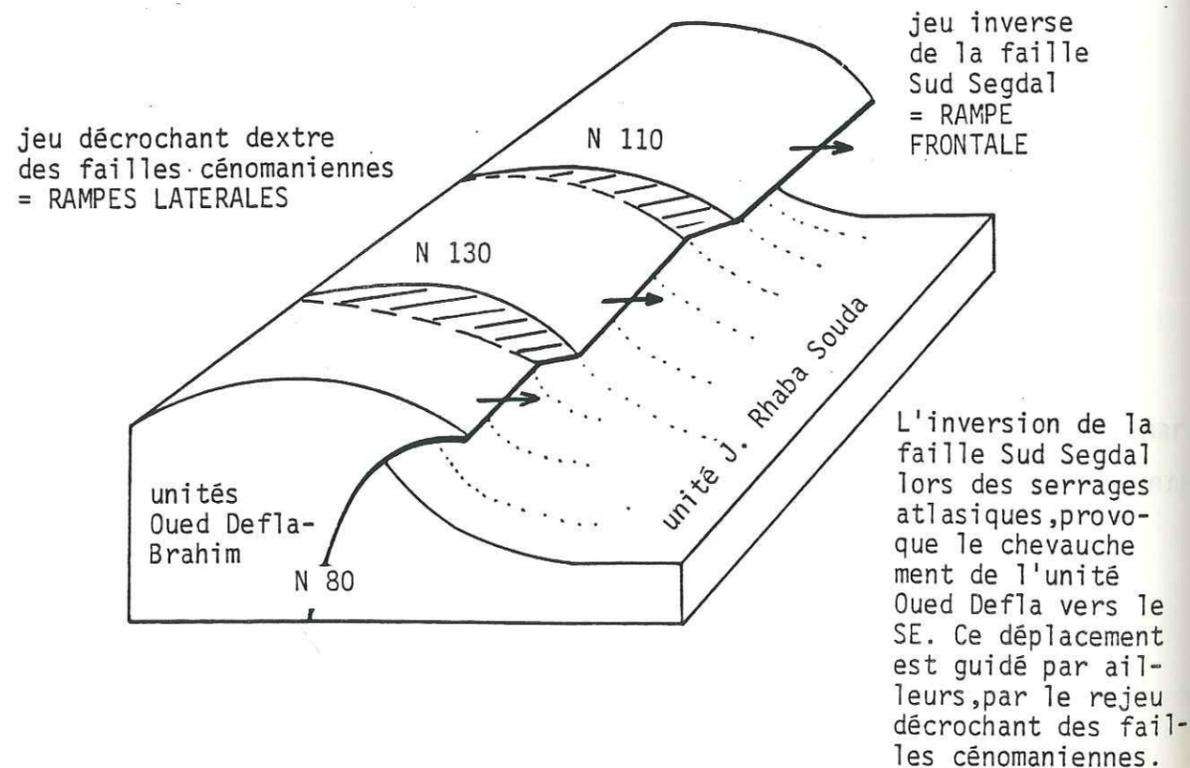


Fig. 130 Serrages atlasiques de paleofailles normales du Crétacé inférieur et du Cénomanienn = jeu selon rampe frontale et rampe latérale.

La couverture est ainsi décollée selon une direction de déplacement N 140-145.

Cette déformation est guidée par deux structures majeures : l'Axe N-S (= rampe latérale) et la direction atlasique (faïlle Sud Segdal = rampe frontale).

Le jeu chevauchant-cisaillant, le long de l'Axe N-S, est favorisé d'une part par la faible épaisseur de la série, liée au haut-fond ébauchée au Crétacé inférieur et persistant depuis, et d'autre part par les évaporites triasiques. Le jeu chevauchant de la faïlle Sud Segdal inverse la paléostucture distensive du Crétacé inférieur.

En coupe, la surface de la faïlle est constituée de rampes (témoin de la faïlle normale crétacée) et de paliers.

En carte, ce jeu est guidé par des rampes latérales héritées.

Cette inversion résulte d'un serrage dont les effets sont localement plus important que ceux dus à de la déformation distensive crétacée. En effet, au J. Boudinar et au Crétacé, le graben atlasique interférait avec le seuil subméridien lié à l'Axe N-S.

Ce premier dispositif est ensuite exagéré par les jeux conjugués de l'Axe N-S (sénestre) et de la faïlle Nord Segdal (dextre). Ils délimitent un coin enregistrant des déformations internes compressives liées aux mouvements relatifs de paléoblocs décimétriques hauteriviens (unité ksar Boudinar et Jebel Boudinar).

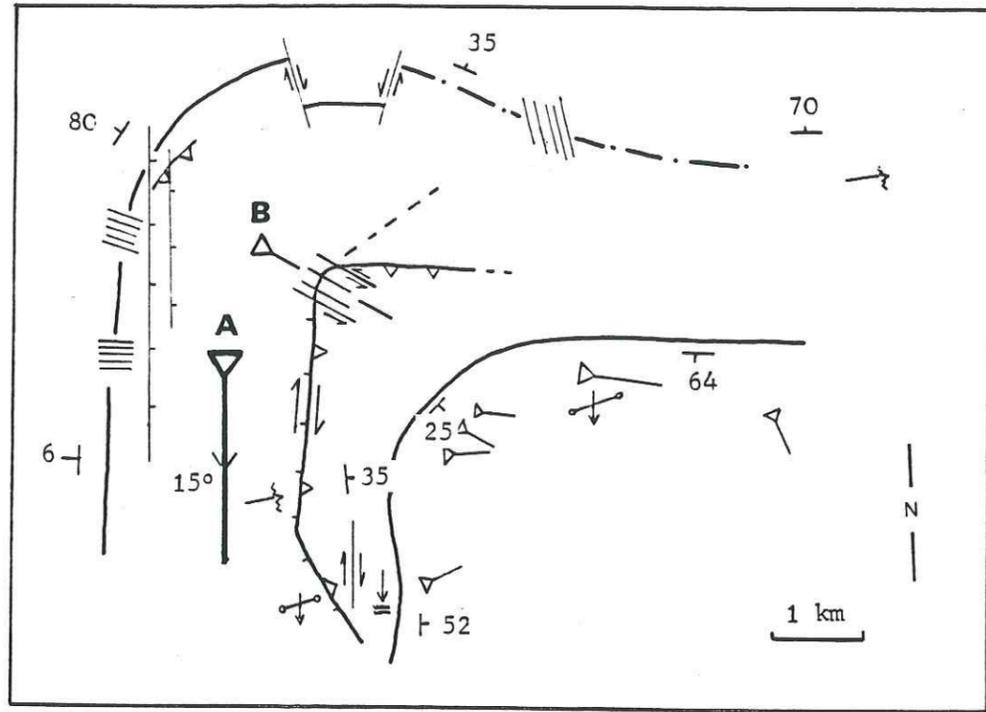
La couche salifère triasique participe à cette déformation. Le Trias est remobilisé par le mouvement décrochant-chevauchant de l'Axe N-S. Le matériel salifère est ainsi injecté au coeur de l'anticlinal atlasique.

Le serrage NW-SE débute au Miocène supérieur (discordances intra-Segui sur le flanc nord du J. Boudinar) et se poursuit jusqu'au Quaternaire (croûte calcaire villafranchienne plissée).

II - LE JEBEL BAGRA

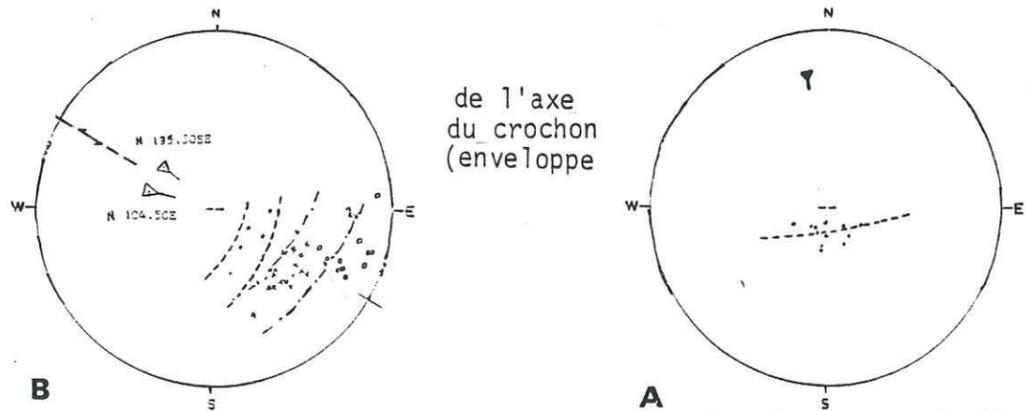
1 - Cadre structural :

Ce massif constitue la partie occidentale du pli atlasique. Le J. Bagra représente une terminaison périanticlinale, dont l'axe orienté N 170, plonge de 15° vers le Sud (fig.131, stéréo A). Cette terminaison périanticlinale est dissymétrique. Le flanc occidental est peu penté (5 à 15°W) et haché de failles subméridiennes récentes. Le flanc oriental est plus penté (35 à 40°E), et présente un réseau de fractures regroupant une famille longitudinale et une autre oblique. Certaines de ces familles sont héritées de la fracturation syn-vraconienne à syn-cénomanienn (cf. P.3, chap.4). Ce même réseau de fractures affecte aussi la voûte anticlinale (fig. 132, coupes A et B).



- torsion senestre
- - - torsion dextre
- ↘ faille normale
- ↗ faille chevauchante
- ↔ décrochement
- ||| paleodiaclasses ouvertes durant la torsion senestre (extension d'extrados)
- ↓ schistosité par dissolution
- △ pli conique
- ⌘ pli mineur déversé
- pic stylolithique

Fig. 131 Schéma structural de la virgation de l'extrémité du pli du J. Boudinar s.l. (proj. hémisphère sup., canevas Wulf)



- S₀ gargasien : courbure de l'intrados
- + S₀ F. Meloussi (coeur de la torsion)
- S₀ F. Meloussi redressée

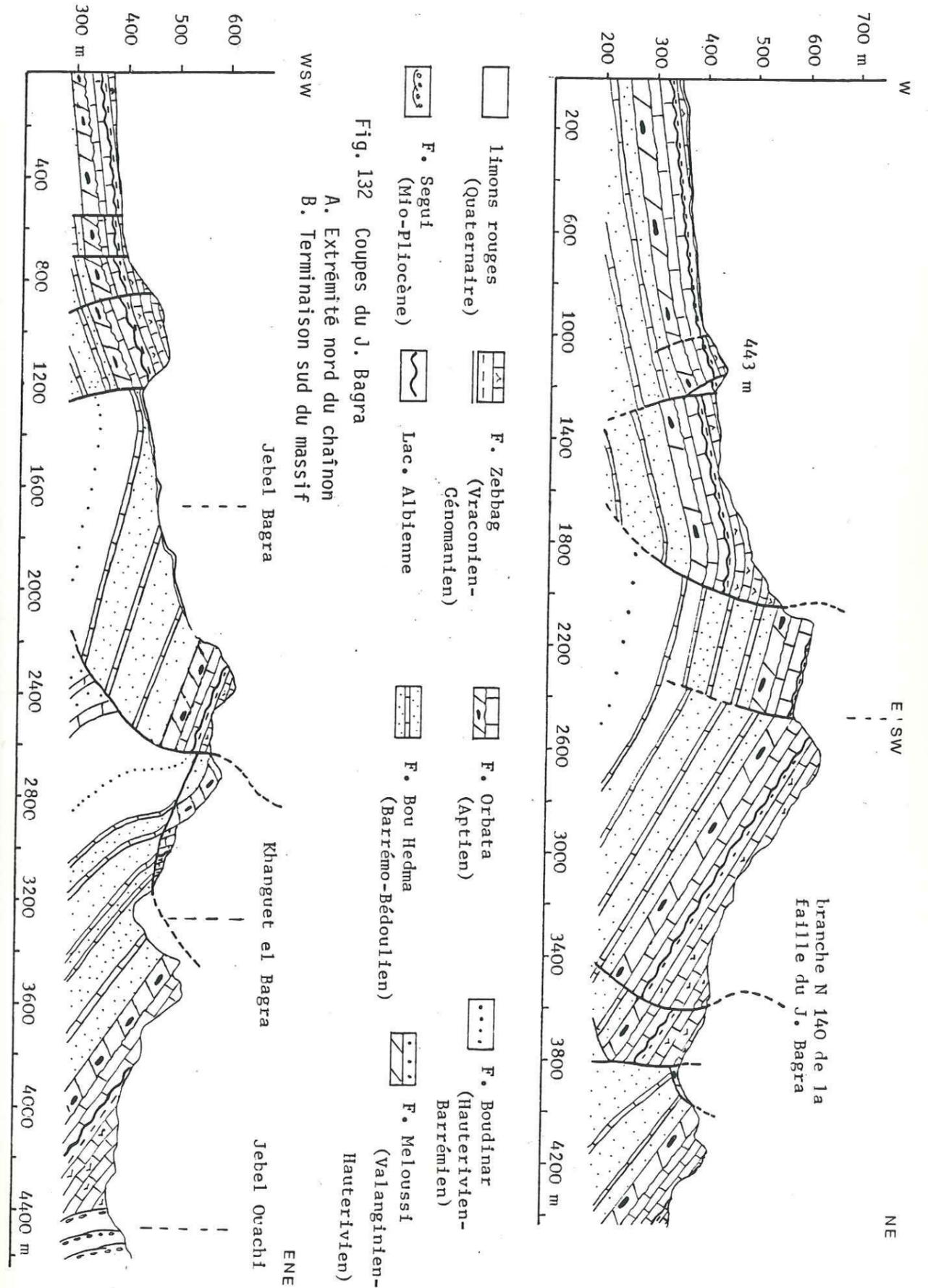


Fig. 132 Coupes du J. Bagra
A. Extrémité nord du chaînon
B. Terminaison sud du massif

- limons rouges (Quaternaire)
- F. Segut (Mio-Pliocène)
- F. Zebbag (Vraconien-Génomarien)
- Lac. Albienne
- F. Orbata (Aptien)
- F. Bou Hedma (Barrémo-Bédoulien)
- F. Boudinar (Hauterivien-Barrémien)
- F. Meloussi (Valanginien-Hauterivien)

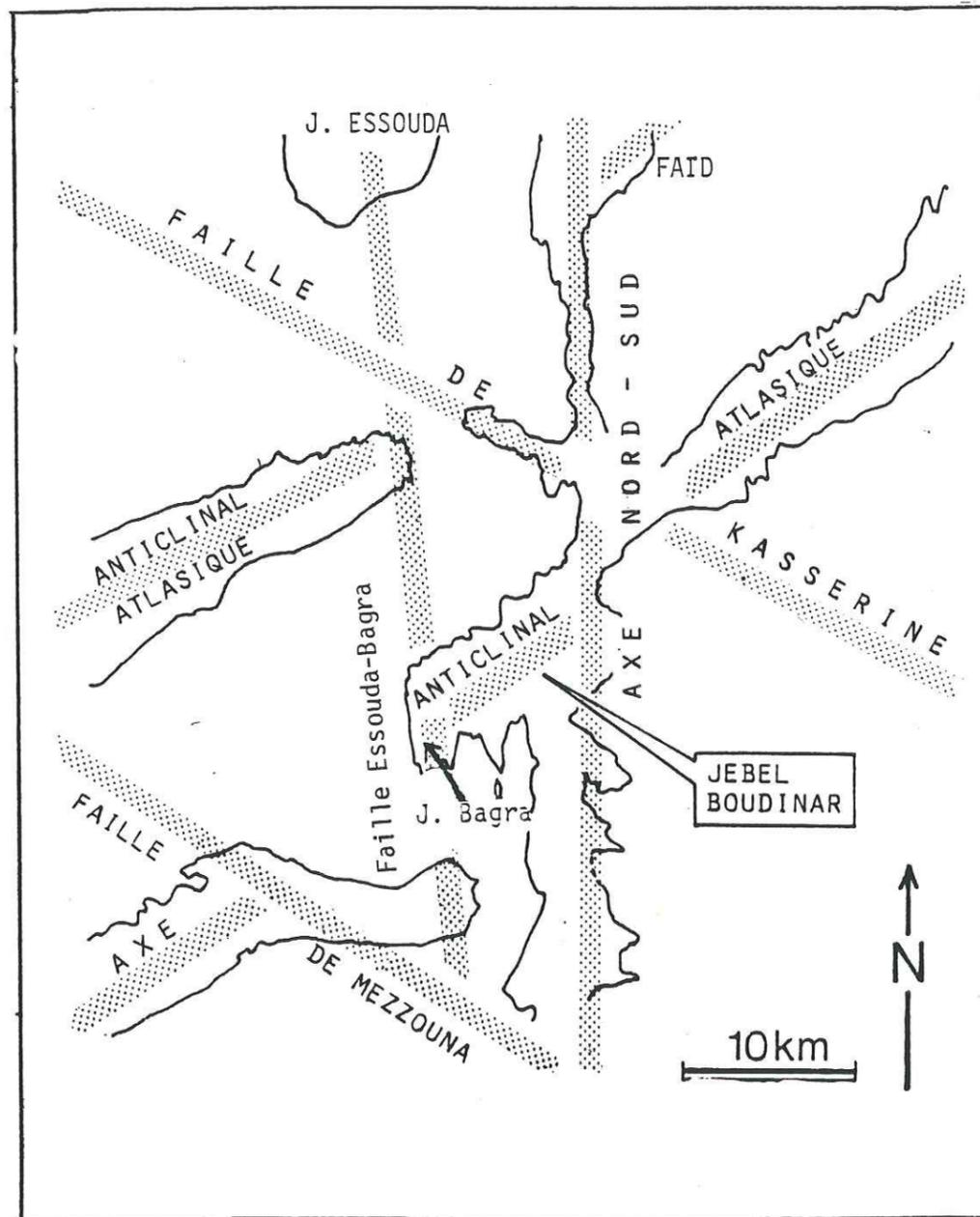


Fig. 133 Le Jebel Bagra et le réseau reghmatique. La couverture est décollée lors du jeu décrochant principalement senestre de la faille Essouda-Bagra.

Le prolongement du J. Bagra vers le Nord, puis vers le Nord-Est, coïncide avec le J. Segdal. Il y a une continuité parfaite entre la structure atlasique du J. Segdal et la structure subméridienne du J. Bagra. Cette continuité est soulignée par la dolomie de Gattar sur le flanc NW, et par la dolomie de l'Orbata inférieur sur le flanc SE.

En conséquence, les J. Segdal et Bagra constituent un pli anticlinal issu d'une même phase. La structure générale du J. Bagra traduit la torsion senestre de l'extrémité occidentale du pli atlasique. La disposition régionale des structures suggère que cette torsion résulte d'un coulissage senestre suivant la faille N 165 passant par le dôme diapirique du J. Essouda, limitant à l'Est le pli atlasique du J. Kebar et se prolongeant au Sud à l'extrémité orientale du pli atlasique du J. Meloussi (fig.133).

2 - Les structures du Miocène supérieur à l'Actuel :

Cette torsion peut accompagner le plissement atlasique lui-même (compression dans le secteur NW-SE). Toutefois la Formation Segui (Mio-Pliocène) est crochonnée au sein de l'extrémité occidentale du synclinal du J. Boudinar-Lhassem. En conséquence la torsion senestre du pli atlasique s'étend du Miocène supérieur au Quaternaire.

L'analyse du schéma structural de cette virgation montre l'aspect polyphasé de la déformation (fig.131).

2.1 - Le flanc externe :

Il présente une intense fracturation mésoscopique en extension. Elle se traduit par un réseau de diaclases normales aux couches et en position radiale vis à vis de la virgation des couches (crochon, fig.134, 135, 136). Ces fractures peuvent être ouvertes (jusqu'à 10cm) et minéralisées. Plutôt qu'une nouvelle fracturation, il y a réactivation de la famille N 140 préexistante, et issue des différents stades de fracturation du Crétacé.

L'ouverture de ces diaclases est associée à la torsion senestre du pli atlasique, elle même liée au jeu senestre de la faille N 165 Essouda-Bagra. Le boudinage cartographique du flanc externe pourrait être une conséquence directe de l'extension ici décrite, comme l'a montré Smaoui (1984) sur le site du barrage du J. El Aouareb (situé au Nord de l'Axe N-S).

- A cette première phase, se superposent :

- * Le jeu vertical ou inverse de diaclases longitudinales autorisant la surrection du coeur de la structure (fig.137).
- * La troncature des couches dans de petits chevauchements vers le NW, associée au jeu dextre des diaclases transverses. Ils traduisent un déversement de la structure vers le NW (fig.137).

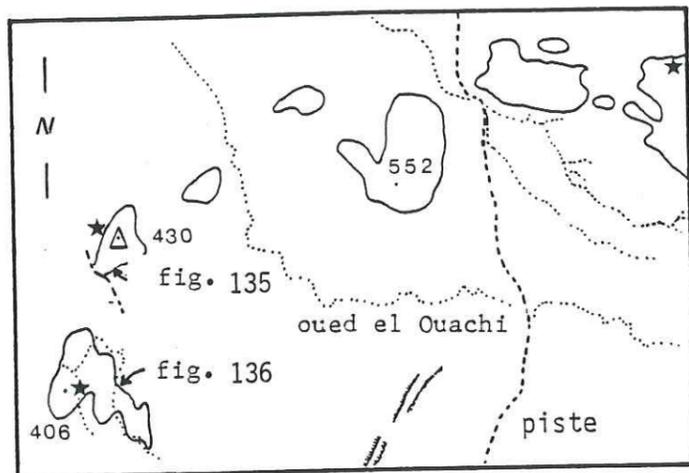


Fig. 134 Localisation des différentes stations de mesures, pour l'étude structurale du crochon du J. Bagra. (d'après fond topo au 1/50 CCC).

★ fig. 137

Fig. 135

Ouverture des diaclases en position radiales à l'extrados du crochon du J. Bagra. Celle-ci accompagne la torsion sénestre du pli atlasique.

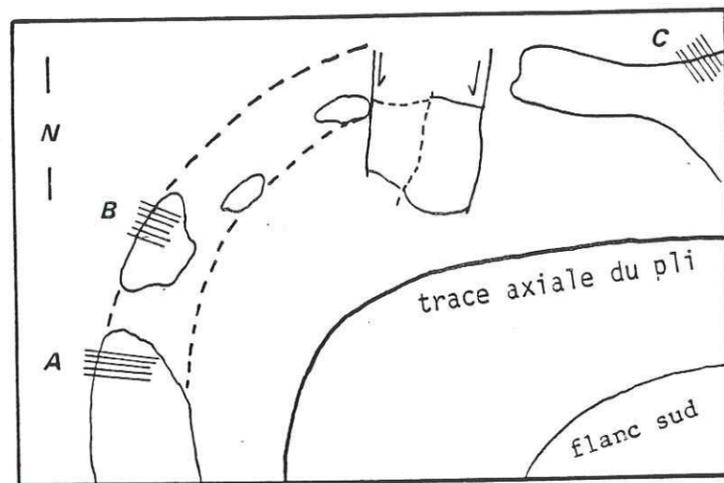


Fig. 136 Projection stéréographique des mesures de diaclases ouvertes.

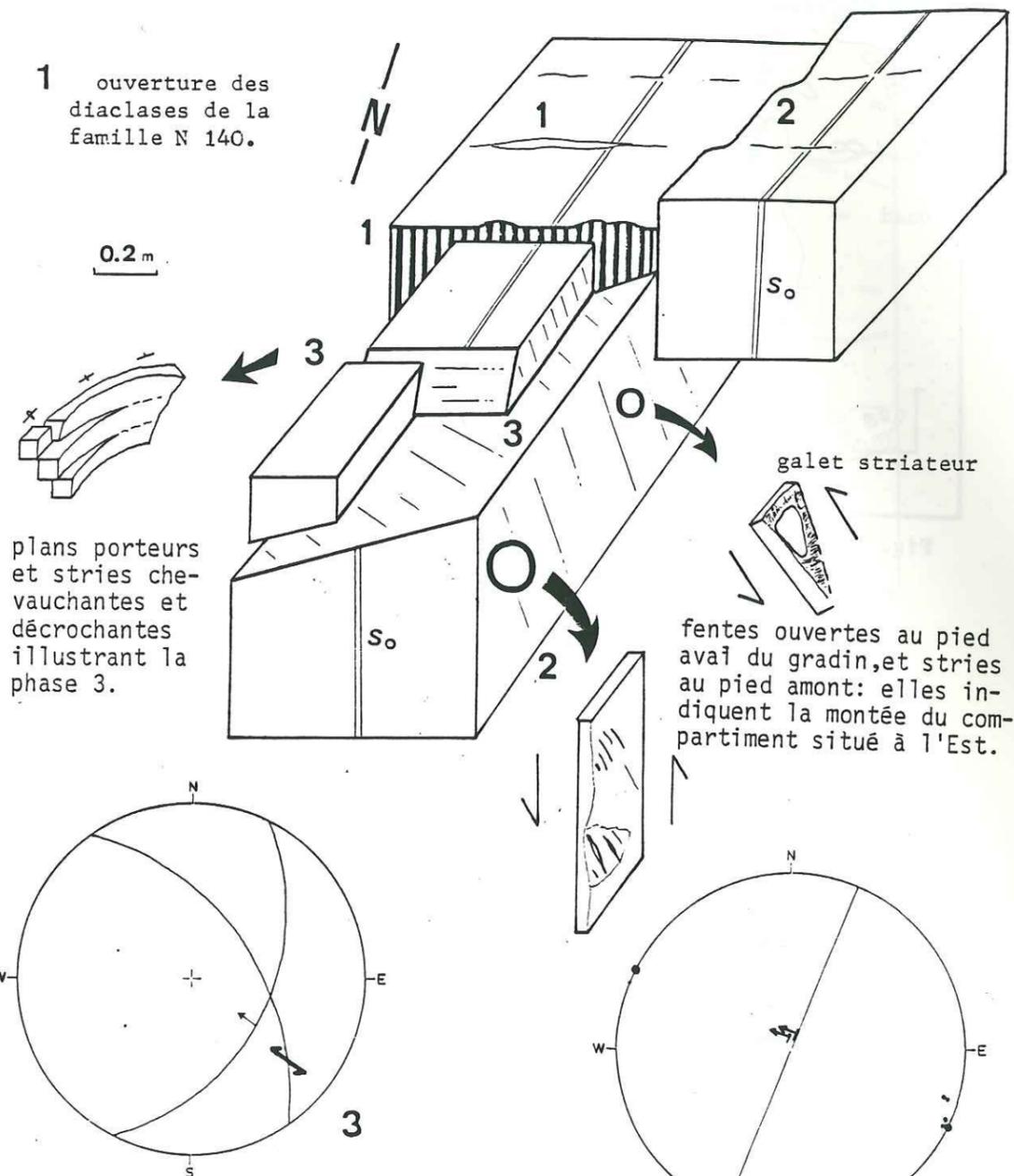
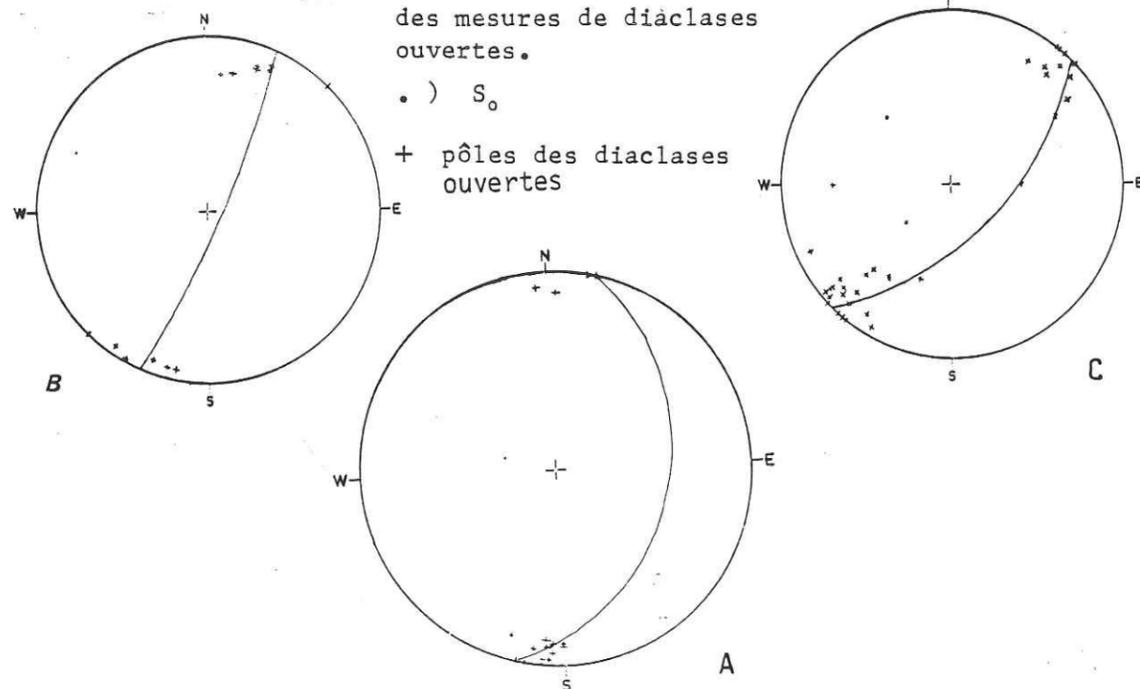


Fig. 137 CHRONOLOGIE des DEFORMATIONS TARDIVES du flanc NW du J. BAGRA. (buttes 430 m, voir localisation fig. 134).

PHASE 1 : MEGATORSION SENESTRE

PHASE 2 : SURRECTION DU COEUR de la STRUCTURE

PHASE 3 : DEVERSEMENT de la STRUCTURE vers le NW

pôles et plans porteurs des diaclases longitudinales, et plongement des stries : phase 2.

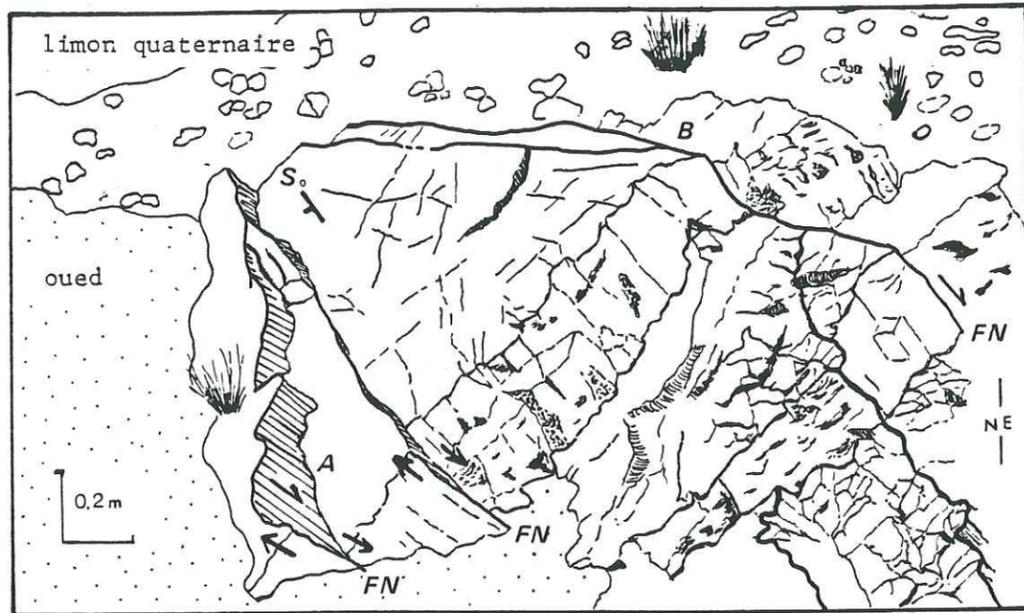


Fig. 138 La fracturation subméridienne en extension au J. Bagra. Elle effondre la série aptienne en gradins amigdalaires. Son age est Quaternaire (cf fig.138).

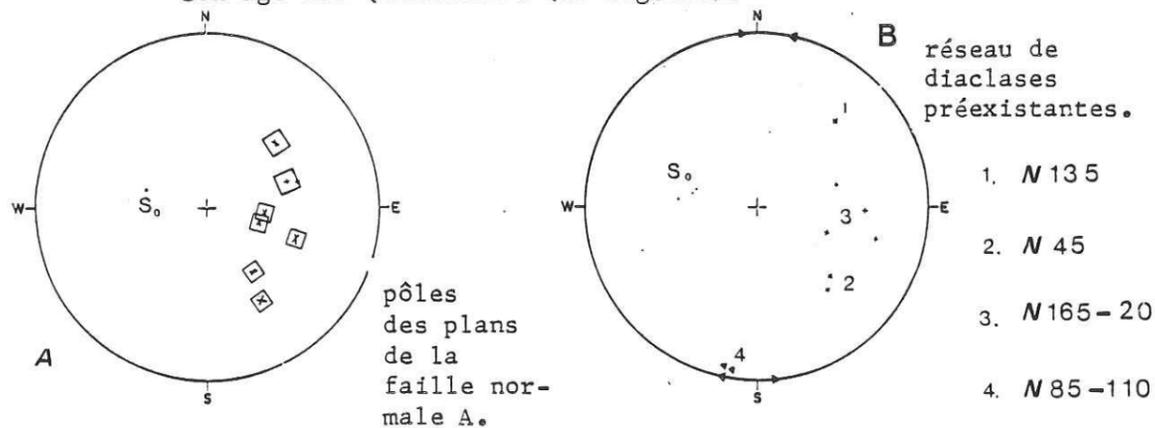
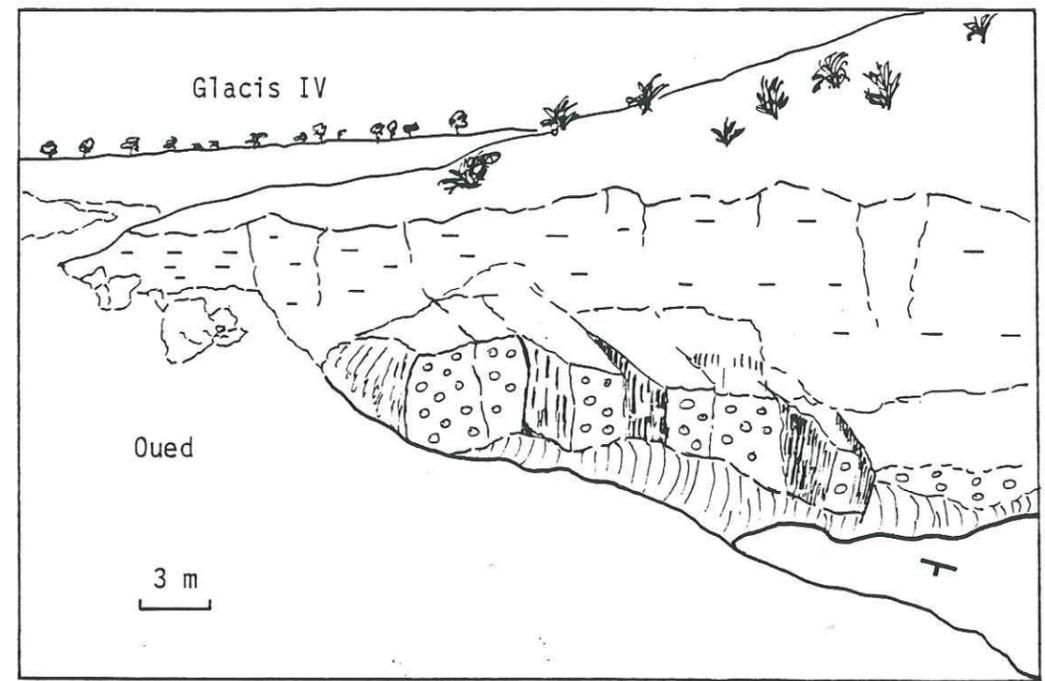
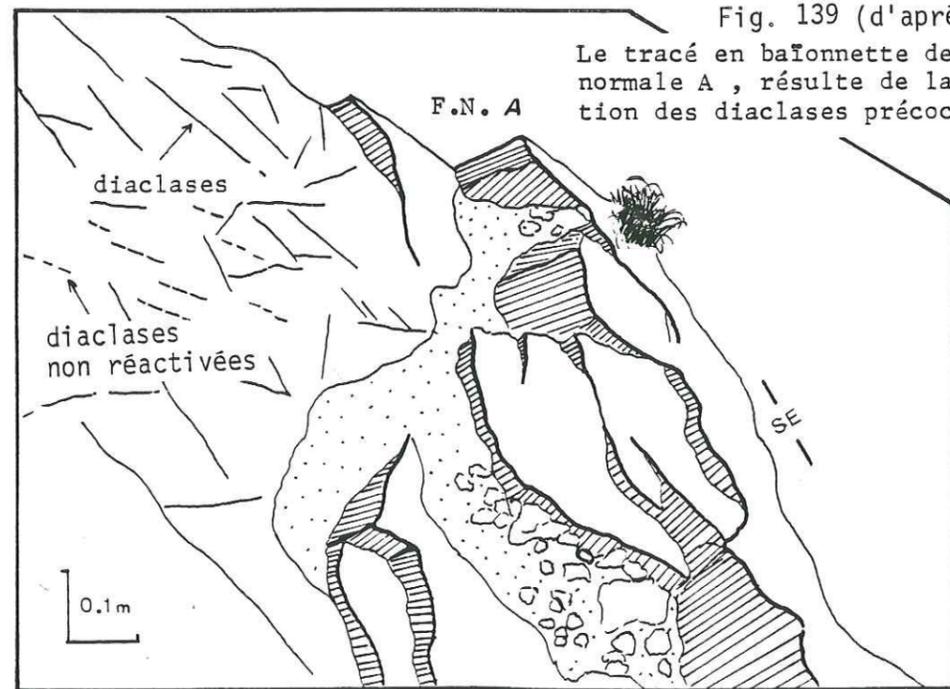
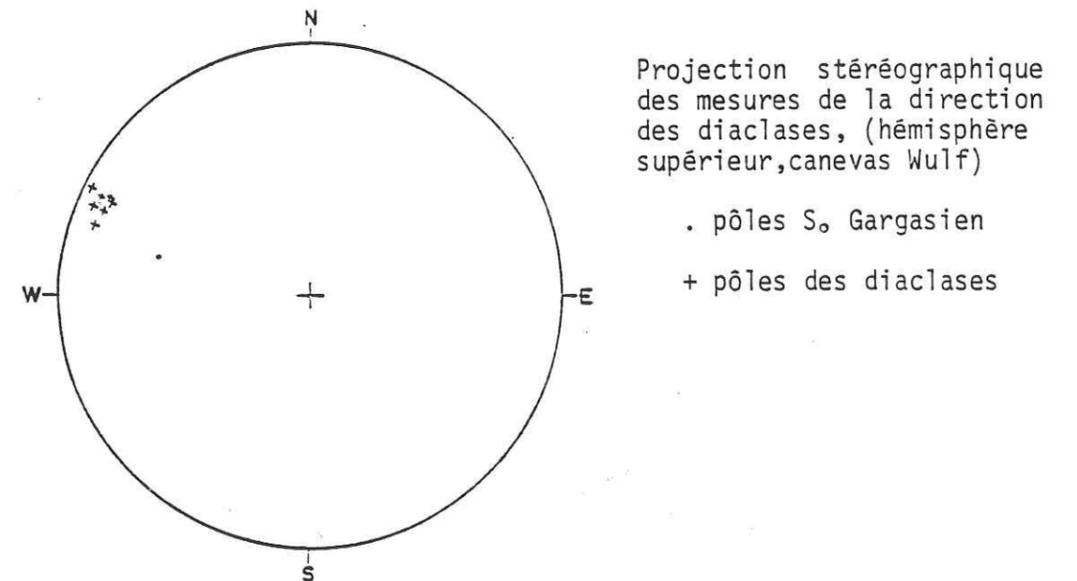


Fig. 139 (d'après fig138-) Le tracé en baïonnette de la faille normale A, résulte de la réutilisation des diaclases précoces.



— limon rouge ◦ ◦ ◦ conglomérat □ Gargasien

Fig. 140 Fracturation Quaternaire, liée au jeu en extension des failles subméridiennes du J. Bagra = rejeu en profondeur de la faille Essouda-Bagra N 165.



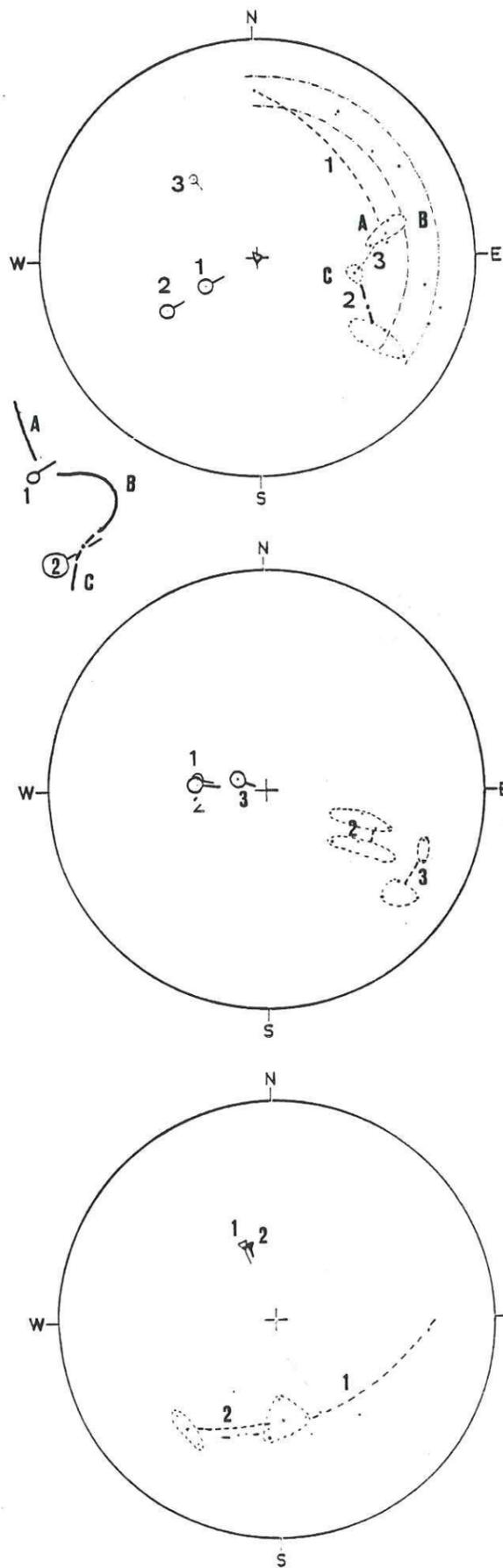


Fig. 141 Projection stéréographique des replis mineurs situés à l'intrados de la virgation sénestre du J. Bagra, (localisation fig.).

Station I :

A,B,C localisation des mesures sur le pli.

Axes des plis:

1. N 60,60 NE
2. N 59,40 NE
3. N 142,40 SE
(torsion des couches entre A et C).

Station II:

Axes des plis:

1. N 93,56 E
2. N 126,76 SE
3. N 89,58 SE

Station III:

Axes des plis:

1. N 158,50 SSE
2. N 168,50 SSE

canevas de Wulf
(hémisphère supérieure)

Nous associons la surrection et le déversement du coeur de la structure à la torsion dextre du pli (J. Bagra). A l'échelle cartographique, la torsion dextre provoque la rotation horaire du flanc Nord du J. Segdal (branche atlasique). Il en résulte un serrage du compartiment délimité par le flanc Nord du J. Segdal et le flanc Ouest du J. Bagra.

- L'extrados de la virgation du J. Bagra, est tardivement affecté par une fracturation subméridienne en extension. Celle-ci se traduit par un faisceau de failles normales qui compartimentent en gradins amygdalaires kilométriques effondrés vers l'Est, tout le flanc occidental du J. Bagra et les buttes de Olad Merfeg Mohamed (fig.138). A l'échelle métrique, cette zone de rupture affecte les séries aptiennes, le long de l'oued situé à l'Est du point 606m (fig. 138). Il en résulte des gradins décimétriques effondrés à l'Est. Ils sont délimités par des fractures obliques les unes aux autres et qui réutilisent les directions des diaclases précoces (fig.139).

A l'échelle cartographique, ces failles recoupent l'ensemble de la virgation du J. Bagra. Elles affectent les conglomérats quaternaires dans le lit de l'oued du point 606m (fig.140). Elles traduisent une extension postérieure aux jeux décrochants de l'accident Essouda-Bagra, et d'âge quaternaire.

Cette extension s'exprime selon un couloir tectonique, jalonnant le flanc W du J. Bagra. Celle-ci traduit le jeu vertical à caractère distensif de la faille Essouda-Bagra.

2.1 - L'intrados :

Il présente quelques structures traduisant une faible compression d'intrados. Il s'agit :

- de plis de flambages observés au sein des alternances gargasiennes et cénomaniennes (fig.141). La disposition radiale de leur axe, suggère qu'ils résultent de la phase de torsion sénestre du pli atlasique.

- A l'intrados de la virgation, la barre à silex de la Formation Orbata inférieure, (continue depuis le Sud du flanc Est du J. Bagra, jusqu'au flanc sud du J. Segdal), se voile et présente un pendage plus faible que dans les extrémités.

Au coeur de la virgation, la déformation est plus intense (fig.142). La Formation Meloussi réapparaît au sein du coin tectonique constitué par la faille Sud Segdal N 80 et par la branche N 170 du J. Bagra.

Au Nord, les écailles métriques issues de la Formation Meloussi (Valanginien-Hauterivien) et insérées au sein des sables de la Formation Boudinar (Hauterivien-Barrémien), résultent du jeu chevauchant-décrochant (dextre ?) de la faille Sud Segdal.

La faille du Jebel Bagra présente un jeu dextre. Il se

Faille Sud Segdal (N 80)

- paleofaille normale hauterivienne (effondrement au N)
- faille chevauchante vers le NNW.

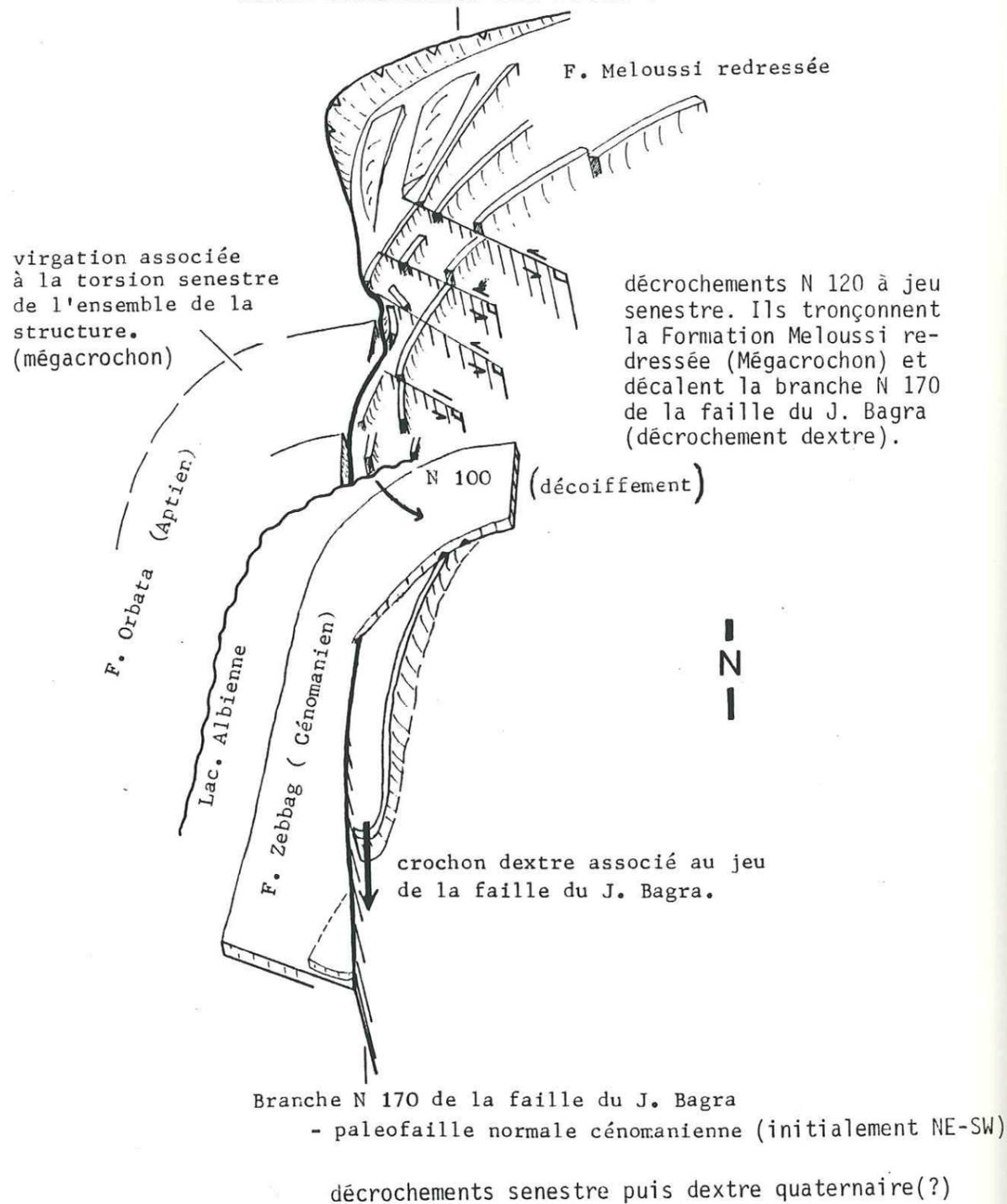


Fig. 142 Panorama des structures observées au coeur de la virgation senestre reliant le flanc sud du J. Segdal au flanc est du J. Bagra.

superpose au jeu syn-cénomanién, alors que la faille était orientée NE-SW.

Le jeu de la faille du Jebel Bagra est contemporain de celui de la faille Sud Segdal. L'ensemble du dispositif est ensuite tronçonné par des failles décrochantes N 120 à jeu senestre (fig. 142). Dans le détail, ces plans réutilisent les diaclases diagonales issues de la torsion senestre.

En conséquence, le coeur de la virgation est expulsé vers le NW, le déplacement restant toutefois modeste. Nous associons l'inflexion de la barre à silex de la Formation Orbata à cette déformation.

* Les autres indices de compression observés au sein du flanc Est du J. Bagra sont :

- la reprise en compression des failles syn-cénomaniennes N 140 (fig. 132 coupe B). Elle provoque le déversement des structures en direction du SW. Cette déformation peut résulter d'une phase de compression orientée E-W et à laquelle nous associons les pics stylolithiques observés au J. Bagra et au Nord du J. Segdal (fig. 131). Elle serait postérieure aux torsions puisqu'elle affecte l'ensemble du pli en position actuelle.

- le déversement vers le Sud du pli orienté N 70 au J. Bagra comme sur le flanc sud du J. Segdal (direction atlasique).

- une schistosité de dissolution orientée E-W, observée au sein des alternances gargasiennes du Khanguet Bagra (fig. 131).

Ces deux observations prouvent l'existence d'une compression orientée N-S. Elle est postérieure aux torsions, mais ne peut pas être datée par rapport à la compression E-W.

3 - La tectonique du J. Bagra : essai de synthèse

Le Jebel Bagra résulte d'une déformation polyphasée. La chronologie relative est la suivante : (fig. 143).

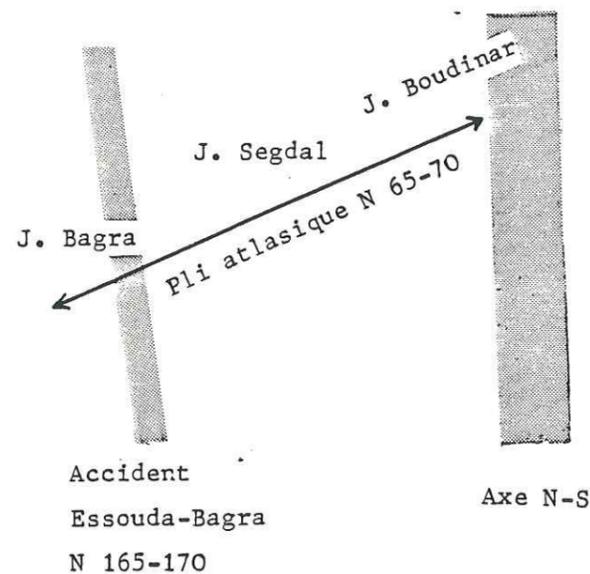
- pli atlasique d'axe N 65-70, ébauché dès le Sénonien (ride salifère) et amplifié au Miocène supérieur.

Du Miocène supérieur à l'Actuel :

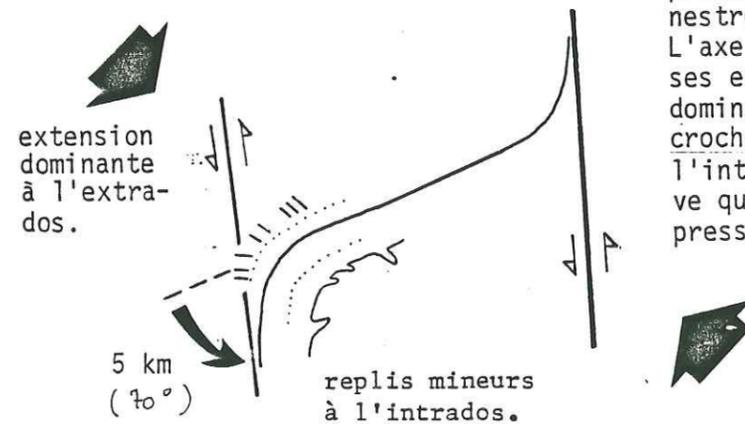
- torsion senestre plurikilométrique de 70° provoquée par le jeu décrochant senestre de la faille N 165 Essouda-Bagra. La déformation se traduit par une extension sensible à l'extrados et une compression très subordonnée à l'intrados.

- crochon dextre mineur. Le rejeu dextre de l'accident Essouda-Bagra entraîne un serrage du coeur de la virgation qui tend à être expulsée vers l'extrados.

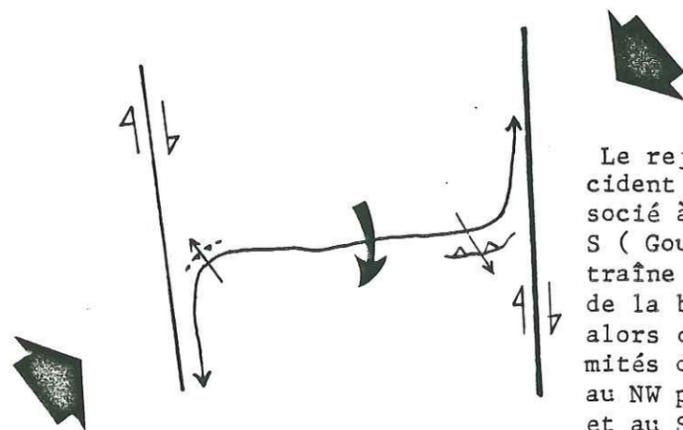
- compression E-W (stylolites) et compression N-S à laquelle



Le pli atlasique N 65-70 résulte de la phase de compression majeure, orientée NW-SE, du Miocène supérieur.



Dès le Miocène supérieur (?), et au cours du Quaternaire, une reprise de la compression NW-SE provoque le jeu décrochant sénestre des failles subméridiennes. L'axe atlasique est crochonné à ses extrémités. L'extension prédomine, notamment à l'extrados du crochon occidental, tandis qu'à l'intrados de celui-ci; on observe que quelques indices de compression.



Le rejeu dextre de l'accident Essouda-Bagra, associé à celui de l'Axe N-S (Gourmelen, 1984), entraîne la rotation horaire de la branche atlasique, alors que les deux extrémités du pli, se déversent au NW pour le J. Bagra (N) et au SE pour le J. Boudinar.

Fig. 143 Mégastructures et déformations polyphasées au J. Boudinar, (direction atlasique, Tunisie centrale).

peut être associée le jeu normal ou vertical des failles subméridiennes du flanc Ouest du J. Bagra.

Cette déformation implique un décollement complet de la couverture au niveau de l'extrémité occidentale du pli atlasique. Le niveau de décollement serait à rechercher au niveau de la couche salifère triasique.

4 - Le Jebel Bagra et le réseau rhéomatique: (fig.133)

L'accident Essouda-Bagra, N 165-170, apparaît nettement sur l'image satellite (Landsat) au 1/200 000 de la Tunisie. Au Nord, il est jalonné par la structure diapirique du J. Essouda. Plus au Sud, il est à l'origine de la rapide terminaison périantyclinale orientale du J. Kebar. Le jeu cartographiquement sénestre de la faille Essouda-Bagra crochonne l'axe atlasique de Tunisie centrale (J. Meloussi-Boudinar). Le rejeu polyphasé de la faille Essouda-Bagra est marqué au J. Bagra par :

- Au Cénomanién, par un jeu en extension qui guide les mouvements verticaux de la couverture (blocs du J. Bagra et du Khanguet Bagra ; Seuil de Sidi Mamer).

- Du Miocène supérieur à l'Actuel, lors des serrages atlasiques un jeu en compression provoque la formation d'un pli, puis la torsion de ce pli. Le dernier jeu observé témoigne d'un épisode distensif E-W.

III-LE JEBEL SEGDAL :

1 - Le cadre structural

Le Jebel Segdal constitue la branche centrale du pli atlasique étudié. L'anticlinal est dissymétrique et présente ici un style coffré voire éjectif. Son axe est orienté N 80 et subhorizontal. Cette orientation pourrait résulter d'une rotation horaire de la branche centrale du pli (initialement N 65) lors du jeu dextre des failles subméridiennes : l'axe N-S et la faille Essouda-Bagra, (fig. 143).

Le style du pli est guidé par des failles longitudinales : faille Nord et Sud Segdal. Ces failles ont fonctionné en extension et en compression.

2 - Les structures

2.1 - Les structures précoces et le contrôle structural profond: (fig. 144).

La sédimentation du J. Segdal pourrait être contrôlée par le jeu d'un faisceau d'accidents sous-jacents.

* De l'Hauterivién à l'Aptien, le couloir de fractures joue avec une certaine composante transverse en extension. Il provoque

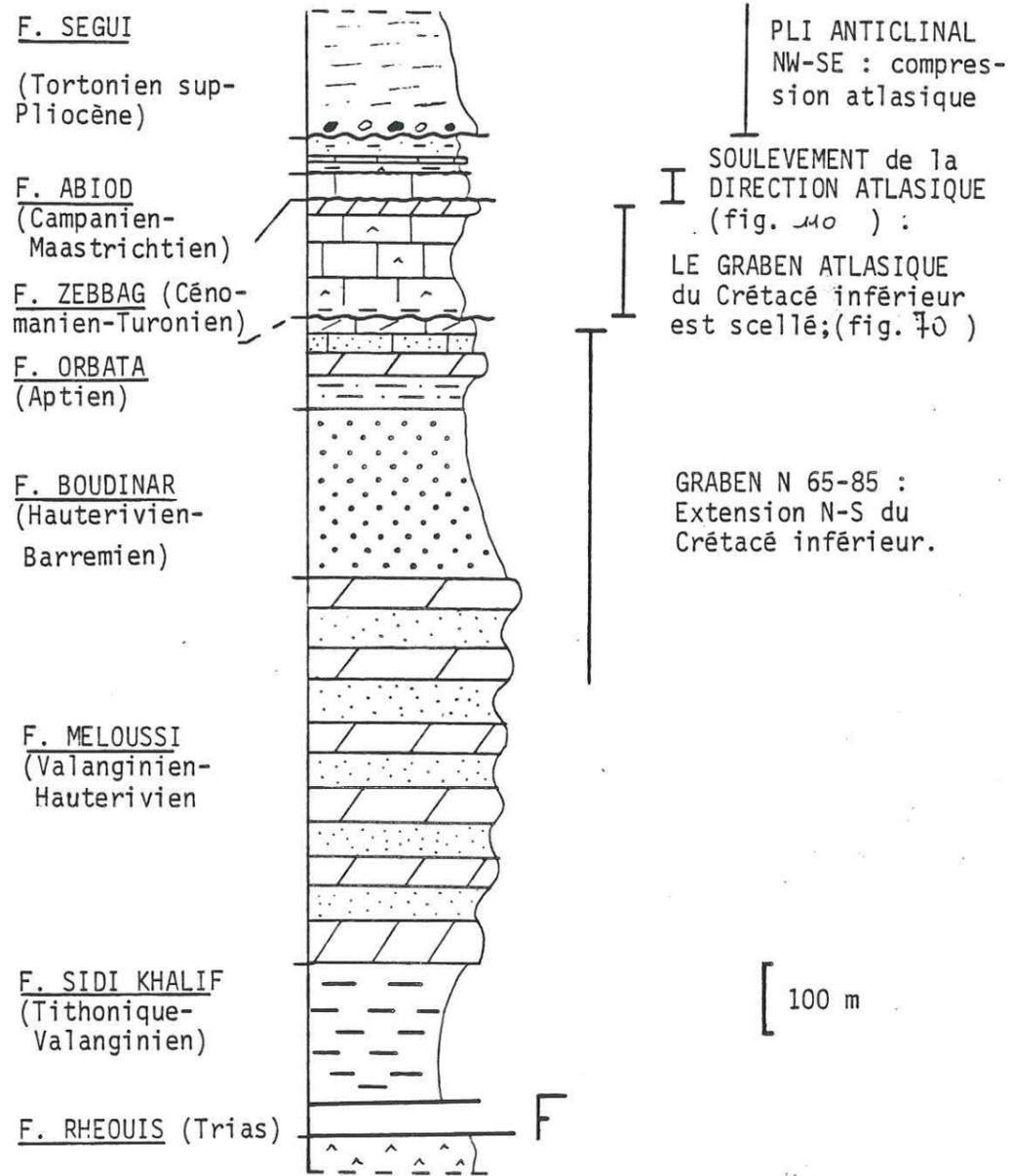


Fig. 144 Histoire structurale du J. Segdal. La superposition de structures en distension (Crétacé inférieur) et de structures en compression (Miocène supérieur) est à l'origine de l'inversion structurale qui caractérise le J. Segdal.

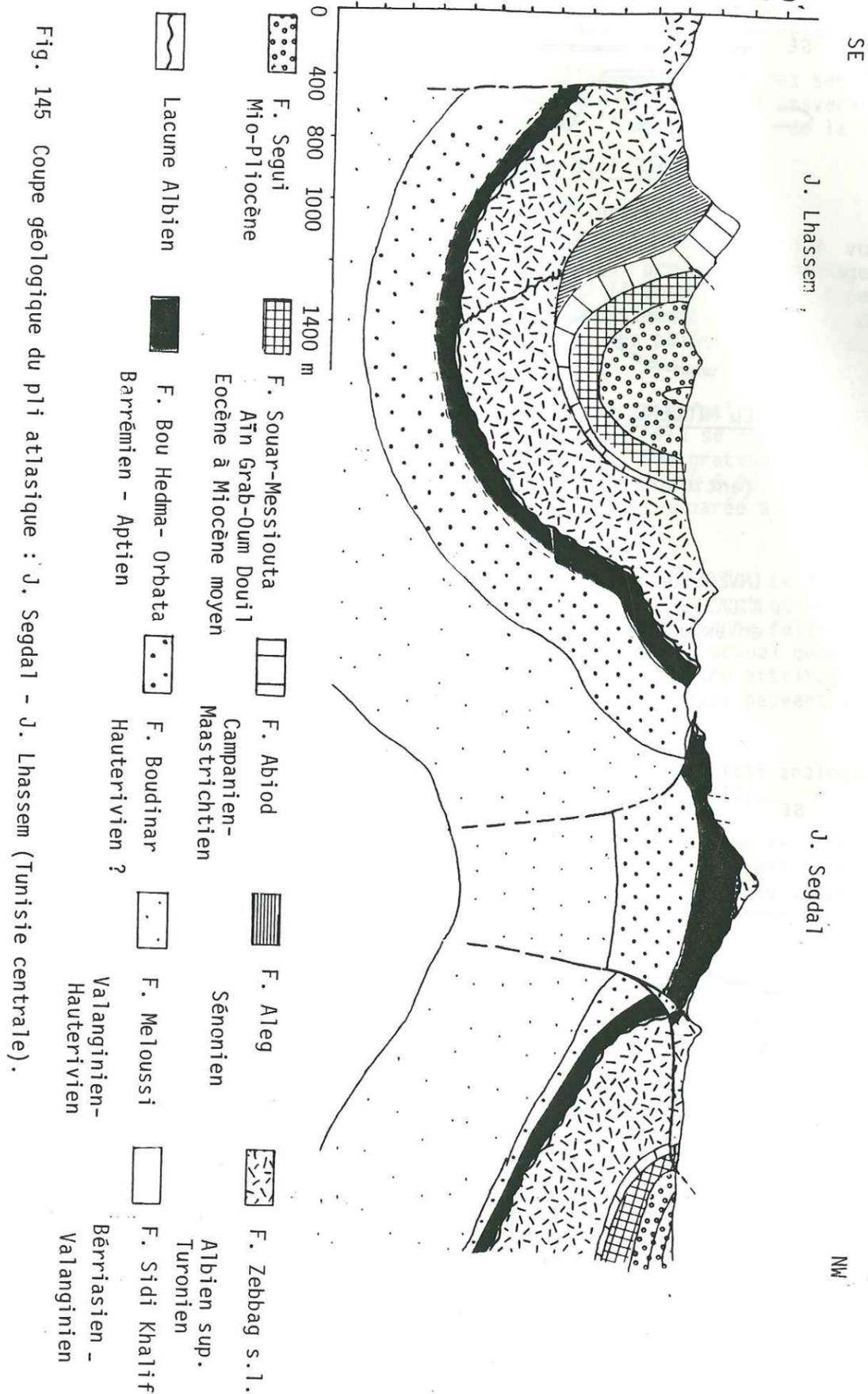


Fig. 145 Coupe géologique du pli atlasique : J. Segdal - J. Lhassem (Tunisie centrale).



Au CRETACE inférieure:

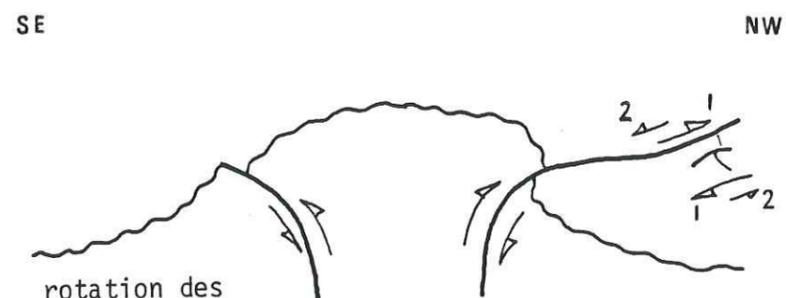
Graben atlasique du J. Segdal



Du MIOCENE sup. à l'Actuel :

Pli atlasique du J. Segdal
(anticlinal à coeur évaporitique)

INVERSION STRUCTURALE le long de la DIRECTION
ATLASIQUE (jeu du couloir tectonique sous-jacent
en extension puis en compression).



rotation des
couches par
plissement. La faille
normale Sud Segdal est
elle aussi plissée. Le
rejeu en faille inverse
ne rattrape pas le rejet
initial.

Le jeu chevauchant
de la faille Nord
Segdal domine.

Fig. 146 Inversion structurale du J. Segdal. La reprise
en compression du graben d'âge Crét cé inférieure se traduit
le jeu inverse des paléofailles normales ou leur plissement
en même temps que les couches.

l'effondrement d'un graben orienté N 65-85 et large de 2 km.

* Du Maastrichtien inférieur à l'Eocène supérieur, le jeu du
couloir profond déclenche ou favorise l'halocinèse. Il en résulte une
ride salifère proto-atlasique.

* Du Miocène supérieur à l'actuel, lors des serrages
atlasiques, la zone faillée joue avec une composante transverse en
compression. Elle peut alors favoriser l'amplification de la ride
salifère ébauchée au début du Tertiaire.

2.2 - Les structures compressives

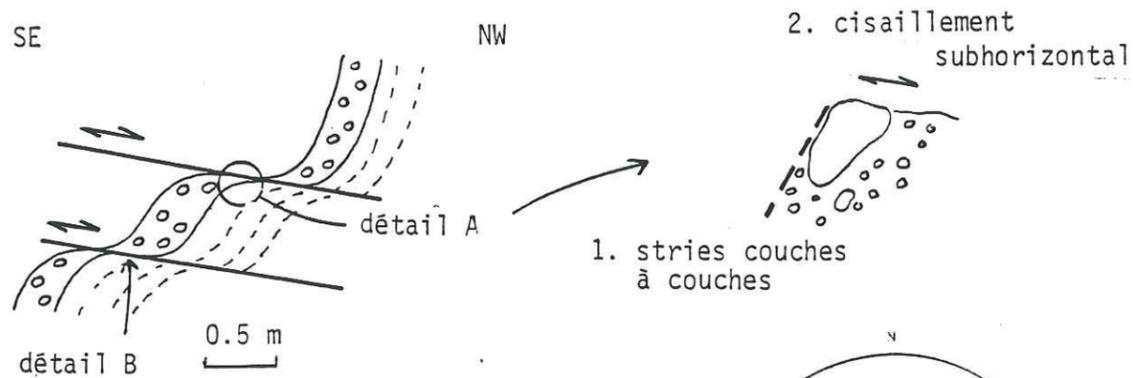
Le J. Segdal est représenté actuellement par une voûte
anticlinale. Il résulte d'une compression qui provoque le serrage du
graben actif au Crétacé inférieur (P 3, ch II et III). Lors de cette
déformation le processus dominant est le plissement. Toutefois, deux
phénomènes se superposent: le rejeu inverse des paléofailles normales et
leur plissement en même temps que les couches.

Au Sud, (fig.145), aux abords de la paléofaille Sud Segdal,
domine la rotation des couches par plissement. Cela se traduit par le
déversement de l'anticlinal, comme le montre la migration vers le NW
de l'axe du synclinal (J. Boudinar-Lhassem), associé à la nature plus
conglomératique de la F. Segui (Mio-Pliocène) comparée à celle plus
silteuse du flanc nord de l'anticlinal.

La paléofaille Sud Segdal est elle aussi plissée. Le rejeu en
faille inverse (écailles de la F. Meloussi, PL. IX) n'est qu'accessoire.
Toutefois, on constate que le rejet initial de l'ancienne faille normale
n'est pas rattrapé (fig.145 et 146). Le rejet normal actuel décale le
hard-ground albien, par conséquent il ne peut être attribué à la
phase distensive du Crétacé inférieur. Deux hypothèses peuvent alors
être envisagées :

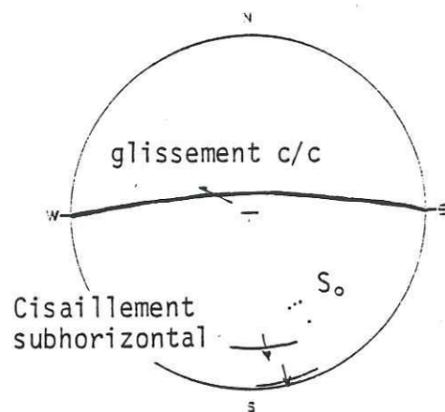
- une extension cénomaniennne selon un dispositif analogue à
celui du J. Bagra (faille du Khanguet Bagra, P 3, ch III).

- une extension identique à celle du flanc nord (P 3, ch I)
interprétée soit en terme de distension régionale, soit en terme
d'extension locale au toit de la ride salifère atlasique. Dans le
détail, la fracturation (diaclasses) affecte principalement la voûte
anticlinale (fig.147).

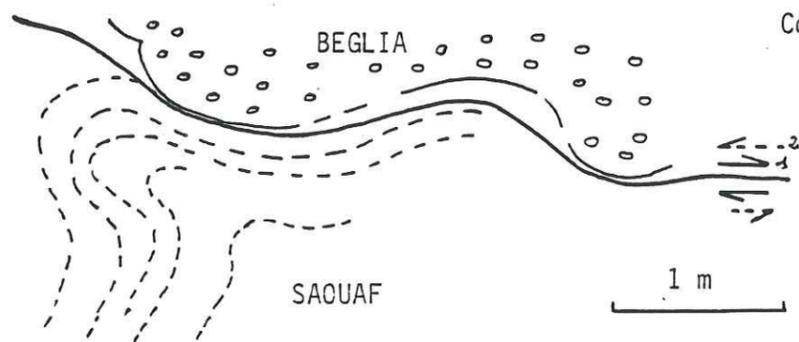


F. Saouaf (Miocène moyen)
 F. Beglia

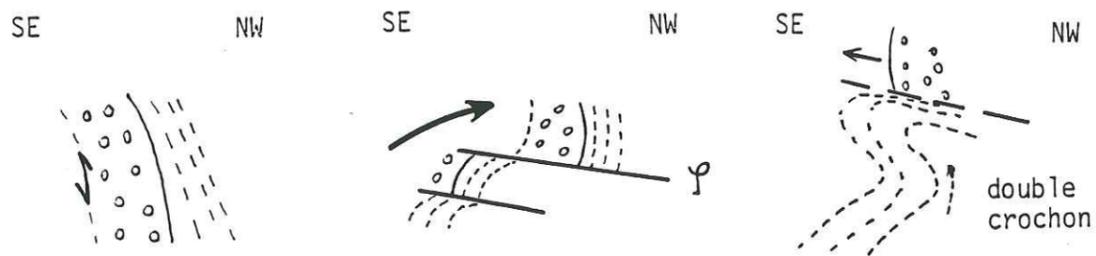
Fig. 148 Coupe du flanc nord de l'anticlinal du J. Segdal (oued K at el Bahir). Elle montre la superposition de structures compressives lors des serrages atlasiques.



Coupe détail B : (fig. 148)



Jeux cisailants dextre puis senestre affectant le flanc nord redressé de l'anticlinal du J. Segdal.



1. Plissement avec glissement couches à couches.

2. Jeu inverse de la faille Nord Segdal.

3. Accentuation du plissement.

Interprétation : Principales étapes tectogénétiques

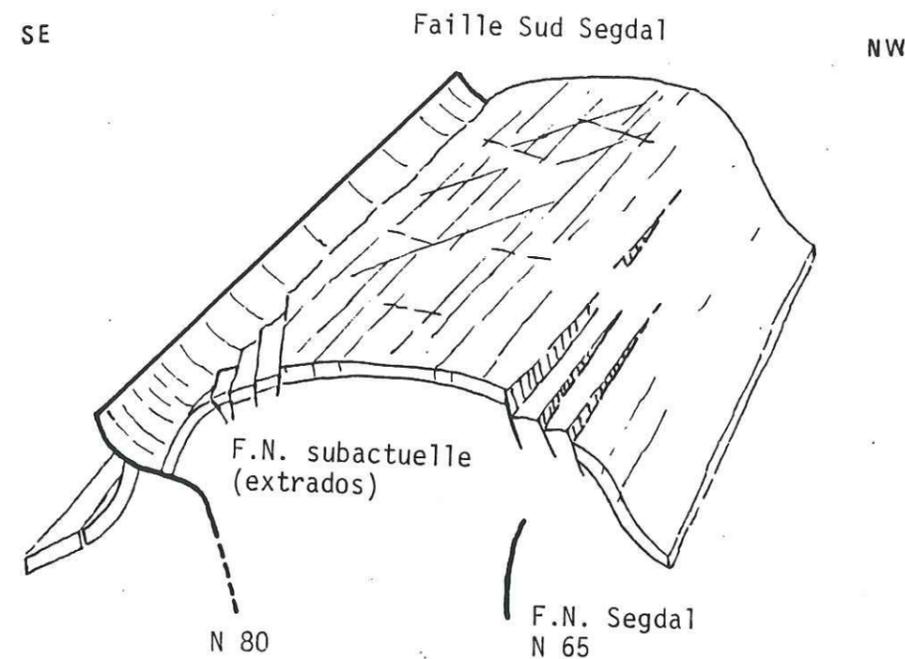


Fig. 147 Fracturation mésoscopique longitudinale affectant presque exclusivement la voûte anticlinale du J. Segdal.

Au Nord, (fig. 145), le long de la faille Nord Segdal, on relève de nombreux indices de rejeu inverse. Cette faille est une paléofaille active au Crétacé (P 3, ch I) traduisant le jeu du couloir profond atlasique. Actuellement, le jeu de la zone faillée se traduit par de nombreux plans de chevauchements mésoscopiques, inclinés vers le NW. Le long de ceux-ci, deux jeux successifs sont déduits de l'analyse géométrique du double crochon dessiné par les alternances de la Formation Saouaf. Il s'agit du déplacement vers le NW puis vers le SE du compartiment supérieur (fig. 148). A l'échelle du pli, la paléofaille Nord Segdal est plissée. Un rejeu chevauchant vers le NW peut être décelé (brusque courbure des couches, fig. 38). L'accentuation du plissement (avec déversement de l'anticlinal vers le SE) provoquerait l'inversion du jeu chevauchant le long de la faille Nord Segdal (fig. 149).

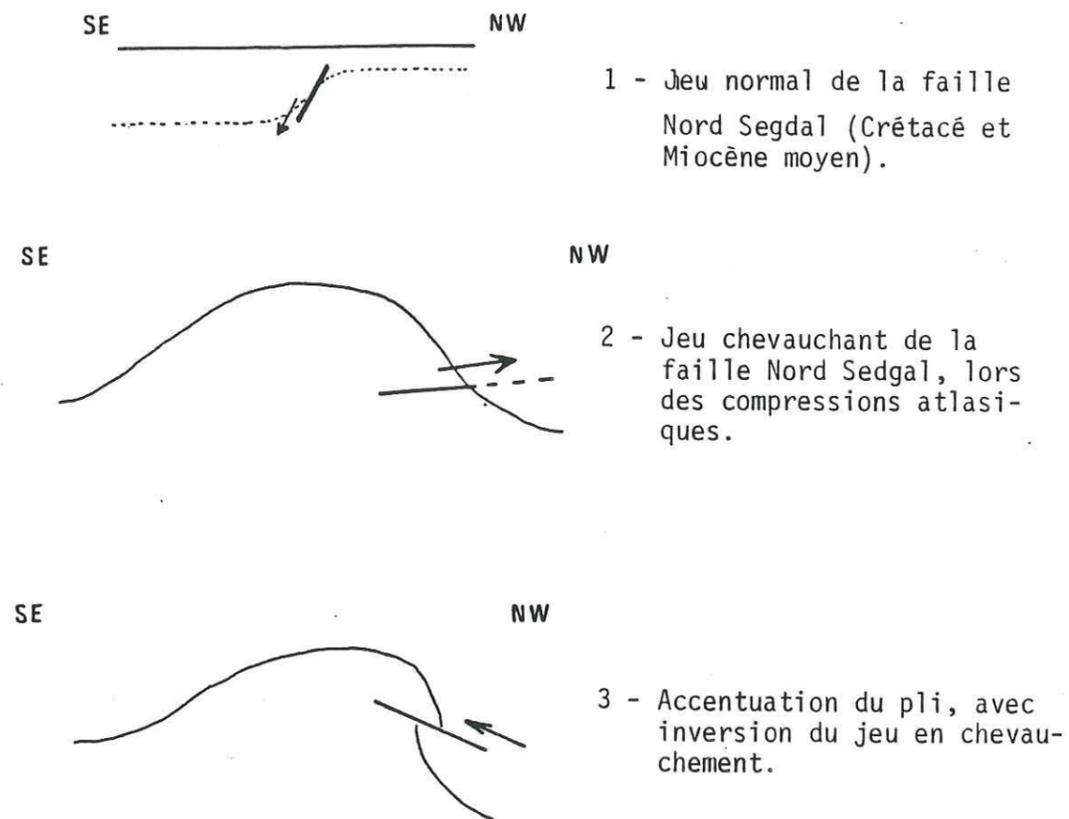


Fig. 149 Inversion structurale le long de la faille Nord Segdal.

3 - Conclusion

Le J. Segdal est caractérisé par une inversion structurale positive. Les serrages atlasiques transforment le graben du Crétacé inférieur en un anticlinal. La déformation plicative est accompagnée du rejeu inverse des failles bordières (faille Nord et Sud Segdal).

La superposition de ces déformations résultent du jeu du couloir tectonique atlasique aussi bien en extension qu'en compression.

CHAPITRE IX

SYNTHESE DE L'HISTOIRE STRUCTURALE DU JEBEL BOUDINAR

Le pli atlasique (NE-SW) du Jebel Boudinar représente un segment d'un alignement atlasique plus important que l'on peut reconstituer depuis le Jebel Meloussi au SW à la zone de Chorbane (Sahel) au NE. Le Jebel Boudinar est limité à l'Est comme à l'Ouest par des failles subméridiennes, respectivement l'axe N-S et la faille Essouda-Bagra. Il est situé au sein d'un bloc faillé de 50 km de large et orienté NW-SE, limité au Nord par la faille de Kasserine et au Sud par la faille de Mezzouna.

I - L'HERITAGE STRUCTURAL

Le cadre structural du Jebel Boudinar illustre l'influence de trois directions rhégnatiques africaines (N-S, NE-SW, NW-SE). L'héritage de ces discontinuités se traduit par la superposition de structures en extension et en compression.

Ainsi le long de la direction atlasique (J. Segdal), une **inversion structurale positive** transforme le graben crétacé orienté N 65-85 en un anticlinal à cœur évaporitique lors des serrages atlasiques (depuis l'Eocène à l'Actuel).

Le long de l'axe N-S, l'alignement salifère crétacé est transformé en un anticlinal à cœur évaporitique chevauchant vers l'Est lors des serrages atlasiques. Le long de la faille Essouda-Bagra (N 165), le dispositif cénozoïque de blocs effondrés est soulevé (diapirisme ?) à partir du Turonien et tout au long du Cénozoïque.

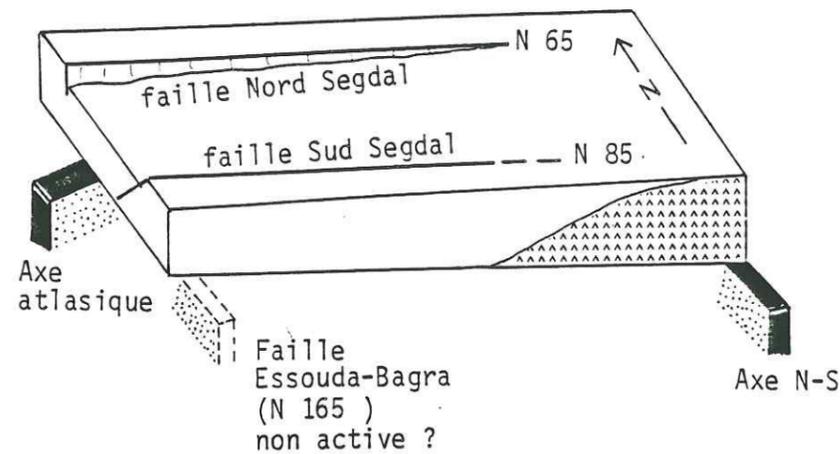
La faille de Kasserine (NW-SE) correspond actuellement à un alignement d'anticlinaux peu exprimés (J. Ksaïra).

II - SUCCESSION DE CHAMPS DE CONTRAINTES EN DISTENSION ET EN COMPRESSION

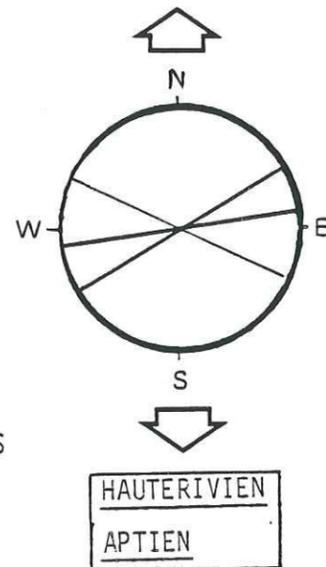
La structuration du Jebel Boudinar résulte de l'application de champs de contraintes successifs variés à un bati largement préfracturé. L'évolution de la déformation de ce chaînon se caractérise par les étapes suivantes:

De l'Hauterivien à l'Aptien supérieur, une extension N-S domine (Fig. 150). Elle est représentée par un graben (J. Segdal) orienté N 65-85, large de 2 kilomètres. Dans le détail, la fracturation synsédimentaire débute par l'apparition d'un paléoréseau de diaclases regroupant les directions N 65-85 (dominante); N 100-110 et N 130-140 (secondaires); N 160-170 (non systématique). Il affecte le toit de la Formation Meloussi (Valanginien-Hauterivien). Apparaissent ensuite les failles normales ou verticales, selon les directions N 70-85; N 110; N 140; N 170. La famille N 70-85 est dominante, elle contrôle l'effondrement du graben (J. Segdal) jusqu'à l'Aptien inclus.

Bloc diagramme du secteur étudié.
Fracturation en extension et influence du réseau rhéomatique.

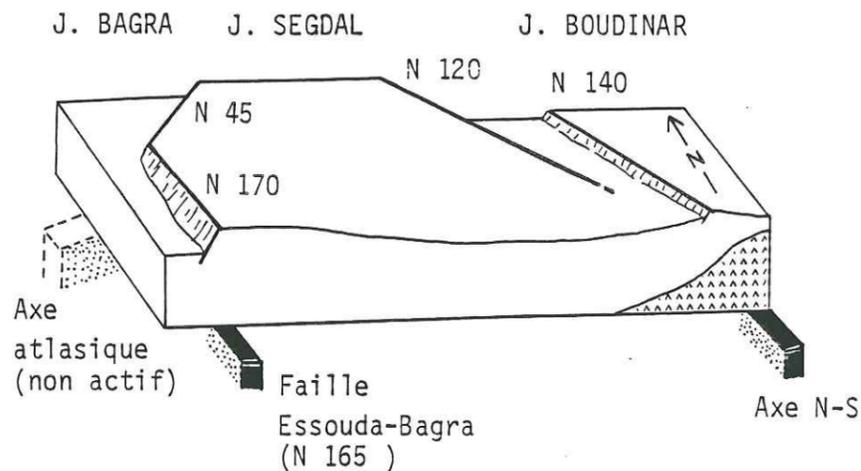


Réseau des fractures:
diaclasses; failles méso-
scopiques, failles
normales ou verticales
majeures.
EXTENSION N-S



Bouleversement fini-Aptien à Albien inférieur

Bloc diagramme du secteur étudié.
Fracturation en extension et influence du réseau rhéomatique.



Réseau des fractures:
diaclasses et failles
normales.
EXTENSION multidirectionnelle.

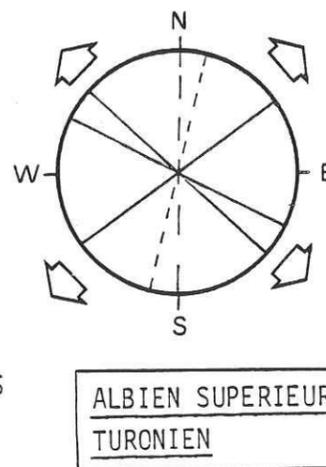


Fig. 150 Le bouleversement structural fini-Aptien à Albien inférieur en régime distensif. Synthèse des déformations syn-crétacées du J. Boudinar (direction atlasique, Tunisie centrale).

L'influence du bâti structural se traduit par:

- le jeu de la direction atlasique: il guide l'effondrement du graben du J. Segdal.
- le jeu de la direction subméridienne: il induit une ride salifère à l'origine du paléoseuil large de 2 à 4 km situé à l'intersection du Jebel Boudinar (NE-SW) et de l'axe N-S.

Le bouleversement fini-aptien à albien inférieur-moyen.

Il résulte d'un **changement d'état de contrainte**. Il s'exprime par le passage direct d'une extension orientée N-S (T3) caractérisant le Crétacé inférieur, à une extension multidirectionnelle avec un maximum en NE-SW qui caractérise le Crétacé supérieur. Les principales conséquences de ce bouleversement sont représentées par l'arrêt de l'effondrement du graben atlasique et l'apparition d'un nouveau réseau de fracturation.

De l'Albien supérieur au Turonien. Une extension multidirectionnelle avec un maximum en NE-SW prédomine (fig.150). Elle est représentée par des blocs décamétriques à kilométriques délimités par des failles normales ou verticales à jeu prouvé synvra-conien et synturonien. Ces fractures sont réparties selon les directions N 15-175; N 45-50; N 120-140. Ces mêmes directions sont représentées par des diaclasses précoces affectant le toit du Vraconien.

L'influence du bâti structural se traduit par:

- l'arrêt du jeu de la direction proto-atlasique.
- une relaxation dans la mobilité de la couche salifère le long de l'axe N-S.
- le jeu de la faille Essouda-Bagra: il induit un seuil large de 2 km, orienté N-S et un système de blocs effondrés ou basculés. Ce dispositif peut être d'origine diapirique (?).
- le jeu de la faille de Kasserine: il est responsable de la fracturation N 120-140 affectant l'extrémité NE du Jebel Boudinar, situé à 5 km au SW de cette faille majeure.

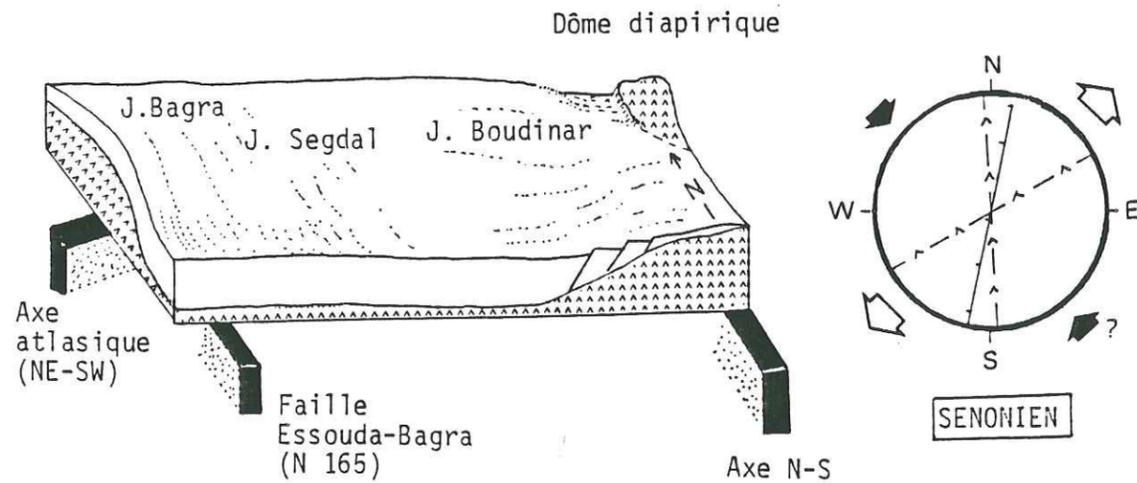
Ce schéma est complété par la position structurale de la Tunisie à cette période. Elle constitue un "carrefour structural" à l'intersection d'un domaine oriental constitué par la "marge pélagienne" en cours d'amincissement (extension NE-SW) et un domaine occidental représenté par les sillons atlasiques algériens subsidents.

Du Turonien terminal au Maastrichtien inférieur, une crise halocinétique domine. Elle provoque le soulèvement de rides salifères, allongées selon les directions atlasique (proto-anticlinal du Jebel Boudinar s.l.) et subméridienne (axe N-S). A l'intersection de ces deux directions, les évaporites triasiques forment un dôme diapirique (fig.151).

A l'échelle de la Tunisie, la mobilisation de la couche salifère accompagne un changement du champ de contrainte. Un découplage se

Bloc diagramme du secteur étudié.
Rides salifères NE-SW et N-S et
dôme diapirique à l'intersection
des deux directions.

Rides salifères et
failles normales mé-
soscopiques.
EXTENSION NE-SW (do-
maine pelagien)
Compression NW-SE ?



Emersion généralisée PALEOCENE-EOCENE moyen

Bloc diagramme du secteur étudié.
Rides et collapses salifères NE-SW,
N-S.

Rides et collapses
salifères.
COMPRESSION NNW-SSE ?

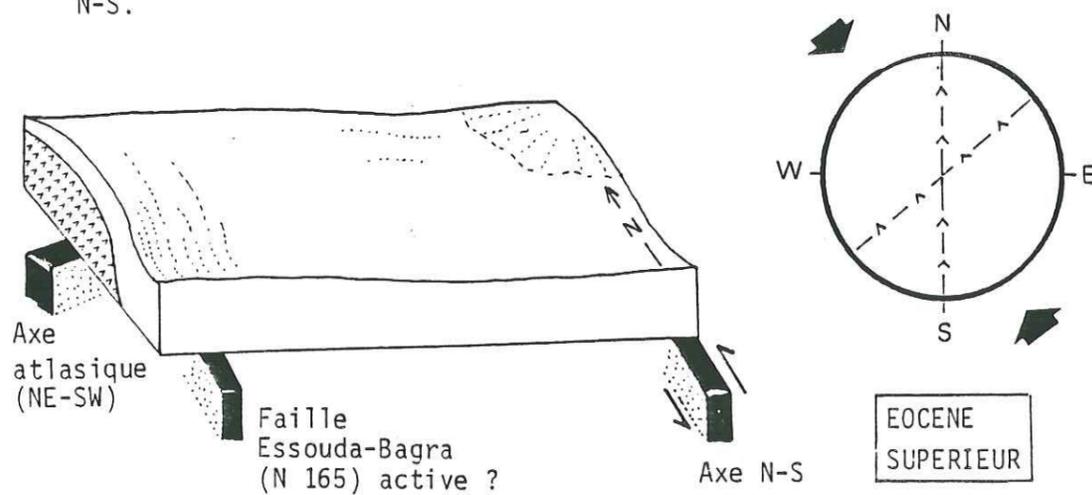
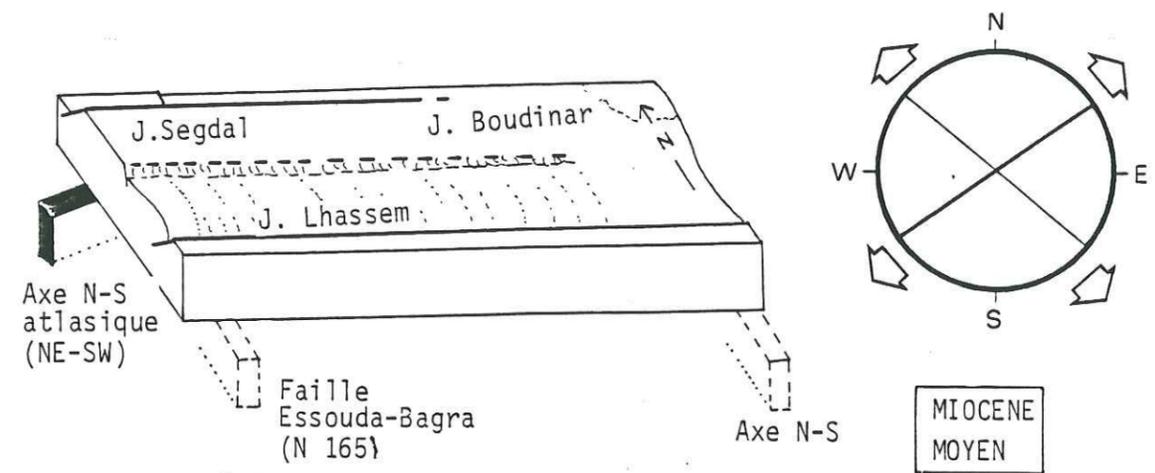


Fig. 151 La crise halocinétique du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur au J. Boudinar (direction atlasique, Tunisie centrale).

Bloc diagramme du secteur étudié.
Fracturation en extension et in-
fluence du réseau rhexmatique.

Reseau de failles
normales.
EXTENSION multidir-
rectionnelle.



Bloc diagramme du secteur étudié.
Plissement et influence du réseau
rhexmatique.

Plis atlasiques et
subméridiens.
COMPRESSION ATLASIQUE
NW-SE.

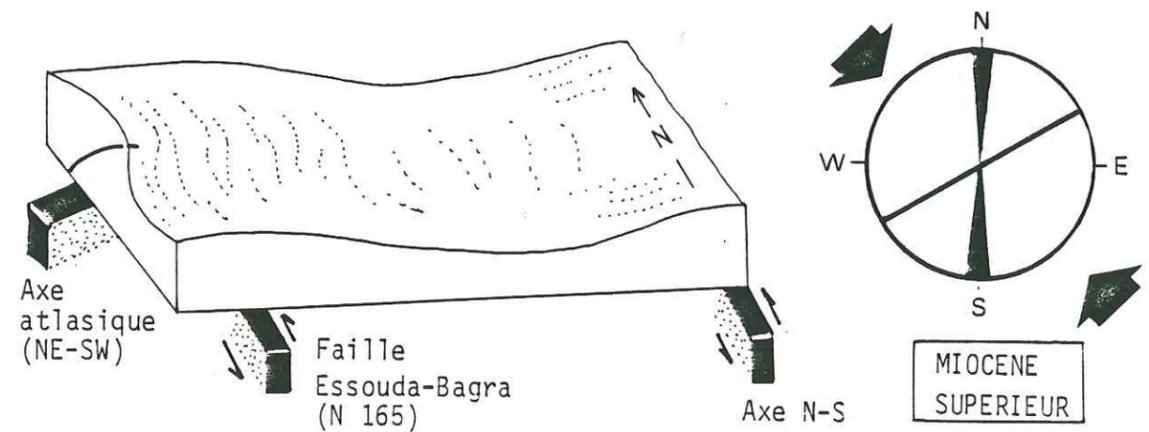


Fig. 152 Synthèse des déformations du Miocène au J. Boudinar, (direction atlasique, Tunisie centrale).

CONCLUSIONS GENERALES

Le pli atlasique (NE-SW) du Jebel Boudinar constitue un segment d'un axe de direction atlasique traversant toute la Tunisie centrale du Jebel Meloussi à la zone de Chorbane (Sahel). Cet axe correspond à un accident profond. La superposition de mouvements locaux, au droit de cette hétérogénéité se traduit par une inversion structurale. Ainsi au Crétacé inférieur, le jeu en extension de l'accident atlasique profond provoque l'effondrement d'un graben. Tandis qu'actuellement, le Jebel Boudinar correspond à un pli anticlinal étroit et coffré. De part et d'autre de cette zone mobile atlasique, les mouvements relatifs des panneaux sont indépendants de ceux de l'accident profond.

Le pli atlasique du Jebel Boudinar se situe à l'intersection d'un des axes atlasiques de Tunisie centrale et de l'axe N-S et ses satellites (faille Essouda-Bagra). L'axe N-S constitue lui aussi une province paléogéographique située au droit d'un accident profond subméridien (Buroillet 1956, Ouali 1984, Gourmelen 1984).

Le Jebel Boudinar se situe au sein d'un bloc plurikilométrique orienté NW-SE et délimité par la faille de Kasserine au NE et la faille de Mezzouna au SW. Ainsi, au Jebel Boudinar, le canevas structural en surface reflète le mouvement de blocs découpés par des accidents profonds probablement hérités. Les mouvements traduisent l'application de champs de contraintes successifs.

Le Jebel Boudinar présente une série de couverture épaisse de 1600 à 2000 m, reposant sur une couche salifère triasique dont 1700 m sont connus à l'affleurement au Jebel Rhéouis. En conséquence, l'halocinèse et l'halotectonique constituent une source de déformation supplémentaire.

Les analyses cartographique, sédimentologique, structurale et de la subsidence ont permis de caractériser l'évolution géodynamique de ce secteur.

LE CRETACE INFÉRIEUR (Hauterivien-Aptien)

- En Tunisie centrale, il est caractérisé par une sédimentation perturbée par des épandages détritiques deltaïques au Néocomien et suivie d'ennelements au cours de l'Aptien, avec l'installation d'une plate-forme carbonatée. Une forte subsidence accompagne ces dépôts. Elle est guidée par l'ouverture de grabens orientés E-W, liés à une extension N-S.

- Au Jebel Boudinar (fig.160), cette période est caractérisée par une sédimentation détritique de type deltaïque au Néocomien, suivi d'un ennoiement (discontinuité D1), au cours de l'Hauterivien ou du Barrémien (?), avec l'installation d'une plate-forme carbonatée organisée en deux séquences (discontinuité D2).

La distension N-S provoque au cours de l'Hauterivien et jusqu'au Gargasien (?), l'effondrement d'un graben orienté N 65-85 et situé à

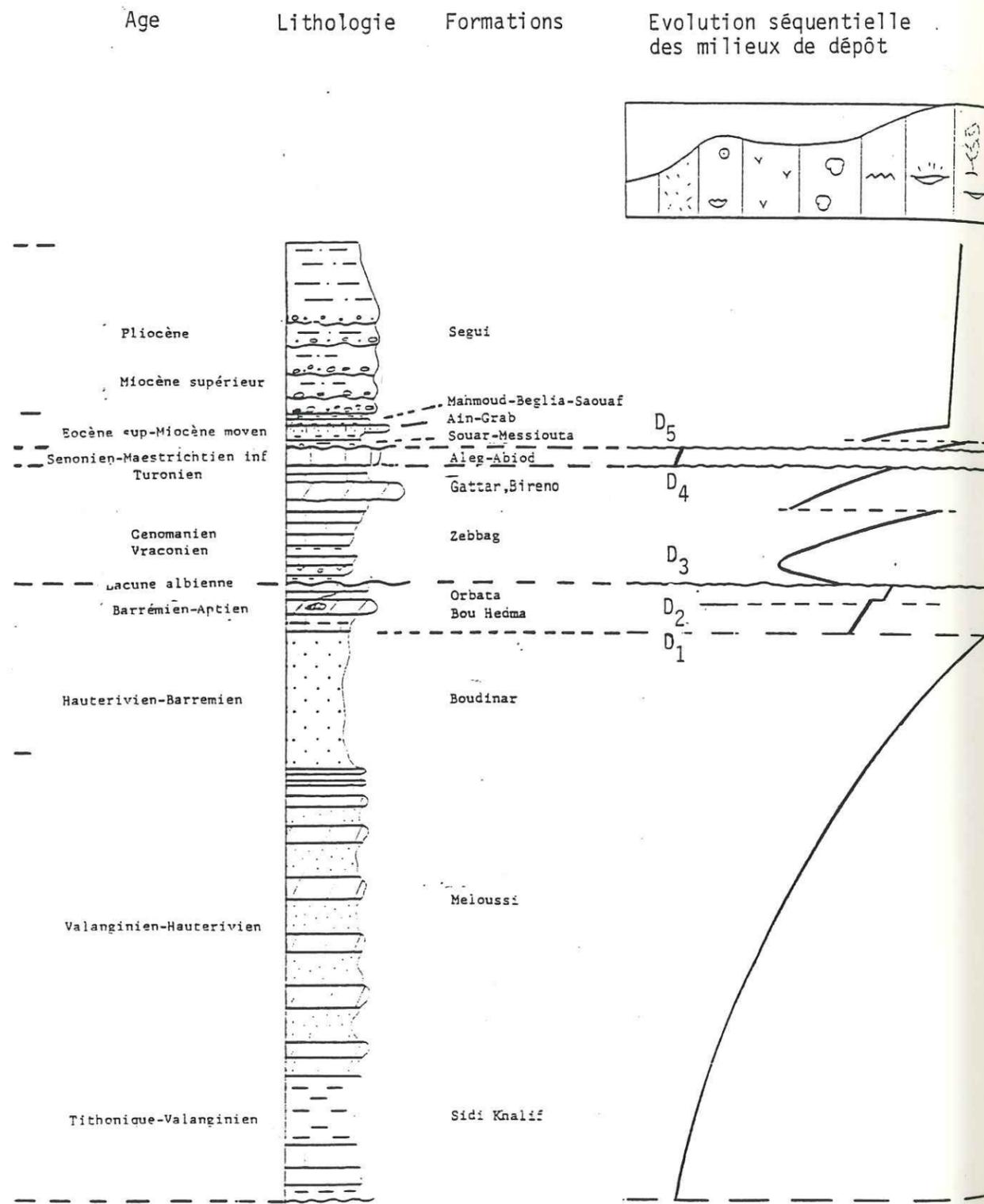
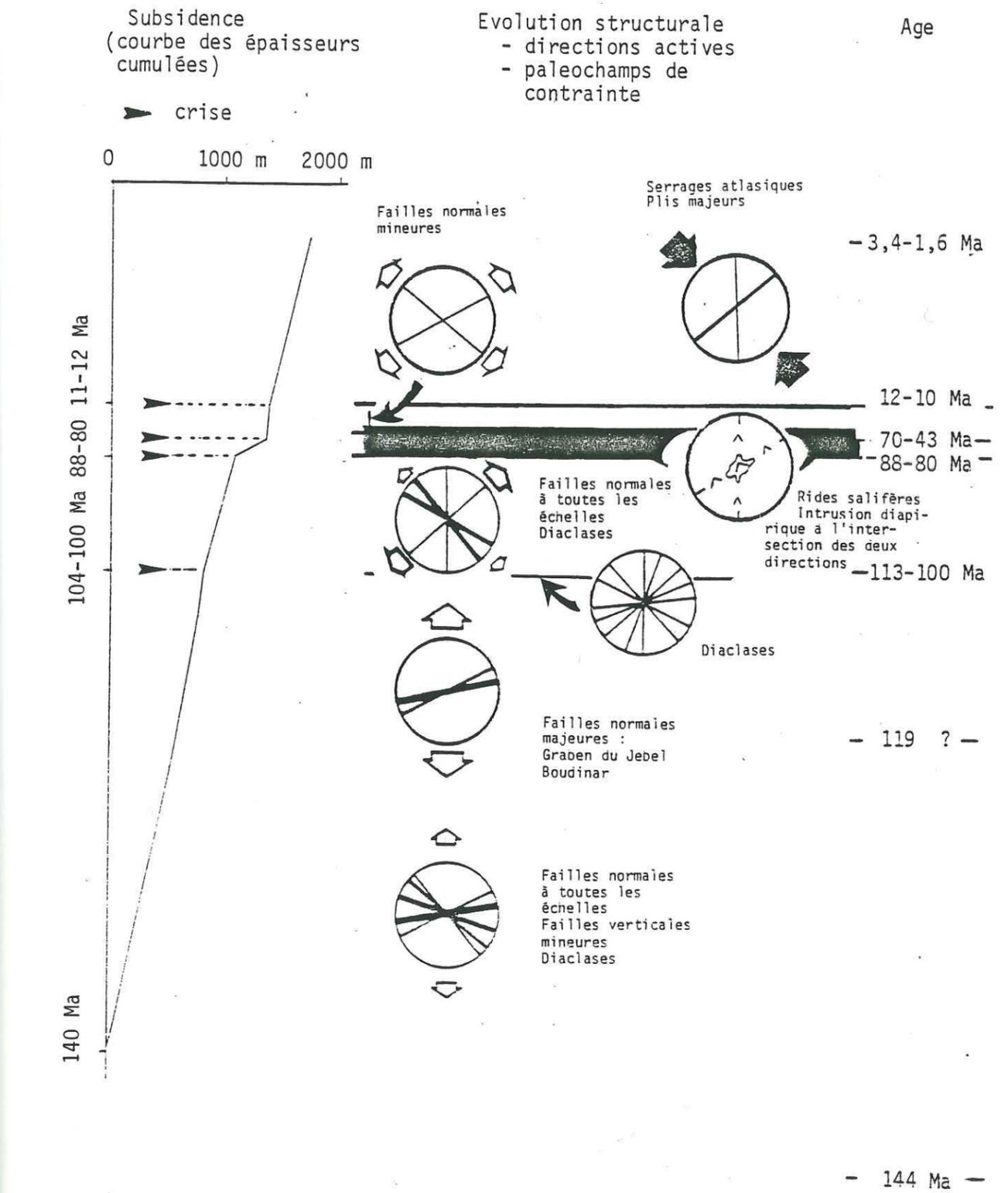


Fig. 160 L'évolution géodynamique du J. Boudinar



(direction atlasique, Tunisie centrale).

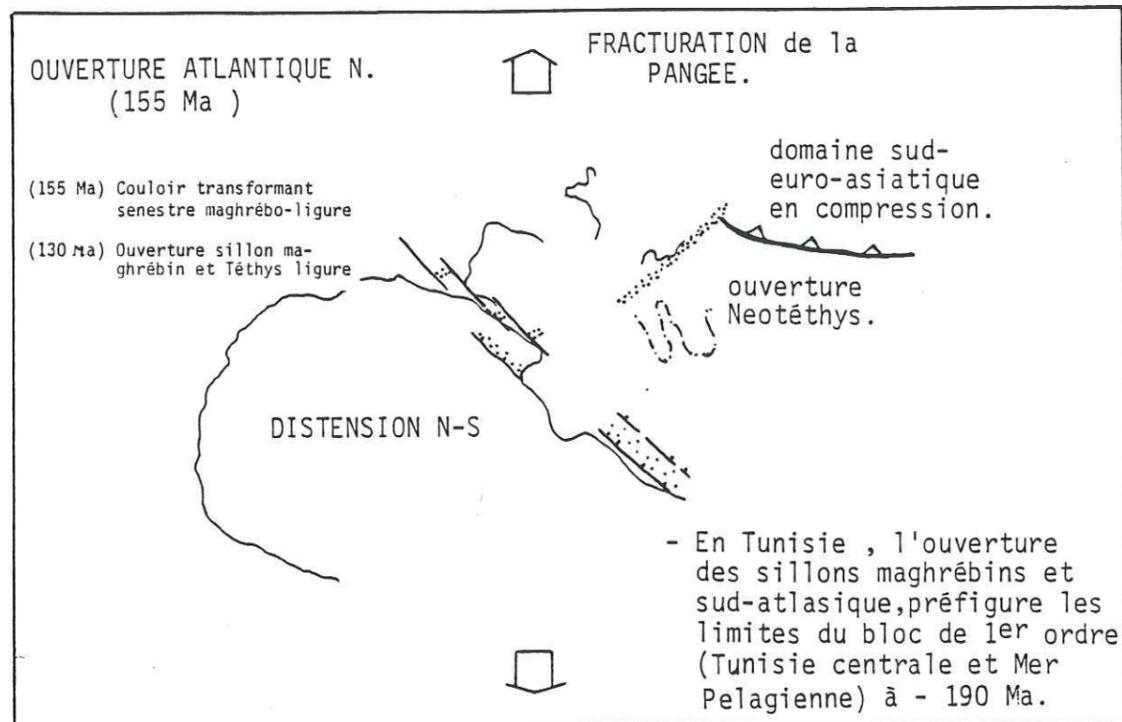


Fig. 161 Carte palinspastique du Trias à l'Aptien (-180 à - 110 Ma), (d'après Dercourt et al, 1985).

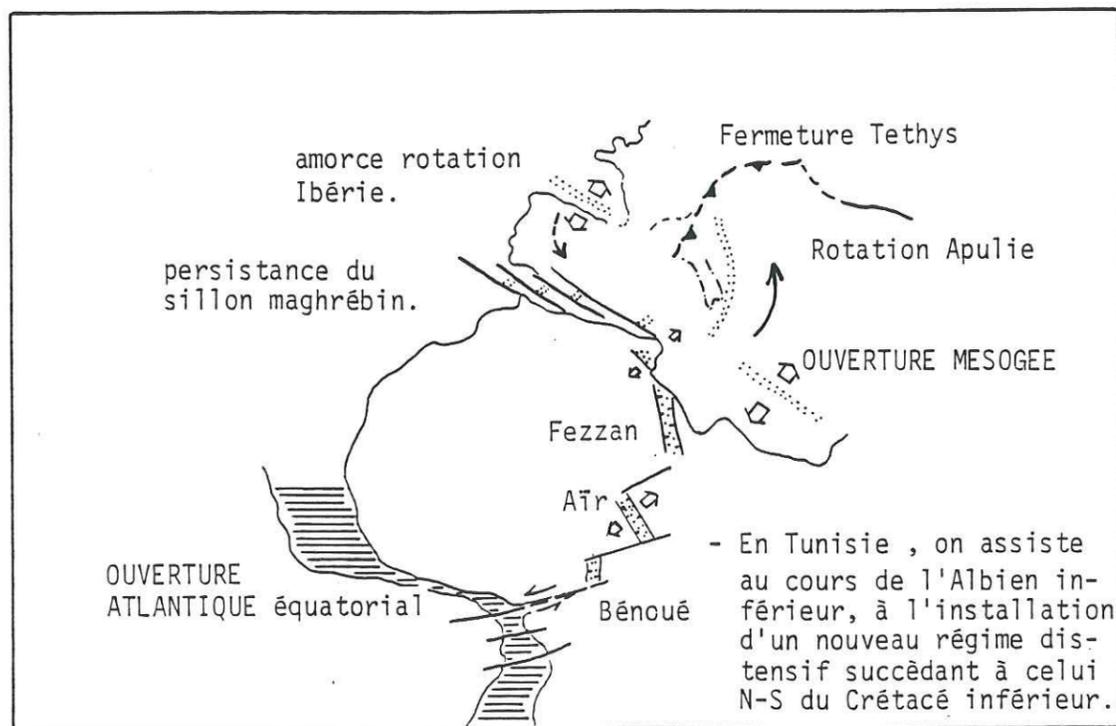


Fig. 162 La crise fini-aptienne à albienne inférieure (104-100 Ma).

Les relations géométriques avec les bassins trans-sahariens, reliés au golfe de la Bénoué, permettent d'envisager un écho de l'ouverture de l'Atlantique équatorial pour interpréter ce nouveau épisode distensif en Tunisie.

l'aplomb d'un des axes atlasiques de Tunisie centrale. L'extrémité Est du graben est affectée d'une remontée du plancher, induite par un bombement salifère (pillow stage) initié le long de l'axe N-S. Dans le détail, la fracturation s'organise selon la chronologie suivante :

* apparition de diaclases orientées selon les directions N 65-85 (dominante), N 100-110 et N 130-140 (secondaire), N 160-175 (non systématique puisque masquée par l'halocinèse le long de cette direction).

* jeu normal de failles subverticales selon les directions N 65-85 (dominante), N 110 et N 140 (secondaire).

Cette fracturation en mosaïque résulte à la fois d'une déformation distensive orientée N-S et de la réactivation des directions NE-SW et N-S du réseau reghmatique.

- **Liaison avec la tectonique des plaques**, cette première étape de déformation représente une conséquence très locale de la fragmentation de la Pangée (fig.160).

LE BOULEVERSEMENT DE L'ALBIEN INFÉRIEUR

- **En Tunisie centrale**, cette crise correspond à une période charnière qui voit un canevas paléogéographique remplacé par un autre. A de rares exceptions près, les lignes isopiques tunisiennes sont tout au long du Crétacé inférieur, latitudinales et parallèles à la bordure nord du continent saharien. A partir de l'Albien supérieur, les lignes isopiques s'organisent selon trois directions majeures: NW-SE (Sahel et mer Pélagienne); NE-SW (Tunisie occidentale) et N-S (axe N-S). C'est aussi une période de structuration régionale. Le jeu normal de failles NW-SE traversant le pays traduirait une extension NE-SW. En fait, elles guident l'effondrement de la marge pélagienne (Boltenhagezn, 1981), en cours de distension comme le montre la répartition des venues basaltiques (toutes situées à l'Est de l'axe N-S, Ellouz, 1984). En direction de l'Algérie, les failles NW-SE disparaissent tandis que les failles de direction atlasique prédominent dans le prolongement des domaines atlasiques algériens.

- **Au J. Boudinar (fig.160)**, cette crise est soulignée par la discontinuité D3. Elle représente une période d'induration sous-marine (fin gargasien ?) et d'intense érosion au cours de l'Albien inférieur-moyen (?). Une réorganisation du champ de contrainte en régime distensif est à l'origine de ce bouleversement. Succédant à l'extension N-S du Crétacé inférieur, une nouvelle extension démantèle la plate-forme aptienne. Cette distension, à la fois NE-SW et NW-SE présente un caractère multidirectionnel.

L'analyse du réseau de diaclases précoces montre le jeu des quatre directions héritées de la phase précédente, auquel se superpose le jeu de deux nouvelles directions: N 20 et N 45, ainsi que le jeu privilégié de la direction N-S.

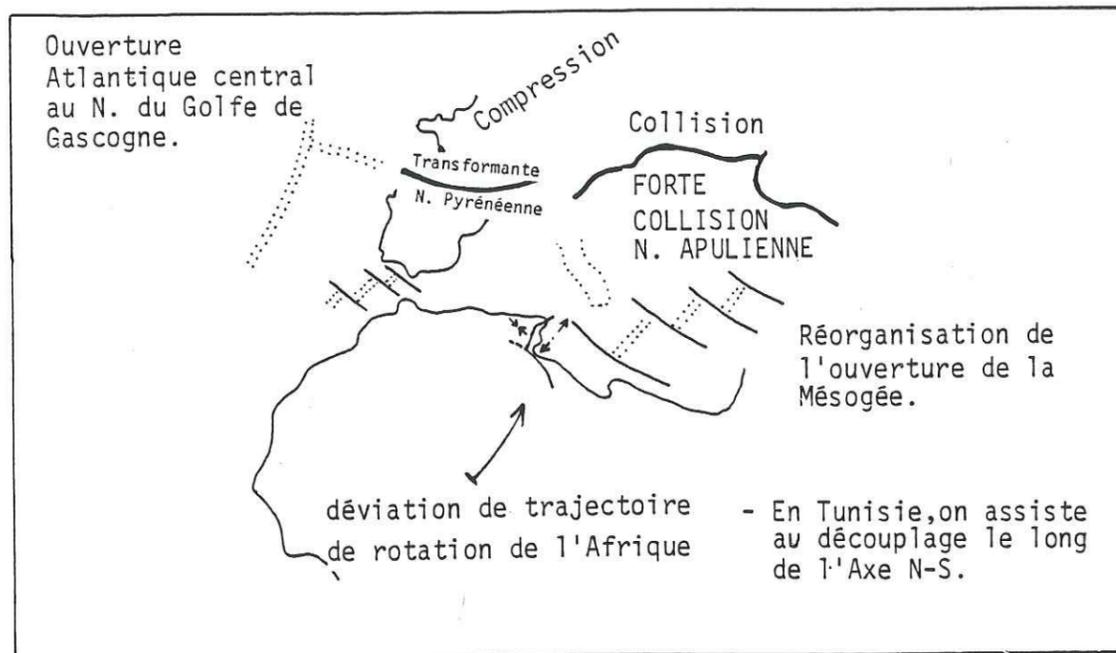


Fig. 163 La crise Sënonienne (- 83 à - 80 Ma), (d'après Olivet, 1978 et Dercourt, 1985).

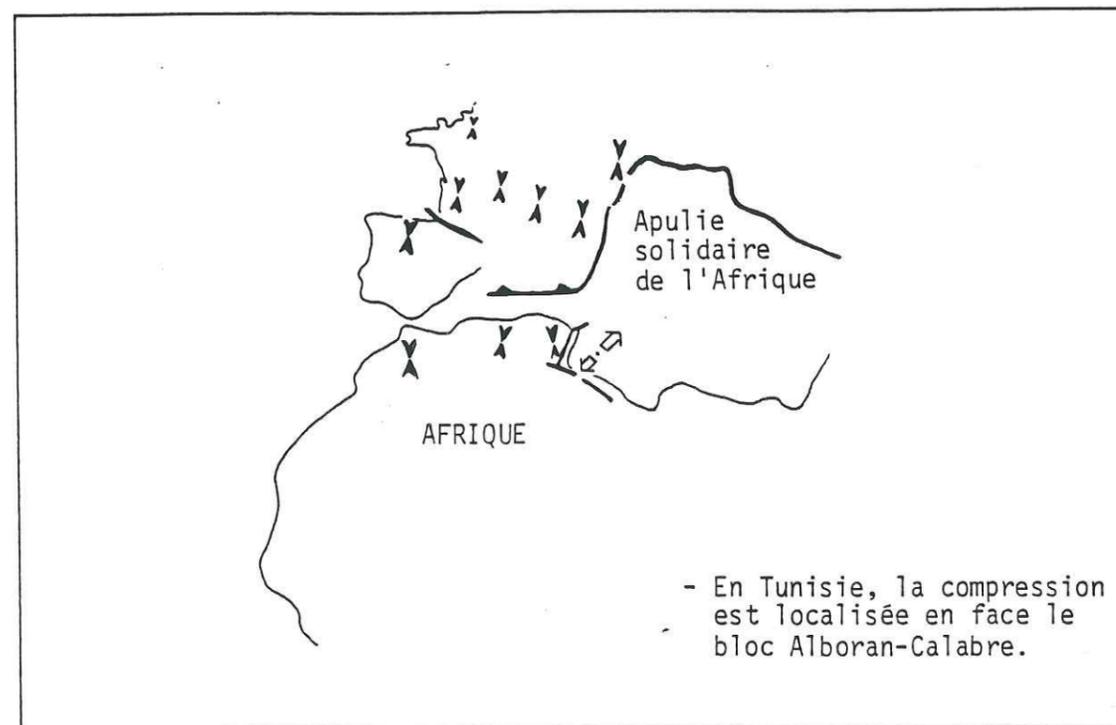


Fig. 164 Carte palinspastique de l'Eocène (- 50 à -30 Ma), d'après Dercourt (1985) et Bergerat (1985).

- **Liaison avec la tectonique des plaques**, l'extension NE-SW provoque l'effondrement de la mer pélagienne. Cela incite à chercher un lien avec l'ouverture de la Mésogée qui dans un modèle récent, intervient à l'Est, suivant la même direction et à la même époque (Dercourt, 1985). Cependant le pôle de rotation choisi pour l'Apulie ne permet pas un jeu suffisamment distensif des failles NW-SE en Tunisie. Une autre interprétation peut être proposée. Nous avons vu que le faisceau de failles de Gafsa, Kasserine, Sbiba se prolonge vers le SSW en Lybie. Là les failles de Syrte constituent l'extrémité nord d'un couloir de failles disposées en zig-zag qui par le Fezzan oriental et le lac Tchad atteint la Bénoué. Elles représentent des tronçons de vieux accidents réactivés au Mésozoïque, plus particulièrement à la fin du Crétacé inférieur (graben et basaltes), lors de l'ouverture initiale de l'Atlantique équatorial (Dufaure, 1984; Benkhelil, 1983; Mascle et al, 1986).

L'effondrement du fossé de la Bénoué à l'Albien moyen-supérieur, couplé avec l'ouverture du golfe de Guinée est précédé, à la fin de l'Aptien, par une extension N-S (Popoff, 1983). Le changement majeur dans le régime des contraintes intervient vers l'Albien inférieur. En Tunisie, il constituerait un écho de l'ouverture de l'Atlantique équatorial (fig.162) qui représente un aspect de la réorganisation majeure de la cinématique des plaques à l'échelle du globe (Olivet, 1984; Dercourt, 1985).

LE CRETACE SUPERIEUR

De l'Albien supérieur à la base du Sënonien:

- **En Tunisie centrale**, cette période est caractérisée par une sédimentation carbonatée débutant par la submersion de la plate-forme aptienne à l'Albien supérieur. Elle est rapidement relayée par l'installation d'une plate-forme à faciès évaporitique margino-littoral. Celle-ci est épisodiquement submergée, notamment à la fin du Cénomaniens et au cours du Turonien. La subsidence devient très active en relation avec la distension de la marge pélagienne. Celle-ci résulte d'une extension orientée NE-SW.

- **Au Jebel Boudinar** (fig.160) la sédimentation est organisée en trois séquences de comblement, montrant le passage rapide de faciès d'ouverture à des faciès internes. Une extension principalement orientée NE-SW et secondairement NW-SE provoque le jeu de failles normales orientées MW-SE, NE-SW et N-S. A ces structures se superposent celles résultant du jeu de l'axe N-S, de la faille Essouda-Bagra (N 165) et de la faille de Kasserine (NW-SE). Elles résultent de la mobilisation des directions reghmatiques. Aucune trace de compression (orienté NW-SE selon Burollet, 1982) n'a été observée.

LE BOULEVERSEMENT DE LA FIN DU CRETACE SUPERIEUR

La **crise fini turonienne** bouleverse le dispositif précédent. Elle est soulignée au Jebel Boudinar par l'érosion du toit du

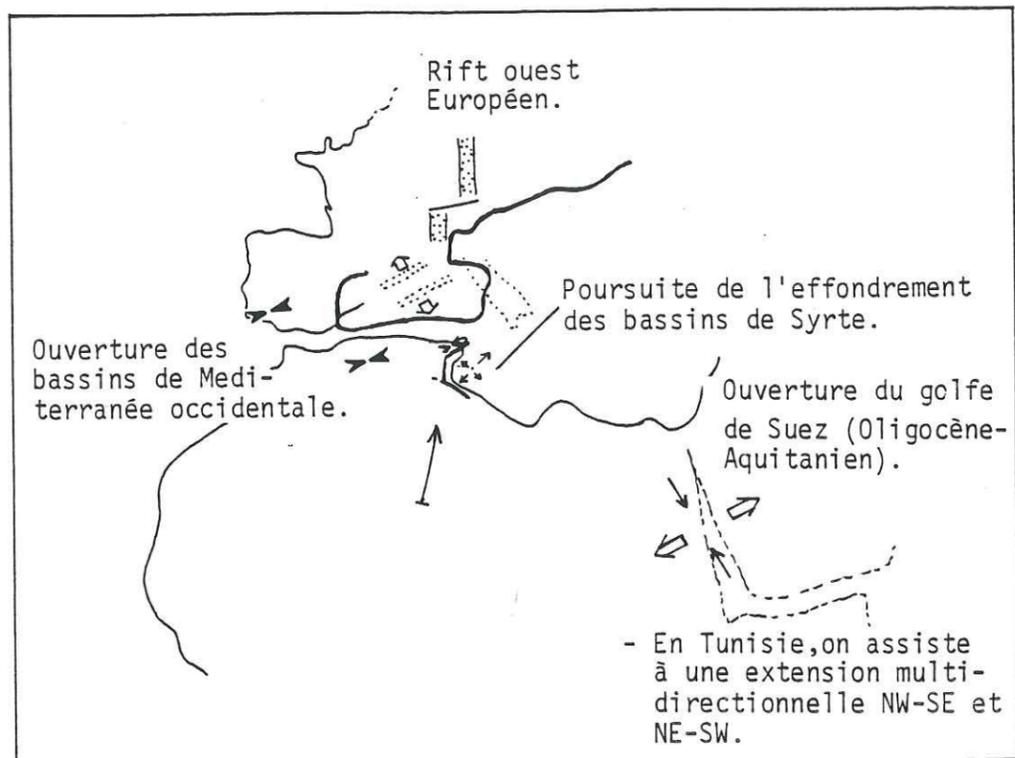


Fig. 165 Carte paléogéographique : du bouleversement de l'Oligocène au Miocène moyen, (d'après Dercourt, 1985).

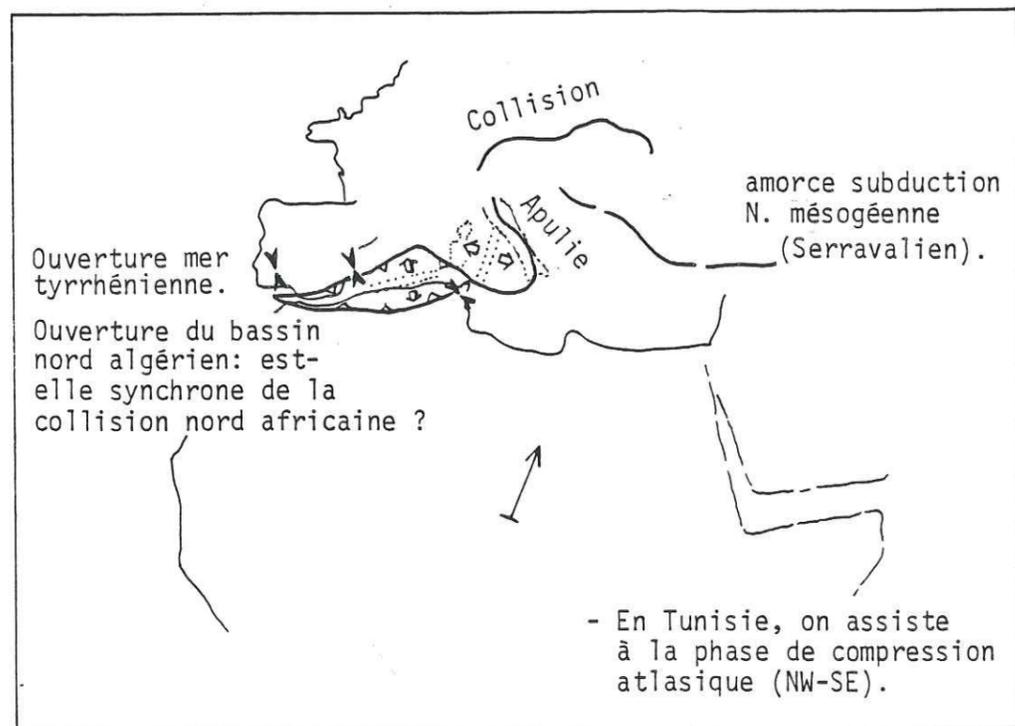


Fig. 166 Carte paléogéographique du Miocène supérieur, (d'après Dercourt, 1985).

Turonien (discontinuité D4) et par une perturbation dans l'évolution de la subsidence. Elle marque le début d'une crise halocinétique qui caractérise la fin du Crétacé supérieur (Sénonien).

Le Sénonien

- En Tunisie centrale, cette période est caractérisée par une sédimentation argilo-crayeuse de milieu circalittoral et présentant de nombreux remaniements synsédimentaires. La structuration de la Tunisie est essentiellement marquée par le découplage entre la Tunisie occidentale et la Tunisie orientale, le long de l'axe N-S à jeu distensif décrochant sénestre. Le compartiment occidental serait affecté par l'ébauche des compressions atlasiques orientées NNW-SSE. La Tunisie orientale et la Mer Pélagienne demeurent en régime distensif en relation avec l'ouverture du golfe de Syrte (extension NE-SW).

- Au **Jebel Boudinar** (fig.160), ce sont les dépôts les plus marins observés. La déformation est héritée de la mobilisation généralisée de la couche salifère triasique. Celle-ci évolue en bombement et dépression (pillow-stage) le long de la direction atlasique (NE-SW) et en intrusion diapirique (diapir stage) à l'intersection de la direction atlasique et de l'axe N-S. Indépendamment de l'halocinèse, un jeu décrochant sénestre de l'axe N-S est envisagé.

Liaison avec la tectonique des plaques, à l'échelle africaine le bouleversement du Crétacé supérieur (88-80 Ma) est lié au changement de trajectoire de la rotation de l'Afrique. Il lui est associé un serrage de la limite nord-tunisienne et une réorganisation de l'ouverture de la Mésogée. Cette opposition s'établit de part et d'autre du prolongement sud de la bordure ouest apulienne. Le découplage le long de l'axe N-S en Tunisie pourrait en constituer une illustration (fig.163).

LE TERTIAIRE

De la fin du Maastrichtien et jusqu'à l'Eocène moyen, le **Jebel Boudinar** est émergé et subit une forte altération continentale (discontinuité D5). Cette exondation est liée à la régression marquant le fin du Crétacé et le début du Tertiaire. L'émergence du **Jebel Boudinar** est associée au soulèvement de l'île de Kasserine que Burolet (1982) attribue à une phase de compression NW-SE.

L'Eocène supérieur

- En Tunisie centrale, on assiste à une sédimentation lagunaire accompagnée d'une faible subsidence. Le dispositif mis en place au cours du Sénonien (compression atlasique à l'Ouest et extension NE-SW à l'Est) persiste jusqu'à la fin de l'Eocène. Une saccade de compression est enregistrée à cette période et provoque l'ébauche des chevauchements le long de l'axe N-S (Ouali, 1984).

- Au **Jebel Boudinar** (fig.160), la sédimentation est de type évaporitique. L'halocinèse est encore active à cette époque. Elle est représentée par des rides et des collapses salifères orientés NE-SW et N-S caractérisant l'influence du réseau rhégmatique.

- **Liaison avec la tectonique des plaques**, la déformation compressive en Tunisie occidentale, quoique moins prononcée, est associée au plissement majeur des chaînes atlasiques du Maghreb. Située dans le contexte de la collision Afrique-Europe, la déformation se localise à l'avant du bloc Alboran-Calabre en cours de raccourcissement. Plus à l'Est, on observe la préservation du régime distensif (fig.164).

De l'Oligocène au Miocène moyen

- En **Tunisie centrale**, cette période enregistre une sédimentation gréseuse marine puis des dépôts d'argiles rouges continentales. Leur succède la transgression burdigalo-langhienne représentée par des faciès de plage qui évoluent vers des milieux supratidaux. La structuration est marquée par un bouleversement majeur. Il est matérialisé par l'ouverture des bassins orientés NE-SW et NW-SE. Cette extension multidirectionnelle provoque l'inversion des mouvements verticaux des structures préexistantes, à l'échelle de toute la Tunisie (Buroillet et Ellouz, 1986).

- Au **Jebel Boudinar** (fig.160), sa position à l'écart des zones de transit des grès oligocènes se traduit par une lacune (discontinuité D6). Une extension multidirectionnelle NW-SE et NE-SW provoque le jeu normal des failles atlasiques (N 60) auquel est associé le jeu des failles verticales N 140, lors du Miocène inférieur et moyen.

- **Liaison avec la tectonique des plaques**, cette phase distensive caractérise l'individualisation de nombreux bassins, notamment en Méditerranée (bassin NE-SW) et le golfe de Suez (bassins NNW-SSE), (fig.165) la distension en Tunisie constitue donc un jalon entre le rift ouest européen et celui de la Mer Rouge.

Le Miocène supérieur

- En **Tunisie centrale**, il est souligné par le début des plissements atlasiques majeurs. La compression est orientée N 115-120 et provoque le plissement de la couverture selon des directions héritées du réseau rhégmatique NE-SW (majeur); N-S et NW-SE (accessoires). Une forte subsidence est observée en Tunisie orientale, elle traduit l'effondrement de tout ce domaine le long de la flexure constituée par la faille de Gafsa (NW-SE), l'axe N-S et la dorsale tunisienne (NE-SW). Ce mouvement provoque l'expulsion du bloc sahélo-pélagien vers l'Est.

- Au **Jebel Boudinar** (fig.160), ce bouleversement est souligné par une discordance angulaire de 15°-20° (discontinuité D7). La sédimentation est de type torrentiel. Les discordances en éventail

qui l'accompagnent traduisent, le bombement progressif de l'anticlinal et le pincement du synclinal. Ce plissement de direction atlasique résulte de la phase compressive dite atlasique (NW-SE).

- **Liaison avec la tectonique des plaques**, le bouleversement du Miocène supérieur résulte de la collision entre la bordure nord maghrébino-nord apulienne et l'Europe (fig.166)

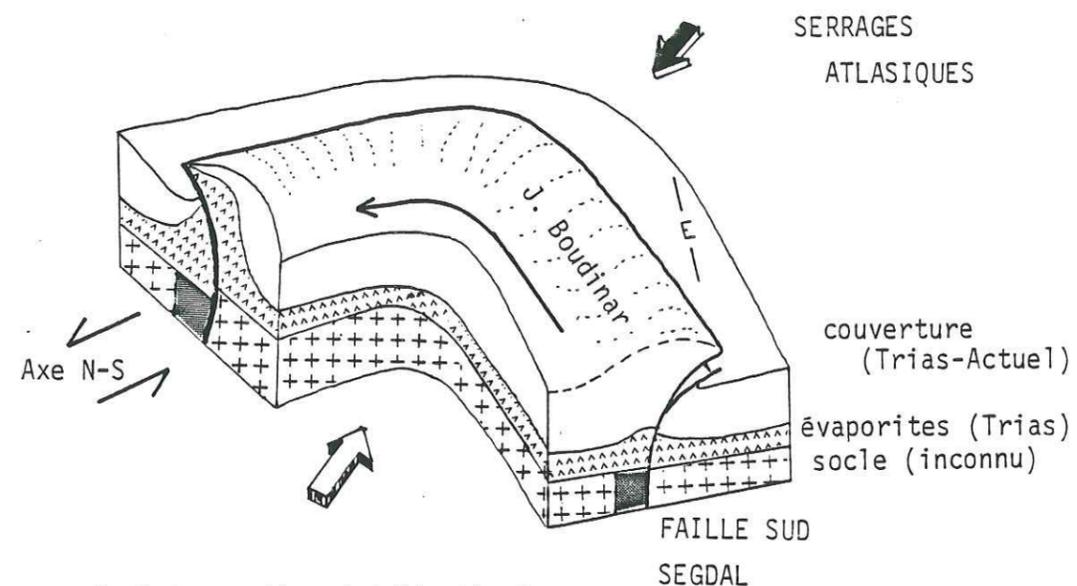
Toutefois, la présence d'un domaine à croûte océanique (bassin nord algérien-liguro-provençal) entre ces deux domaines constitue un point d'interrogation: le plissement de la marge nord-africaine (déversement des nappes septentrionales vers le SE) est-il synchrone de l'ouverture de ce bassin océanique ?

AU QUATERNAIRE

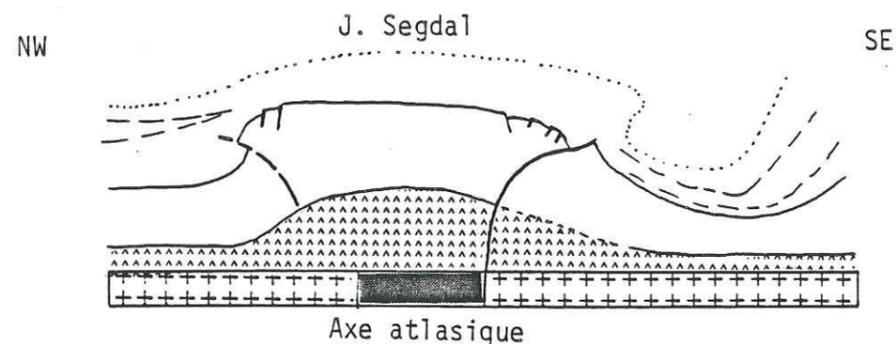
- En **Tunisie centrale**, la sédimentation de type continentale est représentée par des limons rouges, des glaciis, des éboulis et une croûte calcaire datée du Villafranchien. La déformation de celle-ci résulte d'un nouveau serrage atlasique, il amplifie toutes les structures préexistantes.

- Au **Jebel Boudinar**, l'absence de marqueur ne nous a pas permis d'analyser les mésostructures associées à cette déformation. Cartographiquement, on observe l'amplification des structures ébauchées au Miocène supérieur (pli atlasique, torsion de ses extrémités).

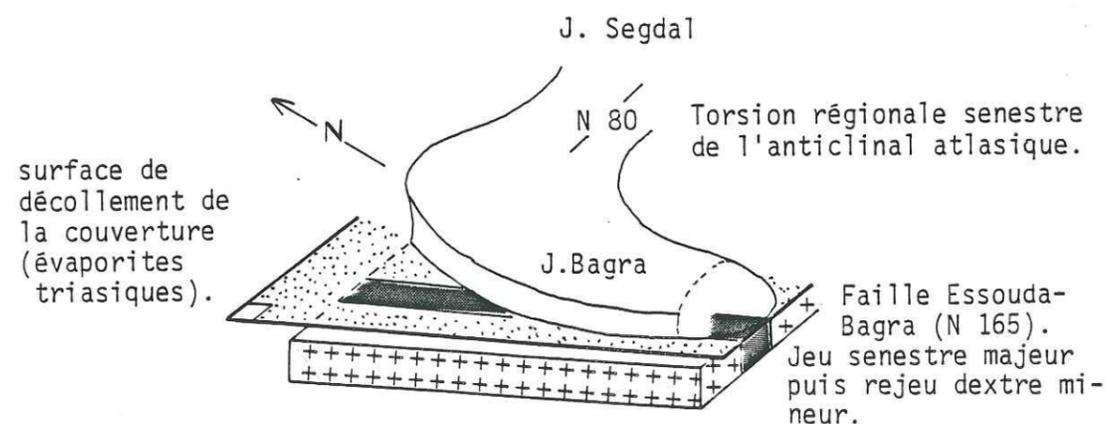
Ainsi, le **Jebel Boudinar** résulte de la superposition de déformations distensives et compressives au droit d'un accident profond hérité de direction atlasique (NE-SW). La succession et l'alternance d'extensions et de compressions résultent à la fois des paléochamps de contraintes successifs et de la réactivation des directions structurales majeures de Tunisie centrale. L'halocinèse est un trait constant qui se surimpose secondairement. Les déformations analysées peuvent être appréhendées pour certaines à l'échelle africaine, pour d'autres à l'échelle téthyso-atlantique ou encore à l'échelle méditerranéenne. Ceci résulte de la position centrale de la Tunisie centrale vis à vis des différents dispositifs.



A. Intersection du pli atlasique et de l'axe N-S.



B. Coupe de la branche centrale du pli atlasique.



C. Terminaison perianticlinale occidentale du pli atlasique.

Fig. 153 Synthèse des déformations liées aux serrages atlasiques du Miocène supérieur à l'Actuel, au J. Boudinar (direction atlasique, Tunisie centrale).

produit le long de l'axe N-S, séparant la Tunisie occidentale en compression (NW-SE: ébauche des serrages atlasiques) et la Tunisie orientale en extension (T3: NE-SW).

Du Maastrichtien terminal à l'Eocène moyen, le Jebel Boudinar s.l. est émergé. La géométrie de ce chaînon à cette époque ne peut être définie puisque l'émersion du début du Tertiaire caractérise un vaste domaine (île de Kasserine).

A l'Eocène supérieur, l'halocinèse persiste. Elle est représentée par la persistance de bombement (proto-anticlinal du J. Boudinar s.l.) et par l'apparition de collapses salifères (Ksar Boudinar et flanc sud du synclinal atlasique des Jebels Boudinar-Lhassem), (fig.151).

L'influence du bâti structural se traduit par le jeu des directions N-S et NE-SW.

En l'absence de structure compressive, la mobilisation de la couche salifère peut-être considérée comme une réponse au jeu de l'accident profond atlasique. La mobilité de ce dernier pourrait résulter de la phase de serrage atlasique (compression orientée NNW-SSE).

De l'Oligocène au Miocène moyen.

A l'Oligocène, le Jebel Boudinar s.l. est situé à l'écart des zones de transit du matériel détritique (Formation Fortuna).

Au Miocène moyen, une extension multidirectionnelle domine. Elle se traduit par le jeu normal de la faille Nord Segdal (N 60) et de failles normales mésoscopiques N 140. Sur le flanc sud de l'actuel synclinal des Jebels Boudinar-Lhassem une discordance de 20° à la base du Miocène moyen, semble traduire un jeu en extension des failles atlasiques (faille Sud Segdal (?) et faille du khanguet Er Rehana, fig.152).

Du Miocène supérieur à l'Actuel, les serrages atlasiques dominant (fig.152 et 153). Ils résultent d'une compression orientée NW-SE et évoluent en N-S. Leur succession dans le temps en plusieurs stades aboutit à la formation d'un pli de direction atlasique (NE-SW). Il est constitué d'un anticlinal à coeur évaporitique, au SE duquel se forme un synclinal pincé. Le soulèvement de l'anticlinal atlasique provoque une inversion structurale positive à partir du graben proto-atlasique du Crétacé inférieur le long de la faille Sud Segdal (N 80). Les extrémités du pli atlasique subissent une torsion senestre majeure le long des failles subméridiennes: axe N-S (à l'Est) et Essouda-Bagra (à l'Ouest).

Un rejeu dextre est envisagé le long de la faille Essouda-Bagra et de l'axe N-S, pour expliquer la rotation horaire de la branche centrale du pli atlasique.

Ces déformations (polyphasées dans la détail) provoquent le décollement de la couverture au niveau des deux terminaisons du pli. Au NE, à l'intersection du Jebel Boudinar avec l'axe N-S, l'évolution du crochon en rampe latérale entraîne le décollement et une légère translation (inférieure à 1 km) de la couverture vers le SE. Au SW,

la terminaison du pli subit une rotation antihoraire de 75°, entraînant le décollement de la couverture.

III - CONCLUSION

Le jeu de la direction structurale atlasique au Jebel Boudinar répond à une succession d'extensions et de compressions d'orientations variées. En particulier, cette succession est à l'origine de l'inversion structurale positive qui caractérise le Jebel Boudinar s.s; (évolution d'un graben à un anticlinal à coeur évaporitique).

Le jeu de la direction structurale atlasique est complexe car il est influencé par la remobilisation des autres directions structurales (N-S et NW-SE).

Le style plissé dans la couverture reflète aussi la mobilité des évaporites triasiques. Les bombements initiaux accompagnent les extensions, le style intrusif-extrusif (stade diapirique) des évaporites accompagnent les compressions.

QUATRIEME PARTIE

EVOLUTION DE LA SUBSIDENCE

I - LA COURBE DES EPAISSEURS CUMULEES AU JEBEL BOUDINAR :
APPROCHE DE LA SUBSIDENCE TECTONIQUE

II - LA SUBSIDENCE EN TUNISIE ORIENTALE ET MER PELAGIENNE

III - LA SUBSIDENCE EN TUNISIE OCCIDENTALE

IV - CONCLUSION

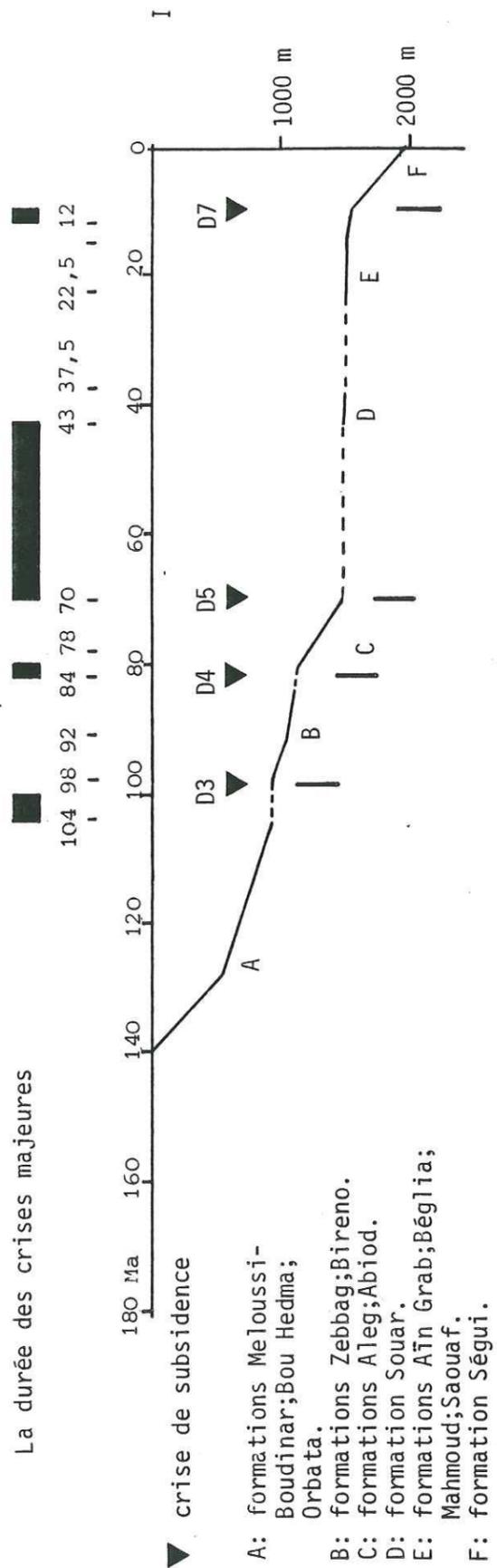
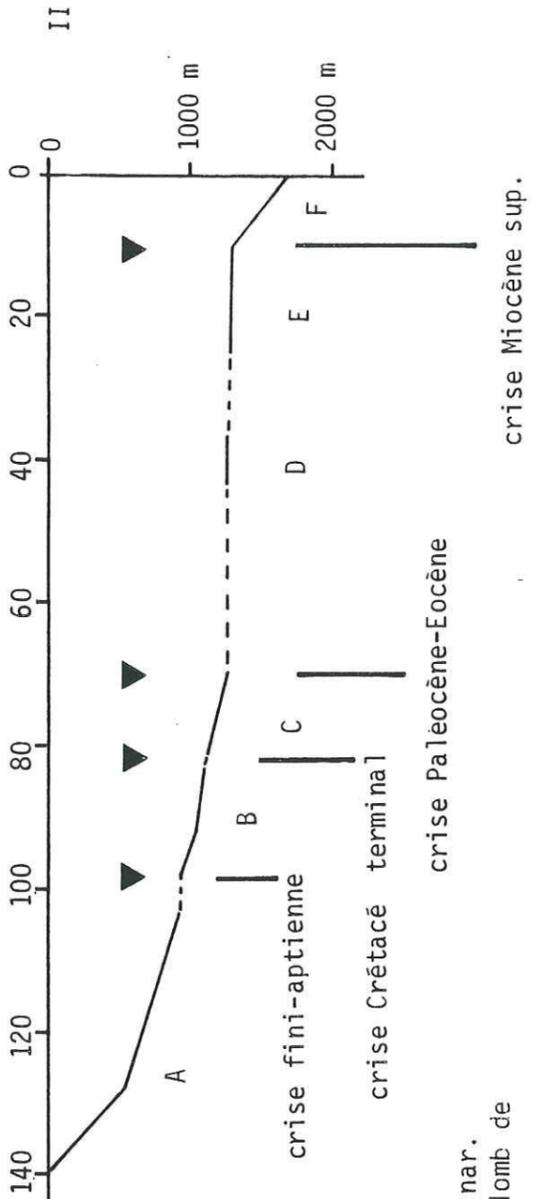


Fig. 154 Les courbes de subsidence totale au J. Boudinar s.l., depuis le Tithonique jusqu'à l'Actuel. Les sédiments ne sont décompactés. La correction paléobathymétrique est effectuée uniquement pour la partie C (de 200 m), les autres parties reflètent de milieux de dépôt peu profond. La courbe I tient compte des phénomènes halocinétiques observés au Khanguet Boudinar. La courbe II est construite à l'aplomb de l'anticlinal atlasique (J. Segdal).



EVOLUTION DE LA SUBSIDENCE

I- LA COURBE DES EPAISSEURS CUMULEES AU J. BOUDINAR : approche de la subsidence tectonique.

1 - Analyse :

La courbe des épaisseurs cumulées (fig.154) présente une allure irrégulière. Elle est caractérisée par une pente prononcée durant tout le Crétacé. Celle-ci est affectée par deux principales ruptures de pente, situées à 104-100 Ma et 84-80 Ma. A cette pente, succède un important palier, témoin d'un faible taux de sédimentation et d'émersions épisodiques, durant l'intervalle 70-12 Ma. La rupture de pente située à 12 Ma marque la reprise de la subsidence.

Après une discussion sur la méthodologie, nous nous intéresserons plus particulièrement à la signification des crises marquées par des ruptures de pente.

2 - Méthode :

Cette courbe a été construite par addition des épaisseurs des différentes Formations. L'incertitude liée à la compaction des sédiments, à la paléobathymétrie et aux variations eustatiques, nous conduit à raisonner uniquement sur les périodes de crises.

2.1 - La décompaction :

Les sédiments n'ont pas été décompactés. Nous considérons que la décompaction n'influe pas sur la rupture de pente fini aptienne, puisque les sédiments aptiens et cénomaniens présentent le même faciès chimique (dolomicrite fine). La décompaction peut entraîner une accentuation relative de la subsidence entre deux tranches de temps. Ainsi, la correction liée à la décompaction des argiles sénoniennes est plus importante que celle liée au dolomicrite du Turonien. Toutefois, cela ne modifie pas la position de la rupture de pente du Turonien terminal.

2.2 - La profondeur des dépôts :

Nous avons vu dans la partie stratigraphie, que le domaine étudié demeure sous une profondeur relativement constante et limitée à l'intervalle 0-50 m. Seuls les Formations Aleg et Abiod du Crétacé terminal montrent un approfondissement (=200 m) des milieux de dépôt. Celui-ci est pris en compte.

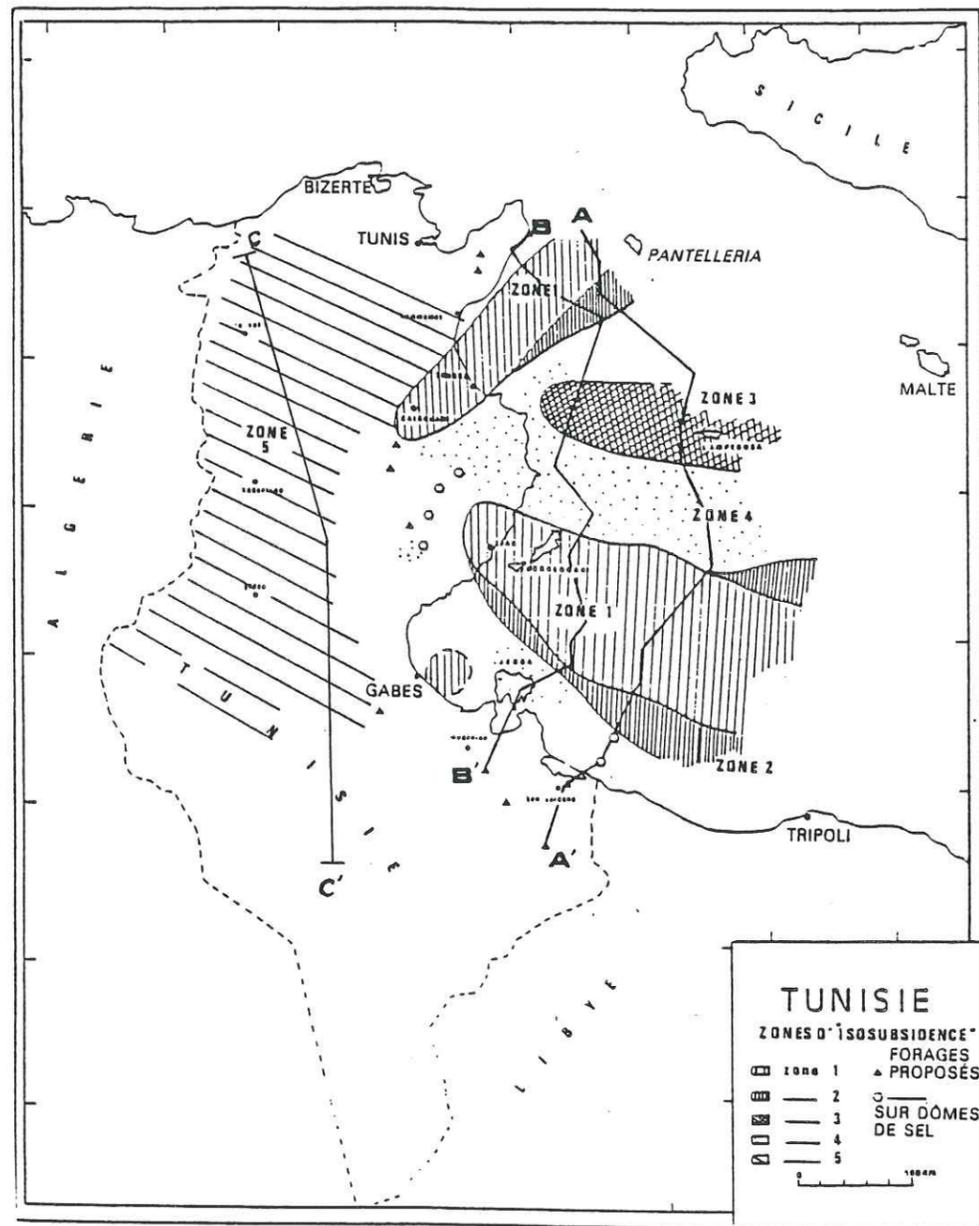


Fig. 155 Les zones d'isosubsidences de la Tunisie (Ellouz, 1984).

coupes A-A' et B-B' voir fig. 156

coupe C-C' voir fig. 157, 158, 159.

2.3 - Les variations eustatiques du niveau marin :

C'est un facteur important, dont la maîtrise nous échappe partiellement (Brunet, 1981). Pour la Tunisie, les périodes de transgressions eustatiques majeures sont le Cénomaniens et le Crétacé terminal. Toutefois, ces phénomènes intéressent l'ensemble des domaines paléogéographiques. En conséquence ils ne peuvent influencer sur les mouvements relatifs des différents blocs sur lesquels s'installent les domaines paléogéographiques. Par contre, ils peuvent être à l'origine de variations de vitesse de sédimentation constituant alors une source d'erreur dans l'analyse de la courbe de subsidence.

2.4 - L'érosion :

La quantité de sédiment érodé n'a pas été évaluée. Nous indiquons uniquement les périodes lors desquelles, des phénomènes d'érosion ont été relevés (Albien, Paléocène-Eocène inférieur).

3 - Les crises majeures de la courbe des épaisseurs :

Les crises majeures sont représentées par les ruptures de pente. Elles traduisent soit des accélérations brutales, soit des ralentissements importants de la subsidence (fig. 154).

Quatre crises majeures ont été distinguées au J. Boudinar. Il s'agit de la fin de l'Aptien (104-98 Ma), du Crétacé terminal (88-80 Ma), de l'Eocène (70-43 Ma), du Miocène supérieur (12-11 Ma). La rupture de pente au cours du Crétacé inférieur peut résulter des mouvements halocinétiques. Celle observée au cours du Turonien n'est pas considérée comme significative, car la base de la transgression turonienne (marnes d'Annaba) n'est pas enregistrée (P.2).

3.1 - La crise fini-aptienne (104-98 Ma) :

Elle est soulignée par un arrêt de sédimentation au cours du Gargasien (?), suivi d'une période d'intense érosion à l'Albien inférieur et moyen. Ces événements sont associés à la régression précédant la transgression eustatique de l'Albien supérieur.

Cette crise succède à la phase de subsidence prononcée du Crétacé inférieur, et précède la reprise de subsidence au Cénomaniens. Cette perturbation est accompagnée d'une accélération de l'halocinèse (axe N-S).

Ce bouleversement est caractérisé par une modification de :

- * l'orientation des lignes isopiques en Tunisie. On assiste au passage d'une organisation latitudinale à une répartition selon des directions NW-SE et NE-SW.
- * la distribution des fractures (diaclasses, failles normales majeures et mineures). Le réseau des fractures du Crétacé inférieur montre la prédominance de la direction N 65 à 85.

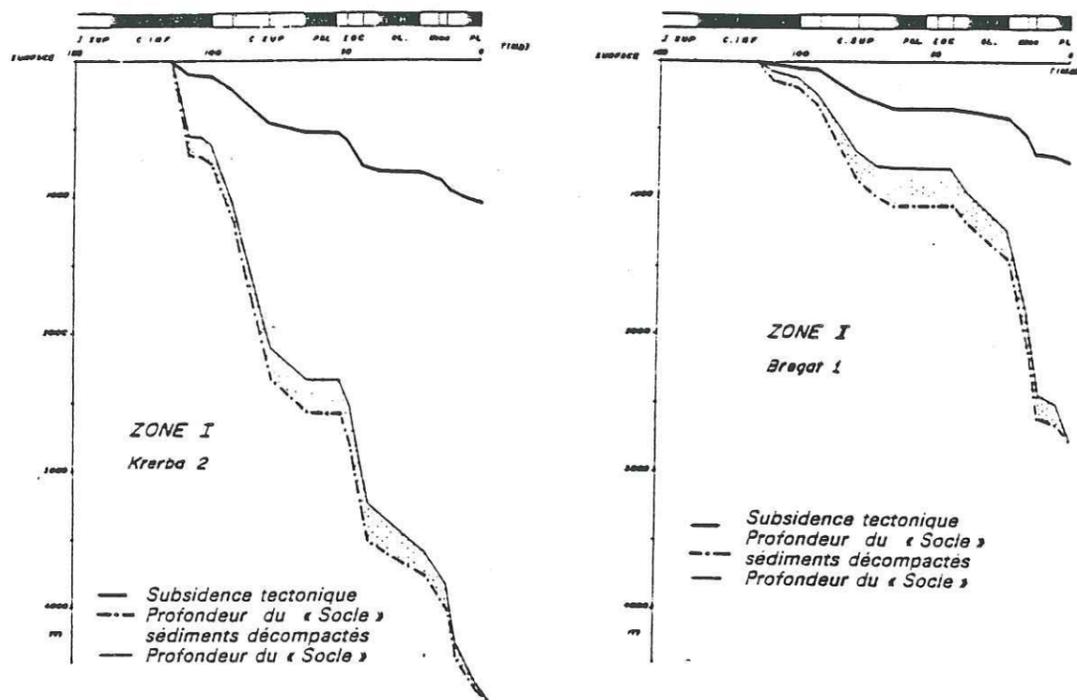
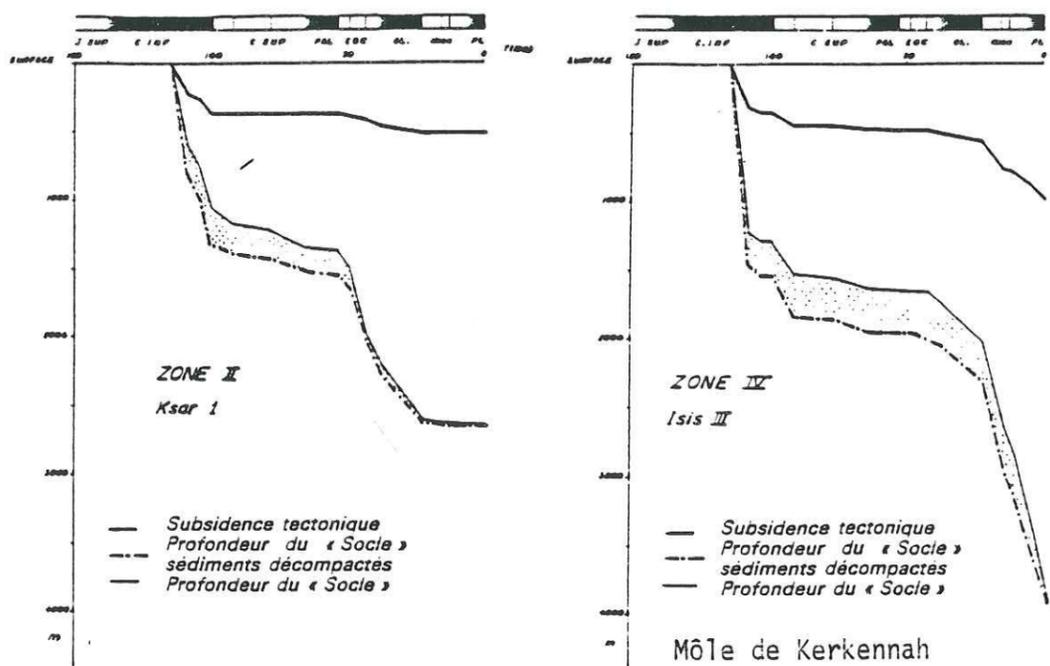


Fig. 156 Exemples de courbes de subsidence des Zones I,II;III et IV (Ellouz,1984).



En particulier, cette direction est représentée par les failles normales qui délimitent le graben kilométrique du J. Segdal. Avec le Vraconien et le Cénomaniens, apparaissent trois nouvelles directions. Elles regroupent les fractures orientées NW-SE ; NE-SW et N-S.

Cette réorganisation caractérise deux régimes distensifs. Elle résulte d'un changement de l'état de contrainte entre l'extension N-S du Crétacé inférieur et l'extension à dominante NE-SW du Vraconien-Cénomaniens.

La crise fini-aptienne à albiens inférieure résulte donc d'un passage direct d'un régime distensif à un autre, marqué par un changement de l'orientation des axes de contraintes.

Cette crise se traduit aussi par une augmentation de la vitesse de sédimentation, liée à l'élévation de la production en carbonate primaire dans un contexte transgressif.

3.2 - La crise du Turonien terminal-Sénonien (88-80 Ma) :

Elle est soulignée par une surface d'érosion à la base du Sénonien. Elle est caractérisée par des mouvements halocinétiques des évaporites triasiques. Il en résulte l'apparition d'une ride salifère le long de la direction atlasique, et d'une dépression périphérique attribuée à un stade diapir, à l'intersection de la direction atlasique et de l'axe N-S.

En Tunisie, c'est lors de ce bouleversement que s'effectue le découplage entre la Tunisie orientale et la Tunisie occidentale. Ainsi à l'Ouest de l'axe N-S, on assiste à l'ébauche des structures compressives NE-SW, tandis que le domaine oriental est en extension.

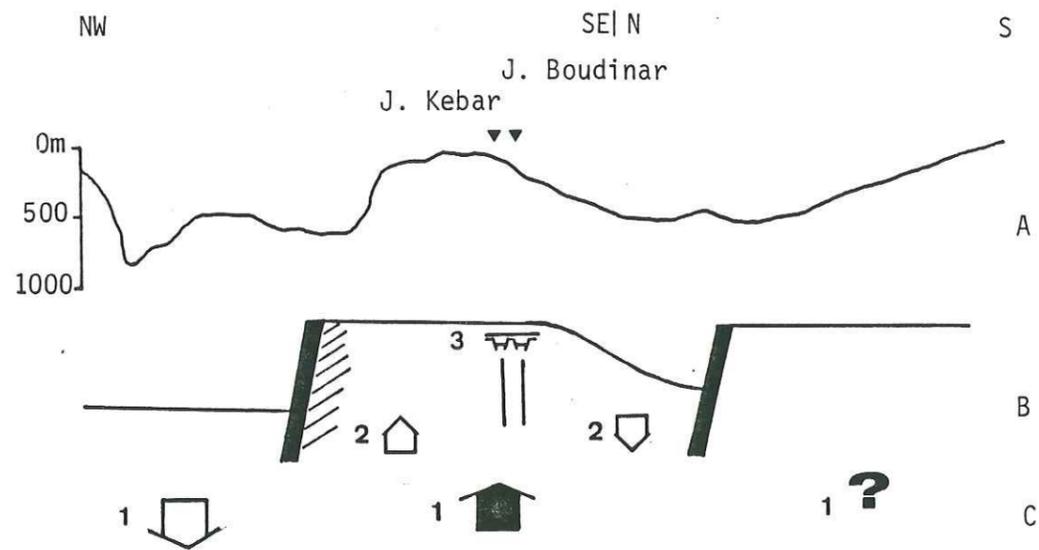
3.3 - La crise du Crétacé terminal- Eocène inférieur et moyen (70-43 Ma) :

Elle est marquée par une phase d'émersion-érosion. Celle-ci affecte l'île de Kasserine soulevée et exondée. Au J. Boudinar, la discordance angulaire observée à la base de la Formation Souar (Eocène supérieur) est attribuée à des mouvements salifères (collapses).

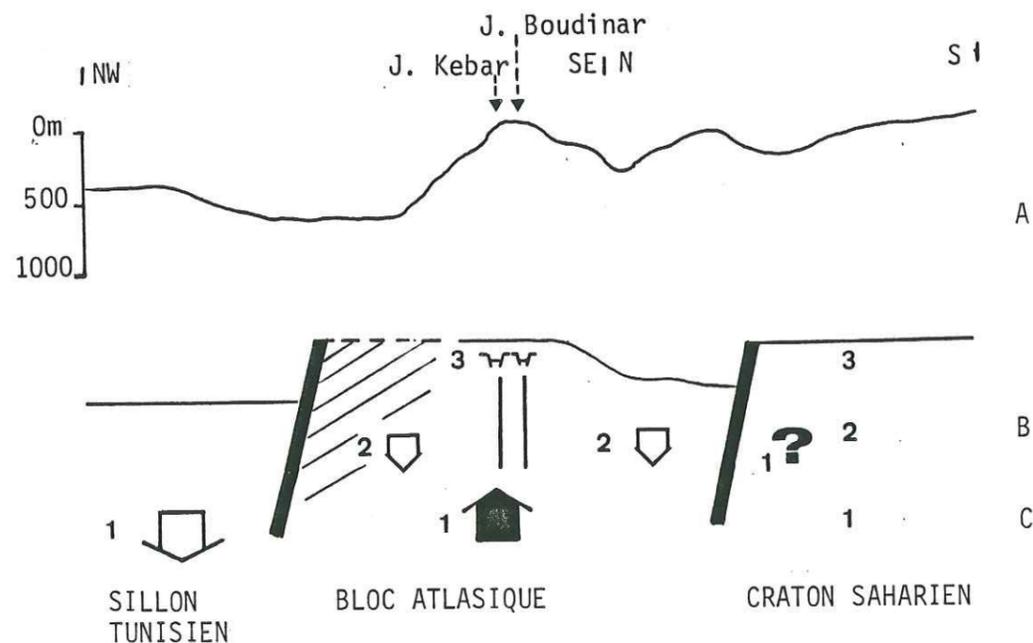
3.4 - La reprise du Miocène supérieur :

Elle souligne une accélération de la subsidence. En Tunisie orientale et en Mer Pelagienne, elle résulte de l'ouverture de bassins NW-SE (Golfe de Syrte, Gabès; fossés de Lampeduse; détroit siculo-tunisien), en liaison avec l'expulsion de tout ce bloc vers l'Est.

En Tunisie occidentale, et notamment au J. Boudinar, elle est représentée par le remplissage d'une "fosse molassique" au pied des reliefs liés au serrage atlasique tortonien.



- A - courbe de subsidence partielle de l'intervalle Albien supérieur-Cénomanién. Période de transgression eustatique. (6 Ma)
- B - comportement des structures profondes : subsidence des limites de blocs (fossé de Gafsa, sillon tunisien). Arrêt momentané du jeu des structures de 3^{ème} ordre (couloir atlasique).
- C - comparaison avec l'étape précédente : fossé de Gafsa plus actif = jeu de la faille de Gafsa (extension NE-SW). Flexure de Zaghouan moins active.



- A - courbe de subsidence partielle de l'intervalle Gargasien-Clansayésien (4 Ma).
- B - comportement des structures profondes: effondrement des structures de 3^{ème} ordre (couloir atlasique). Limite de bloc de 1^{er} ordre plus active au Nord.

Fig. 157 COUPE C-C' de subsidence partielle construite à partir de la carte d'isopaques de Marie et al, 1984. Localisation fig.155. Le bouleversement albien inférieur moyen dans le contrôle structural de la subsidence.

II - LA SUBSIDENCE EN TUNISIE ORIENTALE ET EN MER PELAGIENNE

- Les courbes de subsidence tectonique de N. Ellouz (1984) font apparaître plusieurs ruptures de pente, correspondant à des ralentissements ou des accélérations brutales de subsidence (fig.155 et 156). Il s'agit de :

* un à-coup de subsidence au Cénomanién correspond aux épisodes distensifs du Crétacé. Il est lié à l'extension NW-SE affectant la Tunisie orientale et la Mer Pélagienne.

* un palier Crétacé terminal-Eocène, il serait lié à l'ébauche des compressions atlasiques.

* une reprise de la subsidence au Lutétien-Oligocène. Elle serait associée à un épisode distensif (Haller, 1983; Blondel, 1988 ?).

* une forte reprise de la subsidence au Miocène moyen-supérieur traduit l'effondrement généralisé de la Tunisie orientale et de la Mer Pelagienne.

- La courbe des épaisseurs cumulées du J. Boudinar montre les mêmes accélérations : celles-ci reflètent donc un phénomène concernant l'ensemble de la Tunisie.

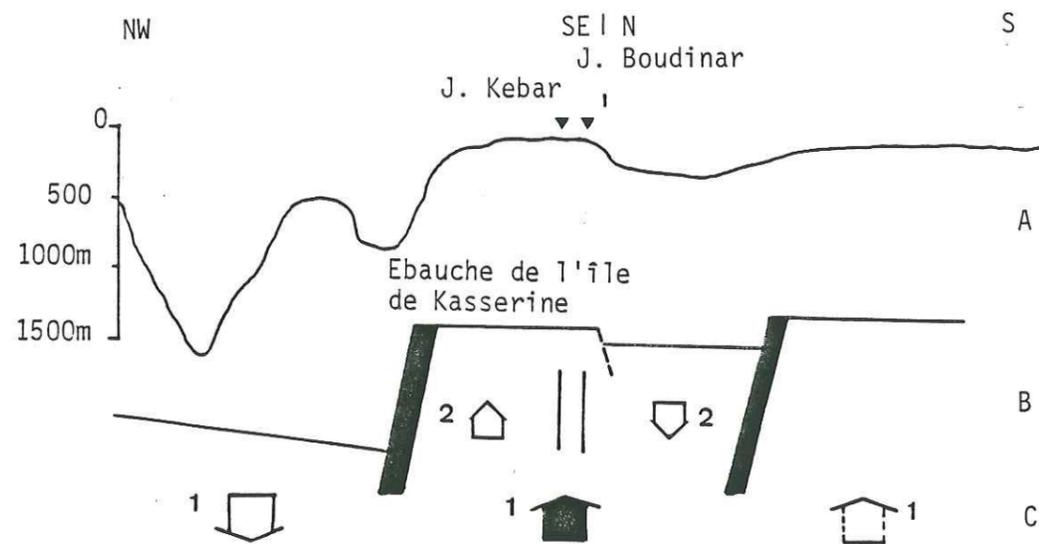
III- LA SUBSIDENCE EN TUNISIE OCCIDENTALE :

Les érosions survenues à partir du Crétacé terminal ne permettent pas d'observer l'évolution de la subsidence. Cependant, avant le Crétacé terminal, les cartes d'isopaques (Marie et al, 1984) permettent d'établir des courbes de subsidence partielle (intervalle de temps par intervalle de temps). La superposition de ces courbes (fig. 157, 158, 159) met en évidence la structuration de la Tunisie occidentale. Il s'agit d'une mosaïque de blocs hérités.

Le bloc atlasique constitue un bloc de 1^{er} ordre limité au Sud par le craton saharien et au Nord par le sillon tunisien. Ce dispositif est individualisé dès le Lias (Dercourt, 1985). Les limites de ce bloc (sillon tunisien, fossé des Chotts) constituent des zones mobiles à jeu vertical essentiellement négatif, tout au long du Mésozoïque. Elles isolent le bloc atlasique qui conserve un jeu vertical positif tout au long du Mésozoïque.

L'orientation de la coupe ne permet pas d'illustrer le jeu de l'axe N-S (structure de 2^{ème} ordre). Le jeu des failles NW-SE (structures de 2^{ème} ordre ?) est surtout enregistré au Cénomanién-Turonien (extension NE-SW).

Les structures de 3^{ème} ordre sont représentées par les fractures atlasiques situées sous les plis actuels orientés NE-SW. Une inversion structurale majeure intervient dès l'Eocène. Le jeu en "ride salifère", inverse les structures distensives du Crétacé inférieur (ex : grabens inversés des J. Kebar et Boudinar, comparer fig.157 et fig.159).

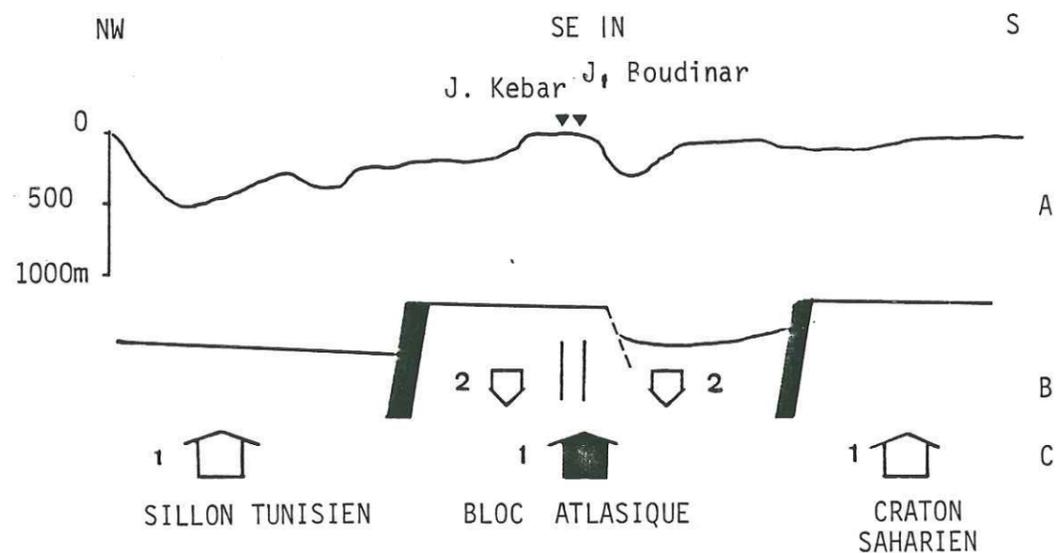


A - courbe de subsidence de l'intervalle Coniacien-Santonien (14 Ma).

B - comportement des structures profondes :
 - subsidence du sillon tunisien
 - ébauche de l'île de Kasserine
 - faible jeu de la limite sud du

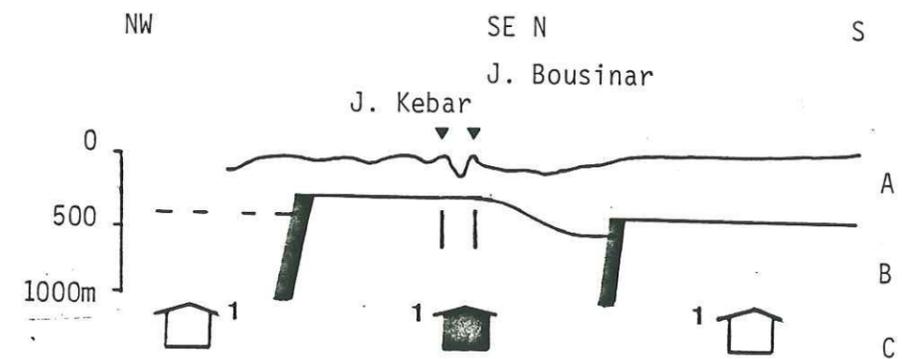
bloc atlasique.

C - comparaison avec l'étape précédente: inversion de subsidence du sillon tunisien.



A - courbe de subsidence de l'intervalle Turonien inf. et moyen, (4 Ma). Regression et faible épaisseur de dépôt.
 B - comportement des structures profondes: faible subsidence soulèvement généralisé ?
 C - comparaison avec l'étape précédente : tendance au soulèvement de l'ensemble de la Tunisie . Ebauche de la crise du Turonien terminal ?

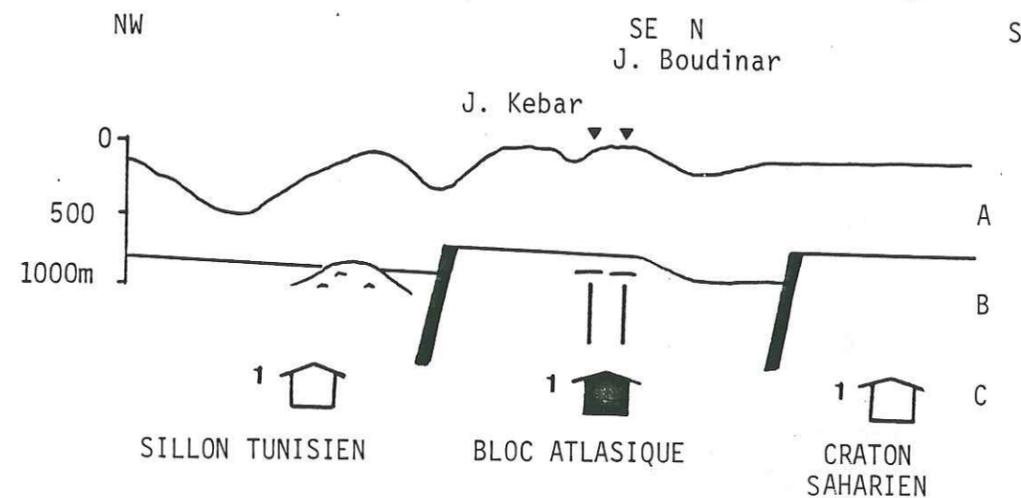
Fig. 158 Coupe C-C' de la subsidence partielle construite à partir de la carte d'isopaques de Marie et al, 1984. Le bouleversement du Turonien terminal à travers la subsidence.



A - courbe de subsidence de l'intervalle Paleocène-Eocène (16 Ma).

B - comportement des structures profondes :
 - rides salifères atlasiques
 - Limites du bloc atlasique peu actives.

C - comparaison avec l'étape précédente :
 - soulèvement généralisé



A - courbe de subsidence du Campanien-Maastrichtien (11 Ma).

B - comportement des structures profondes
 - sillon tunisien subsident
 - soulèvement du bloc atlasique
 - persistance de l'effondrement du fossé de Gafsa = jeu de la limite sud du bloc atlasique.

C - comparaison avec l'étape précédente :
 - soulèvement généralisé, événement majeur

Fig. 159 Coupe C-C' de la subsidence partielle construite à partir de la carte d'isopaques de Marie et al, 1984.

L'évolution de la subsidence est marquée par la succession de jeux verticaux des différentes structures .

La crise fini-aptienne (104-100 Ma) se traduit par l'arrêt de l'effondrement des grabens au droit de la direction atlasique et par l'accentuation de l'effondrement du fossé des Chotts en liaison avec le jeu normal de la faille de Gafsa (limite de bloc et nouvelle direction jouant en extension à partir du Cénomanién).

La crise du Sénonien se traduit par un ralentissement de la subsidence malgré l'approfondissement des milieux de dépôt. Les limites du bloc atlasique demeurent mobiles (léger effondrement) alors que les directions atlasiques sont mobilisées (rides salifères).

Le palier éocène se traduit par un soulèvement généralisé (compression ?) accentué au droit des directions atlasiques (ride salifère).

Ensuite les érosions ne permettent plus de suivre l'évolution de la subsidence.

IV - CONCLUSION :

L'analyse de la courbe des épaisseurs cumulées du J. Boudinar permet une approche de la subsidence tectonique. La courbe est affectée de nombreuses ruptures de pente traduisant des crises. Une comparaison avec l'évolution de la subsidence dans les différents bassins de Tunisie (Ellouz, 1984) montre que les perturbations observées au J. Boudinar se retrouvent partout ailleurs. L'établissement de coupes à partir des cartes d'isopaques (Marie et al, 1984) permet d'illustrer le contrôle de la subsidence par le jeu des structures (à trois échelles différentes) de Tunisie centrale.

Au J. Boudinar, l'évolution se traduit par:

- une subsidence liée à une distension N-S au Crétacé inférieur.
- une crise fini-aptienne à albiénienne inférieure soulignée par le palier albiénien. Elle résulte de la réorganisation des directions de fracturation, liée à un changement de l'état de contrainte (passage de [N-S; E-W] à [NE-SW; NW-SE]).
- une reprise de la subsidence au Cénomanién en relation avec la distension NE-SW dominante en Tunisie orientale.
- une crise du Crétacé terminal-Eocène caractérisée par une phase halocinétique (bombement de premier ordre et intrusion diapirique). En Tunisie, on assiste à un découplage entre la Tunisie orientale plus subsidente et en extension, et la Tunisie occidentale plus stable et peut être en compression (?). Cette inversion du jeu vertical de ces deux domaines par rapport au

Crétacé inférieur, résulte de la flexuration de la couverture au niveau de l'axe N-S.

- une subsidence accélérée à partir du Miocène supérieur, traduisant la reprise de la distension en Mer Pélagienne et l'amplification des reliefs lors des compressions NW-SE sur le bloc atlasique.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Le pli atlasique (NE-SW) du Jebel Boudinar constitue un segment d'un axe de direction atlasique traversant toute la Tunisie centrale du Jebel Meloussi à la zone de Chorbane (Sahel). Cet axe correspond à un accident profond. La superposition de mouvements locaux, au droit de cette hétérogénéité se traduit par une inversion structurale. Ainsi au Crétacé inférieur, le jeu en extension de l'accident atlasique profond provoque l'effondrement d'un graben. Tandis qu'actuellement, le Jebel Boudinar correspond à un pli anticlinal étroit et coffré. De part et d'autre de cette zone mobile atlasique, les mouvements relatifs des panneaux sont indépendants de ceux de l'accident profond.

Le pli atlasique du Jebel Boudinar se situe à l'intersection d'un des axes atlasiques de Tunisie centrale et de l'axe N-S et ses satellites (faille Essouda-Bagra). L'axe N-S constitue lui aussi une province paléogéographique située au droit d'un accident profond subméridien (Buroillet 1956, Ouali 1984, Gourmelen 1984).

Le Jebel Boudinar se situe au sein d'un bloc plurikilométrique orienté NW-SE et délimité par la faille de Kasserine au NE et la faille de Mezzouna au SW. Ainsi, au Jebel Boudinar, le canevas structural en surface reflète le mouvement de blocs découpés par des accidents profonds probablement hérités. Les mouvements traduisent l'application de champs de contraintes successifs.

Le Jebel Boudinar présente une série de couverture épaisse de 1600 à 2000 m, reposant sur une couche salifère triasique dont 1700 m sont connus à l'affleurement au Jebel Rhéouis. En conséquence, l'halocinèse et l'halotectonique constituent une source de déformation supplémentaire.

Les analyses cartographique, sédimentologique, structurale et de la subsidence ont permis de caractériser l'évolution géodynamique de ce secteur.

LE CRETACE INFERIEUR (Hauterivien-Aptien)

- En Tunisie centrale, il est caractérisé par une sédimentation perturbée par des épandages détritiques deltaïques au Néocomien et suivie d'enneiements au cours de l'Aptien, avec l'installation d'une plate-forme carbonatée. Une forte subsidence accompagne ces dépôts. Elle est guidée par l'ouverture de grabens orientés E-W, liés à une extension N-S.

- Au Jebel Boudinar (fig.160), cette période est caractérisée par une sédimentation détritique de type deltaïque au Néocomien, suivi d'un ennoiement (discontinuité D1), au cours de l'Hauterivien ou du Barrémien (?), avec l'installation d'une plate-forme carbonatée organisée en deux séquences (discontinuité D2).

La distension N-S provoque au cours de l'Hauterivien et jusqu'au Gargasien (?), l'effondrement d'un graben orienté N 65-85 et situé à

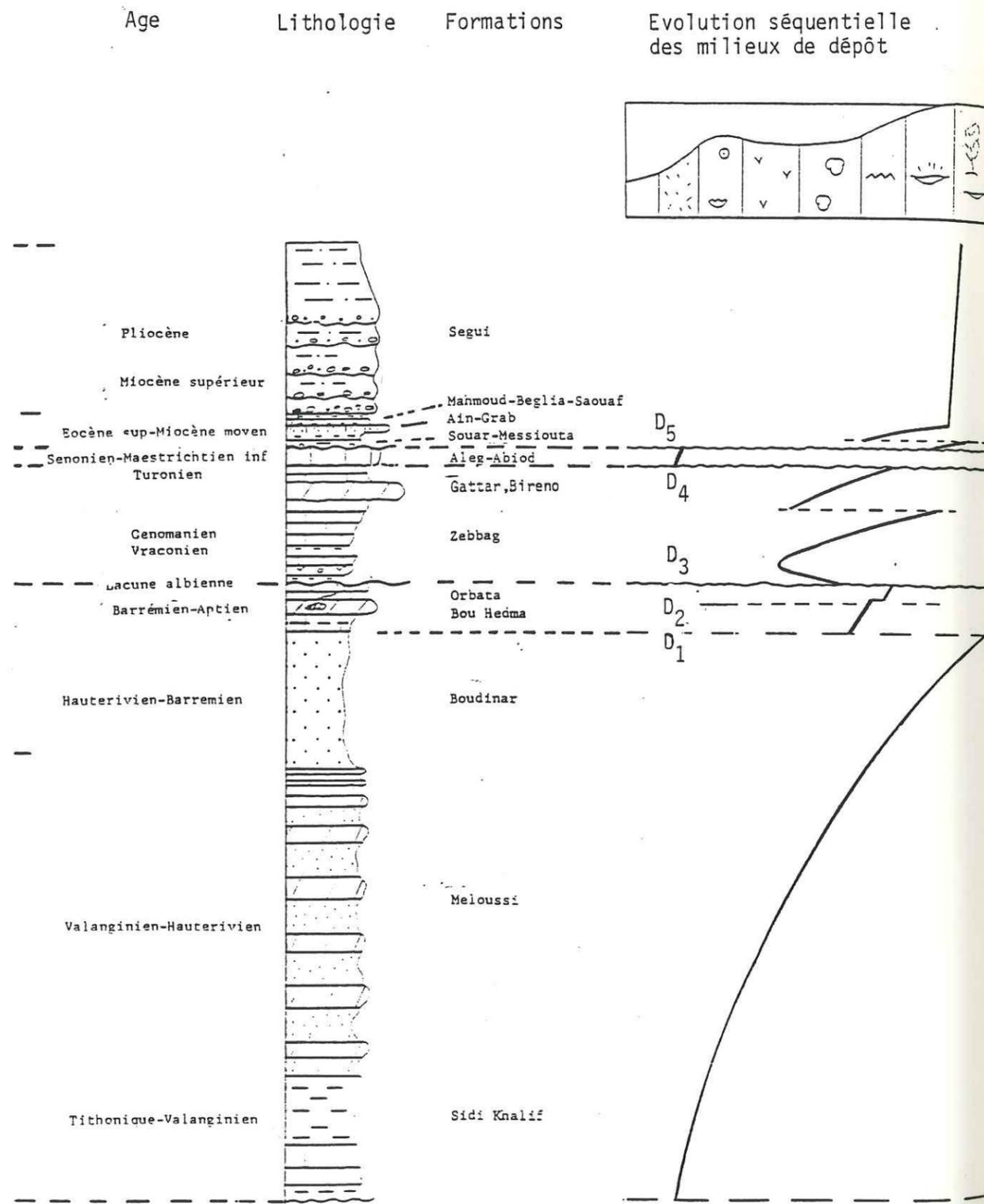
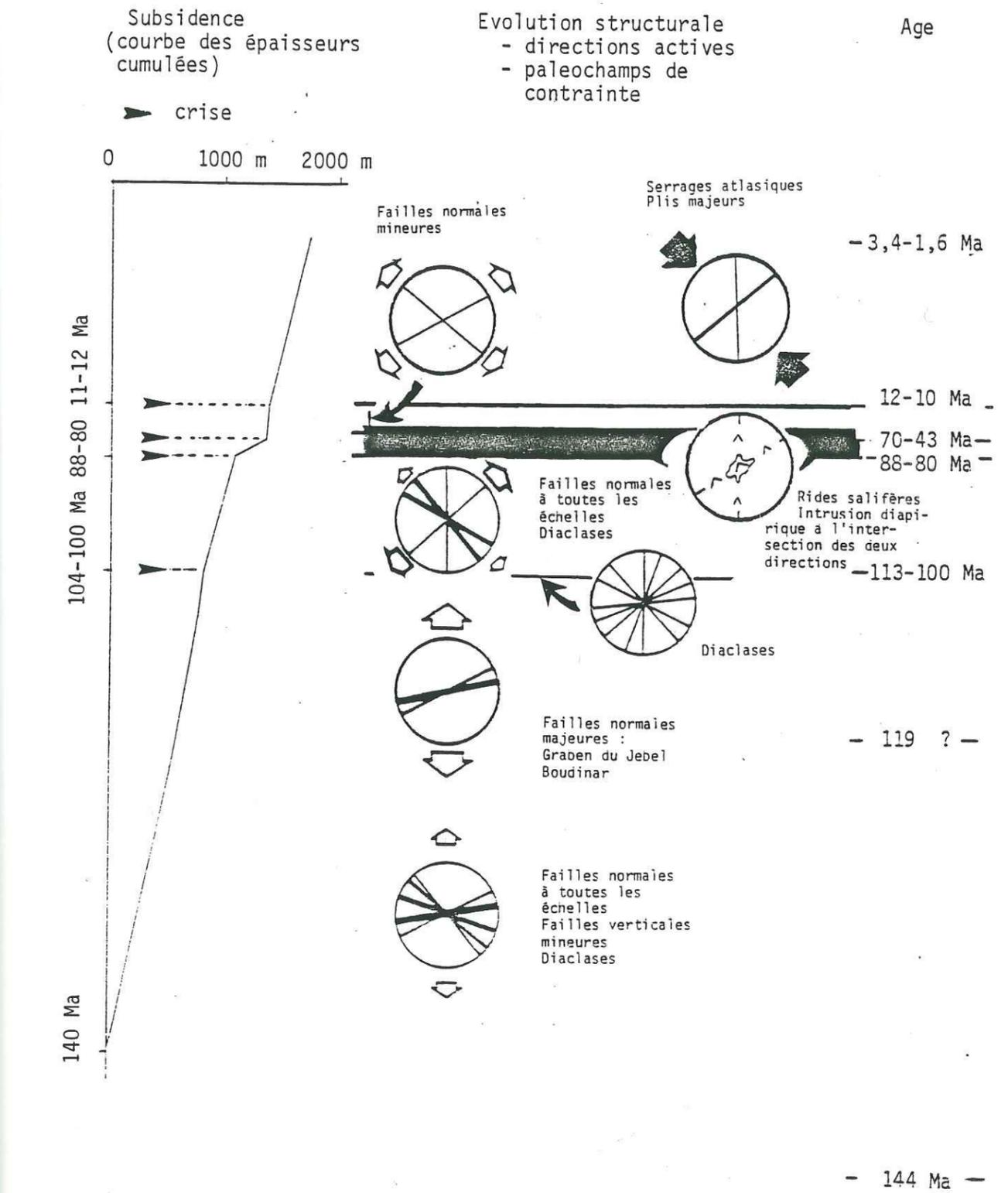


Fig. 160 L'évolution géodynamique du J. Boudinar



(direction atlasique, Tunisie centrale).

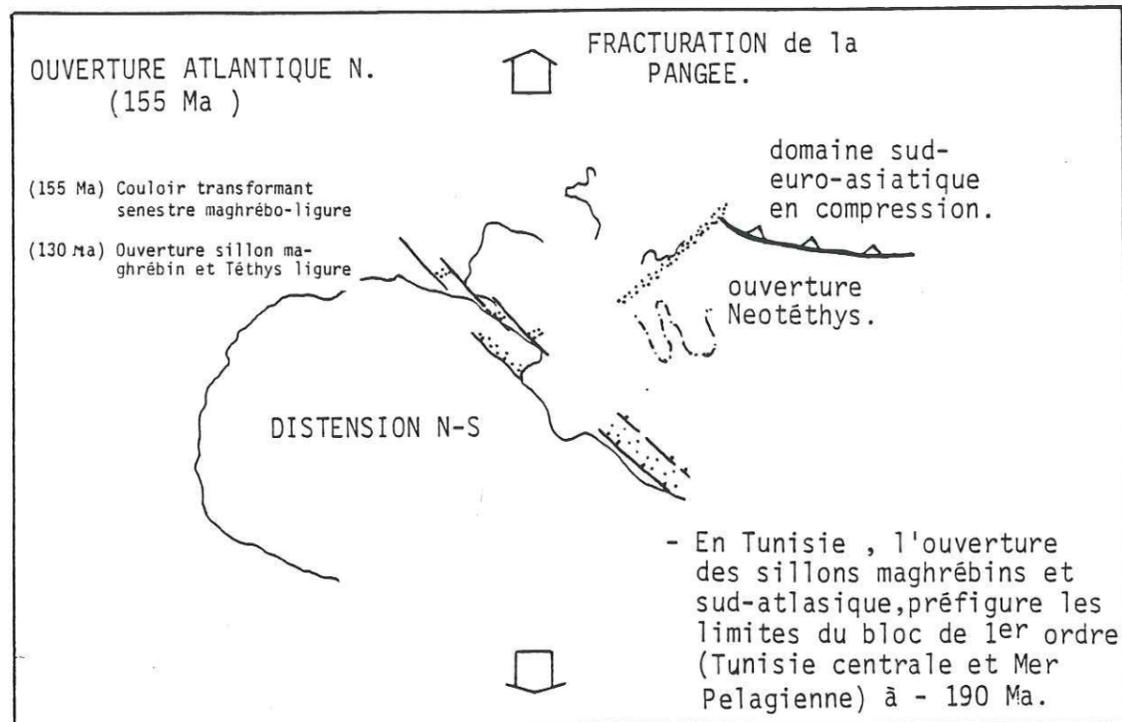


Fig. 161 Carte palinspastique du Trias à l'Aptien (-180 à - 110 Ma), (d'après Dercourt et al, 1985).

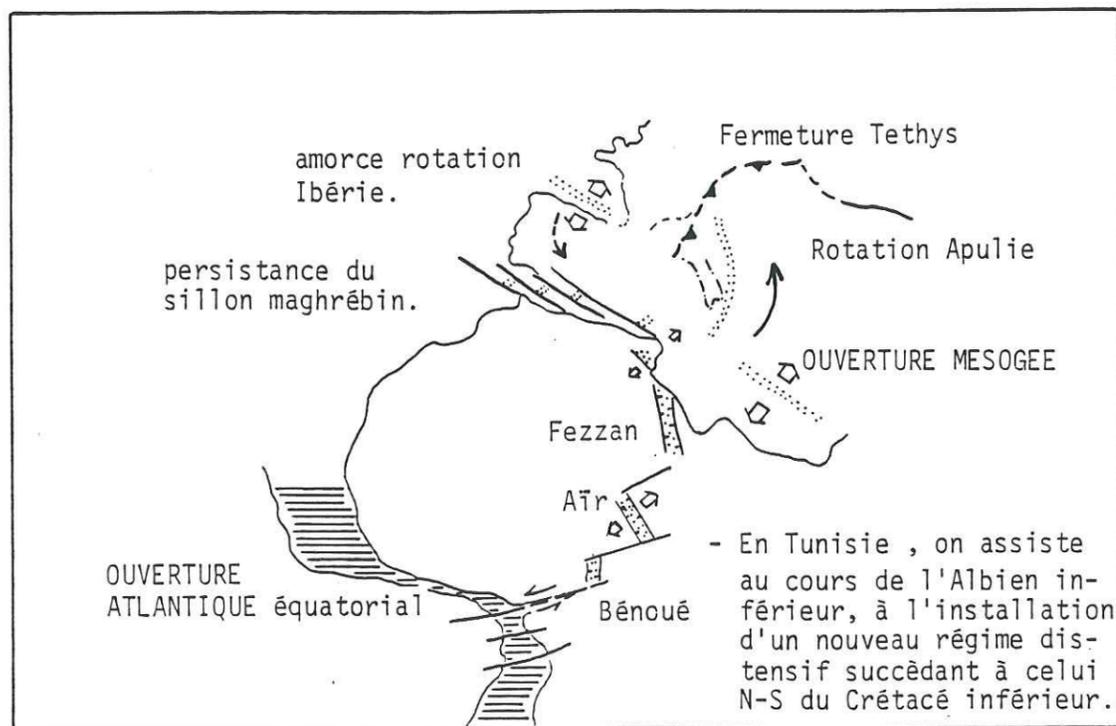


Fig. 162 La crise fini-aptienne à albienne inférieure (104-100 Ma).

Les relations géométriques avec les bassins trans-sahariens, reliés au golfe de la Bénoué, permettent d'envisager un écho de l'ouverture de l'Atlantique équatorial pour interpréter ce nouveau épisode distensif en Tunisie.

l'aplomb d'un des axes atlasiques de Tunisie centrale. L'extrémité Est du graben est affectée d'une remontée du plancher, induite par un bombement salifère (pillow stage) initié le long de l'axe N-S. Dans le détail, la fracturation s'organise selon la chronologie suivante :

* apparition de diaclases orientées selon les directions N 65-85 (dominante), N 100-110 et N 130-140 (secondaire), N 160-175 (non systématique puisque masquée par l'halocinèse le long de cette direction).

* jeu normal de failles subverticales selon les directions N 65-85 (dominante), N 110 et N 140 (secondaire).

Cette fracturation en mosaïque résulte à la fois d'une déformation distensive orientée N-S et de la réactivation des directions NE-SW et N-S du réseau reghmatique.

- **Liaison avec la tectonique des plaques**, cette première étape de déformation représente une conséquence très locale de la fragmentation de la Pangée (fig.160).

LE BOULEVERSEMENT DE L'ALBIEN INFÉRIEUR

- **En Tunisie centrale**, cette crise correspond à une période charnière qui voit un canevas paléogéographique remplacé par un autre. A de rares exceptions près, les lignes isopiques tunisiennes sont tout au long du Crétacé inférieur, latitudinales et parallèles à la bordure nord du continent saharien. A partir de l'Albien supérieur, les lignes isopiques s'organisent selon trois directions majeures: NW-SE (Sahel et mer Pélagienne); NE-SW (Tunisie occidentale) et N-S (axe N-S). C'est aussi une période de structuration régionale. Le jeu normal de failles NW-SE traversant le pays traduirait une extension NE-SW. En fait, elles guident l'effondrement de la marge pélagienne (Boltenhagezn, 1981), en cours de distension comme le montre la répartition des venues basaltiques (toutes situées à l'Est de l'axe N-S, Ellouz, 1984). En direction de l'Algérie, les failles NW-SE disparaissent tandis que les failles de direction atlasique prédominent dans le prolongement des domaines atlasiques algériens.

- **Au J. Boudinar (fig.160)**, cette crise est soulignée par la discontinuité D3. Elle représente une période d'induration sous-marine (fin gargasien ?) et d'intense érosion au cours de l'Albien inférieur-moyen (?). Une réorganisation du champ de contrainte en régime distensif est à l'origine de ce bouleversement. Succédant à l'extension N-S du Crétacé inférieur, une nouvelle extension démantèle la plate-forme aptienne. Cette distension, à la fois NE-SW et NW-SE présente un caractère multidirectionnel.

L'analyse du réseau de diaclases précoces montre le jeu des quatre directions héritées de la phase précédente, auquel se superpose le jeu de deux nouvelles directions: N 20 et N 45, ainsi que le jeu privilégié de la direction N-S.

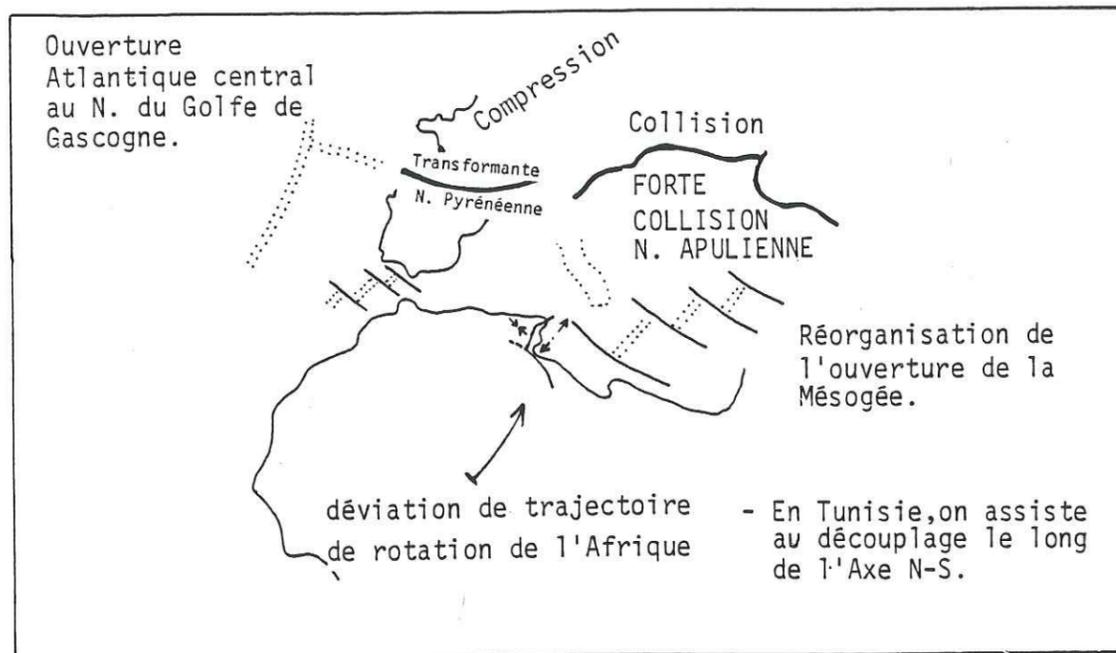


Fig. 163 La crise Sénomienne (- 83 à - 80 Ma), (d'après Olivet, 1978 et Dercourt, 1985).

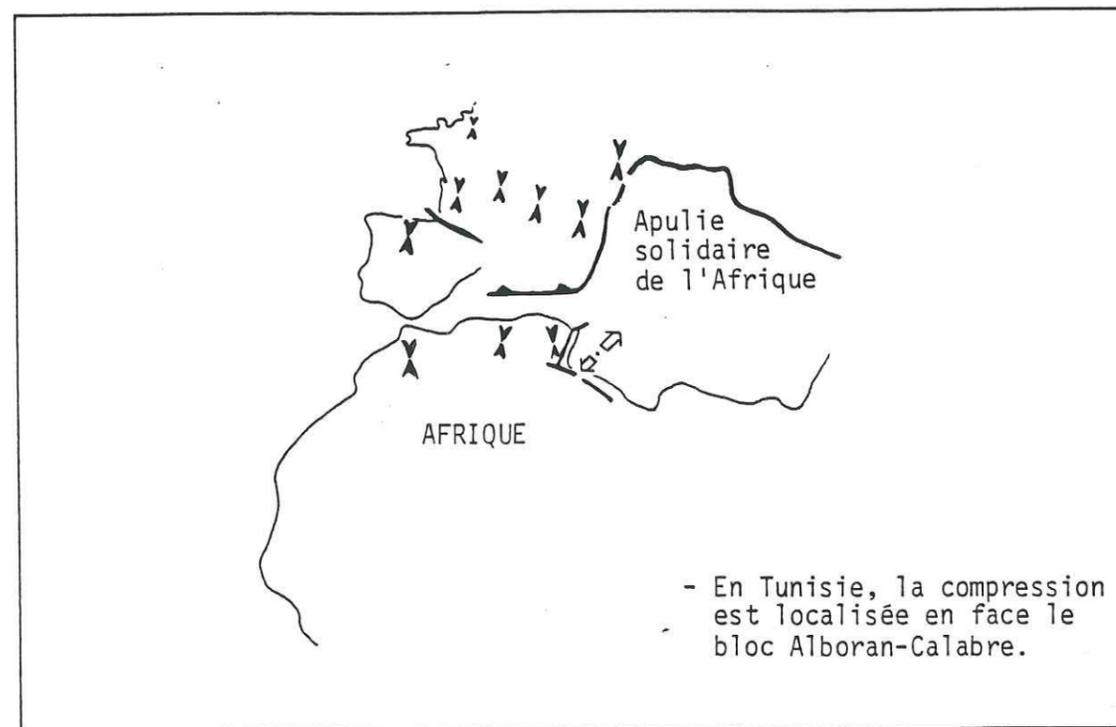


Fig. 164 Carte palinspastique de l'Eocène (- 50 à -30 Ma), d'après Dercourt (1985) et Bergerat (1985).

- **Liaison avec la tectonique des plaques**, l'extension NE-SW provoque l'effondrement de la mer pélagienne. Cela incite à chercher un lien avec l'ouverture de la Mésogée qui dans un modèle récent, intervient à l'Est, suivant la même direction et à la même époque (Dercourt, 1985). Cependant le pôle de rotation choisi pour l'Apulie ne permet pas un jeu suffisamment distensif des failles NW-SE en Tunisie. Une autre interprétation peut être proposée. Nous avons vu que le faisceau de failles de Gafsa, Kasserine, Sbiba se prolonge vers le SSW en Lybie. Là les failles de Syrte constituent l'extrémité nord d'un couloir de failles disposées en zig-zag qui par le Fezzan oriental et le lac Tchad atteint la Bénoué. Elles représentent des tronçons de vieux accidents réactivés au Mésozoïque, plus particulièrement à la fin du Crétacé inférieur (graben et basaltes), lors de l'ouverture initiale de l'Atlantique équatorial (Dufaure, 1984; Benkhelil, 1983; Mascle et al, 1986).

L'effondrement du fossé de la Bénoué à l'Albien moyen-supérieur, couplé avec l'ouverture du golfe de Guinée est précédé, à la fin de l'Aptien, par une extension N-S (Popoff, 1983). Le changement majeur dans le régime des contraintes intervient vers l'Albien inférieur. En Tunisie, il constituerait un écho de l'ouverture de l'Atlantique équatorial (fig.162) qui représente un aspect de la réorganisation majeure de la cinématique des plaques à l'échelle du globe (Olivet, 1984; Dercourt, 1985).

LE CRETACE SUPERIEUR

De l'Albien supérieur à la base du Sénomien:

- **En Tunisie centrale**, cette période est caractérisée par une sédimentation carbonatée débutant par la submersion de la plate-forme aptienne à l'Albien supérieur. Elle est rapidement relayée par l'installation d'une plate-forme à faciès évaporitique margino-littoral. Celle-ci est épisodiquement submergée, notamment à la fin du Cénomaniens et au cours du Turonien. La subsidence devient très active en relation avec la distension de la marge pélagienne. Celle-ci résulte d'une extension orientée NE-SW.

- **Au Jebel Boudinar** (fig.160) la sédimentation est organisée en trois séquences de comblement, montrant le passage rapide de faciès d'ouverture à des faciès internes. Une extension principalement orientée NE-SW et secondairement NW-SE provoque le jeu de failles normales orientées MW-SE, NE-SW et N-S. A ces structures se superposent celles résultant du jeu de l'axe N-S, de la faille Essouda-Bagra (N 165) et de la faille de Kasserine (NW-SE). Elles résultent de la mobilisation des directions reghmatiques. Aucune trace de compression (orienté NW-SE selon Burollet, 1982) n'a été observée.

LE BOULEVERSEMENT DE LA FIN DU CRETACE SUPERIEUR

La **crise fini turonienne** bouleverse le dispositif précédent. Elle est soulignée au Jebel Boudinar par l'érosion du toit du

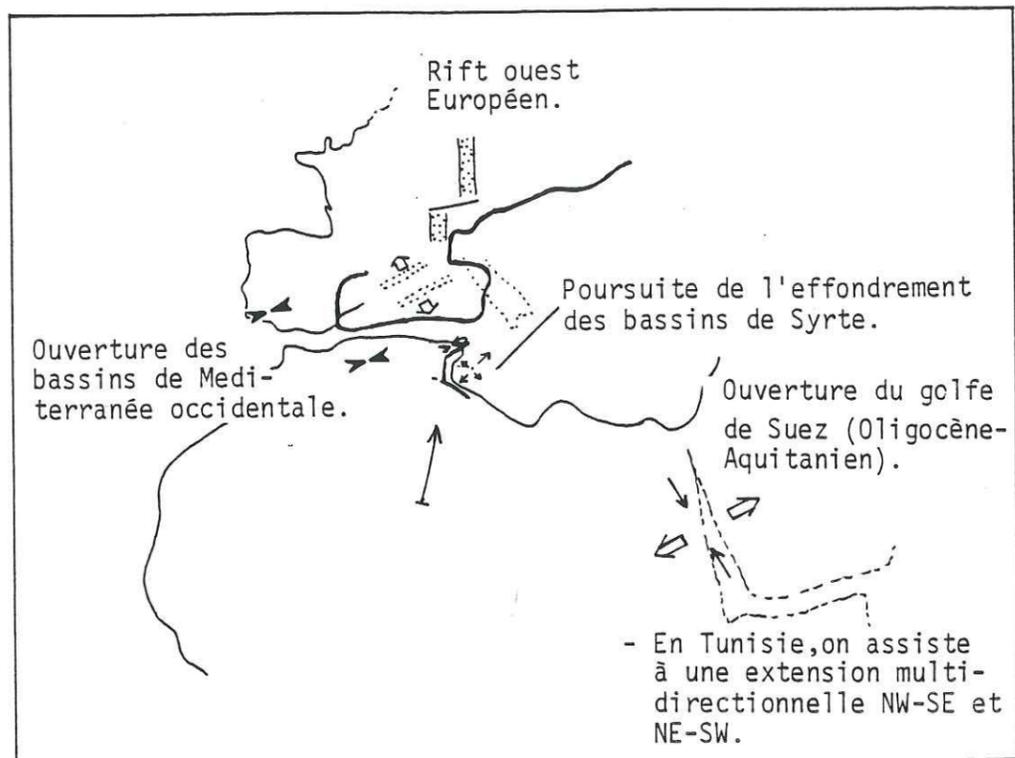


Fig. 165 Carte paléogéographique : du bouleversement de l'Oligocène au Miocène moyen, (d'après Dercourt, 1985).

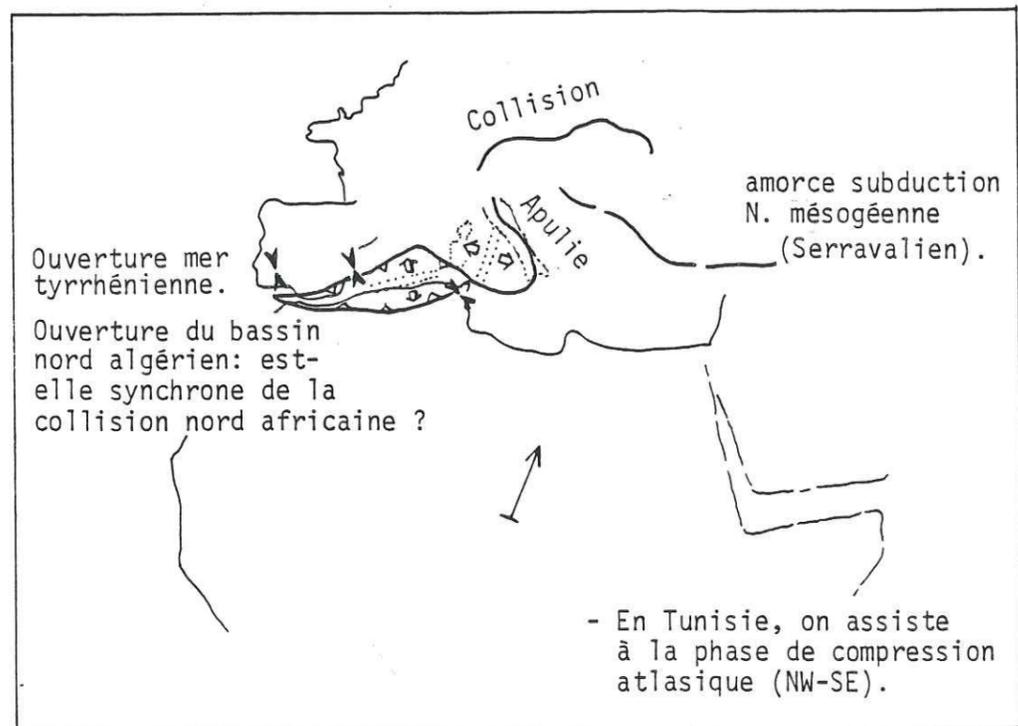


Fig. 166 Carte paléogéographique du Miocène supérieur, (d'après Dercourt, 1985).

Turonien (discontinuité D4) et par une perturbation dans l'évolution de la subsidence. Elle marque le début d'une crise halocinétique qui caractérise la fin du Crétacé supérieur (Sénonien).

Le Sénonien

- En Tunisie centrale, cette période est caractérisée par une sédimentation argilo-crayeuse de milieu circalittoral et présentant de nombreux remaniements synsédimentaires. La structuration de la Tunisie est essentiellement marquée par le découplage entre la Tunisie occidentale et la Tunisie orientale, le long de l'axe N-S à jeu distensif décrochant sénestre. Le compartiment occidental serait affecté par l'ébauche des compressions atlasiques orientées NNW-SSE. La Tunisie orientale et la Mer Pélagienne demeurent en régime distensif en relation avec l'ouverture du golfe de Syrte (extension NE-SW).

- Au **Jebel Boudinar** (fig.160), ce sont les dépôts les plus marins observés. La déformation est héritée de la mobilisation généralisée de la couche salifère triasique. Celle-ci évolue en bombement et dépression (pillow-stage) le long de la direction atlasique (NE-SW) et en intrusion diapirique (diapir stage) à l'intersection de la direction atlasique et de l'axe N-S. Indépendamment de l'halocinèse, un jeu décrochant sénestre de l'axe N-S est envisagé.

Liaison avec la tectonique des plaques, à l'échelle africaine le bouleversement du Crétacé supérieur (88-80 Ma) est lié au changement de trajectoire de la rotation de l'Afrique. Il lui est associé un serrage de la limite nord-tunisienne et une réorganisation de l'ouverture de la Mésogée. Cette opposition s'établit de part et d'autre du prolongement sud de la bordure ouest apulienne. Le découplage le long de l'axe N-S en Tunisie pourrait en constituer une illustration (fig.163).

LE TERTIAIRE

De la fin du Maastrichtien et jusqu'à l'Eocène moyen, le **Jebel Boudinar** est émergé et subit une forte altération continentale (discontinuité D5). Cette exondation est liée à la régression marquant le fin du Crétacé et le début du Tertiaire. L'émergence du **Jebel Boudinar** est associée au soulèvement de l'île de Kasserine que Burolet (1982) attribue à une phase de compression NW-SE.

L'Eocène supérieur

- En Tunisie centrale, on assiste à une sédimentation lagunaire accompagnée d'une faible subsidence. Le dispositif mis en place au cours du Sénonien (compression atlasique à l'Ouest et extension NE-SW à l'Est) persiste jusqu'à la fin de l'Eocène. Une saccade de compression est enregistrée à cette période et provoque l'ébauche des chevauchements le long de l'axe N-S (Ouali, 1984).

- Au **Jebel Boudinar** (fig.160), la sédimentation est de type évaporitique. L'halocinèse est encore active à cette époque. Elle est représentée par des rides et des collapses salifères orientés NE-SW et N-S caractérisant l'influence du réseau rhégmatique.

- **Liaison avec la tectonique des plaques**, la déformation compressive en Tunisie occidentale, quoique moins prononcée, est associée au plissement majeur des chaînes atlasiques du Maghreb. Située dans le contexte de la collision Afrique-Europe, la déformation se localise à l'avant du bloc Alboran-Calabre en cours de raccourcissement. Plus à l'Est, on observe la préservation du régime distensif (fig.164).

De l'Oligocène au Miocène moyen

- En **Tunisie centrale**, cette période enregistre une sédimentation gréseuse marine puis des dépôts d'argiles rouges continentales. Leur succède la transgression burdigalo-langhienne représentée par des faciès de plage qui évoluent vers des milieux supratidaux. La structuration est marquée par un bouleversement majeur. Il est matérialisé par l'ouverture des bassins orientés NE-SW et NW-SE. Cette extension multidirectionnelle provoque l'inversion des mouvements verticaux des structures préexistantes, à l'échelle de toute la Tunisie (Buroillet et Ellouz, 1986).

- Au **Jebel Boudinar** (fig.160), sa position à l'écart des zones de transit des grès oligocènes se traduit par une lacune (discontinuité D6). Une extension multidirectionnelle NW-SE et NE-SW provoque le jeu normal des failles atlasiques (N 60) auquel est associé le jeu des failles verticales N 140, lors du Miocène inférieur et moyen.

- **Liaison avec la tectonique des plaques**, cette phase distensive caractérise l'individualisation de nombreux bassins, notamment en Méditerranée (bassin NE-SW) et le golfe de Suez (bassins NNW-SSE), (fig.165) la distension en Tunisie constitue donc un jalon entre le rift ouest européen et celui de la Mer Rouge.

Le Miocène supérieur

- En **Tunisie centrale**, il est souligné par le début des plissements atlasiques majeurs. La compression est orientée N 115-120 et provoque le plissement de la couverture selon des directions héritées du réseau rhégmatique NE-SW (majeur); N-S et NW-SE (accessoires). Une forte subsidence est observée en Tunisie orientale, elle traduit l'effondrement de tout ce domaine le long de la flexure constituée par la faille de Gafsa (NW-SE), l'axe N-S et la dorsale tunisienne (NE-SW). Ce mouvement provoque l'expulsion du bloc sahélo-pélagien vers l'Est.

- Au **Jebel Boudinar** (fig.160), ce bouleversement est souligné par une discordance angulaire de 15°-20° (discontinuité D7). La sédimentation est de type torrentiel. Les discordances en éventail

qui l'accompagnent traduisent, le bombement progressif de l'anticlinal et le pincement du synclinal. Ce plissement de direction atlasique résulte de la phase compressive dite atlasique (NW-SE).

- **Liaison avec la tectonique des plaques**, le bouleversement du Miocène supérieur résulte de la collision entre la bordure nord maghrébino-nord apulienne et l'Europe (fig.166)

Toutefois, la présence d'un domaine à croûte océanique (bassin nord algérien-liguro-provençal) entre ces deux domaines constitue un point d'interrogation: le plissement de la marge nord-africaine (déversement des nappes septentrionales vers le SE) est-il synchrone de l'ouverture de ce bassin océanique ?

AU QUATERNAIRE

- En **Tunisie centrale**, la sédimentation de type continentale est représentée par des limons rouges, des glaciis, des éboulis et une croûte calcaire datée du Villafranchien. La déformation de celle-ci résulte d'un nouveau serrage atlasique, il amplifie toutes les structures préexistantes.

- Au **Jebel Boudinar**, l'absence de marqueur ne nous a pas permis d'analyser les mésostructures associées à cette déformation. Cartographiquement, on observe l'amplification des structures ébauchées au Miocène supérieur (pli atlasique, torsion de ses extrémités).

Ainsi, le **Jebel Boudinar** résulte de la superposition de déformations distensives et compressives au droit d'un accident profond hérité de direction atlasique (NE-SW). La succession et l'alternance d'extensions et de compressions résultent à la fois des paléochamps de contraintes successifs et de la réactivation des directions structurales majeures de Tunisie centrale. L'halocinèse est un trait constant qui se surimpose secondairement. Les déformations analysées peuvent être appréhendées pour certaines à l'échelle africaine, pour d'autres à l'échelle téthyso-atlantique ou encore à l'échelle méditerranéenne. Ceci résulte de la position centrale de la Tunisie centrale vis à vis des différents dispositifs.

BIBLIOGRAPHIE

- ABBES C., DELTEIL J., TRUILLET R., TURKI M. et ZARGOUNI F. (1981). L'axe nord-sud: approche structurale. 1^{er} Congr. Nat. Sci. Terre Tunisie, (paru 1985).
- ABBES C. (1983). - Etude structurale du djebel Touila. Extrémité septentrionale du chaînon N-S, Sidi Khalif-Nara-El Haoureb. Thèse 3e cycle, Tunis, 121 p.
- ALLIX P., POPOFF M. (1983). - Le Crétacé inférieur de la partie nord orientale du fossé de la Benoué (Nigéria). Un exemple de relation étroite entre tectonique et sédimentation. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 7,1 Pau, p.349-359.
- ANGELIER J. (1983). - Analyses qualitatives et quantitatives des populations de jeux de failles. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XXV, 5, p.661-672.
- ANGELIER J. et BERGERAT F. (1983). - Systèmes de contraintes et extension intracontinentale. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 7, 1, Pau, p.137-147.
- ARTHAUD F. et CHOUKROUNE P. (1972).- Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme nord-Aquitaine. Rev. I.F.P., vol. XXVII, n°5, p.715-732.
- BAJANIK S. (1971). - Volcanisme en Tunisie. Ann.Mines et Géologie. Tunisie, n°25, p.63.
- BELLION Y., BENKHELIL J., GUIRAUD R. (1984). - Mise en évidence de déformations d'origine compressive dans le Continental intercalaire de la partie méridionale du bassin de Taoudenni (Modh oriental, confins mauritano-maliens). Bull. Soc. Geol. Fr., (7), XXVI, 6, p.1137-1147.
- BEN AYED N. (1980). - le rôle des décrochements E-W dans l'évolution structurale de l'Atlas tunisien. C.R.somm. Soc.Géol.Fr., fasc. 1, p.29-32.
- BEN AYED N. et VIGUIER C. (1981). - Interprétation structurale de la Tunisie atlasique. C.R.Acad.Sci. Paris, 292, série II n°21, p.1445-1448.
- BEN DHIA H. (1987). - The geothermal gradient map of central Tunisia: comparison with structural, gravimetric and petroleum data. Tectonophysics, vol. 142, n°1, p.99-109.
- BEN YOUSSEF M. et PEYBERNES B. (1986).- Données micropaléontologiques et biostratigraphiques nouvelles sur le Crétacé inférieur marin du Sud-Tunisien. J. Afric.Earth. Sci., vol.5, n°3, p.217-231.
- BERGERAT F. (1985). - Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse Sci. Univ. Paris VI, 317 p.
- BESSE J., POZZI J.P., NASCLE G. et FEINBERG H. (1983).- Déformation de la marge nord-africaine en Sicile: paléomagnétisme des séries tertiaires du Plateau de Raguse. Bull. Soc. Geol. Fr., (7); XXV, n°5, p.757-774.
- BIELY A., BUROLLET P.F. et LAJMI T. (1974).- Etude géodynamique de la Tunisie et des secteurs voisins de la Méditerranée. Notes Serv. Geol. Tunisie, n° 41, p.23-38.
- BISHOP (1978).- Mechanism for emplacement of piercement diapirs. A.A.P.G., Bull., vol. 62, n°9 p.1561-1583.

- BISMUTH H. (1973).** - Réflexions stratigraphiques sur l'Albo-Aptien dans la région des Djebels Douleb et Semmama et son environnement (Tunisie du Centre Nord). *Livre jubilaire N.Solignac. Ann. Mines et Géol. Tunisie, n°26, p.179-212.*
- BISMUTH H., BOLTENHAGEN C., DONZE P., LEFEVRE J. et SAINT MARC P. (1980).** - Nouvelles données micropaléontologiques et sédimentologiques sur le Crétacé moyen et supérieur du djebel Semmama (Tunisie du centre Nord). *26 e C.G.I., Paris, Résumés, 1, p.207.*
- BLANPIED C. (1978).** - Structure et sédimentation superficielles en Mer Pélagienne (côtes orientales de la Tunisie). *Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI, 119 p.*
- BLONDEL T. (1988 ?).** - La transgression du Miocène moyen en Tunisie centrale. Sédimentologie, paléocologie, contexte structural. *Thèse Univ. Genève (en cours).*
- BOLTENHAGEN C. (1981).** - Les séquences de sédimentation du Crétacé moyen de la Tunisie centrale. *1 er Congr. Nat. Sci. Terre, Tunisie, p.65 (paru 1985).*
- BOLTENHAGEN C. (1981).** - Paléogéographie du Crétacé moyen de la Tunisie centrale. *1 er Congr. Nat. Sci. Terre, Tunisie, p.7 (paru 1985).*
- BONNEFOUS J. (1972).** - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique de Tunisie (Tunisie septentrionale et centrale, Sahel, zone des Chotts). *Thèse Sci., Paris VI, 307 p.*
- BONNEFOUS J. et BISMUTH H. (1982).** - Les faciès carbonatés de plate-forme de l'Eocène moyen et supérieur dans l'off-shore tunisien nord-oriental et en Mer Pélagienne. Implications paléogéographiques et analyses micropaléontologiques. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine. vol.6, n°2, Pau, p.337-403.*
- BOILLLOT G. (1984).** - Géologie des marges continentales (2ème édition). *Masson édition Paris, 148 p.*
- BOUAZIZ S. (1986).** - La déformation de la plate-forme du Sud Tunisien (Dahar et Jeffara): approche multiscalaire et pluridisciplinaire. *Thèse 3ème cycle, Université Tunis, 180 p.*
- BOUILLIN J.P. (1984).** - Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrébides en Calabre: conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes. *Rev. Geol. Dyn. et Geog. Phys., vol.25, fasc. 5, p.321-338.*
- 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 Bou Hedma), Tunisie. *Thèse d'Univ. Strasbourg, 155p.*
- BRAMAUD N., 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 (Tunisie centrale). *Notes Serv. Géol. Tunisie, 42, p.7-19.*
- BRUNET M.F. (1981).** - Etude quantitative de la subsidence du Bassin de Paris. *Thèse 3ème cycle Univ. Paris VI, 161 p.*
- BUREAU D. (1984).** - Discontinuités de la couverture de blocs basculants en domaine continental: conséquences anté- et post-orogéniques. *C. R. Acad. Sci. Paris, série II, t.299, n°15, pp.1079-1084.*
- BUREAU D. (1985).** - Relation entre accidents antécambriens du Sahara central (Algérie) et contrôle en seuils et bassins de la sédimentation mésozoïque septentrionale. *Actes du 110ème Congrès National des Sociétés Savantes, 1-5 Avril 1985, Montpellier.*
- BUROLLET P.F. (1956).** - Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Thèse Sci., Ann. Mines et Géol. Tunis, 18, 350 p.*
- BUROLLET P.F. (1973).** - Importance ds facteurs salifères dans la tectonique tunisienne. *Ann. Mines et Géol. Tunis, 26, p.110-120.*
- BUROLLET P.F. (1981).** - Signification géologique de l'axe nord-sud. *1 er Congr. Nat. Sci. Terre, Tunisie, p.31 (paru 1985).*
- BUROLLET P.F. (1982).** - Réflexions sur les notions de coupure et de discontinuités. *9ème Réun. Ann. Sci. Terre, Paris, p.103.*
- BUROLLET P.F. et DESFORGES F. (1982).** - Dynamique des bassins néocrétacés en Tunisie. *Mém. Géol. de l'Univ. de Dijon, 7, Livre jubilaire G.Lucas, Ins. Sci. Terre Dijon éd, p.381-389.*
- BUROLLET P.F. (1984).** - Relation entre tectonique et sédimentation carbonatée en Tunisie: bassin intermédiaire entre le craton et sillon alpin. *Trav. lab. strat. et paléo. Marseille, new série, vol.3, p.91-101.*
- BUROLLET P.F. et ELIOUZ N. (1986).** - L'évolution des bassins sédimentaires de la Tunisie centrale et orientale. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, vol.10, n°1, p.49-68.*
- BUSHARDO R., DONZE P., LE HEGARAT G., MENMI L., N'RABET A. (1976).** - Précisions biostratigraphiques nouvelles sur le Berriasien des Djebels Nara et Sidi Khalif (Tunisie centrale), *Geobios, Lyon, n°9, fasc. 3, p.231-250.*
- BUSSON G. (1967).** - le Mésozoïque saharien. 1ère partie: l'extrême sud-tunisien. *Publ. Centre Rech. zones arides. Paris n°8, 194 p.*
- BUSSON G. (1970).** - Le Mésozoïque saharien. 2ème partie. Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisien. *Publ. Centre Rech. zones arides, Paris n°11, 810 p.*
- CAIRE A. (1975).** - Essai de coordination des accidents transversaux en Algérie et en Tunisie. *C.R.Acad. Sci. Paris, série D, t. 280, n°4, p.403-406.*
- CASTANY G. (1951).** - Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. *Thèse Sci. Ann. Mines et Géol., Tunisie, 8, 632 p.*
- CHENET P.Y. et LETOUZEY J. (1983).** - Tectonique de la zone comprise entre Abu-Durba et Gebel Mezzezat dans le contexte de l'évolution du rift de Suez. *Bull. Centres. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 7, n°1, p.201-215.*
- CHERCHI A. et MONTADERT J. (1982).** - Oligo-Miocène rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin. *Nature, vol.298, p.736-739.*
- 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. Sci. Paris, série II, t. 298, 4, p.141-146.*
- CHOROMICZ J. (1982).** - Les anticlinaux éjectifs du Haut-Atlas. Résultat de tectoniques atlasiques atlasiques superposées. *C.R.Acad.Sci. Paris, série II, t. 294, p.271 - 274.*

- CHOUKROUNE P. (1969).- Exemple d'analyse microtectonique d'une série calcaire affectée de plis isopaques. *Tectonophysics*, 7, p.57-70.
- CHOUKROUNE P. et DELAIR J. (1976).- Un modèle cinématique de la fracturation liée au plissement concentrique: l'exemple des Petites Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVIII, n°6, p. 1591-1597.
- CHOUKROUNE P., LOPEZ MUNOZ M. et OUALI J. (1983).- Cisaillement ductile sud-armoricain et déformations discontinues associés : mises en évidence de la déformation régionale non coaxiale dextre. *C.R.Acad. Sci. Paris, série II*, t.296, p.657-660.
- COIFFAIT P.E. (1974).- Etude géologique de l'Atlas tunisien à l'Ouest de Kairouan (Tunisie centrale), Thèse 3^{ème} cycle Paris VI.
- COLLIGNON M. (1974).- Mise en évidence de la communication saharienne entre Tethys et Atlantique Sud d'après les fossiles cénomaniens et turoniens du Tadémaît (Sahara algérien). *C.R.Acad. Sci. Paris, série D*, t.298, p.2257-2261.
- CONTE D. et DUFAURE P. (1973).- Quelques précisions sur la stratigraphie et la paléogéographie tertiaires en Tunisie centrale et centro-orientale du Cap Bon- Mezzouna. *Ann. Mines et Géol. Tunisie*, n°26, p. 141-256.
- CONRAD J. (1981).- la part des déformations post-hercyniennes et de la néotectonique dans la structuration du Sahara central algérien: un domaine relativement mobile de la plate-forme africaine. *C.R.Acad. Sci. Paris, série II*, t.292, n°14, p.1053-1056.
- DE GRACIANSKY P.C., ARNAUD H., BUSNARDO R., DARDEAU G., GERLIER A., LENOINE M., MASCLE G., PHILIP J. (1987).- "Rifting" et basculement de blocs au crétacé inférieur dans les Alpes occidentales françaises: un écho à l'ouverture du Golfe de Gascogne. *C.R.Acad. Sci. Paris, série II*, t.305, n°8, p.711-714.
- DELTEIL J. (1982).- La cadre néotectonique de la sédimentation plio-quaternaire en Tunisie centrale et aux îles Kerkennah. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XXIV, n°2, p.187-194.
- DELTEIL J., TRUILLET R. et ZARGOUNI F. (1979).- Extension et ampleur de la tectonique tangentielle dans l'axe nord-sud (Tunisie centrale). 7^{ème} Réunion. *Ann. Sci. Terre, Lyon*, p.158.
- DELTEIL J., TRUILLET R. et ZARGOUNI F. (1980).- L'axe nord-sud: un élément structural original et complexe de l'orogénèse alpine en Tunisie centrale. 26^{ème} C.G.I. Paris, Section 5, *Tectonique* p.331.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L. (1985).- Présentation des 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période allant du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), t. I, 5, p.637-652.
- DUFAURE P. (1978).- Echelle biostratigraphique du Crétacé de Tunisie. in Marie et al, *Mém. C.F.P.*, n°19 (1984).
- DUFAURE P., FOURCADE E. et MASSA D. (1984).- Réalité des communications marines trans-sahariennes entre la Téthys et l'Atlantique durant le crétacé supérieur. *C.R.Acad. Sci. Paris, série II*, t.298, n°15, p.665-670.
- DUMONT E (1936).- Coupes des Djebels Sidi Khalif-Nara-Bou Gobrine. *Arch. Serept inédit.*
- FINETTI I. (1981).- Géophysical study on the évolution of the Ionian sea. *Sédimentary basins of*

Mediterranean Margins. p.465-485. C.N.R. Italian, *Prospect of Oceanography*. Edited by F.C. Wenzel.

- FOURNIE D. et PACAUD M. (1973).- Esquisses sédimentologiques et paléogéographiques sur le Crétacé supérieur au tertiaire de Tunisie. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, vol. 10, 1, Pau, p. 97-148.
- FOURNIE D. (1978).- Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, vol.2, 1, Pau, p.97-148.
- GARGOURI S. (1981).- Le Cénomaniens de Tunisie centrale. Etude paléocéologique, stratigraphique, micropaléontologique et paléogéographique. *Doc. et Trav. IGAL, Paris*, n°6, 215 p.
- GAUTHIER B. (1986).- Analyse des systèmes de fractures. Méthodes informatiques et interprétation tectonique. Applications dans le Golfe de Suez et en Lorraine. Thèse Univ. Paris VI, 200 p.
- GAUTHIER B. et ANGELIER J. (1986).- Distribution et signification géodynamique des systèmes de joints en contexte distensif: un exemple dans le rift de Suez. *C.R.Acad. Sci. Paris, série II*, t. 303, n°12, p.1147-1152.
- GILLCRIST R., CONWARD N. et MUGNIER J.L. (1987).- Structural inversion and its contols: examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Géodynamica Acta*, vol.1, n°1, p.5-34.
- GOURNELEN C. (1984).- Serrage polyphasé de paléostructures distensives dans l'axe nord-sud tunisien: le segment Bou Zer-Rhéouis. Thèse 3^{ème} cycle, I.R.I.G.M., Grenoble, 216p.
- GUINERA J. (1983).- Evolution de la déformation alpine dans le NE de la chaîne ibérique et dans la chaîne côtière catalane. *C.R.Acad. Sci. Paris, série II*, t.297, n°5, p.425-430.
- GUIRAND P. (1968).- Etude stratigraphique et tectonique du Secondaire dans la bordure orientale des massifs tunisiens. Thèse Sci., Univ. Bordeaux, 263p.
- GUIRAUD R., ISSAWI B. et BELLION Y. (1985).- Les linéaments guinéo-nubiens: un trait structural majeur à l'échelle de la plaque africaine. *C.R.Acad. Sci. Paris, série 4^{ème}*, t. 300, n°1, p.17-20.
- GUIMATI Y.D., KANES W.H. (1985).- Early Tertiary subsidence and sedimentary facies. Northern sirte basin Libya. *A.A.P.G. Bull.*, vol.69, N°1, p. 39-52.
- HALLER P. (1983).- Structure profonde du Sahel tunisien. Interprétation géodynamique. Thèse 3^{ème} cycle, Besançon 163 p.
- HANCOCK P.L. (1985).- Brittle microtectonics: principle and practice. *J. Str. Géol.*, vol.7, n°3/4, p. 437-458.
- 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 et Géol., Tunisie*, n°26, p.319-335.
- JACKSON M.P.A. et SENI J. (1983).- Geometry and evolution of salt structures in a margin rift basin of the Gulf of Mexico, east Texas. *Geology*, vol.11, n°3, p.131-135.
- JACKSON M.P.A. et TALBOT C.J. (1986).- External shapes, strain rates and dynamics of salt structures. *Geol. Soc. of America bull.*, v.37, p.305-323.
- JAUZEIN A. (1967).- Contribution à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne. Tunisie

septentrionale. *Ann. Mines et Géol., Tunisie, n°22, 415 p.*

JAUZEIN A. et PERTHUISOT V. (1981).- Accidents du socle et plissement de couverture: une hypothèse pour la structure de la Tunisie autochtone. 1^{er} Cong. Nat. Sci. Terre, Tunisie, p.39.

JENYON M.K. (1986).- Salt tectonics. Elsevier applied science publisher LTD, 187 p.

KHESSIBI M. (1978).- Etude géologique du secteur Maknassy-Mezzouna et du djebel Kebar. Thèse 3^{ème} cycle, Lyon 175 p.

LETOUZEY J. et TREMOLIERES P. (1980).- Paleostress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics: comparaisons with plate tectonic data. 26^{ème} C.G.I., Paris, col.CS, p.261-268, B.R.G.M, édit.

LE PICHON X. et SIBUET J.C. (1981).- Passive margins: a model of formation. *J.Geophys. Res.*, 86, p.3708-3720.

MARIE J., TROUVE P., DESFORGES G. et DUFAURE P. (1984).- Nouveaux éléments de paléogéographie de Tunisie. *Mém. n°19, Total C.F.P.*, 37 p.

MASSA D., RUHLAND M. et THOUVENIN J. (1972).- Structure et fracturation du champ d'Hassi-Messaoud (Algérie). Observation des phénomènes tectoniques au Tassili des Ajjers. *Rev. I.F.P.*, vol. XXVII, n°4, p.489-534.

MASSA D. et DELORT T. (1984).- Evolution du bassin de Syrte (Libye) du Cambrien au Crétacé basal. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), n°6, p.1087-1096.

MASSE J.P. (1984).- Données nouvelles sur la stratigraphie de l'Aptien carbonaté de Tunisie centrale: conséquences paléogéographiques. *Bull.Soc. Géol. Fr.*, (7), XXVI, n°6, p.1077-1086.

MASCLE J., MARINHO M. et WANNESON J. (1986).- The structure of the Guinean continental margin implications for the connections between the central and the south atlantic oceans. *J.Géol. Rundschau*, vol.75, n°1, p.57-70.

MASCLE G. (1983).- Rapport technique: structure et extension des fonds marins entre Malte et Syrte. Cour de la Haye.

MIDASSI M.S. (1982).- Regional gravity in Tunisia. *Masters thesis, Univ. of South Carolina, U.S.A.* 125 p.

M'RABET A. (1981).- Stratigraphie, sédimentation; et diagénèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale. *Thèse Sci. Paris Orsay*, 540 p.

OBERT D. (1981).- Etude géologique des Babors orientaux (Domaine tellien Algérie). *Thèse Sci. Paris VI*, 635 p.

ODONNE F. (1981).- Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle. Aspects expérimentaux et naturels d'une relation socle-couverture. *Thèse 3^{ème} cycle, I.R.I.G.M. Grenoble*, 146 p.

OLIVET J.L., AUZENDE J.M., BEUZERT P. (1984).- Cinématique de l'Atlantique nord et central. *Rapports scientifiques et techniques, n°54, Publ. du C.N.E.XO.*, 108 p., 8 planches.

OUALI J. (1984).- Structure et évolution géodynamique du chaînon Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale). *Thèse 3^{ème} cycle, Rennes*, 100 p.

OUALI J. (1985).- Structure et évolution géodynamique du chaînon Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale). *Bull. Centres Rech. Explor. Elf Aquitaine*, 9, 1, p.155-182.

PERTHUISOT V. (1978).- Dynamique et pétrogénèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. *Thèse Sci. Paris*, 312 p.

PERTHUISOT V. (1981).- Diapirism in Northern Tunisia. *J. Struct. Geol.*, vol.3, n°1, p. 93.

PEYBERNES J. (1987).- Essai de reconstitution palinspastique de la marge africaine en Tunisie avant et pendant le début de l'accrétion océanique téthysienne. Comparaisons avec une transversale NW-SE (Aquitaine Sardaigne) de la marge européenne du segment ligure. *C.R.Acad. Sci. Paris, série II*, t. 304, n°9, p.453-458.

PHILIP H. (1983).- La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité. *Thèse Sci. Montpellier*, 140 p.

PHILIP H., ANDRIEUX J., DLALA M., CHIHI L., BEN AYED M. (1986).- Evolution tectonique mio-plio-quaternaire du fossé de Kasserine (Tunisie centrale): implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie. *Bull.Soc. Géol. Fr.*, (8), II, n°4, p.559-568.

POPOFF M., BENKHELIL J., SIMON B., MOTTE J. (1983).- Approche géodynamique du fossé de la benoué (NE Nigéria) à partir des données de terrain et de télédétection. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 7, n°1, p.323-337.

POPOFF M., WIEDMANN J., DE KLASZ I. (1986).- The Upper Cretaceous Congola and Pindiga formations, northern Nigeria: subdivisions age, stratigraphic correlations and paleogeographic implications. *Eclogae Géol. Helv.*, vol.79, n°2, p.343-363.

RAMBERG H. (1981).- Gravity, deformation and the Earth's crust in theory, experiments and geological application. (II édition). London, Academic Press, 452 p.

REYMENT R.A. (1980).- Biogeography of the Saharan Cretaceous and Paleocene Transgressions. *Cretaceous Research*, vol.1, n°4, p.299-327.

RICHERT J.P. (1971).- Mise en évidence de quatre phases tectoniques successives en Tunisie. *Notes serv. Géol. Tunisie*, 34, p.115-125.

ROUVIER H. (1977).- Géologie d l'extrême nord tunisien: tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord maghrébine. *Thèse Sci. Paris*, 898 p.

SAUTER D., DE FRAIPONT P. et BOUKADI M. (1986).- La télédétection révélateur des relations socle-couverture, 11^{ème} R.A.S, Clermont Ferrand, résumés p.163.

SCHAFFER K. (1980).- Paleo and recent stress fields in Tunisia and Libya from the Cenozoic structural bearing. *Rocks mechanics, suppl.9*, p.147-158.

SCLATER J. et CHRISTIE P.A.F. (1980).- Continental stretching: an explanation of the post-mid cretaceous, subsidence of the central north sea basin. *J. Geol. Res.*, v.85, n°87, p.3711-3739

SEMI S.J. et JACKSON M.P.A. (1983).- Evolution of salt structures, east Texas Diapir Province. Part 1: Sedimentary record of halokinesis; Part 2: Patterns and rates of halokinesis. *A.A.P.G.Bull.*, vol.67, n°8, p.1274.

- SOUSSE M., M'RABET A., BELLAYOUNI H. et AGAH S. (1986).- Sedimentologie et roches mères potentielles des séquences jurassiques de l'axe N-S. *Journée de Géologie Tunisienne appliquée à la Recherche des hydrocarbures*, Tunis Mai 1986, résumés p.42.
- 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. *C.R.Acad.Sci. Paris, série II, t.305, n°4, p.301-305.*
- SOYER C. (1987).- Evolution géodynamique de la direction atlasique: exemple du Djebel Boudinar. *I.A.S., Tunisie, résumés.*
- STECKLER M.S. et WATTS A.B. (1978).- Subsidence of the Atlantic type continental margin off New-York. *Earth and Planetary Sc. Letters, n°41, p.1-13.*
- TLATI M. (1980).- Etude des calcaires de l'Albo-Aptien des Djebels Serdj et Bellouta (Tunisie centrale). *Thèse 3 ème cycle, Marseille 187 p.*
- TREMOLIERES F. (1981).- Mécanisme de la déformation en zones de plate-forme. Méthode et application au Bassin de Paris. *Rev. I. F. P., vol.36, n°4, p. 395-428. et vol.36, n°5, p.579-593.*
- TRICART P., BLONDEL T. et BOUAZIZ S. (1986).- Quelques exemples de diaclases précoces en domaine de plate-forme (Tunisie): leur utilité pour dépister une extension synsédimentaire ou une inversion structurale. *C.R.Acad. Sci. Paris; série II, t.303, n°10, p.975-980.*
- TRUILLET R., ZARGOUNI F. et DELTEIL J. (1979).- Instabilité permanente du domaine de l'axe nord-sud au cours de son histoire récente (Crétacé supérieur à Quaternaire), Tunisie centrale. *7 ème Réunion. Ann. Sci. Terre, Lyon, p.449.*
- TRUILLET R., ZARGOUNI F. et DELTEIL J. (1981).- La tectonique tangentielle dans l'axe nord-sud (Tunisie centrale). *C.R.somm. Soc. Géol. Fr., 2, p.50-54.*
- TRUSHEIM F. (1960).- Mechanism of salt migration in Northern Germany. *A.A.P.G. Bull., vol.44, n°9, p.1519-1540.*
- VAN HOUTEN F. (1980).- Latest Jurassic-Early Cretaceous regressive facies, North East Africa craton. *A.A.P.G. Bull., vol.64, n°1, p.857-867.*
- VAN HOUTEN F. (1983).- Sirte basin, North central Libya: Cretaceous rifting above a fixed mantle hot spot. *Geology, vol.11, n°2, p.115-118.*
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976).- Eléments de tectonique analytique. *Masson édit. Paris 118 p.*
- VILA J.M. (1980).- La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse Sci. Paris, 980 p.*
- WERNICKE B. et BURCHFIEL B.C. (1982).- Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol., vol.4, n°2, p.105-116.*
- WILDI W. (1983).- La chaîne tello-rifaine: structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys., vol.24, n°3, p.201-299.*
- WINNOCK E. (1979).- La mer Pélagienne. *Géologie Méditerranéenne. Ann. Univ. Provence, t.VI, n°1, p.*

- YAICH C. (1984).- Etude géologique des chaînons du Chérahil et du Krechem el Artsouma (Tunisie centrale). Liaison avec les structures profondes des plaines adjacentes. *Thèse 3 ème cycle, Besançon, p. 165 p.*
- ZARGOUNI F., DELTEIL J., et TRUILLET R. (1979).- Interprétation des éléments structuraux alpins de l'axe nord-sud dans le cadre d'une genèse polyphasée (Tunisie centrale). *7 ème Réunion. Ann. Sci. Terre, Lyon, p.469.*
- ZARGOUNI F. et RUHLAND M. (1981).- Style des déformations du Quaternaire récent lié au coulisement de la faille de Gafsa et chronologie des phases tectoniques de l'Atlas méridional de Tunisie. *C.R.Acad.Sci. Paris, série II, n°12 t.292, p.913-915.*
- ZARGOUNI F. et TREMOLIERES P. (1981).- Déformations tectoniques postérieures au dépôt de la série du Segui (Plio-Villafranchien) dans l'Atlas méridional tunisien. *1 er Congr. Nat. Sci. Terre, Tunisie, p.59.*
- ZARGOUNI F. (1982).- Déformations tectoniques post-éocènes dans l'Atlas méridional tunisien. *9 ème Réunion. Sci. Terre, Paris, p.642.*
- ZARGOUNI F. (1984).- Style et chronologie des déformations des structures de l'Atlas tunisien méridional. Evolution récente de l'accident sud-atlasique. *C.R.Acad.Sci. Paris, série II, t.299, n°2, p.71-76.*
- ZIEGLER P.A. (1981).- Geological Atlas of Western and central Europe: Amsterdam Elsevier for Shell. International Petroleum, 130 p. *Elsevier North America and Canada Sc. Publ. Co.*
- ZIEGLER W.H. (1978).- Regional Geology of the Western off-shore of Libya. *Rapport Esso. Open file.*

LISTE DES FIGURES

PARTIE 1 - PRESENTATION

CHAPITRE I: INTRODUCTION

1. - Localisation géographique de la Tunisie centrale dans le cadre nord africain..... p. 12.
2. - Localisation des principaux chaînons de Tunisie centrale..... p. 12.
3. - Localisation du secteur étudié d'après la carte géologique (au 1/20 000) de l'axe nord-sud..... p. 14.
4. - Synthèse de la série stratigraphique de Tunisie centrale..... p. 16.
5. - Le cadre structural de la Tunisie centrale dans le cadre nord-africain..... p. 18.
6. - L'évolution structurale de la Tunisie (synthèse des travaux antérieurs)..... p. 20.
7. - Le cadre structural du J. Boudinar..... p. 22.

CHAPITRE II: LES ENSEMBLES STRUCTURAUX DU JEBEL BOUDINAR

8. - Les relations structurales entre l'axe atlasique de Tunisie centrale et les directions subméridiennes : Axe N-S et faille Essouda-Bagra. Image satellite (1/500 000) interprétée..... p. 24.

PARTIE 2 - STRATIGRAPHIE

9. - Corrélation des unités stratigraphiques en Tunisie centrale..... p. 28.
10. - Intervalles stratigraphiques étudiés par les différents auteurs dont les travaux ont été utilisés..... p. 30.
11. - Le Trias du Jebel Rhéouis..... p. 32.
12. - Répartition des dépôts triasiques p. 32.
13. - Succession verticale des environnements deltaïques du Crétacé inférieur..... p. 34.
14. - Diachronisme des Formations Sidi Khalif, Meloussi, Boudinar, en Tunisie centrale..... p. 34.
15. - Localisation et coupe du Crétacé inférieur au J. Boudinar..... p. 36.
16. - Coupe lithologique et évolution séquentielle des Formations Bou Hedma et Orbata au J. Boudinar s.l..... p. 38.
17. - Tableau synoptique des différents termes utilisés pour décrire l'Aptien..... p. 40.
18. - Corrélation entre les coupes du J. Sidi Aïch Ouest , du J.Sidi Aïch Nord Est et du J. Kebar..... p. 42.
19. - Séquences sédimentaires et équivalents stratigraphiques de l'Aptien p. 40.
20. - Colonne stratigraphique détaillée du Djebel Berrani et de Bir Oum Ali Nord..... p. 44.
21. - Intrication des faciès sableux et carbonatés du terme Orbata moyen (gargasien) au Jebel Segdal..... p. 46.
22. - Nomenclature chronostratigraphique et lithostratigraphique de l'intervalle Albien-Turonien..... p. 48.

23. - Lithologie des Formations Fadhène et Zebbag.....	p. 50.
24. - Le faciès de "barrière" du Vraconien, au Jebel Segdal.....	p. 52.
25. - Tableau synthétique de la terminologie employée pour décrire l'intervalle Turonien-Campanien inférieur... p. 54.	
26. - Lithologie de la Formation Bireno (Turonien) au J. Boudinar.....	p. 56.
27. - Coupe lithostratigraphique et données micropaléontologiques des formations Aleg et Abiod au J. Boudinar..	p. 58.
28. - Lithologie de la Formation Souar (faciès Djébs) au J. Boudinar.....	p. 62.
29. - Lithologie de la Formation Messioua au J. Boudinar.....	p. 64.
30. - Lithologie des Formations Oued el Hammam et Aïn Grab du J. Boudinar.....	p. 66.
31. - Lithologie des Formations Oum Douil (membres Mahmoud, Beglia, Saouaf) et Segui.....	p. 68.
32. - Analyse séquentielle de la série lithologique du J. Boudinar (Tunisie centrale).....	p. 70.

PARTIE 3 - LES DEFORMATIONS SYNSEDIMENTAIRES

CHAPITRE I: STRUCTURES MAJEURES ET DEFORMATIONS SUPERPOSEES

33. - Localisation des différents segments de la faille Nord Segdal d'après la carte géologique au 1/50 000 du J. Boudinar.....	p. 76.
34. - Paléofaille N 85 de B. Dahar.....	p. 78.
35. - Coupe de la rive gauche de l'oued Zitoun (Jebel Boudinar).....	p. 78.
36. - Faille normale plissée.....	p. 78.
37. - Carte géologique des crêtes de Sidi Bou Ati au 1/ 10 000.....	p. 80.
38. - Coupe transversale des crêtes de Sidi Bou Ati.....	p. 80.
39. - Bloc diagramme synthétique de la fracturation synsédimentaire N 65 et N 120 vraconienne (crêtes de Sidi Bou Ati).....	p. 82.
40. - Jeu en extension syn-vraconien des failles N 65: F1 et F3 (crêtes de Sidi Bou Ati).....	p. 82.
41. - Paléofaille F4 N 120 des crêtes de Sidi Bou Ati.....	p. 84.
42. - Coupe de l'oued Bou Hanik (J. Segdal nord).....	p. 86.
43. - Réseau de diaclases en position de microfailles normales conjuguées (J. Segdal nord).....	p. 86.
44. - Fracturation N 70 en Extension (J. Segdal nord).....	p. 88.
45. - Carte géologique au 1/10 000 du secteur de l'oued Brahim.....	p. 90.
46. - Paléoa abrupt du Crétacé inférieur de l'unité Segdal-Defla (oued Brahim).....	p. 90.
47. - Fracturation N 100-130 en extension au sein de l'unité "Oued Defla".....	p. 89.

CHAPITRE II: LES STRUCTURES D'AGE HAUTERIVIEN

48. - Localisation des stations de mesures des structures hauteriviennes au Jebel Boudinar.....	p. 93.
49. - La fracturation hauterivienne.....	p. 92.
50. - Brèche d'écroulement à proximité d'un escarpement hauterivien (oued Defla).....	p. 92.
51. - Paléofailles et graben affectant les dolomies du toit de la Formation Meloussi (oued Defla).....	p. 94.
52. - Fracturation synsédimentaire N 70 en extension, à la base de la dernière séquence sable-dolomie de la Formation Meloussi.....	p. 96.
53. - Coupe naturelle, détail de la figure 50.....	p. 97.
54. - Tectonique en coins effondrés affectant les sables sus-jacents.....	p. 97.
55. - Fracturation synsédimentaire N 65 - N 85 hauterivienne au toit de l'avant dernière séquence de la Formation Meloussi.....	p. 98.
56. - Le long de l'oued Defla, à la base de la dernière séquence sable-dolomie de la Formation Meloussi, un faille (Hauterivien) N 110 passe vers l'Est à une flexure	p. 100.
57. - Le tracé de la faille (Hauterivien) est guidé par des diaclases dont on démontre ainsi la précocité (détail de la fig.56).....	p. 100.
58. - Au passage dolomie-sable, à la base de la dernière séquence de la Formation Meloussi, sur la rive gauche de l'oued Defla, petites failles normales N 110 et N 140 et diaclases pénécotemporaines (fracturation hauterivienne).....	p. 102.
59. - La fracturation subméridienne à l'Hauterivien (toit de la Formation Meloussi, oued Defla).....	p. 103.
60. - Diaclases précoces N 85- N 110 à la base de la dernière séquence de la Formation Meloussi (oued Defla)..	p. 106.
61. - Tableau récapitulatif de l'origine des joints tectoniques.....	p. 108.
62. - Les formes géométriques des diaclases hauteriviennes de l'oued Defla.....	p. 108.
63. - Diaclases N 85-110 encroûtées au toit de la Formation Meloussi (oued Defla). Extension hauterivienne....	p. 110.
64. - Diaclases précoces associées N 90 - N 120 au toit de la Formation Meloussi (oued Defla), lors de l'extension hauterivienne.....	p. 111.
65. - A l'approche de la faille normale (N 140 , Hauterivien) les diaclases s'infléchissent vers une direction normale à la faille.....	p. 112.
66. - La fracturation hauterivienne (toit de la Formation Meloussi, oued Defla).....	p. 114.

CHAPITRE III: LES STRUCTURES D'AGE APTIEN

67. - Coupe axiale du pli atlasique: discordances successives de l'Hauterivien à l'Albien.....	p. 118.
68. - Paléopente inclinée vers l'Ouest.....	p. 119.

69. - Dépression aptienne du J. Rhaba Souda..... p. 119.
70. - Carte d'isopaques des Formations Bou Hedma et Orbata inférieur..... p. 120.
71. - Carte d'isopaques des termes moyen et supérieur de la Formation Orbata..... p. 121.
72. - Influence de deux directions structurales majeures lors de l'intervalle Hauterivien-Aptien supérieur, au Jebel Boudinar s.s..... p. 124.
73. - Coupe transversale dans un bloc basculé du Bou Zer lors du dépôt de la formation Fadhène-Zebbag..... p. 126.
74. - L'extension N-S aptienne en Tunisie centro-méridionale et en Mer Pélagienne..... p. 128.
75. - Diaclases observées au toit de la série aptienne: fracturation anté-cénomaniennne..... p. 131.
76. - Réseaux de diaclases précoces du Crétacé inférieur..... p. 133.

CHAPITRE IV: LES STRUCTURES D'AGE CENOMANIEN

77. - Carte géologique au 1/25 000 du secteur nord du J. Boudinar..... p. 135.
78. - Panorama de la bordure SW du coin effondré du J. Boudinar..... p. 137.
79. - Paléofaille normale N 150 syn-cénomaniennne..... p. 135.
80. - Schéma structural de l'unité du Khanguet Bagra..... p. 140.
81. - Panorama de la paléofaille du Jebel Bagra..... p. 139.
82. - Onlap des termes carbonatés du Vraconien sur la surface de la faille du Jebel Bagra..... p. 139.
83. - Failles normales conjuguées décimétriques liées au jeu en extension de la faille du J. Bagra..... p. 139.
84. - Coupe de l'unité du Khanguet Bagra..... p. 141.
85. - Fracturation séquentielle vracono-cénomaniennne du Jebel Bagra..... p. 141.
86. - Coupe B de l'unité du Khanguet Bagra..... p. 143.
87. - Fracturation en extension N 165-170 vraconienne (interprétation de la coupe B)..... p. 143.
88. - Bloc diagramme illustrant le tracé en baïonnettes de la faille antithétique du Khanguet Bagra..... p. 145.
89. - Carte et coupes du contact Est de l'unité du Khanguet Bagra avec le Jebel Ouachi..... p. 145.
90. - Coupes et schéma structural de l'extrémité sud du Khanguet Bagra..... p. 146.
91. - La fracturation en extension lors du Vraconien-Cénomaniennne au Jebel Bagra..... p. 147.
92. - Lithification et fracturation au niveau du hard-ground représentant la limite Vraconien-Cénomaniennne (Jebel Ouachi): chronologie des objets observés..... p. 149.
93. - Microfracturation cénomaniennne en extension..... p. 151.

94. - Réorganisation du réseau de fracturation au cours de la crise aptienne (direction des fractures, les structures étant dépliées)..... p. 152.
95. - La fracturation vracono-cénomaniennne (au sein de la formation Zebbag)..... p. 153.
96. - L'influence du réseau reghmatique sur la fracturation en mosaïque, lors du cénomaniennne, au J. Boudinar s.l. p. 155.
97. - Carte interprétée des isopaques, lithofaciès et environnements sédimentaires du Cénomaniennne en Tunisie.... p. 157.
98. - La déformation distensive NE-SW en Tunisie et en Mer Pélagienne pendant le Cénomaniennne et le Turonien.... p. 159.

CHAPITRE V: LES STRUCTURES D'AGE TURONIEN

99. - Carte géologique du flanc nord du J. Boudinar..... p. 163.
100. - Interprétation de la figure 99..... p. 163.
101. - Coupe schématique du contrôle structural de l'extension de la plate-forme Bireno au Turonien..... p. 165.

CHAPITRE VI: LES STRUCTURES D'AGE TURONIEN TERMINAL A MAASTRICHTIEN INFÉRIEUR

102. - Dépression périphérique secondaire du Khanguet Boudinar..... p. 169.
103. - Dôme salifère intrusif à l'intersection de l'axe N-S et de la direction atlasique..... p. 171.
104. - Fracturation subméridienne liée à la montée diapirique du matériel salifère triasique jalonnant l'axe N-S au cours du Turonien terminal-Maastrichtien inférieur, coupe du J. Lhassem..... p. 173.
105. - Isopaques de la formation Abiod (Campanien-Maastrichtien inférieur)..... p. 173.
106. - Ebauche des plis atlasiques en Tunisie centrale à la fin du crétacé supérieur..... p. 175.
107. - Les différentes aires de sédimentation des Formations Aleg et Abiod (Sénonien à Maastrichtien inférieur).p. 177.
108. - Carte paléogéographique de l'intersection île de Kasserine - Axe N-S..... p. 177.
109. - Le canevas paléostrucural du Crétacé supérieur en Tunisie et en Mer Pélagienne..... p. 179.

CHAPITRE VII: LES DEFORMATIONS TERTIAIRES

110. - Les discordances successives de la série tertiaire sur la flanc nord du J. Boudinar..... p. 181.
111. - Carte et coupe interprétée de l'oued Karrat el Bahir (J. Boudinar)..... p. 183.
112. - Coupe du flanc sud du synclinal des J. Boudinar-Lhassem..... p. 184.
113. - Synthèse de la déformation tertiaire au J. Boudinar (s.l.)..... p. 188.
114. - Isopaques Paléocène-Yprésien en Tunisie..... p. 189.
115. - La phase de compression NW-SE de l'Eocène inférieur en Tunisie occidentale..... p. 190.
116. - Isopaques de la Formation Souar et de ses équivalents latéraux (Lutétien sup - Priabonien)..... p. 190.
117. - La phase de compression ENE-WSW, fini Oligocène-Burdigaliennne inférieure..... p. 192.

118. - La déformation au Miocène moyen en Tunisie et en Mer Pelagienne..... p. 192.
 119. - Isopaques de l'Oligocène et de l'Aquitainien..... p. 194.
 120. - La phase de compression NW-SE du Tortonien supérieur-Pliocène en Tunisie occidentale..... p. 194.

CHAPITRE VIII: LES STRUCTURES LIÉES AUX SERRAGES ATLASIQUES

121. - L'axe N-S a un jeu décrochant polyphasé: analyse et synthèse proposées par Gourmelen..... p. 198.
 122. - Contexte structural du J. Boudinar..... p. 200.
 123. - Le "tiroir" limité par l'axe N-S et la faille Sud Segdal..... p. 200.
 124. - Synthèse des structures précoces du J.Boudinar..... p. 202.
 125. - La déformation au sein des unités J. Boudinar et Ksar Boudinar..... p. 200.
 126. - Coupe E-E' (PL VIII) à l'intersection du J. Boudinar et de l'axe N-S..... p. 203.
 127. - Coupe géologique A-A' et coupe des unités structurales du J. Boudinar..... p. 204.
 128. - Déformations superposées au droit d'une rampe frontale: la faille sud Segdal..... p. 205.
 129. - Coupes géologiques C-C' et D-D'..... p. 206.
 130. - Serrages atlasiques de paleofailles normales du Crétacé inférieur et du Cénomaniens: jeu selon rampe frontale et rampe latérale..... p. 208.
 131. - Schéma structural de la virgation de l'extrémité du pli du J. Boudinar s.l..... p. 210.
 132. - Coupes du J. Bagra..... p. 211.
 133. - Le Jebel Bagra et le réseau reghmatique..... p. 212.
 134. - Localisation des différentes stations de mesures pour l'étude structurale du crochon du J.Bagra..... p. 214.
 135. - Ouverture des diaclases en position radiale à l'extrados du crochon du J. Bagra..... p. 214.
 136. - Projection stéréographique des mesures de diaclases ouvertes..... p. 214.
 137. - Chronologie des déformations tardives du flanc NW du J. Bagra..... p. 215.
 138. - La fracturation subméridienne en extension au J. Bagra..... p. 216.
 139. - Le tracé en baïonnette de la faille normale A, résulte de la réutilisation des diaclases précoces..... p. 216.
 140. - Fracturation quaternaire au J. Bagra..... p. 217.
 141. - Projection stéréographique des replis mineurs situés à l'intrados de la virgation sénestre du J.Bagra.. p. 218.
 142. - Panorama des structures observées au coeur de la virgation sénestre reliant le flanc sud du J.Segdal au flanc est du J.Bagra..... p. 220.
 143. - Mégastructures et déformations polyphasées au J. Boudinar..... p. 222.

144. - Histoire structural du J. Segdal..... p. 224.
 145. - Coupe géologique du pli atlasique: J.Segdal-J. Lhassem..... p. 225.
 146. - Inversion structurale du J.Segdal..... p. 226.
 147. - Fracturation mésoscopique longitudinale affectant presque exclusivement la voûte anticlinale du J. Segdal..... p. 229.
 148. - Coupe du flanc nord de l'anticlinal du J. Segdal..... p. 228.
 149. - Inversion structurale le long de la faille nord Segdal..... p. 230.

CHAPITRE IX: SYNTHESE DE L'HISTOIRE STRUCTURALE DU JEBEL BOUDINAR

150. - Le bouleversement structural fini-aptien à Albien inférieur en régime distensif..... p. 232.
 151. - La crise halocinétique du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur au J.Boudinar..... p. 234.
 152. - Synthèse des déformations du Miocène au J.Boudinar..... p. 235.
 153. - Synthèse des déformations liées aux serrages atlasiques du Miocène supérieur à l'Actuel au J.Boudinar... p. 236.

PARTIE 4 - EVOLUTION DE LA SUBSIDENCE

154. - Les courbes de subsidence totale au J.Boudinar s.l. depuis le Tithonique jusqu'à l'Actuel..... p. 240.
 155. - Les zones d'isosubsidences de la Tunisie..... p. 242.
 156. - Exemples de courbes de subsidence des zones I, II, III et IV..... p. 244.
 157. - Coupe C-C' de subsidence partielle construite à partir de la carte d'isopaques. Le bouleversement albien inférieur moyen dans le contrôle structural de la subsidence..... p. 246.
 158. - Coupe C-C' de la subsidence partielle construite à partir de la carte d'isopaques: le bouleversement du Turonien terminal à travers la subsidence..... p. 248.
 159. - Coupe C-C' de la subsidence partielle construite à partir de la carte d'isopaques: le soulèvement fini-crétacé à Eocène..... p. 249.

CONCLUSIONS GENERALES

160. - L'évolution géodynamique du J. Boudinar (direction atlasique, Tunisie centrale)..... p. 254.
 161. - Carte palinspastique du Trias à l'Aptien..... p. 256.
 162. - La crise fini-aptienne à albienne inférieure..... p. 256.
 163. - La crise sénonienne..... p. 258.
 164. - Carte palinspastique de l'Eocène..... p. 258.
 165. - Carte palinspastique du bouleversement de l'Oligocène au Miocène moyen..... p. 260.
 166. - Carte palinspastique du Miocène supérieur..... p. 260.

LISTE DES PLANCHES HORS TEXTE

- PL. I - Définition des domaines sédimentaires à l'Hauterivien.
PL. II - Définition des domaines sédimentaires à l'Aptien.
PL. III - Carte des structures gargasiennes.
PL. IV - Architecture du J. Boudinar pendant le Vraconien et le Cénomanién (avant le dépôt de la dolomie de Gattar)
PL. V - Définition des domaines sédimentaires au cours de l'intervalle Turonien terminal - Maastrichtien inférieur.
PL. VI - Carte palinspastique de la Formation Ain Grab (transgression burdigalo-langhienne).
PL. VII - Schéma structural du J. Lhassem.
PL. VIII - Schéma structural du J. Boudinar: terminaison nord orientale du pli atlasique, torsion sénestre le long du couloir tectonique N-S.

1 Carte géologique au 1/ 20 000.

Annexe 1: Légende des différents symboles utilisés pour la description des coupes lithologiques.

DOMAINE SUBSIDENT

A SEDIMENTATION

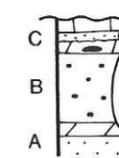
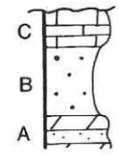
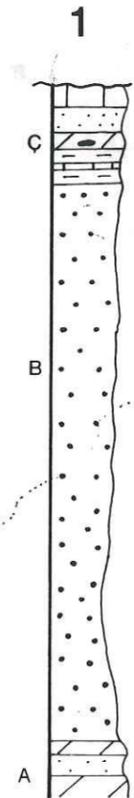
CLASTIQUE

DOMAINE A SEDIMENTATION

REDUITE EN COURS DE BASCULEMENT

VERS L'OUEST

34°55



LEGENDE

COLONNES

(échelle 1/3000)

Lacune ALBIENNE

- C FORMATIONS BOU HEDMA ORBATA (Aptien)
- B FORMATION BOUDINAR (Hauterivien-Barremien inf.)
- A FORMATION MELOUSSI (Valanginien-Hauterivien)

CARTE

- FAILLES normales syndédimentaires
- FLEXURE vers L'Ouest
- PALEO ABRUPT
- TRIAS à l'affleurement (actuellement)
- limite des domaines sédimentaires



Jebel BAGRA

Jebel SEGDAL

Jebel BOUDINAR

Khanguet REHANA

PL I DEFINITION DES DOMAINES SEDIMENTAIRES A L'HAUTERIVIEN (1/50 000)

34°50

9°35

9°40

DOMAINE SUBSIDENT
A SEDIMENTATION
LITTORALE (AVEC

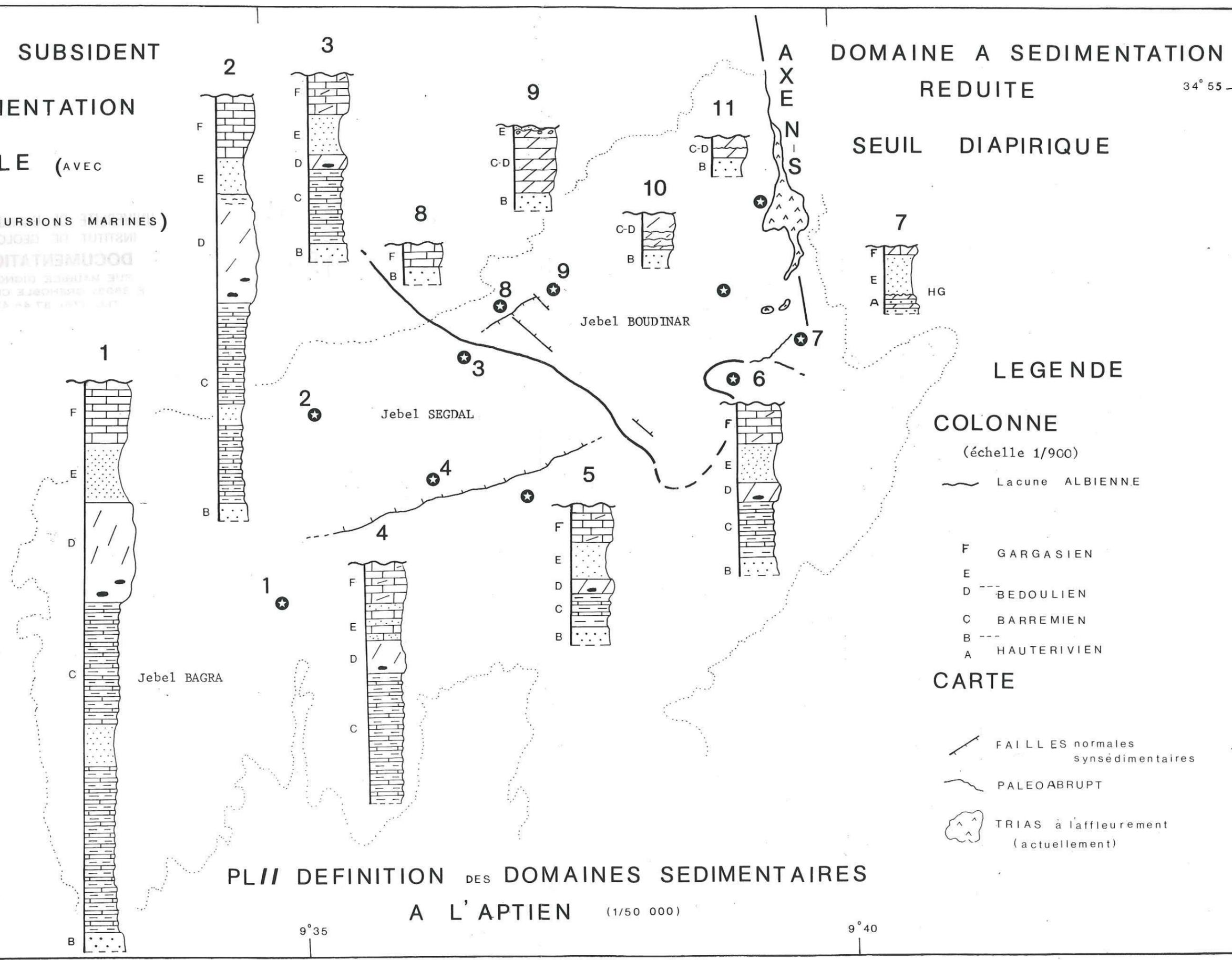
QUELQUES INCURSIONS MARINES)

INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
THE MARBLE GIBNOUX
E. SAOUL GRESHOLE GEORX
L'AN 87 44 43

DOMAINE A SEDIMENTATION
REDUITE

34° 55

SEUIL DIAPIRIQUE



LEGENDE

COLONNE

(échelle 1/900)

~ Lacune ALBIENNE

- F GARGASIEN
- E --- BEDOULIEN
- D --- BARREMIEN
- C --- HAUTERIVIEN
- B ---
- A ---

CARTE

- ↘ FAILLES normales
 syssédimentaires
- ~ PALEOABRUPT
- ▲ TRIAS à l'affleurement
 (actuellement)

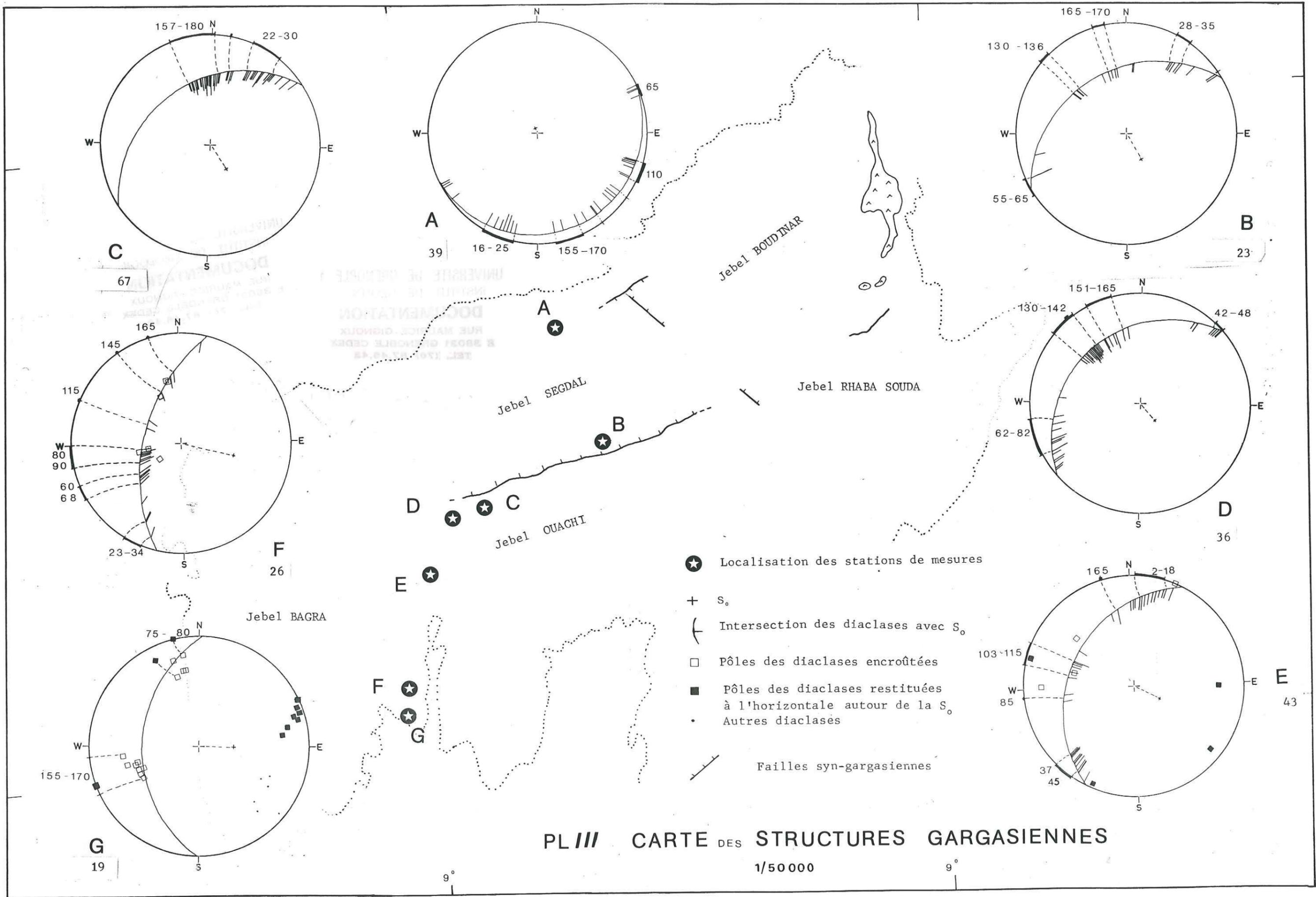
34° 50

PL II DEFINITION DES DOMAINES SEDIMENTAIRES

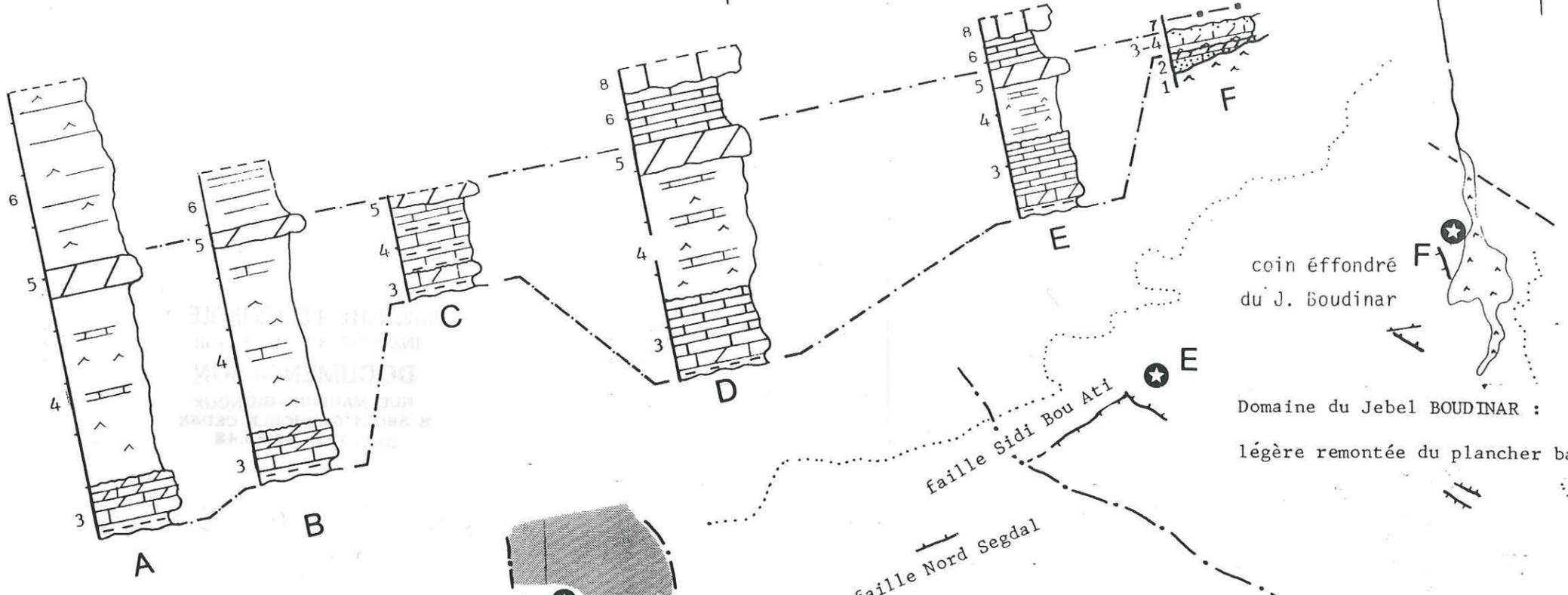
A L'APTIEN (1/50 000)

9° 35

9° 40



34° 55



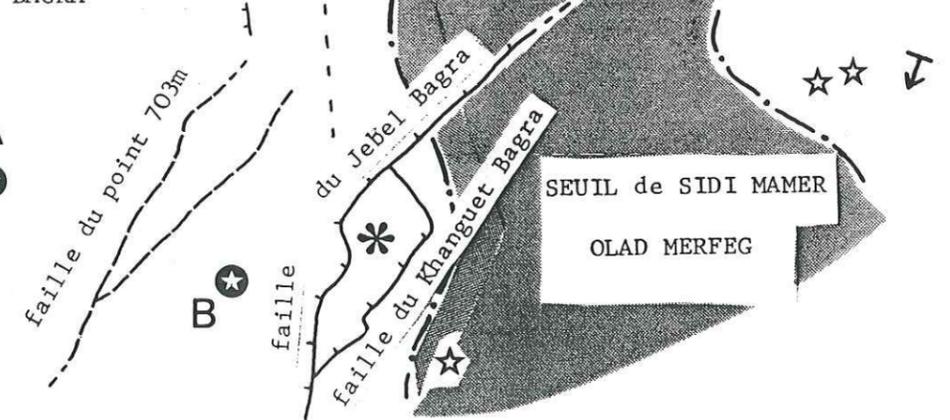
coin éffondré
du J. Boudinar

Domaine du Jebel BOUDINAR :
légère remontée du plancher bassin

Domaine très fracturé
du Jebel BAGRA

Domaine légèrement subsident
du Jebel SEGDAL

Les directions primitives
sont ici restituées



* unité du Khanguet Bagra

LEGENDE COLONNE

(échelle 1 / 5 000)

- 8 CAMPANIEN (F. ABIOD)
- 7 SENONIEN (F. ALEG)
- 6 TURONIEN (F. BIRENO)
- 5 Dolomie de GATTAR
- 4 CENOMANIEN (F. ZEBBAG)
- 3 VRACONIEN
- 2 VALANGINIEN-APTIEN
(F. MELOUSSI-BOUDINAR-
BOU HEDMA-ORBATA)
- 1 TRIAS

CARTE (1 / 50 000)

- — — Limite des domaines
sédimentaires
- / — Faille normale
syndéformative
- T — Slump
- ☆ Localisation des stations
de mesures des diaclases
- ⊙ affleurement actuel

34° 50

PL IV

ARCHITECTURE DU J. BOUDINAR PENDANT
LE VRACONIEN ET LE CENOMANIEN
(AVANT LE DEPOT DE LA DOLOMIE DE GATTAR)

9° 35

9° 40

LEGENDE COLONNE

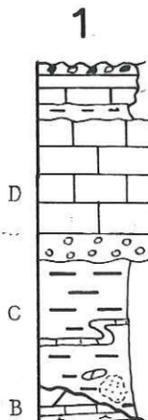
(échelle 1/5 000)

lacune Paléo-Eocène inf.

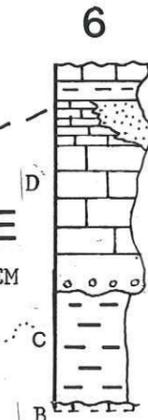
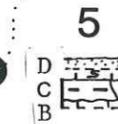
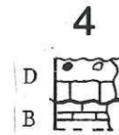
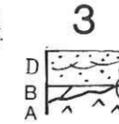
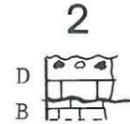
- D F. Abiod (Campanien- Maestrichtien inf.)
- C F. Aleg (Sénonien)
- B F. Zebbag s.l. (Cénomaniens-Turonien)
- A F. Rhéouis (Trias)

34° 55

DEPOCENTRE
D'ORIGINE
SALIFERE



A
X
E
N
S



DOMAINE EMERGE
OU TRES ERODE

(Jebels SEGDAL et BAGRA)

FOSSE

DU J. LHASSEM

PLV DEFINITION DES DOMAINES SEDIMENTAIRES

AU COURS DE L'INTERVALLE TURONIEN - MAESTRICHTIEN

TERMINAL INFERIEUR

(échelle 1/50 000)

9° 40

9° 35

34° 50

UNIVERSITE DE BRUXELLES
INSTITUT DE GÉOLOGIE
SÉRIE GÉOLOGIQUE
N° 1000
BRUXELLES 1968

PL₁ Pli majeur n° 1

trace de la S₀

décrochement

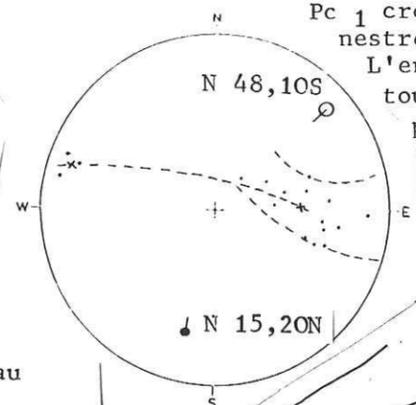
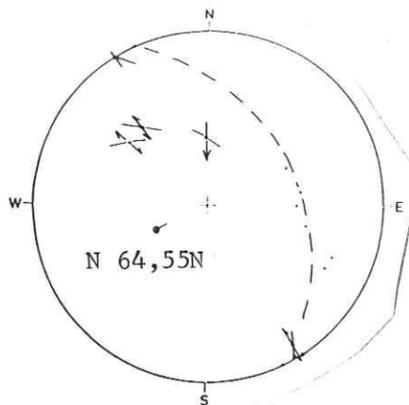
projection polaire de la S₀ sur canevas Wulf (hémisphère supérieur)

trace cyclographique de la S₀ et strie décrochante

trace cyclographique de la S₀ et strie inverse

Pc₂: chronologie relative:

1. décrochements
2. pli-crochon
3. déversement vers le Sud.



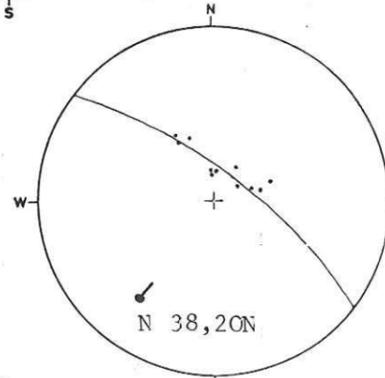
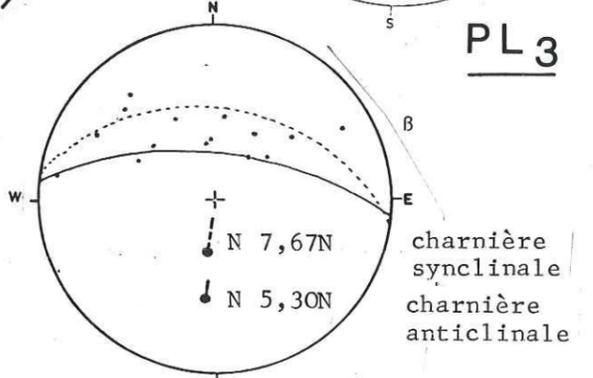
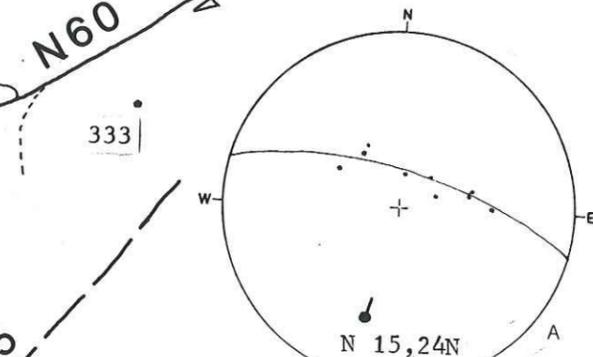
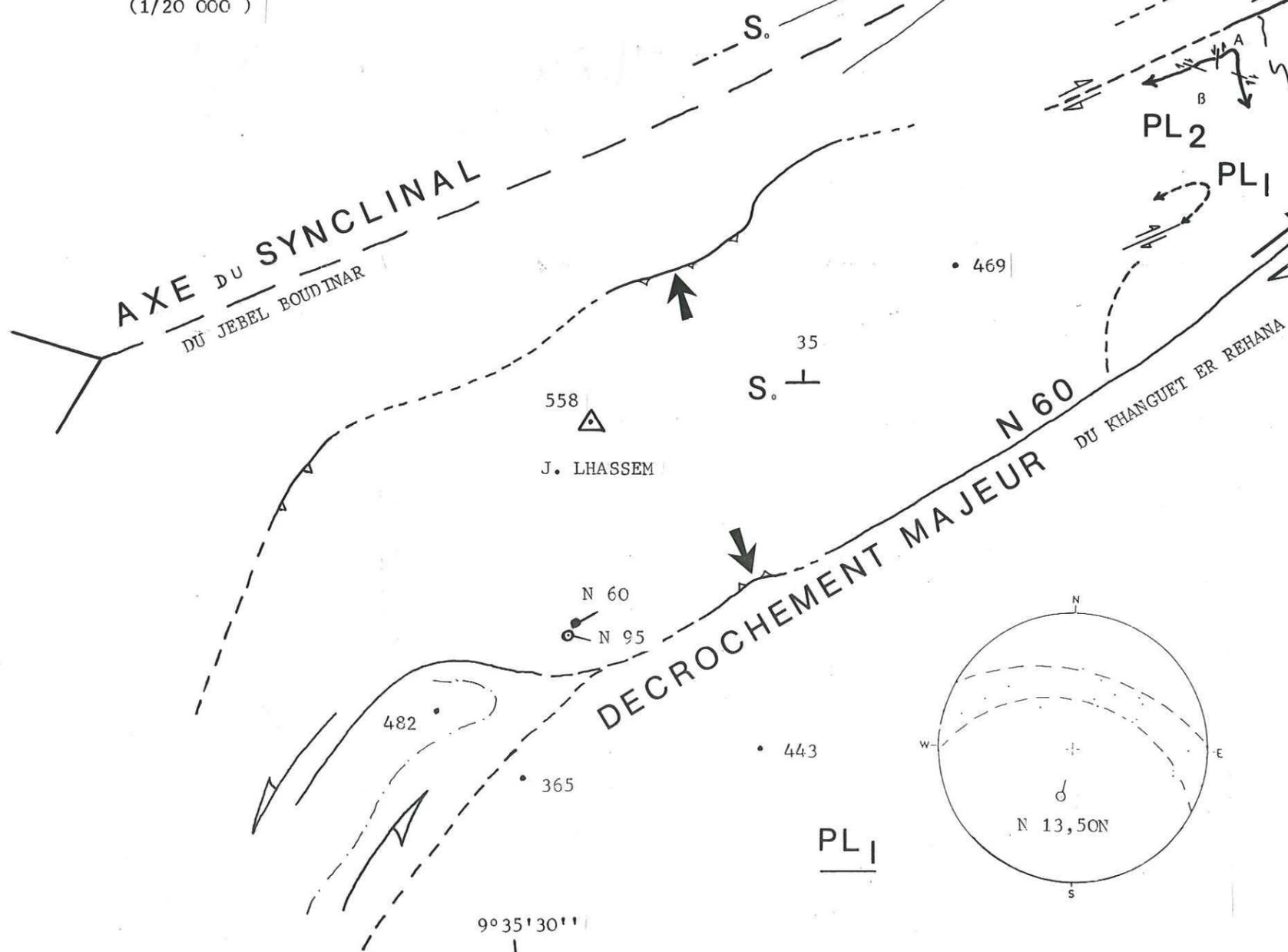
Pc₁ crochon lié au jeu senestre du décrochement N60. L'enroulement du pli autour de ce plan, explique l'évolution de l'orientation de l'axe de l'axe

biseaux tectoniques au sein de la formation Segui. Ils résultent du poinçonnement vers le Nord, de l'amygdale de décrochement du J. Lhassem.

PL VII SCHEMA STRUCTURAL

DU J. LHASSEM

(1/20 000)

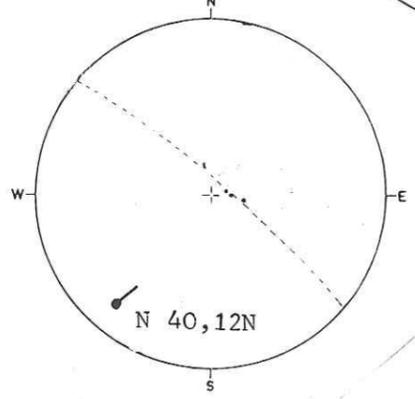
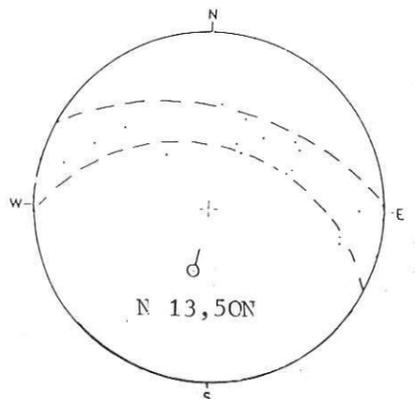


PL₂

B charnière kilométrique

A charnière décamétrique

charnière synclinale
charnière anticlinale



34°50'

LEGENDE

-  Unité du J. Boudinar point 716-681 m
-  Unité du Ksar Boudinar
-  Unité de l'oued Defla
-  Unité de l'oued Brahim
-  Unité du J. Rhaba Souda

A A' coupes

P₁ pli majeur n° 1

 trace de la stratification (S₀)

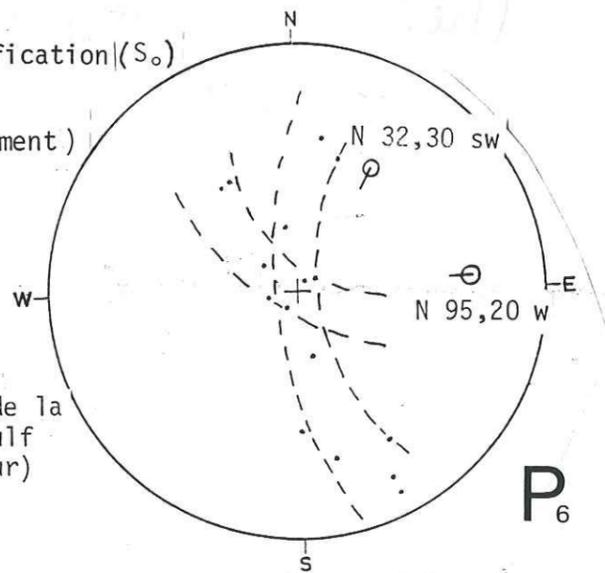
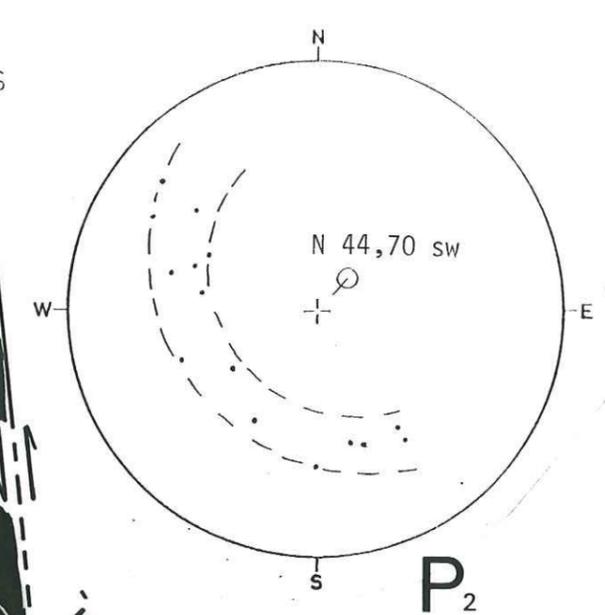
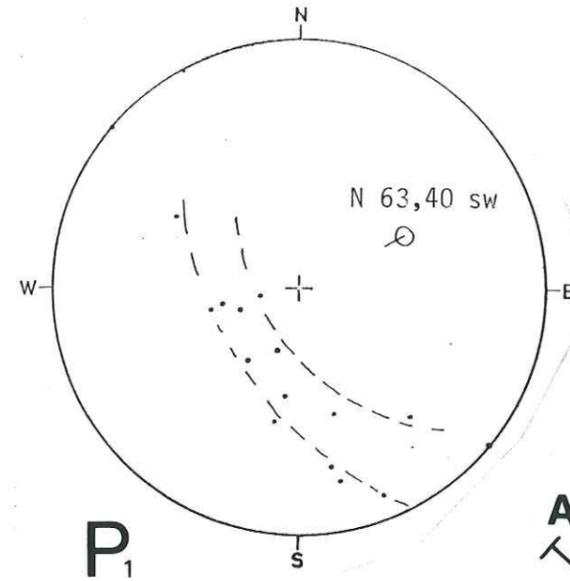
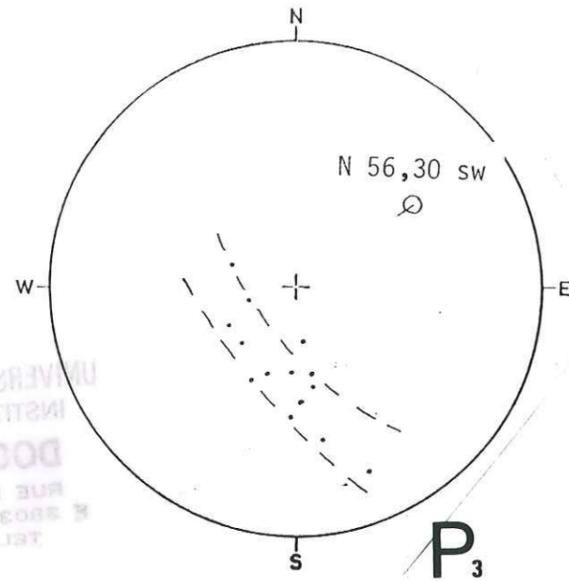
 pli mineur (plongement)

 chevauchement

 faille normale

 décrochement

• projection polaire de la S₀ sur canevas de Wulf (hémisphère supérieur)



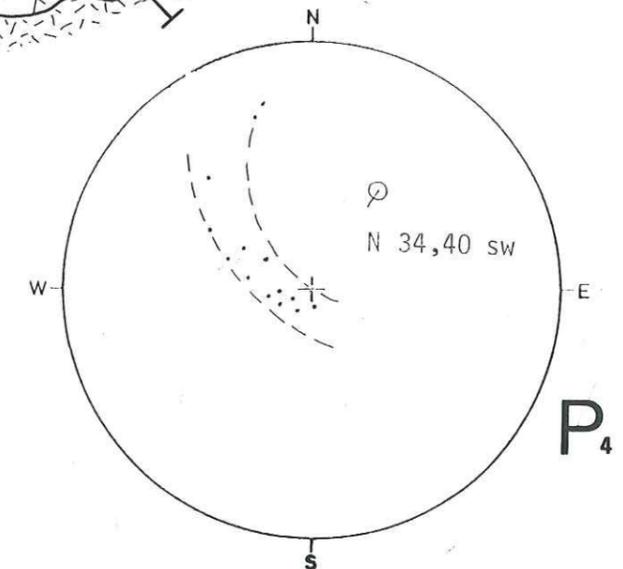
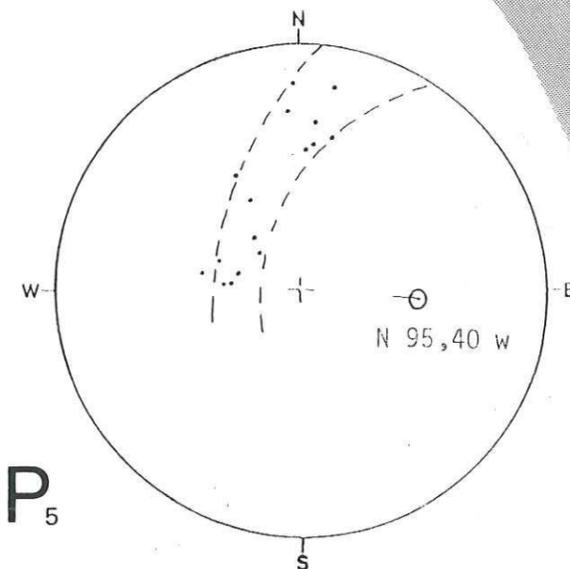
replis mineurs liés aux jeux décrochants de la faille Nord Segdal.

faille normale cénomaniennne reprise en rampe latérale.

faille normale cénomaniennne

rejeu décrochant dextre

Faillle SUD-SEGDAL



PL. VIII SCHEMA STRUCTURAL DU J. BOUDINAR
TERMINAISON NORD ORIENTALE DU PLI ATLASIQUE
TORSION SENESTRE LE LONG DU COULOIR TECTONIQUE N-S.

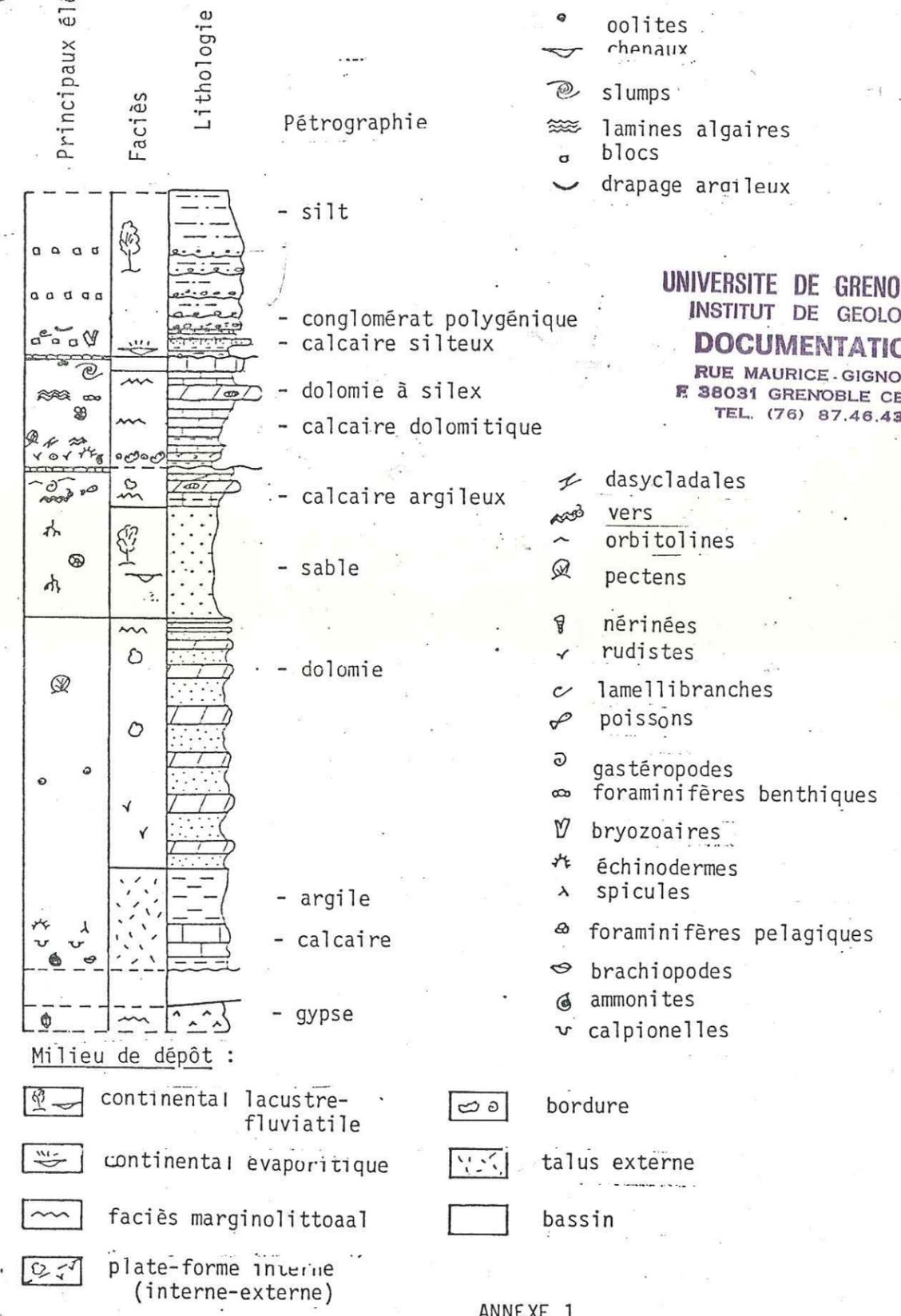
Thèse
SOYER (Ch.)
1987

Légende des différents symboles
utilisés pour la description
des coupes lithologiques.

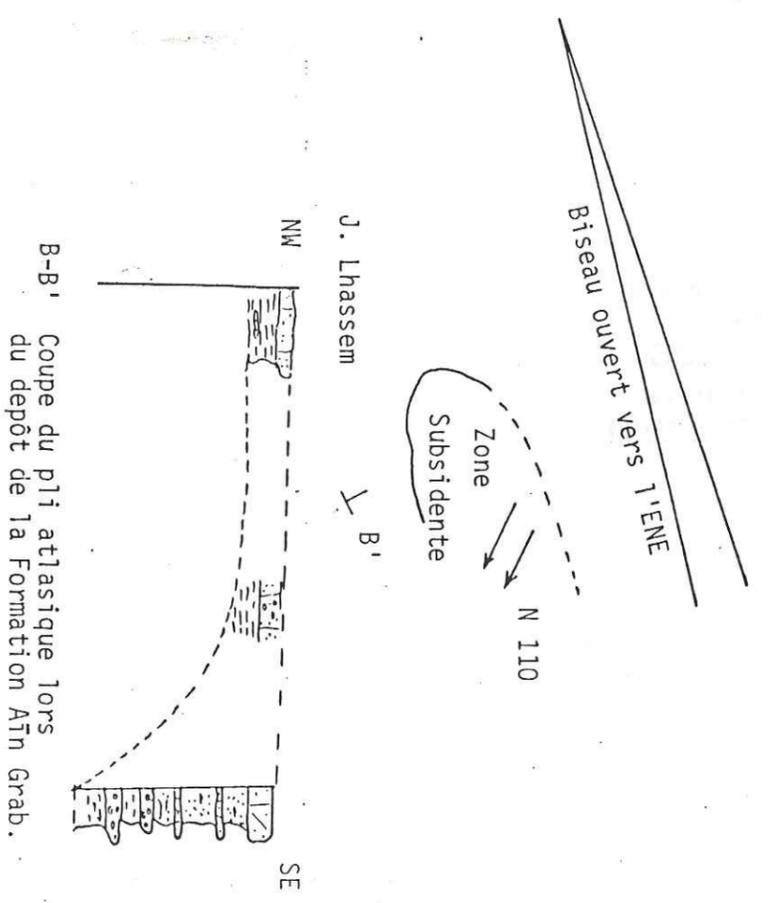
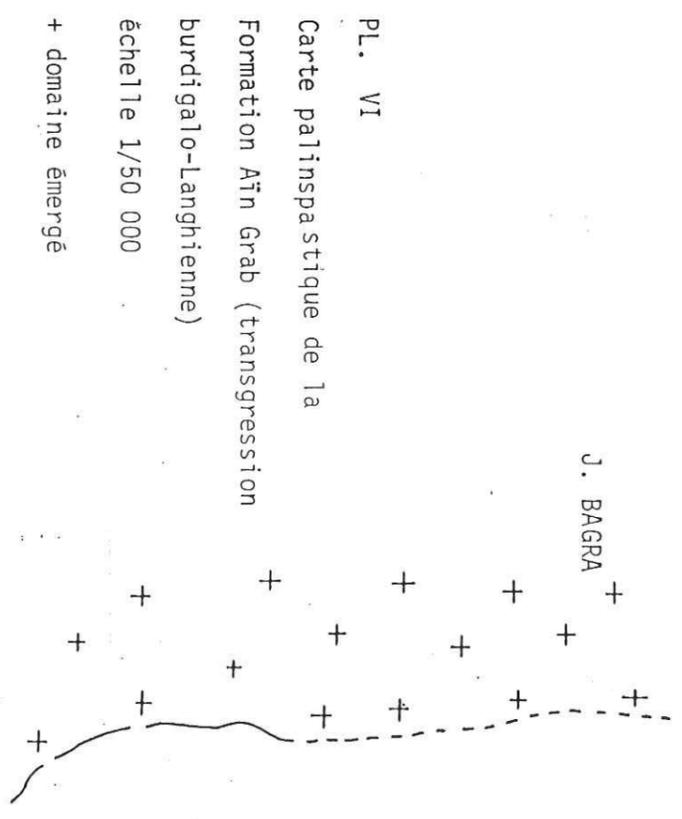
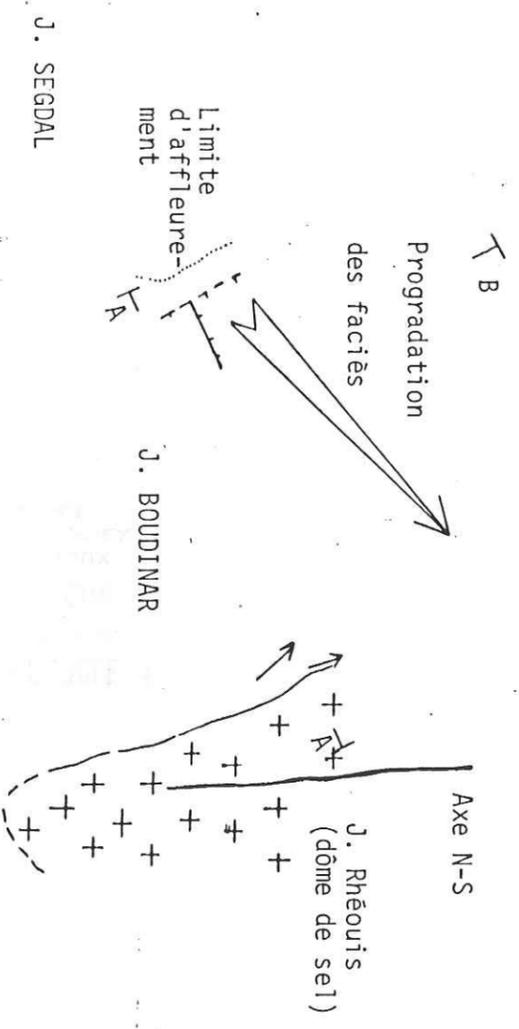
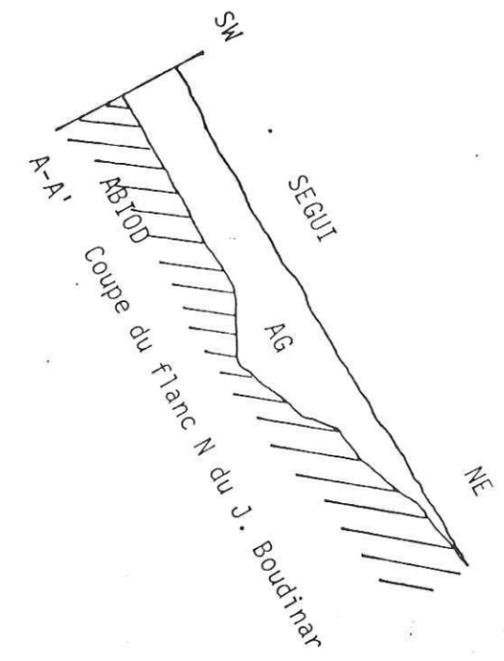
Principaux éléments

- ===== niveaux d'émersion
- † racines
- ⊗ bois
- oolites
- ∩ chenaux
- ⊙ slumps
- ⊞ lamines algaires
- ⊙ blocs
- ∩ drapage argileux

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43



ANNEXE 1



PL. VI
Carte paléogéographique de la
Formation Aïn Grab (transgression
burdigalo-Langhienne)
échelle 1/50 000
+ domaine émergé

Titre de l'ouvrage :

INVERSIONS STRUCTURALES LE LONG DE LA DIRECTION ATLASIQUE
EN TUNISIE CENTRALE : Le Jebel Boudinar

Nom de l'auteur : Christian SOYER

Etablissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble

RESUME

Le J. Boudinar est situé à l'intersection de plusieurs directions rhéologiques africaines. Il représente en effet un segment d'un des couloirs tectoniques atlasiques (NE-SW) de Tunisie centrale, affecté par l'axe N-S et ses satellites (faille Essouda-Bagra) et les failles de Kasserine (au NE) et de Mezzouna (au SW) de direction NW-SE.

L'étude stratigraphique et structurale de ce secteur s'appuie sur une cartographie au 20 000 ème.

STRATIGRAPHIE - SEDIMENTOLOGIE : L'examen banc par banc de nombreuses coupes de terrain a permis de préciser l'âge de certaines unités lithostratigraphiques et de caractériser les variations d'épaisseur de chaque Formation du Jurassique à l'Actuel. Ainsi la base de la Formation Aleg est datée du Turonien terminal, et la Formation Abiod du Campanien à Maastrichtien inférieur.

7 mégaséquences de comblement ont été définies du Tithonique à l'Actuel. Elles sont délimitées par des discontinuités, dont 3 majeures situées à l'Albien inférieur-moyen (?), au Turonien terminal et du Maastrichtien à l'Eocène moyen. Elles sont liées soit à des émergences, soit à une submersion des plates-formes antérieurement exondées, soit encore à une érosion sous-marine. Toutes sont accompagnées d'une induration en milieu aérien ou sous une faible tranche d'eau.

HISTOIRE STRUCTURALE : Des variations dans le temps du champ de contraintes appliqué à un bâti structuré aboutissent à une succession et une alternance de stades d'extension et de compression accompagnés à chaque fois par une halocinèse.

5 étapes de déformations ont été distinguées au J. Boudinar :

1 - Une extension N-S caractérise le Crétacé inférieur. Elle provoque le jeu de fractures à toutes échelles selon 4 directions (N 65-85; N 100-110; N 130-140; N 165-170). Le couloir tectonique atlasique induit l'effondrement d'un graben kilométrique orienté N 65-85.

2 - Une extension à dominante NE-SW caractérise le domaine de l'Albien supérieur au Turonien. Elle provoque la formation d'aires plus ou moins subsidentes et de blocs basculés orientés N 120-140, N 45-50 et N-S.

3 - L'halocinèse domine du Sénonien à l'Eocène supérieur. Elle se traduit par la mise en place de rides salifères orientées NE-SW et N-S donnant lieu à un diapirisme à leur intersection. Elle pourrait représenter un écho des compressions atlasiques.

4 - Une extension multidirectionnelle caractérise le Miocène moyen, et mobilise des failles orientées N 60 et N 140.

5 - A partir du Miocène supérieur et jusqu'à l'Actuel, le domaine est le siège de compressions atlasiques provoquant la formation d'un anticlinal à cœur évaporitique et d'un synclinal superposé au collapse salifère Sénonien-Eocène supérieur. Les extrémités du pli sont crochonnées lors du jeu senestre des couloirs tectoniques N-S. Un rejeu dextre est envisagé pour expliquer la rotation horaire de la branche centrale du pli. Le J. Boudinar résulte d'une inversion structurale positive au droit d'un couloir tectonique atlasique (NE-SW).

SUBSIDENCE : L'analyse de la courbe des épaisseurs cumulées permet d'individualiser des anomalies (=crises) dans l'évolution de la subsidence. Une corrélation avec la Tunisie montre qu'il s'agit de phénomènes régionaux liés aux évolutions générales africaine, téthysienne-atlantique, et méditerranéenne.

Mots clés : Tunisie centrale, direction atlasique, couloirs tectoniques, inversions structurales, halocinèse, déformations polyphasées, discontinuités - induration précoce, subsidence.

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43

21 JAN. 1988