



HAL
open science

Evolution néotectonique de la partie méridionale du bassin de Guercif (Maroc oriental)

Bernard Colletta

► **To cite this version:**

Bernard Colletta. Evolution néotectonique de la partie méridionale du bassin de Guercif (Maroc oriental). Stratigraphie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1977. Français. NNT : . tel-00759882

HAL Id: tel-00759882

<https://theses.hal.science/tel-00759882v1>

Submitted on 3 Dec 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.

420 486

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

THESE

présentée pour obtenir le titre de
Docteur de 3^{eme} Cycle

SPÉCIALITÉ : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

**ÉVOLUTION NÉOTECTONIQUE DE LA
PARTIE MÉRIDIONALE DU BASSIN DE GUERCIF
(MAROC ORIENTAL)**

par

BERNARD COLLETTA

thèse soutenue le 14 novembre 1977 devant la commission d'examen

MM. J. DEBELMAS Professeur U.S.M.G.

J.-P. RAMPNOUX
Maître de Conférences Chambéry

M. GIDON
Maître de Conférences U.S.M.G.

B. P. G. M.
Président
19. MAI 1982
Rapporteur
BIBLIOTHÈQUE

Examineur



on BRAM
2/84

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

no 486.

THESE

présentée pour obtenir le titre de
Docteur de 3^{ème} Cycle
SPÉCIALITÉ : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

**ÉVOLUTION NÉOTECTONIQUE DE LA
PARTIE MÉRIDIONALE DU BASSIN DE GUERCIF
(MAROC ORIENTAL)**

par

BERNARD COLLETTA

thèse soutenue le 14 novembre 1977 devant la commission d'examen

MM.	J. DEBELMAS Professeur U.S.M.G.	Président
	J.-P. RAMPNOUX Maître de Conférences Chambéry	Rapporteur
	M. GIDON Maître de Conférences U.S.M.G.	Examineur



Bibliothèque Centrale Muséum



3 3001 00006105 0

S O M M A I R E

Résumé

Avant propos

INTRODUCTION

Première partie : ETUDE STRATIGRAPHIQUE

Chapitre I : Le Néogène

- Les séries transgressives marines
- Les séries régressives

Chapitre II : Le Quaternaire

Deuxième partie : ETUDE TECTONIQUE

Chapitre I : Analyse macrotectonique

- I Les structures plissées
- II Les accidents cassants
- III Conclusions de l'étude macrotectonique

Chapitre II : Analyse microtectonique

Troisième partie : CONCLUSIONS

ANNEXE



R E S U M E

Ce mémoire précise la stratigraphie et analyse l'évolution tectonique de la partie méridionale du bassin néogène à quaternaire de Guercif, au Maroc oriental.

L'étude stratigraphique permet de mettre en évidence deux étapes principales :

1° L'étape transgressive marine.

Après la longue période d'émersion Crétacé à Miocène, la région de Guercif est le siège d'une nouvelle transgression marine. Les dépôts sont représentés par des conglomérats et grès à la base et sur les bordures du bassin tandis que le centre de ce dernier et le sommet de la série correspondent à des niveaux plus pélitiques de marnes grises. L'épaisseur très variable des dépôts atteint environ mille huit cents mètres au centre au bassin. La microfaune benthique, abondante partout, indique un faciès très littoral ; la microfaune pélagique, cependant beaucoup plus rare, permet de dater l'ensemble des formations du Tortonien supérieur (zone à *Globorotalia acostaensis*). A cette époque la mer reste ouverte au N sur la "Méditerranée" et à l'W sur l'Atlantique par le couloir Sud-Rifain. Au S, des niveaux de calcaires biodétritiques et des conglomérats fluviatiles marquent la limite extrême de la transgression qui ne semble pas avoir dépassé ainsi la latitude de Bou Rached.

A la fin du Tortonien, le bassin connaît un important bouleversement paléogéographique avec soulèvement de la région occidentale, fermeture du détroit Sud-Rifain et cantonnement du bassin à l'E. Ce bouleversement marque le début de la régression.

2° L'étape régressive fluvio-lacustre.

La régression s'amorce au Messinien par des dépôts laguno-lacustres de marnes à gypse, calcaires et lignites. Elle se poursuit au Pliocène probable et au Quaternaire ancien par des niveaux franchements dulcicoles faits de grès, de conglomérats et de limons roses. Ces séries montrent un important remaniement de faunes du Crétacé, de l'Eocène et probablement du Tortonien au sein de faciès à Charophytes, Gastéropodes pulmonés et Ostracodes. L'épaisseur des sédiments varie en moyenne de deux cents à six cents mètres.

Au Quaternaire, on assiste à l'édification de pédiments et de terrasses plus ou moins encroûtés. Ainsi, le long de l'oued Moulouya, près des reliefs du Moyen Atlas, on observe six niveaux de dépôts étagés et distincts correspondant aux principaux épisodes climatiques du Quaternaire marocain. Vers le centre de la dépression, au N de Guercif, l'étagement s'atténue progressivement et les surfaces convergent pour disparaître sous les alluvions actuelles. Cette disposition est à mettre en relation avec un soulèvement progressif des massifs bordiers et une subsidence concomitante du bassin.

L'analyse structurale et microstructurale met en évidence trois comportements

géodynamiques successifs du bassin. Ce sont :

1° L'épisode extensif du Tortonien supérieur à la fin du Pliocène.

Il correspond à l'individualisation, au fonctionnement et au comblement progressif du bassin. Sur le plan structural, il se traduit par un ensemble de failles normales jalonnant plus particulièrement le rivage moyen atlasique dont le jeu correspond à une extension subhorizontale N 35.

2° L'épisode compressif fini-pliocène.

A la fin du Pliocène - début du Quaternaire, se situe la phase compressive majeure qui, à l'échelle macrostructurale, se traduit par des plis plurikilométriques. Ces plis, de style éjectif et dont nombre présentent un coeur triasique, ont une orientation générale comprise entre N 20 et N 45. Dans le bassin proprement dit, ils se groupent en deux bandes subparallèles orientées N 70 à l'intérieur desquelles ils se disposent en échelon. Cette disposition, ainsi que l'allure sigmoïde de certaines structures, nous permettent d'assimiler ces plis à des structures d'entraînement créées, au niveau de la couverture néogène, par le rejeu dextre décrochant d'accidents profonds.

A l'échelle microstructurale, la déformation se traduit, dans les conglomérats, par une striation de galets. Des mesures systématiques des stries sur les plans de friction entre galets ont été analysées par la méthode "allongement/raccourcissement" traitée par informatique. Les résultats, très homogènes dans l'ensemble du bassin, donnent une compression subhorizontale orientée NW-SE.

3° L'épisode quaternaire.

Dans notre secteur le Quaternaire correspond apparemment à une période extensive où l'on assiste à une subsidence relative du centre du bassin et une surélévation des massifs bordiers.

A B S T R A C T

This thesis precises the stratigraphy and analyses the tectonic evolution of the southern part of the Neogene and Quaternary Guercif basin in Eastern Morocco.

The stratigraphic study enables to distinguish two main stages :

1° The transgressive marine stage.

After the long period of emergence, from Cretaceous to Miocene, the Guercif basin knows a new marine transgression. At the bottom and on the edges of the marine basin, deposits appear in the form of conglomerate and sandstone, whereas in the centre and at the top of the series, they correspond to more pelitic levels

of grey marls. The thickness of sediments, which can vary greatly, reaches about 1800 metres in the centre of the basin. The microfauna, principally benthonic, reveals a very coastal facies. The sparser planktonic species enable to date the whole of the marine formation of the upper Tortonian (*Globorotalia acostaensis* zone). During that stage, sea stills opens on the Mediterranean in the North, and on the Atlantic in the West, through the "Couloir Sud Rifain". In the South, stratas of biodetrital limestones and fluviatile conglomerates show the extreme limit of the transgression which doesn't seem to have gone further than the Bou Rached latitude. At the end of the Tortonian, the basin undergoes a very important paleogeographic disruption with an upheaval of the western area : closing of the "Couloir Sud-Rifain" and confining of the basin in the East. That upheaval marks the beginning of the regression.

2° The fluvio-lacustrian regressive stage.

The regression begins at the Messinian with deposits of gypseous marls limestones and lignites. During the Pliocene and the early Quaternary, it goes on with definitely lacustrian stratas of sandstones pink silt and conglomerates. This series show an important rehandling of Cretaceous, Eocene, and probably Tortonian fauna in freshwater facies with Charophyta, Gasteropoda, and Ostracoda. The thickness of the deposits varies from 200 to 600 metres.

During the Quaternary, more or less crusted over pediments and terraces appear ; thus, along the wadi Moulouya, near the Moyen Atlas mountains, we can see six clearly distinct levels of deposits rising in tires and corresponding to the main climatic stages of the Maroccan Quaternary. Towards the centre of the depression, the clearly-distinct tires gradually merge and the pediments surfaces converge and disappear under present alluvial deposits. This lay out is to be connected with a progressive upheaval of the surrounding mountains and a concomitant subsidence of the basin.

The structural and microstructural analysis sets forth three successive geodynamic episodes in the basin :

1° The extensive episode (from the upper Tortonian to the end of the Pliocene).

It corresponds to the individualization, functioning and progressive filling of the basin. From a structural point of view, it means a group of normal fault more particularly marked out on the Moyen Atlas shore and corresponding to a subhorizontal N 35 extension.

2° The compressive episode of the late Pliocene.

At the end of the Pliocene - beginning of the Quaternary - the major compressive phase takes place. On a macrostructural scale, this phase appears in the form of plurikilometrical folds. These folds, many of which presents a triassic core, have a general orientation set up between N 20 and N 45. In the basin itself, they gather into subparallel N 70 stripes inside of which they are arranged "en echelons". This lay out and the sigmoid aspect of some of the structures, enables to suppose they have been formed in the Neogene deposits by the dextral movement of deep wrench faults. On a microstructural scale, the deformation appears in the conglomerates as a striation of pebbles. Systematic measurings of striae on the friction areas between pebbles have been analysed by the "allongement/raccourcissement" method treated by computer. On the whole of the basin, the very homogeneous results show a subhorizontal compression orientated NW-SE.

3° The Quaternary episode.

In our district, Quaternary seems to correspond to an extensive period during which a relative subsidence of the centre of the basin can be noticed along with an uplift of the surrounding mountains.

A mes parents,

REMERCIEMENTS

Ce travail, mené dans le cadre de l'A.T.P. Géodynamique de la Méditerranée occidentale, n'a pu voir le jour que grâce à l'aide accordée par le CNRS et je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Monsieur le Directeur Général et à Messieurs les membres de la Commission.

Je tiens à remercier également tous les enseignants et chercheurs de l'Institut Dolomieu et du Laboratoire de Géologie du Centre Universitaire de Savoie qui m'ont fait bénéficier de leur expérience et de leur savoir.

Mes remerciements s'adressent en particulier :

- à Monsieur le Professeur J. DEBELMAS qui m'a fait l'honneur de présider le jury et dont j'ai apprécié les conseils et remarques.

- à Monsieur J.P. RAMPNOUX qui m'accueillant à Chambéry et m'intégrant à l'équipe marocaine de recherche géodynamique, a tout mis en oeuvre pour que cette étude soit menée dans les meilleures conditions. De plus je lui suis profondément reconnaissant de l'intérêt et du dynamisme avec lequel il a suivi, encouragé et conseillé mes travaux, tant sur le terrain qu'au laboratoire.

- à Monsieur M. GIDON qui a bien voulu examiner ce travail.

J'exprime également toute ma reconnaissance :

- aux membres du Service Géologique du Maroc et plus particulièrement à Monsieur le Directeur E.A. HILALI, à Monsieur A. BOUDDA, Chef du Service de la Carte Géologique, à Monsieur DAHMANI, Responsable de l'étude des bassins sédimentaires, ainsi qu'à Messieurs G. SUTER et R. WERNLI qui ont tous grandement facilité mes recherches.

- à Monsieur J. ANGELIER qui m'a permis de mener à bien l'étude microtectonique, m'initiant, sur le terrain, aux "secrets" des diagrammes de fréquence et me faisant bénéficier de son programme informatique.

- aux spécialistes qui ont déterminé les échantillons ; Madame G. BIZON pour la microfaune ; Monsieur P. BREBION pour les Gastéropodes ; Monsieur J. ROMAN pour les Echinides.

- à Monsieur B. PORTHAULT de la S.N.P.A. qui m'a aidé dans mes recherches bibliographiques.

- aux coopérants du Lycée Assan ad Dakhil de Guercif, Monsieur et Madame COEUGNIET, Monsieur et Madame ESCAPE, Monsieur et Madame HOERTEL, Monsieur NUIAOUET, Messieurs GLOWAKI, LUCIEN et ROGER, qui m'ont si chaleureusement accueilli et hébergé.

Parmi les membres du Centre Universitaire de Savoie je tiens à remercier tout particulièrement :

- Madame Simone GINET qui a réalisé la frappe de cet ouvrage.

- Madame Françoise MOUGIN qui a lavé une grande partie des échantillons argileux.

- Monsieur Serge FUDRAL qui s'est toujours intéressé à mon travail et dont j'ai pu apprécier les conseils et le dévouement.

- Monsieur André PAILLET qui a confectionné les lames minces et qui a largement participé à la réalisation des figures et planches de ce mémoire.

- Messieurs Bernard DOUDOUX et Gérard NICOUÛ à qui je dois d'avoir confirmé ma vocation par des stages de terrain dans le massif des Bauges.

- Je remercie aussi Messieurs CORSI et REGETTI qui ont imprimé ce mémoire.

- Enfin je n'oublierai pas mes camarades de 3ème cycle du Laboratoire de Jacob-Bellecombette : Miguel CARILLO-MARTINEZ, Ricardo GUTTIEREZ-COUTIÑO, Charles LAMIRAUX, Jean-Etienne MESTRE, Hans NIEMEYER, Sergio RIVANO et Daniel ROBERT qui ont toujours su créer une ambiance amicale parfois même sud-américaine.

INTRODUCTION

1° But de l'étude.

Dans le cadre de l'Action Thématique Programmée intitulée "*Géodynamique de la Méditerranée occidentale*", nos travaux ont cherché à préciser, au SE de la mer d'Alboran, les déformations néotectoniques des confins du Rif et de l'avant-pays atlasique.

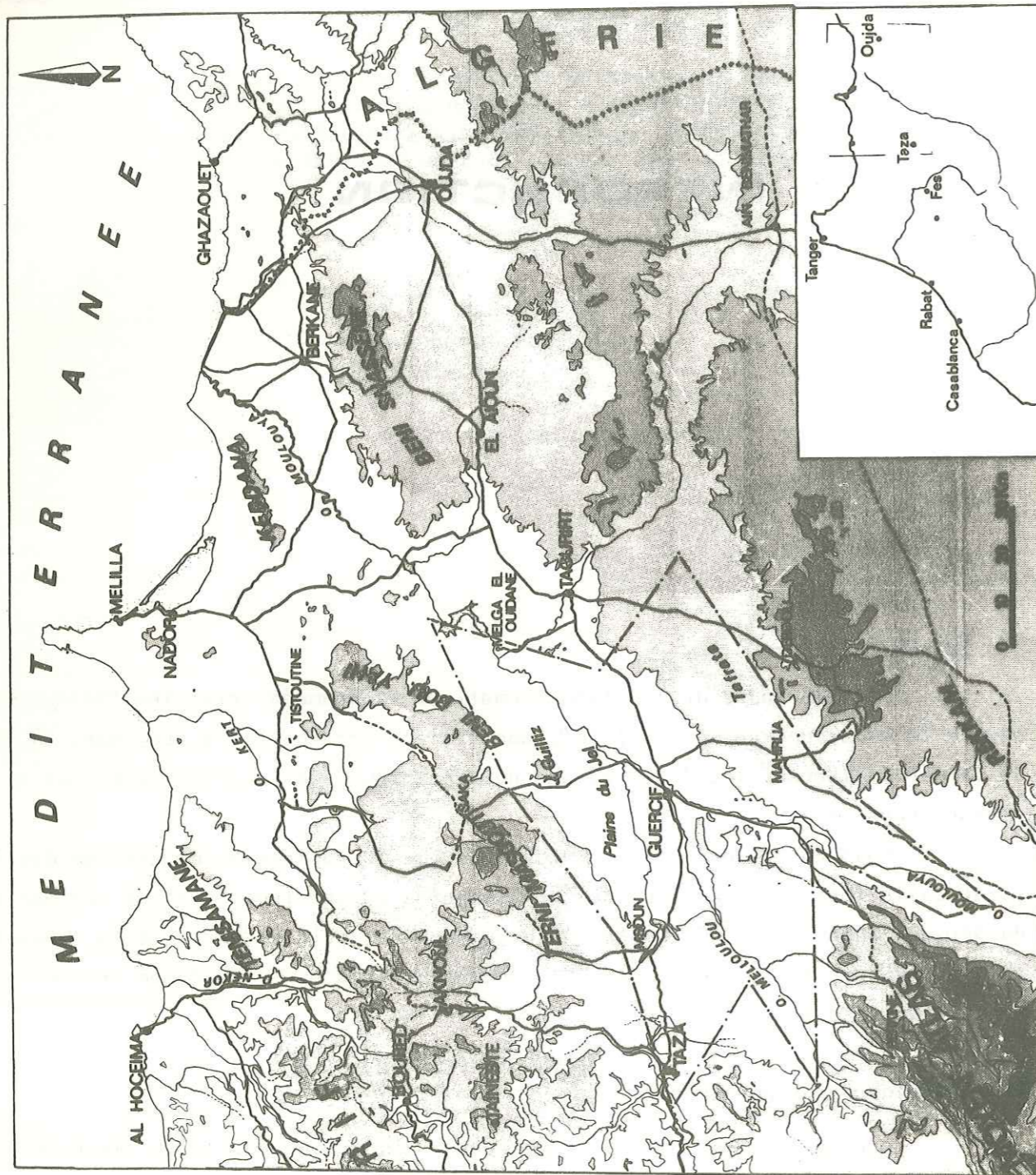
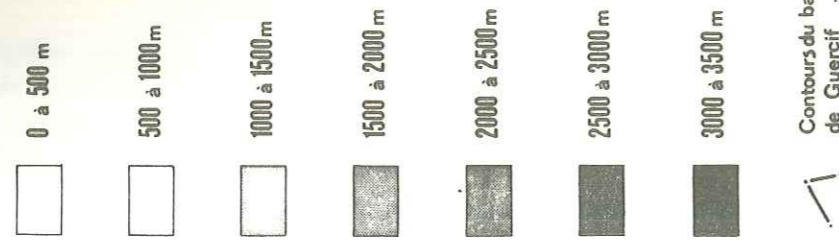
Nous rappellerons en premier lieu que la néotectonique est une discipline qui s'intéresse aux déformations récentes enregistrées par les sédiments du Néogène supérieur et du Quaternaire. Cependant, afin de préciser la chronologie des événements, l'étude purement tectonique sera précédée d'une analyse stratigraphique des terrains déformés.

2° Cadre géographique (fig. 1).

L'orographie du Maroc septentrional est guidée par trois importants massifs montagneux : l'arc rifain au NW, la chaîne du Moyen Atlas au S-SW et

fig.1

CARTE GEOGRAPHIQUE
DU N.E. MAROCAIN



l'immense plateau de la Meseta Orientale à l'E.

Ces trois massifs, aux morphologies très différentes, sont séparés par deux dépressions : l'une, à l'W, forme le couloir Sud Rifain ouvert sur l'Atlantique au niveau du Rharb, l'autre à l'E, beaucoup moins étendue, reste ouverte sur la Méditerranée. Cette dernière dépression, moins homogène que son homologue occidentale, est en fait constituée d'une mosaïque de petits bassins séparés par les reliefs calcaires des chaînons des Beni Bou Yahia, des Kbdana et des Beni Snassène.

Le bassin de Guercif est le plus vaste et le plus méridional. Il dessine grossièrement une étoile à cinq branches très dissymétriques : les deux branches méridiennes correspondent à la plaine de la Moulouya, tandis que les branches E et W prolongent le couloir Sud Rifain.

La superficie totale du bassin dépasse 6.000 km² ; l'altitude, en plaine, varie de 300 à 800m, alors que les reliefs bordiers peuvent atteindre ou dépasser 2.000m (Jebel Masgout 1.839m au N, Jebel Irhesdis 2.480m au S dans le Moyen Atlas).

3° Climat - Végétation.

L'écran aux perturbations des massifs montagneux environnants fait que la plaine de Guercif jouit d'un climat particulièrement aride (86,1mm d'eau en 1974 - 180,3mm en 1975).

Les températures sont pour leur part extrêmes ; il règne durant l'été une chaleur torride (température maximale journalière en août 1975 : 45°C) alors que l'hiver le thermomètre approche 0°C (température minimale journalière en décembre 1975 : - 1,6°C). La rudesse du climat est accentuée par les vents très violents qui balaient cette immense dépression.

Ce climat, semi-désertique, a une influence directe sur la couverture végétale réduite à quelques épineux et à une flore herbacée courte et parcimonieuse. Seuls les champs d'alpha apportent, sur les hauteurs, un peu de verdure au paysage.

Quelques oliveraies, sont regroupées en bordure des oueds permanents comme le Zobzit, le Melloulou, la Moulouya. Sur leurs rives au-dessus de la zone inondable, vit la majeure partie de la population, dont l'activité principale reste l'élevage du mouton.

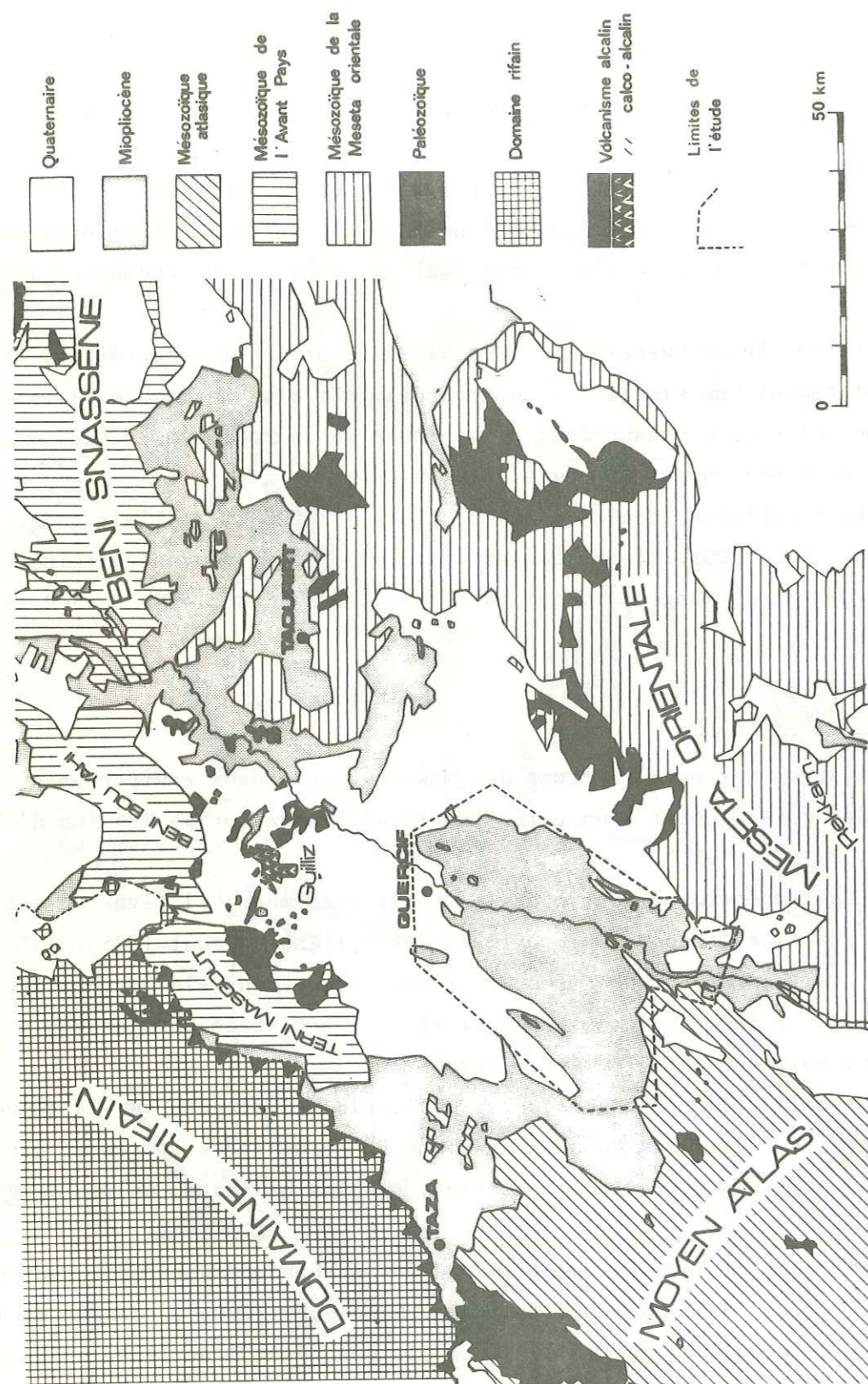


Fig. 2 : Le Bassin de Guercif : Cadre géologique.

4° Accessibilité.

Guercif est situé au carrefour de deux grands axes routiers. L'un, EW, très important, correspond à la route principale n° 1 qui relie Rabat à l'Algérie, traversant les villes de Meknès, Fès, Taza, Oujda. L'autre, NS, au trafic beaucoup plus modeste, relie Midelt à la péninsule de Melilla par la localité de Saka et la plaine d' Afso.

De plus, une route, en rive gauche de la Moulouya, en partie asphaltée, donne accès aux bourgades du Moyen Atlas comme Bou Rached et Berkine.

Enfin un réseau de pistes, plus ou moins praticables, dessert les principaux villages à partir des grands axes routiers.

5° Cadre géologique (fig. 2).

La plaine de Guercif est entourée de reliefs appartenant à des ensembles géologiques très différents. Partant du col de Touahar, à l'W de Taza, nous effectuerons, dans le sens des aiguilles d'une montre, un tour d'horizon de ces ensembles bordiers.

a) Le domaine Rifain. Cet ensemble, qui limite le bassin de Guercif à l'W et au NW, est formé par un empilement de nappes. D'après les travaux de J. ANDRIEUX, en 1971, et ceux, plus récents, de D. LEBLANC en 1975, on reconnaît, de Taza à la Méditerranée :

- La zone pré-rifaine avec ses unités inférieures et supérieures coiffées par l'Unité des Tsoul.
- La zone mésorifaine avec les nappes de Senhadja et de Bou Haddou charriées sur la zone des fenêtres.
- La zone intrarifaine avec la nappe d'Aknoul et l'unité de Ketama.
- Enfin la chaîne calcaire des Bokoya et la nappe du Tisirène.

La mise en place de ces structures charriées débute au Miocène moyen dans les zones internes pour se terminer au Tortonien, dans le couloir Sud Rifain.

b) L'avant-pays rifain autochtone : Le Terni-Masgout - les Beni Bou Yahy - les Beni Snassène. Au N de Guercif, le Terni-Masgout est un anticlinorium NS à enveloppe jurassique, accidenté d'ondulations NW-SE. Le Paléozoïque affleure en boutonnière sur la bordure orientale flexurée et faillée.

Cet ensemble se prolonge vers le NE par le chaînon des Beni Bou Yahy, dessiné, pour l'essentiel, dans les calcaires et dolomies du Kimméridgien. La structure n'est plus alors qu'une voûte peu plissée, découpée par des accidents

cassants NW-SE.

Plus à l'Est, au niveau de Berkane, le chaînon des Beni Snassène correspond à une structure anticlinale E-NE - W-SW, à coeur paléozoïque.

c) La région de Taourirt. Une longue bande de calcaires jurassiques s'étend de la région des Monts de Tlemcen en Algérie jusqu'à celle de Taourirt où elle s'ennoie sous le recouvrement tertiaire et quaternaire.

Les structures sont principalement guidées par de grandes failles de direction hercynienne (E-NE - W-SW) découpant le massif en horsts et grabens. En plusieurs points, le substratum paléozoïque est remonté à l'affleurement.

d) La Meseta Orientale : La Gada de Debdou et le plateau de Rekkam. Il s'agit d'une vaste dalle de calcaire jurassique légèrement inclinée vers le SW, dominant les plaines orientales du Bassin de Guercif (plaine de Tafrata, plaine de Maarouf) et limitée, au N et NW par des abrupts de failles respectivement de direction hercynienne (E-NE - W-SW) et moyen atlasique (NE-SW). Au pied de ces escarpements les séries du paléozoïque supérieur affleurent par places.

e) Le Moyen Atlas septentrional. Sur sa bordure septentrionale, cette chaîne, est formée de plis NE-SW souvent chevauchant vers le NW. Les séries mésozoïques ont ici des puissances très supérieures à celles rencontrées dans la Meseta Orientale et le Trias salifère injecte fréquemment les structures. Au Tazzeke (SW de Taza), une large échancrure dans la couverture mésozoïque laisse apparaître le substratum paléozoïque. De plus, des cendres et des coulées basaltiques bien conservées dans la région de Berkine témoignent d'une activité volcanique très récente.

f) Le Bassin néogène. Dans le Bassin de Guercif proprement dit, la sédimentation est uniquement tertiaire et quaternaire. Deux domaines s'opposent tant par leur morphologie que par la nature même des terrains géologiques à l'affleurement.

Ce sont :

- le domaine des plaines, comme celle du Jel au N de Guercif et celles de Tafrata et de Maarouf à l'E et au SE du bassin.

Le recouvrement quaternaire récent rend toute analyse tectonique impossible et seuls, les quelques pointements volcaniques du Jebel Guilliz, au N de la plaine du Jel, viennent rompre la monotonie du paysage.

- le domaine des gadas et koudiats : Dans la terminologie locale, les gadas, garets, gadets et koudiats désignent des reliefs tabulaires épargnés par

l'érosion. Ces plateaux sont le plus souvent coiffés par des lambeaux de terrasses et glacis quaternaires sous lesquels apparaissent les séries mio-oligocènes déformées. Cependant, plusieurs de ces reliefs correspondent à des pointements isolés du substratum mésozoïque comme au Draa Sidi Saada, à l'E de Taza et au Koudiat el Hamarat et Grinat Sefla, au SE de Guercif. Enfin, ce domaine est caractérisé par la présence de chaînons mieux individualisés à coeur mésozoïque, discernables au S du bassin ; c'est le cas des Jebels Kebacha et des Jebels Haloua-Richa.

6° Limites de l'étude.

Le secteur choisi pour notre étude se limite à la partie S du bassin et plus précisément à toute la partie néogène et quaternaire située à l'E et au S de l'oued Melloulou et de son affluent droit, le Zobzit. La route Guercif-Midelt jalonne les confins orientaux de notre secteur, tandis que l'oued Ouahar (affluent droit de la Moulouya) en forme la frontière méridionale.

7° Historique.

Pendant tout le premier tiers de notre siècle, les géologues, en quête de gîtes minéraux, se sont surtout intéressés aux grandes chaînes atlasiques délaissant un peu les bassins néogènes.

Toutefois dès 1911, L. GENTIL décrit les dépôts miocènes du couloir Sud-Rifain et démontre, en 1915 la continuité de ce dernier de part et d'autre du col de Touahar. En 1918 il découvre le front des nappes pré-rifaines mises en place dans le Tortonien de ce même couloir Sud-Rifain.

De 1928 à 1930, P. RUSSO tente d'établir la continuité entre les structures du Moyen Atlas et celles du Tell au N de Taourirt. La carte interprétative qu'il fournit reste cependant très hypothétique vu l'importance du recouvrement tertiaire et quaternaire.

Il faut attendre les travaux de J. MARCAIS et W. VAN LECKWIJCK en 1935, liés à l'étude des gisements de lignite, pour avoir une première description monographique du bassin de Guercif. Ces auteurs lèvent des coupes détaillées et décrivent l'apparition, au "Sahélien", du régime lagunaire avec des alternances lacustres et marines. Ce travail est fondamental et très précis.

Ainsi, les âges attribués plus ou moins hypothétiquement aux différentes formations et en particulier à l'ensemble laguno-lacustre, seront corroborés plus tard par les études micropaléontologiques.

La subdivision du Néogène proposée alors est la suivante, de bas en

haut :

- 1° Les grès, sables et conglomérats de Ras el Ksar de l'Helvétien.
- 2° Les marnes marines ou "Marnes Bleues" (Tortonien).
- 3° Les formations laguno-lacustres de Khenndek el Haouaïch (Sahélien Messinien).
- 4° Les grès continentaux "rouges" d'el Monngar (Pontien-Pliocène).

La discordance déjà signalée par P. RUSSO entre les glacis quaternaires et le Néogène est confirmée.

Sur le plan tectonique, la présence et le rôle du Trias salifère au coeur des anticlinaux du bassin est mis en évidence de même que le soulèvement et le basculement des terrains quaternaires au contact du Trias de Khorija.

En 1940 et 1941, ces travaux sont complétés par le rapport de R. LEVY qui étudie également en détail les séries du bassin et leurs gisements ligniteux.

En 1945, G. CHOUBERT propose une synthèse des travaux antérieurs dans sa note sur le Pontien du Maroc.

En 1961, R. RAYNAL, dans sa thèse sur la vallée de la Moulouya, étudie les dépôts quaternaires et par conséquent les pédiments et glacis de Guercif.

En 1962, G. CHOUBERT et A. FAURE-MURET retracent toute l'histoire du Maroc septentrional replaçant le bassin de Guercif dans son contexte géologique général.

En 1963, M. LORENCHET de MONJAMONT précise la stratigraphie du Miocène supérieur et remarque que la série laguno-lacustre de Khenndek el Haouaïch peut passer latéralement à des grès et marnes rouges ayant tout à fait le même faciès que la série d'el Monngar.

Il souligne aussi, comme l'avaient déjà fait J. MARCAIS et W. VAN LECKWIJCK, la présence très constante d'un niveau à Huitres au sommet des Marnes Bleues.

De même, il décrit, à l'Est de Taza, sous les grès de Ras el Ksar un ensemble marneux pouvant appartenir à une première phase transgressive d'âge présumé "Vindobonien inférieur". Enfin, il signale au coeur du Moyen Atlas, des affleurements néogènes témoins et jalons avancés de la transgression marine miocène.

En 1965 avec l'étude stratigraphique de M. BENZAQUEN commencent les recherches pétrolières. Cette étude s'intéresse plus particulièrement au Jurassique et ne donne qu'un aperçu sommaire des séries tertiaires et quaternaires. Toutefois, il corrèle les levés inédits des précédents auteurs et établit une carte géologique.

Toujours dans le cadre de la recherche pétrolière en 1970, P. VERDIER, M. BOUSLOUK, H. LORENZ et Mme EL BIED'RAKIC étudient en détail la stratigraphie et les microfaunes de Guercif. Ils ne parviennent cependant pas à dater avec pré-

cisions les terrains présumés messiniens et pliocènes. De même P. VERDIER signale qu'il lui a toujours été impossible de séparer nettement le Pliocène du Quaternaire ancien.

A cette recherche purement stratigraphique viennent s'ajouter en 1971, les travaux de J.P. RICHERT, P. VERDIER, G. PERRIN et P. SEHANS qui étudient de façon sommaire le bassin de Guercif sous son aspect structural.

En 1972, le Service Géologique de la Carte du Maroc, à partir des levés de R. MEDIONI et M. LORENCHET de MONTJAMONT, publie la carte DebDou au 1/100.000 qui recouvre la partie SE du Bassin de Guercif.

Enfin de 1968 à 1973, l'âge Messinien de la formation de Khenndek el Haouaïch (déjà pressenti par J. MARCAIS et W. VAN LECKWIJCK qui l'attribuaient alors au "Sahélien") fut confirmé par les travaux de deux équipes.

Tout d'abord en 1968 G. CHOUBERT et altri, datèrent les argiles smectiques de Melg el Ouidane (ex Camp Berteaux) à partir de cendres volcaniques interstratifiées dans ces niveaux et provenant du "volcan" du Jebel Guilliz. L'âge radiogénique obtenu pour ces cendres, fut de $7,4 \pm 1,2$ Ma et permit par conséquent d'attribuer les argiles smectiques au Messinien.

Plus tard, en 1973, J.J. JAEGER, J. MICHAUX et B. DAVID établirent, à l'aide de faunes de Micromammifères, la correspondance entre les argiles smectiques de Melg el Ouidane et celles de Khenndek el Haouaïch.

ETUDE STRATIGRAPHIQUE

Durant toute la première partie du Mésozoïque (Trias et Jurassique) le bassin de Guercif connaît comme le reste du Maroc une importante sédimentation marine. A la fin du Jurassique la mer se retire laissant derrière elle une vaste zone émergée, la "Terre des Idrissides", qui s'étend globalement d'W en E de l'Atlantique à la frontière Algérienne. Ce n'est que très tardivement, au cours de la seconde transgression miocène dans le sillon pré-rifain, et après le paroxysme orogénique (miocène moyen) qui présida à la mise en place des nappes rifaines, que la région de Guercif sera de nouveau envahie par la mer.

Notre étude se bornera donc à l'analyse des séries néogènes "post-nappes" puis nous donnerons un aperçu des dépôts et formes quaternaires. Les différentes formations (Paléozoïque, Trias, Jurassique) qui jouent ici le rôle de substratum vis-à-vis de la transgression miocène ne seront pas étudiées ; nous renverrons le lecteur aux travaux de M. BENZAQUEN, Ch. HAMEL (1965), M. LORENCHET de MONJAMONT (1963-1964), Y. ENNADIFI (1970) et R. MEDIONI (1972).

LE NEOGENE POST-NAPPES

Echelle chronostratigraphique utilisée :

La chronologie du Néogène est basée principalement sur la micropaléontologie des Foraminifères planctoniques qui seule, en général, permet d'établir des coupures précises et corrélables. L'échelle biozonale utilisée est celle proposée par H.M. BOLLI adaptée au domaine méditerranéen par H. FEINBERG et G. LORENZ en 1970 puis, plus récemment par J.J. et G. BIZON et C. MONTENAT (1975).

LIMITES ADOPTÉES		DIFFÉRENTES INTERPRÉTATIONS DU MIOCÈNE SUPÉRIEUR
ETAGES	BIOZONES	
PLIOCÈNE INFÉRIEUR	G. margaritae D	TORTONIEN Cita 1971 MESSINIEN Selli 1971 MESSINIEN Cita & al. 1973 MIOCÈNE TERMINAL Monténat 1973 ANDALOUSIEN Perconig 1974
MESSINIEN	G. mediterranea S G. humerosa - G. dutertrei	
TORTONIEN	G. acostaensis D dextre S senestre	

Fig. 3 : Echelle biozonale utilisée d'après J.J. et G. BIZON et C. MONTENAT (1975).

Interprétations stratigraphiques antérieures.

Les séries néogènes du bassin de Guercif ont été subdivisées en plusieurs formations définies chacune selon des critères essentiellement lithologiques. Nous avons regroupé dans un tableau synthétique les différentes interprétations adon-

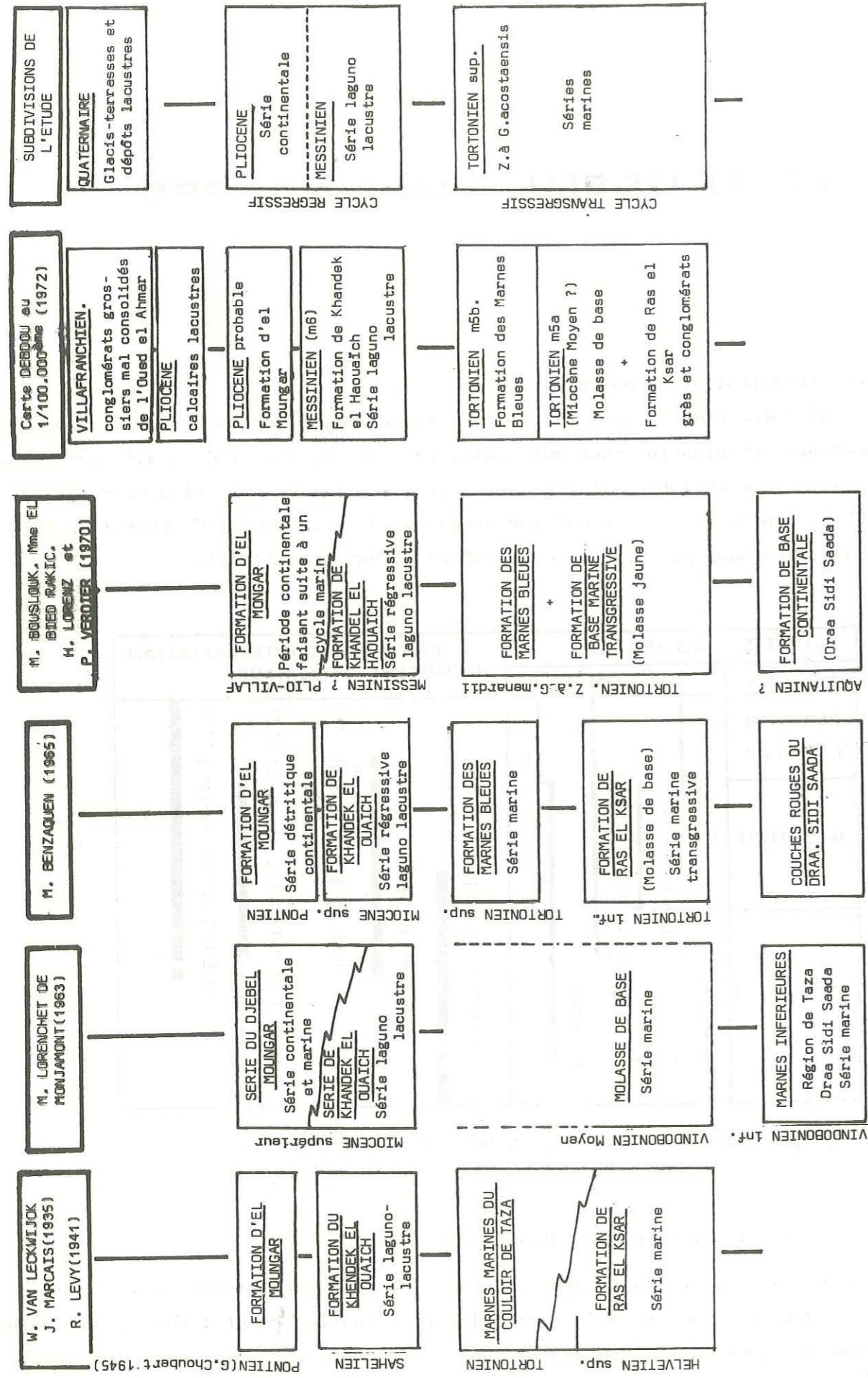


Fig. 4 : Tableau des différentes interprétations stratigraphiques dans le Bassin de Guercif.

tées lors des travaux antérieurs (cf. tableau, fig. 4).

On constate que les âges attribués aux formations homologues par les différents auteurs ne sont pas toujours concordants. En fait, les apparentes variations sont surtout dues aux définitions fluctuantes, des limites d'étage.

Quoi qu'il en soit, tous sont d'accord pour distinguer un cycle transgressif franchement marin et un cycle régressif laguno-lacustre. Cette séparation est d'autant plus pratique que c'est la seule nettement repérable sur le terrain. En effet, comme le signalent certains auteurs, J. MARCAIS et W. VAN LECKWIJCK, P. VERDIER et altri, M. LORENCHET de MONJAMONT (cf. tableau), il est pratiquement impossible de mettre une limite nette entre la formation de Ras el Ksar et celle des Marnes Bleues. De même la subdivision du cycle régressif en formation de Khandek el Haouaïch et formation du Jebel Monngar est très fictive puisque M. LORENCHET de MONJAMONT (1963) a montré qu'il pouvait exister en certains points du bassin un passage latéral entre les deux formations.

En conséquence, nous étudierons la stratigraphie du Néogène "post-nappe" en deux étapes. Tout d'abord, dans un premier paragraphe, nous traiterons du cycle transgressif marin dont l'âge Tortonien (dans notre secteur tout au moins) ne semble faire aucun doute. Nous aborderons ensuite, dans un second paragraphe, la stratigraphie du cycle régressif dont la chronologie sera beaucoup plus difficile à établir.

Remarque : Les "Marnes inférieures" de M. LORENCHET de MONJAMONT (1963) (ou "couches rouges" de M. BENZAQUEN (1965) appelées encore "Formation de base continentale" par P. VERDIER (1970) sont essentiellement localisées à la région de Draa Sidi Saada à l'Est de Taza et n'affleurent pas dans notre secteur d'étude.

LA SERIE TRANSGRESSIVE MARINE OU TORTONIEN

Généralités.

La série marine est classiquement subdivisée de bas en haut en deux ensembles :

- Un ensemble à sédimentation détritique représenté par des grès jaunes et des conglomérats. C'est la formation dite "*Formation de RAS EL KSAR*" (du nom d'une petite localité de la bordure du Moyen Atlas entre l'Oued Melloulou et l'Oued Zobzit) ou "*molasse de base*".

- Un ensemble à sédimentation beaucoup plus fine représenté par des marnes gris verdâtre à gypse, parfois légèrement sableuses. C'est la *Formation dite des "Marnes Bleues"*.

Dans cette série marine, la formation détritique représente toujours le terme de base. Toutefois, elle n'est bien souvent qu'un équivalent latéral cotier de la formation marneuse qui se développe vers le centre du bassin. On a donc ici le schéma classique, représenté par des faciès grossiers détritiques, vers la base de la transgression et sur les bords du bassin, et des faciès fins pélitiques vers le sommet de la série et au coeur du bassin.

En ce qui concerne l'âge de l'épisode transgressif, l'étude des Foraminifères planctoniques a déjà permis à H. LORENZ et M. BOUSLOUK (1970) de le dater du Tortonien. Nos études confirment et précisent cette datation.

Les différentes zones d'affleurement des séries marines.

Le Tortonien affleure principalement dans les parties SW et SE de la région étudiée. Nous avons subdivisé les zones d'affleurement en trois secteurs.

Deux de ces secteurs sont très étendus ; il s'agit :

- de la vallée de la Moulouya et des plis anticlinaux centraux* à matériel mésozoïque (J. KEBACHA - KHORJIA - J. KEBIBICHA-HALOUA-RICHA) ;

- de la bordure septentrionale du Moyen Atlas.

Le troisième secteur est beaucoup plus réduit et discontinu ; il s'agit du coeur des anticlinaux septentrionaux (Kef ed Deba - Foum Marhrane - Bou Msaad).

Nous étudierons séparément ces secteurs d'affleurement qui présentent chacun leurs particularités stratigraphiques.

* La position de ces plis n'est centrale que par rapport aux autres groupes de structures (voir étude tectonique) ; dans le bassin, ils occupent, en fait, une position relativement méridionale.

I. - LA VALLEE DE LA MOULOUYA ET LES ANTICLINAUX CENTRAUX.

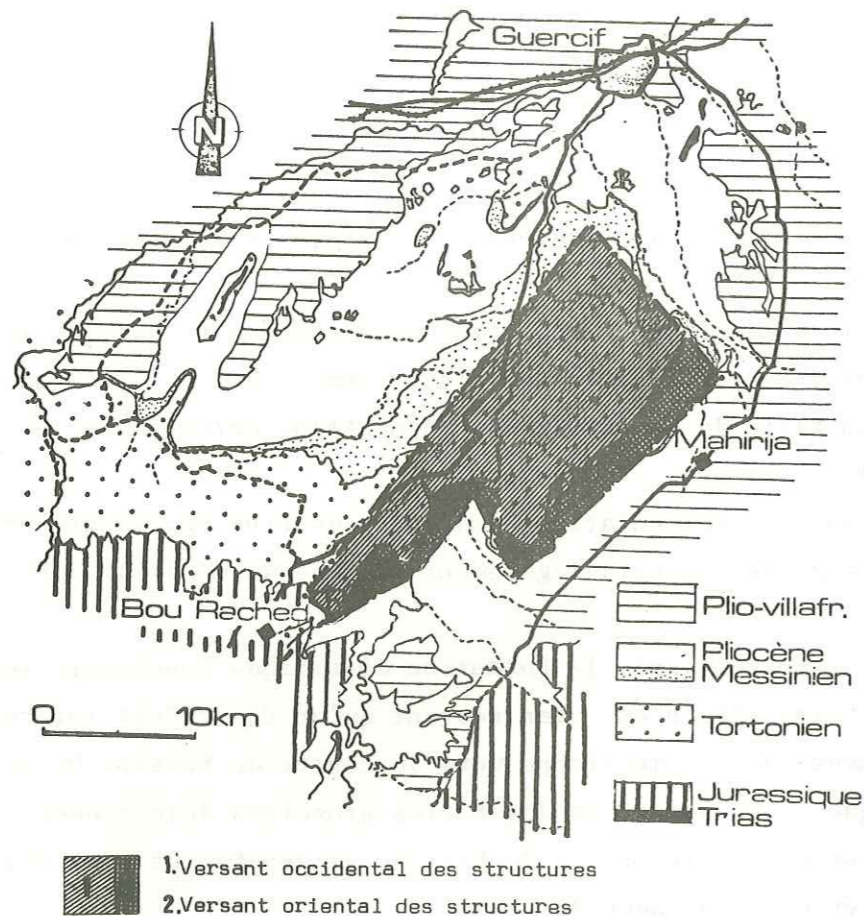


Fig. 5 : Zone d'affleurement du Tortonien dans la vallée de la Moulouya et les anticlinaux centraux.

Les couches marines affleurent largement dans l'axe de la Moulouya, entourant les pointements mésozoïques des anticlinaux centraux du Jebel Kebacha, de Khorjia, et des Jebels Kebibicha, Haloua-Richa.

Cependant, les séries marines diffèrent selon qu'elles sont situées à l'E ou à l'W des structures. C'est pourquoi nous étudierons successivement le versant occidental puis le versant oriental des anticlinaux centraux (cf. fig. 5).

1° Les séries marines du versant occidental des anticlinaux centraux.

a) Coupe type du Seheb el Beta*. Une coupe très complète est fournie par le

* Cette coupe n'est pas vraiment une coupe verticale à l'aplomb d'un point fixe. En effet la faiblesse des pentes nous oblige à un déplacement non négligeable vers le centre du bassin et par suite nous oblige à intégrer dans cette coupe les variations latérales.

lit de Seheb el Beta qui, partant du flanc W du Jebel Richa, va jusqu'à la Moulouya (cf. fig. A1).

En nette discordance sur le substratum jurassique, on retrouve la série transgressive classique représentée de la base au sommet par :

- environ 250 mètres de grès et conglomérats ;
- environ 400 mètres de grès se chargeant progressivement d'argile ;
- au moins 200 mètres de marnes.

Niveau Ia : Environ 250 mètres de grès et conglomérats.

Dans le détail, cette série transgressive débute par une brèche très peu épaisse à éléments de calcaires jurassiques. Au-dessus de cette brèche vient une passée d'environ dix mètres de grès et marnes jaunes à litage entrecroisé où nous avons récolté une microfaune benthique à *Ammonia beccarii* (LINNE) et quelques Ostrocodes.

Vient ensuite une importante masse de grès et de conglomérats dont la teinte varie de lie-de-vin à l'ocre jaune.

Il faut noter que cette couleur lie-de-vin dans certains niveaux (niveau Ia4 : fig. A1) marque un remaniement du Trias qui par conséquent se trouvait à l'affleurement au moment de la transgression.

Les niveaux conglomératiques sont en bancs massifs tandis que les grès sont plus finement stratifiés. Les conglomérats présentent principalement des éléments de calcaires jurassiques roux ou gris et plus rarement de galets de schistes paléozoïques. Le ciment est pour sa part argilo-calcaire et gréseux et sa proportion est très variable. Les galets sont bien roulés, leur morphométrie et surtout les traces de lithophages témoignent d'un dépôt marin. Toutefois cet ensemble, très détritique n'a livré aucune microfaune.

Niveau Ib : 400 mètres de grès se chargeant progressivement d'argile.

Cet ensemble débute par des grès jaunes finement lités à passées argilo-sableuses, alternant avec des niveaux microconglomératiques. Vient ensuite une formation très massive de grès jaunes qui se chargent progressivement d'argiles et présentent localement des indurations de formes très particulières en amas rogneux ou en boules. On remarque également à l'intérieur de ces niveaux des figures sédimentaires de type convolute (cf. photo n° 1) pouvant témoigner d'une instabilité relative du bassin.

Niveau Ic : Au moins 200 mètres de marnes.

Il s'agit d'une formation très argileuse présentant quelques récurrences gréseuses vers la base. On observe d'ailleurs au N de Douar Aït Mkhaleh, un net pas-

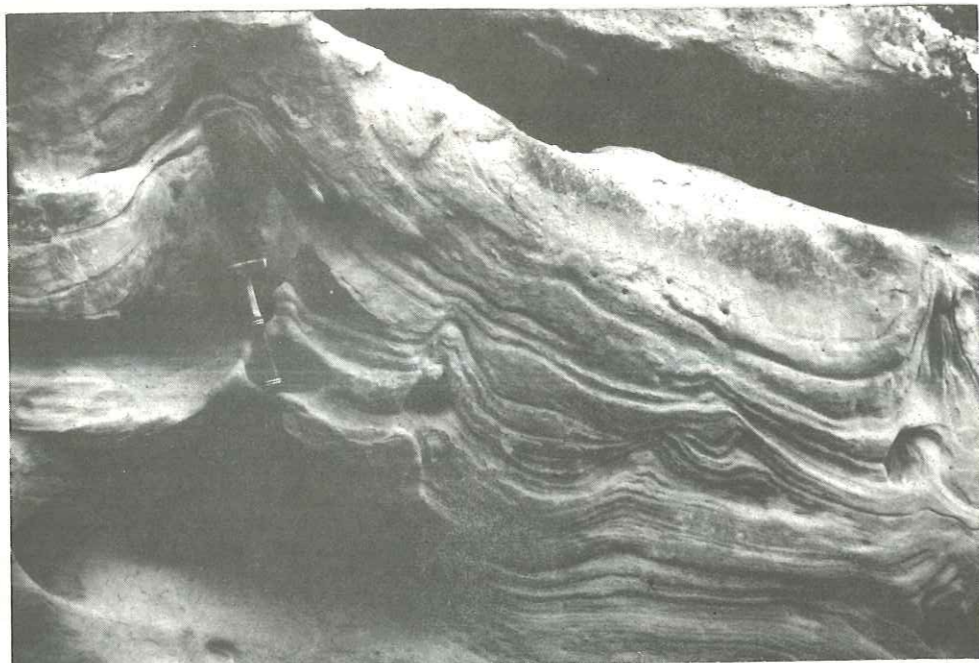


Photo n° 1 : Figures sédimentaires de type convolute dans les grès de Seheb el Beta.



Photo n° 2 : Paysage de bad-lands dans les marnes tortoniennes de la rive gauche de l'oued Melloulou.

sage de faciès avec les grès décrits ci-dessus. De couleur générale gris verdâtre: sur coupe fraîche, ces marnes présentent une patine jaune lorsqu'elles sont légèrement gréseuses et une patine verte à bleutée lorsque l'argile domine. Le litage est difficilement visible et le débit en blocs irréguliers se fait selon des surfaces courbes dans lesquelles on observe de nombreuses efflorescences blanches correspondant à de fines cristallisations de gypse. Ce gypse peut former de véritables filonnets (1 à 2cm d'épaisseur) recoupant la stratification.

Les marnes sont, la plupart du temps, masquées par une importante couche d'altération (1 à 2m) donnant les paysages classiques de "bad-Lands" (photo n° 2).

Ces niveaux argileux ont fourni une abondante microfaune surtout benthique. Le plancton plus rare et souvent rubéfié (cf. niveau 1c, fig. A1) permet cependant de dater cet ensemble du Tortonien supérieur (Zone à *Globorotalia acostensis*).

b) Compléments et variations stratigraphiques de la série marine sur le versant occidental des anticlinaux centraux. Les variations sont surtout marquées dans les couches de base.

- Les conglomérats.

Ils peuvent localement disparaître, par passage latéral à des grès, comme au NW du Jebel Haloua, ou, au contraire, s'épaissir considérablement pour former tout un massif, comme au N, au Jebel Maarouf, ou au S, où ils constituent l'ensellement néogène qui sépare le pointement du Jebel Kebibicha du reste du chaînon mésozoïque Haoua-Richa. Mis à part les galets de calcaires et dolomies jurassiques très abondants, on remarque la présence, notamment dans les conglomérats du Jebel Maarouf, de galets de schistes et de granites très altérés. Ces schistes et granites ont probablement pour origine le soubassement du plateau de la Gada de Debdou où l'on retrouve aujourd'hui à l'affleurement des schistes viséens entourant le pointement granitique d'Alouana.

- Les grès.

Dans l'oued Hamouziine, affluent droit de la Moulouya au N du Douar Ftis, les grès sont encore fréquemment associés à des niveaux conglomératiques. De plus ils présentent des irrégularités diagénétiques qui se traduisent par de minces couches indurées sub-parallèles dont le litage tourmenté est très oblique par rapport à la stratification générale (photo n° 3).

D'autre part, vers la cote 540, toujours dans l'oued Hamouziine, nous avons

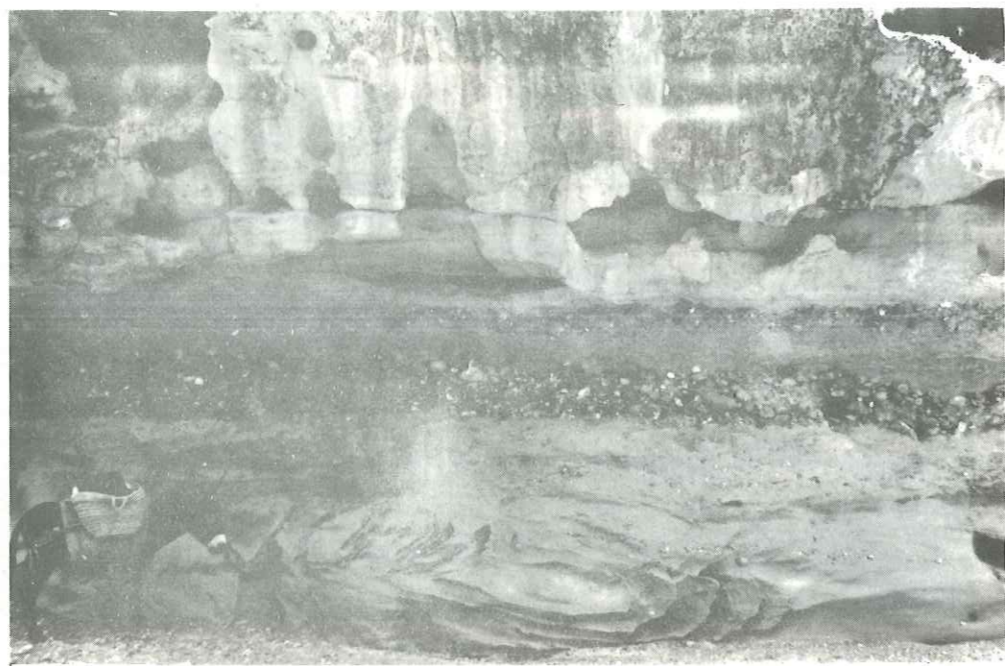


Photo n° 3 : Passées conglomératiques et indurations différentielles dans les grès de l'oued Hamouziine.

récolté une abondante macrofaune comprenant :

- des Lamellibranches dont *Ostrea lamellosa*, *Cardita sp.*, *Spondyllus sp.*
- des Gastéropodes de la famille des Turitellidés formant une véritable lumachelle.
- des Oursins de la famille des Scutellidés, dont *Amphiope bioculata*, et de la famille des Clypeasteridés.
- des dents de Lamna.

Cette faune, tout à fait compatible avec l'âge Tortonien supérieur précédemment déterminé, dénote un milieu très littoral.

- Les lignites du flanc occidental du chaînon jurassique Haloua-Richa.

Immédiatement à l'W du chaînon jurassique Haloua-Richa, en bordure de la seule piste "carrossable" qui traverse le massif, existe une ancienne exploitation minière très artisanale. La substance minérale recherchée était le lignite. L'exploitation était centrée sur un puits vertical que nous n'avons pu visiter. Par contre nous avons retrouvé ces niveaux carbonés dans l'une des deux galeries de reconnaissance ouvertes cinq cents mètres à un kilomètre plus au S, vers la cote 620. Le gisement ligniteux se trouve très près du contact jurassique dans des faciès gréseux qui sont ici des équivalents latéraux des conglomérats de base.

- Le passage du littoral au domaine de mer ouverte.

D'une façon très générale, on observe en allant d'E en W, c'est-à-dire de

l'ancien domaine côtier vers le centre du bassin, un très net passage latéral entre :

- d'une part les conglomérats (niveau 1a) et les grès jaunes (niveau 1b) ;
- et d'autre part les grès jaunes (niveau 1b) et les marnes grises (niveau 1c).

Ce dernier passage latéral est particulièrement évident dans la région de Sebbab (à l'W du diapir de Khorjia) où l'on voit une intrication intime entre couches gréseuses et couches argileuses. De même, en rive droite de la Moulouya, on peut observer des bancs gréseux qui s'amenuisent d'E en W pour disparaître dans un faciès argileux uniforme (cf. photo n° 4).

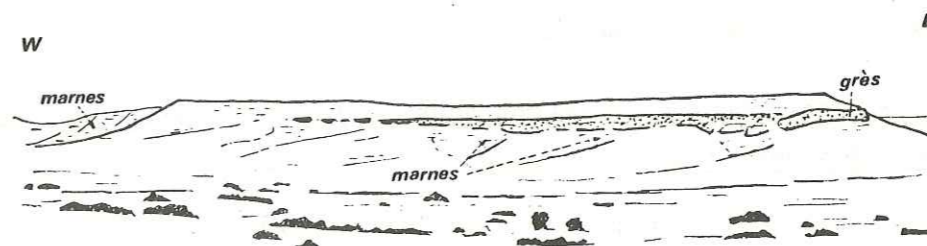
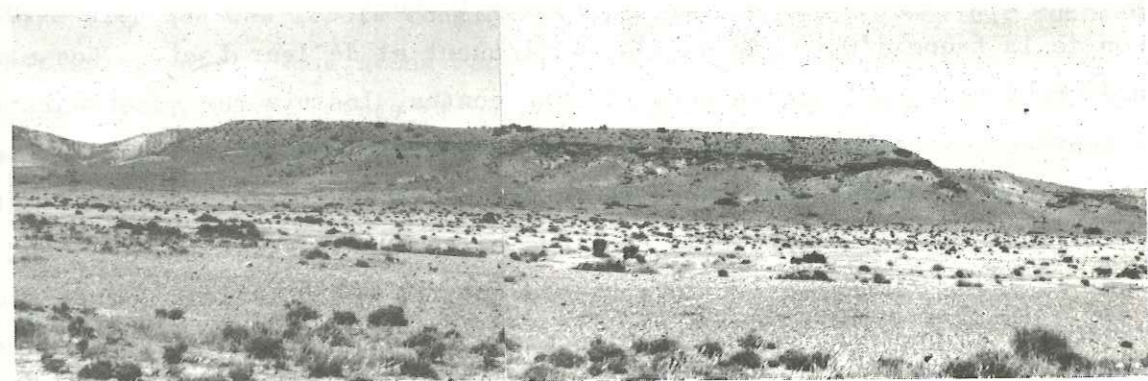


Photo n° 4 : Passage latéral grès-marnes en rive droite de la Moulouya, au S de l'oued Hamouziine.

En résumé, nous retrouvons sur le versant occidental une série tortonienne complète avec, de la base au sommet, des conglomérats, des grès, des marnes, chacun de ces termes étant bien développé. Cette série, très détritique et littorale en bordure des reliefs, passe, vers l'intérieur du bassin, à des faciès fins plus "argileux".

2° Les séries marines du versant oriental des anticlinaux centraux.

Deux coupes relativement éloignées l'une de l'autre donnent une bonne illustration des séries transgressives sur ce versant ; il s'agit de la coupe de Bou Melza (fig. A2) et de la coupe du flanc E du Jebel Richa (fig. A3).

a) Coupe de Bou Melza (fig. A2). Dans cette coupe les limites chronostratigraphiques sont difficiles à établir en l'absence de microfaune. Toutefois les niveaux inférieurs (Niveau 1a et niveau 1b), représentés par cent soixante mètres environ de conglomérats et grès, peuvent être attribués au cycle marin tortonien en raison de la faune d'Ostracés qu'ils contiennent et de leur faciès. Les marnes gris-verdâtre font défaut sur ce versant. Par contre, les niveaux supérieurs (2b1 à 2b6), représentés par des marnes "rubanées", des conglomérats des grès et des limons roses peuvent déjà être rapportés au cycle régressif. La présence d'Ostracodes et de Gastéropodes d'eau douce confirme cette hypothèse.

Ainsi la série transgressive tortonienne est ici essentiellement gréseuse et conglomératique et représentée seulement par environ cent soixante mètres de sédiments.

b) Coupe du flanc E du Jebel Richa (fig. A3). Là encore le Tortonien est très réduit. Son épaisseur n'est en effet que d'environ cent mètres et il n'est représenté que par le faciès gréseux (niveau 1b).

c) Compléments et variations stratigraphiques de la série marine sur le versant oriental des anticlinaux centraux.

- La lentille argileuse de la dépression de Teniet Oreira.

Les coupes précédentes montrent, sur ce versant, un Tortonien essentiellement gréseux. Cependant, très localement, dans la dépression du Teniet Oreira (fig. A8) les grès épais d'environ deux cents mètres sont surmontés de marnes grises identiques aux marnes du versant occidental. Ces marnes qui forment une lentille d'environ quarante mètres d'épaisseur, ont fourni des oursins, des Ostracés et une microfaune benthique indiquant un milieu très littoral.

- Les conglomérats des Jebels Kebibicha et Maarouf.

Le chaînon mésozoïque Haloua Richa est cerné au N et au S par deux importantes masses conglomératiques. Ainsi, au Jebel Kebibicha (au S) et au Jebel Maarouf (au N), les grès passent latéralement à des conglomérats. Ces conglomérats, direc-

tement surmontés par les dépôts laguno-lacustres de la série régressive, constituent ici la totalité de la série marine.

- Le problème de la prolongation du Tortonien vers le S du bassin.

Au niveau du Jebel Kebacha la série est toujours représentée par un terme conglomératique et un terme gréseux fossilifère.

Cependant, au S du Koudiat Zriga, les couches gréseuses jaunes à Huîtres, qui nous servaient d'utile repère pour la série marine, disparaissent. Il ne subsiste plus que des dépôts conglomératiques et gréseux de couleur rouge rosée à cachet continental. Nous avons rangés ces formations continentales rouges dans le cycle régressif. Toutefois il ne nous a pas été possible de préciser si ces dépôts étaient des équivalents continentaux du Tortonien ou s'il s'agissait de sédiments plus récents recouvrant les couches marines.

● En résumé, nous avons, sur le versant oriental des structures, une série marine réduite, représentée uniquement par les termes détritiques de base.

Cependant, en raison du pendage des couches, les coupes levées à l'E des structures sont approximativement des coupes verticales, ce qui est loin d'être le cas pour les coupes du versant oriental (cf. remarque infrapaginale p. 18). En conséquence il est probable que l'analyse stratigraphique du versant occidental soit faussée en raison de la variation latérale de faciès que nous avons dû intégrer dans nos levés. Il est également possible qu'une série tortonienne plus épaisse et plus complète puisse être retrouvée par forage dans la dépression située à l'E des structures. Quoi qu'il en soit il est clair que les anticlinaux centraux (Kebacha, Khorjia, Haloua Richa) correspondaient au Tortonien à une ligne de haut fond séparant deux domaines sédimentaires.

II. - LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU MOYEN ATLAS.

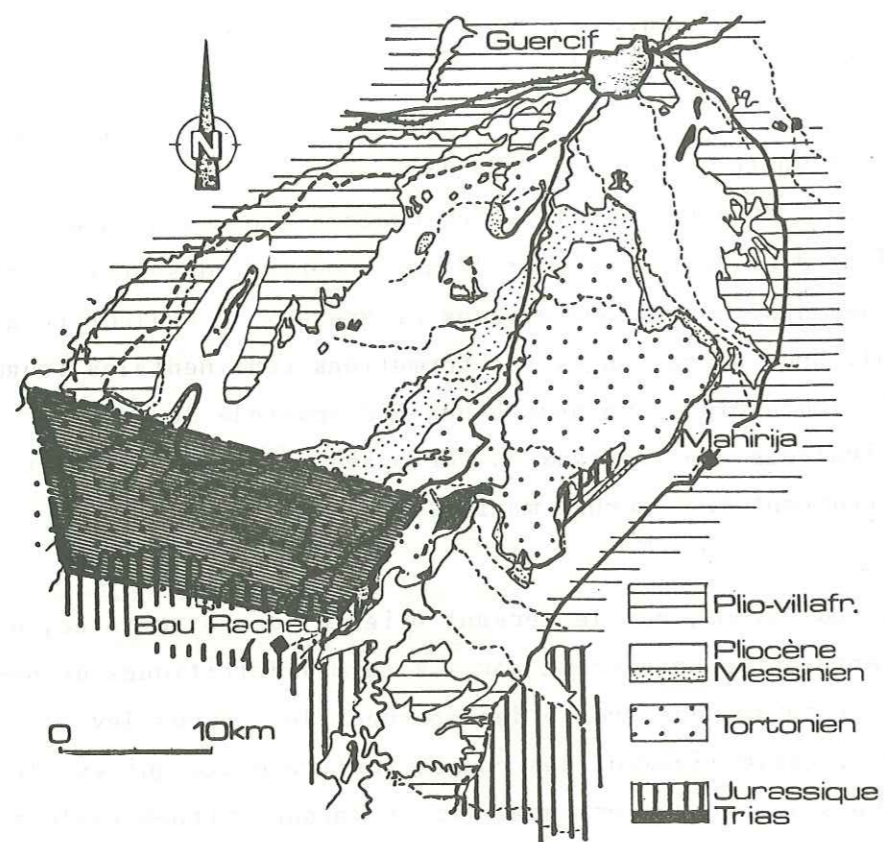


Fig. 6 : Zone d'affleurement du Tortonien sur la bordure septentrionale du Moyen Atlas.

S'appuyant sur les reliefs du Moyen Atlas, les séries du Tortonien affleurent d'E en W en une bande d'environ dix kilomètres de large, de l'oued Zobzit à l'oued Bou Rached. La série, surtout gréseuse au contact du substratum, plonge doucement vers le centre du bassin où les marnes prédominent, et disparaît sous les couches du cycle régressif.

Nous étudierons le Tortonien de ce secteur à partir de la coupe naturelle fournie par l'oued Zobzit qui entaille les couches néogènes avant de confluer avec l'oued Melloulou.

1° La coupe de l'oued Zobzit.

La série transgressive repose ici en nette discordance sur le substratum jurassique (cf. photo n° 5).



Photo n° 5 : Le contact transgressif en rive gauche de l'oued Zobzit.

On distingue successivement, du S vers le N et de bas en haut :

Niveau 1b* : deux cents mètres environ de grès jaunes plus ou moins argileux à patine brune ou beige, soit en bancs massifs de deux à trois mètres, soit finement lités. La stratification, parfois oblique, est soulignée par l'alternance de niveaux indurés et de couches plus sableuses. L'induration irrégulière des couches due à l'hétérogénéité de la cimentation calcaire, crée des formes d'érosion cavernueuses et alvéolaires et donne parfois à la roche un débit en boules.

Vers le sommet du Jebel Debbouz (cf. fig. 7), le calcaire envahit toute la roche donnant alors de véritables dalles, en bancs métriques très cohérents, intercalées dans la série gréseuse. Ces calcaires, le plus souvent biodétritiques, ont une couleur jaune paille ou blanche en cassure alors qu'ils possèdent à l'affleurement une patine à teinte variable allant du brun roux au gris clair.

En lame mince, cet ensemble calcaire présente de fins grains de quartz et de nombreux débris de Madréporaires et de Lithothamniées.

Ces couches carbonatées sont localisées à la limite actuelle du bassin et jalonnent probablement la marge cotière néogène qui s'étendait ainsi d'W en E, jusque sur le flanc W du Jebel Kebacha. Au N, vers le centre du bassin, elles passent rapidement à des niveaux grésos-sableux.

* Nous avons réservé l'appellation niveau 1a aux faciès conglomératiques qui sont ici absents.

L'ensemble gréseux a livré une abondante macrofaune d'Echinides (*Echinolampas* sp., *Clypeaster* sp.) et de Lamellibranches (*Ostréidés* et *Pectinidés*) traduisant un faciès très littoral.

La microfaune récoltée dans une couche plus argileuse de la partie médiane de la formation est représentée par :

- un benthos très littoral : *Cibicides lobatulus* ; *Elphidium* sp. ; *Ammonia* sp. ;

- du plancton : *Globigerina praebulloïdes* BLOW ; *Globigerina bulloïdes* d'ORBIGNY ; *Orbulina suturalis* BRONNIMANN ; *Globoquadrina altispira* CUSHMAN & JARVIS ; *Globigerinoïdes obliquus* BOLLI ; *Globorotalia continuosa* BLOW ; *Globorotalia acostaensis* (s) BLOW ; *Globorotalia menardii* d'ORBIGNY ; *Globorotalia scitula* BRADY.

Cette association caractérise le Tortonien supérieur (Zone à *Globorotalia acostaensis*).

Ce niveau 1b passe progressivement, vers l'intérieur du bassin et vers le sommet, au niveau 1c par l'intermédiaire d'une série de grès et marnes, en alternance.

Niveau 1c : Il s'agit d'une épaisse série argileuse qui présente pour sa part un faciès identique à celui déjà décrit dans la coupe du Seheb el Beta.

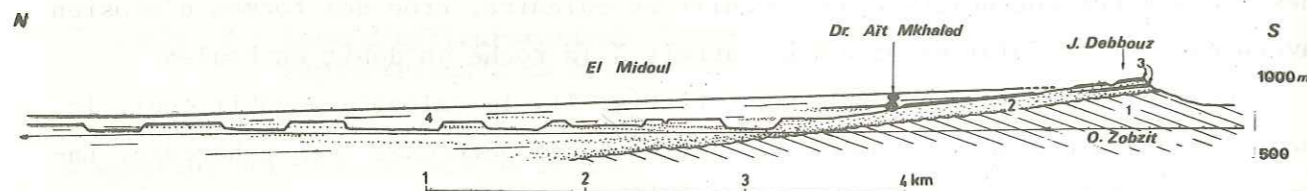


Fig. 7 : "Panorama-coupe" de la rive gauche de l'oued Zobzit au niveau du douar Aït Mkhalef.

1: Substratum jurassique ; 2: Grès tortoniens ; 3: Bancs de calcarenites dans les grès tortoniens ; 4: Marnes tortoniennes.

L'épaisseur de ce niveau argileux est difficile à évaluer étant donné la faiblesse du pendage et l'entendue de la coupe. Cependant, par construction graphique, en supposant que le fond du bassin garde une pente régulière, on peut l'estimer à environ mille mètres en englobant les couches argilo-sableuses de passage aux grès sous-jacents.

Ces marnes ont livré une faune d'Echinides et de petits Lamellibranches souvent épigénisés en limonite et de ce fait mal conservés et indéterminables.

La microfaune, quant à elle, est représentée

- par du benthos à nombreuses *Uviginera* sp.

- et du plancton dont *Globorotalia acostaensis* BLOW ; *Globorotalia miozea* FINLAY ; *Globorotalia pseudomiocenica* BOLLI & BERMUDEZ ; *Globigerinoïdes obliquus* BOLLI ; *Globigerinoïdes trilobus* REUSS ; *Hastigerina siphonifera* d'ORBIGNY ; *Globigerina praebulloïdes* BLOW ; *Turborotalia quinqueloba* NATLAND ; *Orbulina* sp.

Cette association caractérise également le Tortonien supérieur (Zone à *Globorotalia acostaensis*).

2° Variations et compléments stratigraphiques du Tortonien sur la bordure septentrionale du Moyen Atlas.

a) Les conglomérats du Koudiat Zahda. Les variations de faciès sont surtout sensibles au niveau des couches de base de la transgression.

En particulier les faciès conglomératiques, souvent absents (cf. coupe type du Zobzit) ou très réduits comme dans la coupe du Gadet Heddad (fig. A5), peuvent localement devenir très épais. Ainsi, s'avancant sur le bâti jurassique, au S du contact transgressif général, sont conservés deux affleurements de conglomérats. Le plus important de ces deux affleurements s'étale longuement au N et à l'E du Koudiat Zahda. L'autre, plus réduit, forme les collines à l'W du Douar Talbessant. Les éléments du conglomérat sont essentiellement des blocs de grès et de calcaires directement hérités du soubassement jurassique. Leur morphométrie indique un transport relativement court. Les blocs, dont la taille varie du décimètre au mètre, sont noyés dans un ciment argilo-gréseux de couleur brun rouge à beige.

Vers le sommet, et sans doute latéralement, ces conglomérats passent à des grès de la série déjà décrite précédemment (niveau 1b). Leur épaisseur peut être estimée à deux cent cinquante mètres au Koudiat Zahda.

Les blocs, le plus souvent anguleux, et l'absence de faune marine permettent d'envisager pour ces dépôts une origine à dominante fluviatile. On peut imaginer que ces deux affleurements, très localisés, sont probablement les vestiges de paléo-embouchures torrentielles dans le bassin marin.

Plus à l'E, la route Guercif-Bou Rached recoupe vers la cote 860 le contact Jurassique-Néogène. On observe ici également un conglomérat à blocs anguleux dont l'épaisseur ne dépasse guère quelques mètres. Ce conglomérat, plaqué sur le substratum, épouse la pente du paléorivage* et c'est sur lui que viennent se bisauter

* La pente du paléorivage est comprise entre 20 et 40°. On retrouve d'ailleurs cette même inclinaison sur pratiquement toute la bordure septentrionale de notre secteur excepté vers l'oued Zobzit où elle n'est plus que de quelques degrés.

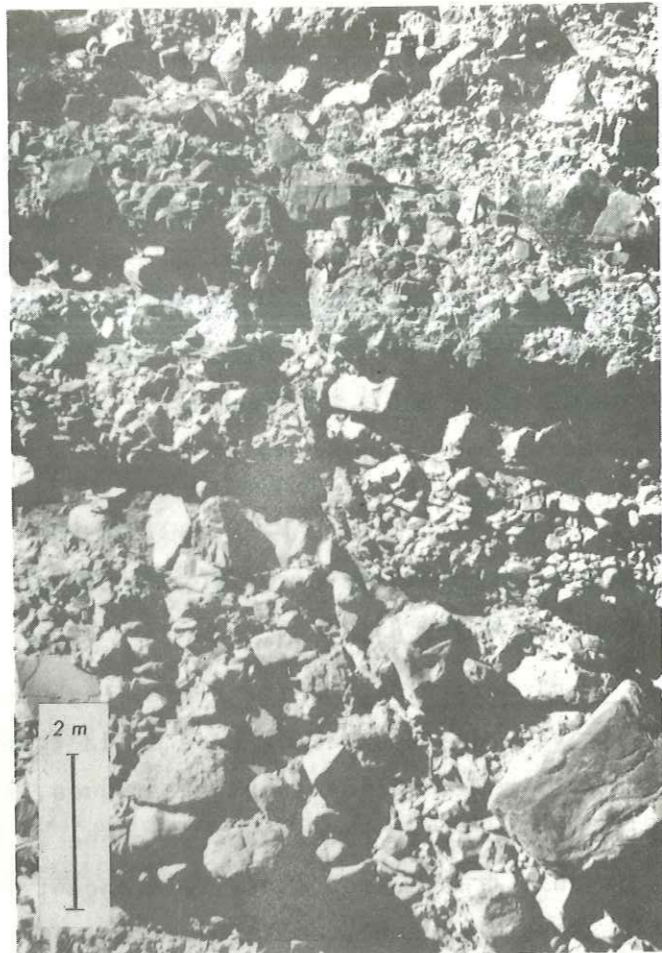


Photo n° 6 : Conglomérats à blocs anguleux du Koudiat Zahda.
(Remarquer la faille normale).

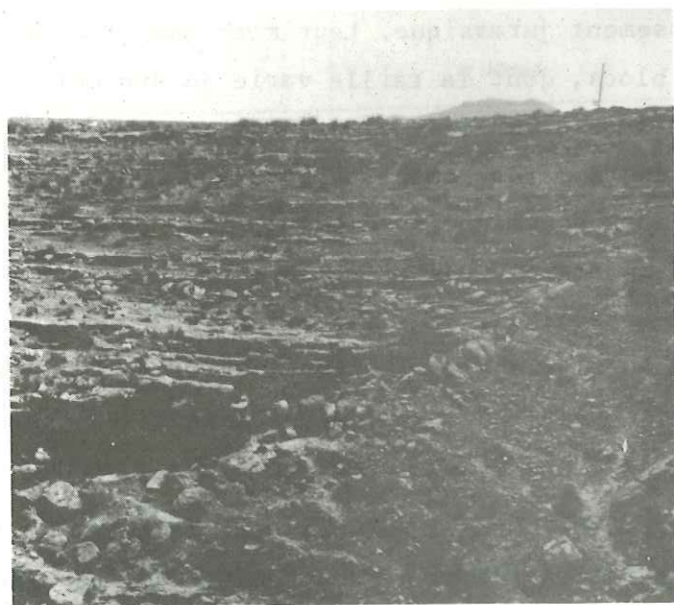
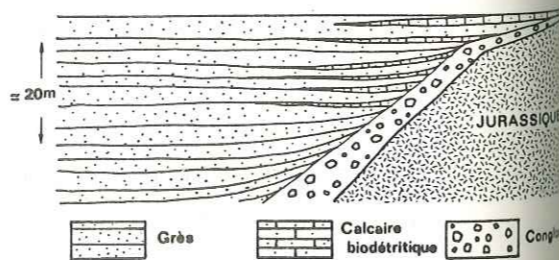


Photo n° 7 : Photo et schéma de la transgression tortonienne au
niveau de la route Guercif - Bou Rached.



les couches gréseuses du Tortonien (cf. photo n° 7).

b) Variations d'épaisseur. En dehors de ces quelques variations de faciès dans les niveaux de base, la série marine reste dans l'ensemble très constante. On observe toutefois des variations d'épaisseur importante d'W en E. Ainsi la série tortonienne est beaucoup plus réduite et plus détritique à l'W, près de la route de Bou Rached où elle comprend environ trois cents mètres de grès et trois cent mètres de marnes, qu'à l'E, au niveau de l'oued Zobzit où nous avons observé plus de mille deux cents mètres de sédiments dont près de mille mètres de marnes.

● En résumé, sur la bordure septentrionale du Moyen Atlas, les terrains transgressifs à l'affleurement sont d'âge Tortonien élevé (zone à *Globorotalia acostensis*). Ils sont représentés de la base au sommet par :

- des conglomérats généralement peu épais et bréchiformes ;
- des grès au sein desquels apparaissent des couches de calcaires bio-détritiques à Madréporaires matérialisant la marge cotière du bassin ;
- des marnes grises à patine verdâtre.

Localement comme au Koudiat Zahda les conglomérats de base deviennent très puissants, cet épaissement local correspondant probablement aux paléo-embouchures d'anciens cours d'eau.

III. - LES SERIES MARINES DANS LES ANTICLINAUX SEPTENTRIONAUX.

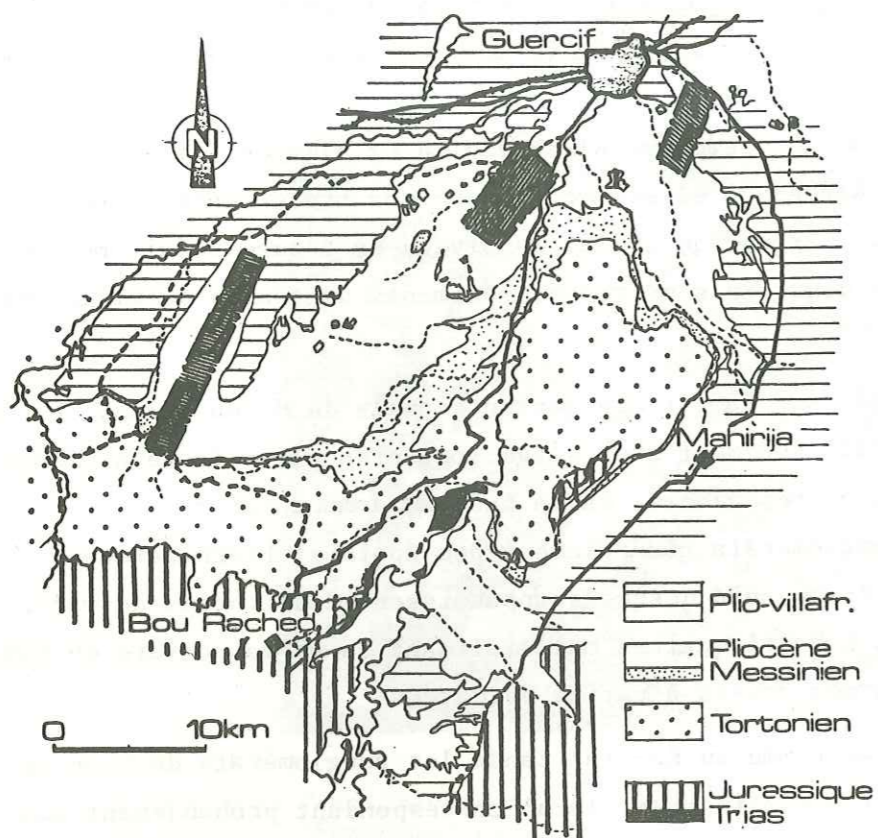


Fig. 8 : Zones d'affleurement du Tortonien dans les anticlinaux septentrionaux.

On retrouve des dépôts appartenant au cycle marin transgressif dans le coeur des trois anticlinaux septentrionaux du bassin qui sont du NE vers le SW :

- l'anticlinal de Bou Msaad ;
- l'anticlinal de Foum Marhrane ;
- l'anticlinal de Kef ed Deba.

1° Les séries marines de l'anticlinal de Bou Msaad (fig. A4).

Il s'agit d'un dôme de Trias péritique salifère sur lequel s'appuient, en contact normal, les couches du Néogène.

Les dépôts marins sont très peu épais et représentés essentiellement par des grès et calcaires biodétritiques indiquant un milieu très littoral.

La très faible épaisseur des dépôts marins ainsi que leurs faciès très littoraux nous amènent à penser que nous sommes là, à la limite orientale de la transgression, à moins que le dôme triasique n'ait joué le rôle de haut fond ou

d'île, loin des côtes. Seule une étude vers l'E-SE, qui serait d'ailleurs rendue problématique en raison de l'important recouvrement quaternaire, permettrait de conclure.

2° Les séries marines de l'anticlinal de Foum Marhrane.

Huit kilomètres au S de Guercif, à l'W de la route qui rejoint Bou Rached et Berkine, l'oued Foum Marhrane traverse une structure anticlinale. Là, contrairement au pli de Bou Msaad, le Tortonien est représenté par des faciès de milieu de bassin, avec des marnes grises ayant fourni une microfaune appartenant à la zone à *Globorotalia acostaensis*. Le terme argileux est, à l'affleurement, le seul représentant de la série marine mais cette dernière doit probablement se compléter en profondeur par le terme gréseux, voire le terme conglomératique.

3° Les séries marines de l'anticlinal de Kef ed Deba.

Immédiatement au S de Douar Safsafat, en rive droite du Melloulou, les couches néogènes dessinent un magnifique pli anticlinal axé sur une lame de Trias diapirique.

Comme dans l'anticlinal de Foum Marhrane, le Tortonien est principalement représenté par des marnes gris verdâtre gypseuses à microfaune surtout benthique. Le plancton rare mais représenté par *Globorotalia acostaensis* BLOW ; *Globorotalia continua* BLOW ; *Turborotalita* sp., permet de rattacher cette formation au moins à la zone à *Globorotalia acostaensis*.

De plus, on retrouve au coeur de la structure, autour de l'intrusion triasique, des lambeaux de grès jaunes à Pectinidés et Ostracés. Ce sont là, les seules traces du Tortonien gréseux. Ces affleurements sont intéressants car ils prouvent, si besoin est, l'existence de dépôts détritiques à la base de la série, même dans la zone relativement centrale du bassin.

IV. - CONCLUSIONS GENERALES SUR LA SERIE TRANSGRESSIVE MARINE.

Après une longue période d'émersion et d'érosion, le bassin de Guercif est envahi par la mer néogène dans laquelle se dépose une série transgressive représentée verticalement (de la base au sommet) et latéralement (du rivage au centre du bassin) par la succession lithologique : conglomérats, grès, marnes.

1° Les données paléontologiques et l'âge des dépôts.

La faune et la microfaune benthique très abondante indiquent pour l'ensemble de la série, y compris pour les niveaux marneux, une sédimentation toujours très littorale.

L'étude micropaléontologique basée sur les associations de Foraminifères pélagiques, associations qui se sont avérées malheureusement peu abondantes, permet de caractériser la zone à *Globorotalia acostaensis* du Tortonien élevé, et seulement cette zone. Cependant il faut insister sur le fait que les niveaux de base de la transgression, soit azoïques, soit détenteurs de faunes uniquement benthiques, n'ont pu être datés avec précision.

2° Les limites du bassin marin et la répartition des faciès (cf. fig. 9 et fig. 10).

Vers l'W, depuis les travaux de L. GENTIL, 1916, nous savons que le bassin s'étendait jusqu'à l'Atlantique par le couloir Sud-Rifain.

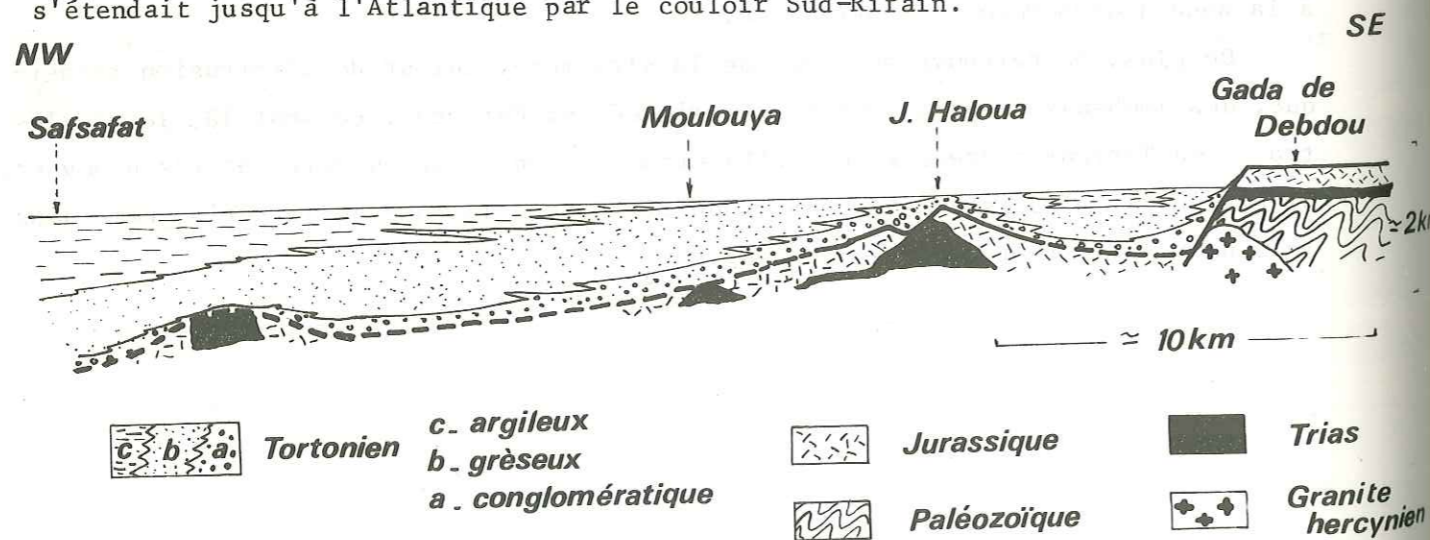


Fig. 9 : Coupe schématique interprétée du Bassin de Guercif à la fin du Tortonien.

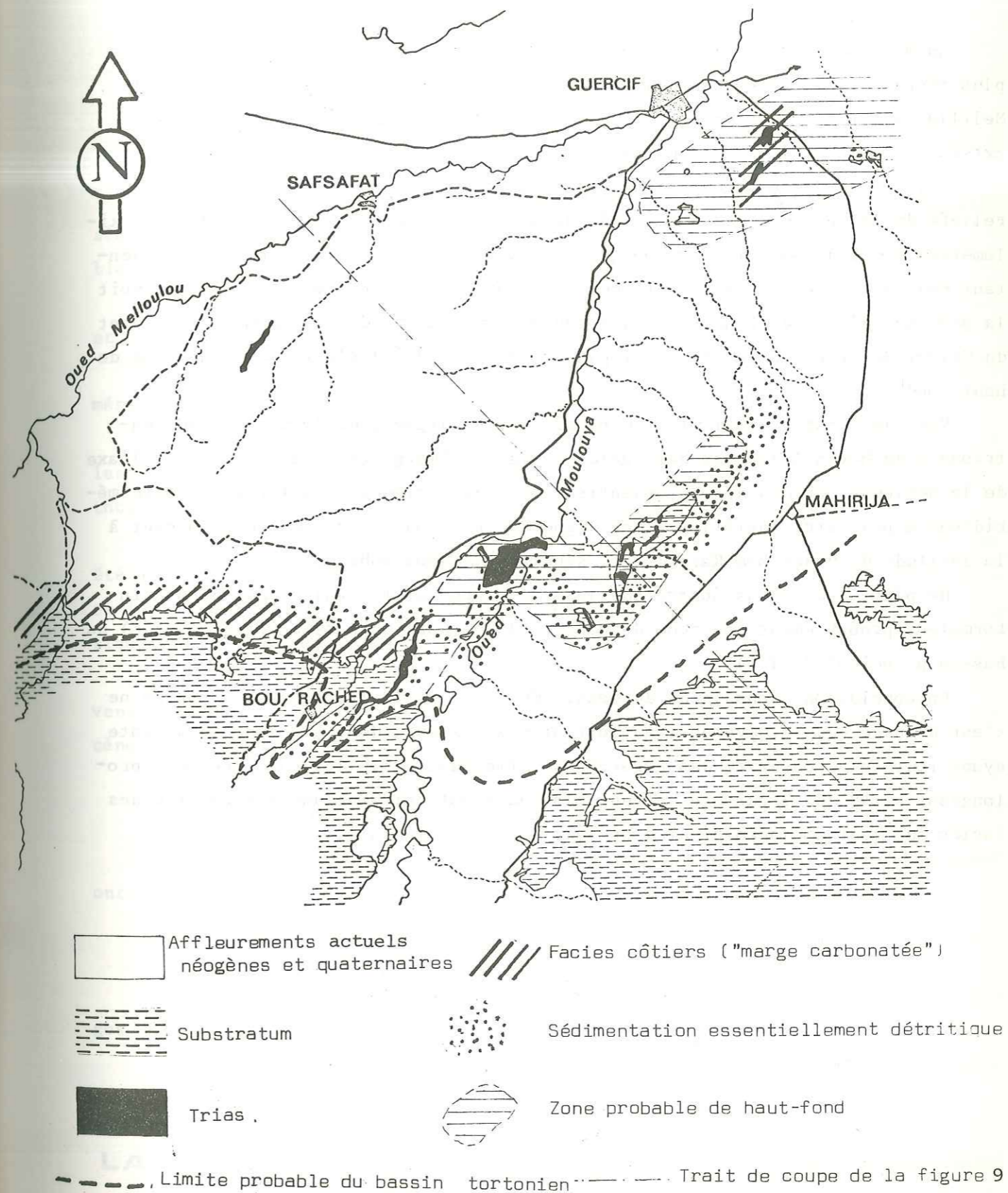


Fig. 10 : Essai de schéma paléogéographique du Tortonien.

Au N de Guercif, la série tortonienne est largement masquée par les dépôts plus récents. Toutefois dans les bassins plus septentrionaux de Boudinar et de Melilla on retrouve les niveaux de la transgression marine indiquant une vaste extension de la mer tortonienne dans cette direction.

A l'E, d'une façon générale, la transgression marine n'a pas dépassé les reliefs de la Gada de Debdou. Dans le détail la région de Bou Msaad, quelques kilomètres à l'E de Guercif, est marquée par une série tortonienne réduite présentant des faciès côtiers très nets qui marquent soit la proximité du rivage, soit la présence d'un haut fond. (Les îlots jurassiques du Koudiat el Hamarat à l'W et du Grinat Sefla à l'E sembleraient plutôt indiquer qu'il s'agit là d'une zone de haut fond).

Vers le S enfin, la limite du bassin est soulignée, sur la bordure septentrionale du Moyen Atlas, par des faciès côtiers à "marge carbonatée" et dans l'axe de la Moulouya par des dépôts essentiellement détritiques. Ainsi cette limite méridionale peut être assimilée à une ligne EW, plus ou moins flexueuse passant à la latitude du Douar Bou Rached (cf. schéma paléogéographique).

De plus, nous avons montré que les structures anticlinales du S du bassin formaient probablement une zone de haut fond séparant un bassin côtier (à l'E) du bassin principal (à l'W).

En conclusion, dans le SW du bassin du Guercif, la transgression marine ne s'est avancée que tardivement, au Tortonien supérieur, dans une zone subsidente ayant toutefois conservée des caractères littoraux, et où les paléo-reliefs prolongeant au NE les structures moyen-atlasiques ont entraîné une variabilité des faciès sur leur emplacement et dans leurs abords immédiats.

LES SERIES REGRESSIVES

Généralités et historique.

A la suite des travaux de J. MARCAIS et W. VAN LECKWIJCK, 1939, il est classique de subdiviser la série régressive en deux formations distinctes (cf. tableau p. 14).

- La formation de Khenndek el Haouaïch représentée par des argiles à gypse et des calcaires lacustres à horizons ligniteux.

- La formation d'el Monngar représentée par des grès "rouges" et des conglomérats.

Ces deux formations présentent des faciès bien distincts aux endroits où elles furent décrites. Toutefois elles n'ont été définies que sur des critères lithologiques et ne possèdent aucune limite clairement définie.

Cependant il faut rappeler que les niveaux de type Khenndek el Haouaïch ont été datés grâce à des restes de micromammifères du Messinien par J.J. JAEGER et al. en 1973. Quant aux niveaux supérieurs d'aspect continental, on leur attribue classiquement un âge Pliocène. (Carte Debdou au 1/100.000ème, 1972).

C'est pourquoi, par souci de simplification, nous assimilerons le plus souvent l'ensemble laguno-lacustre au Messinien, et l'ensemble continental au Pliocène bien que nous n'ayons pu caractériser ce dernier étage avec certitude.

Les zones d'affleurement des séries régressives.

Les dépôts régressifs sont cantonnés aux zones à valeur synclinale où ils ont été plus ou moins protégés de l'érosion.

On les rencontre ainsi :

- au N et NW, jusqu'au parallèle de Guercif ;
- à l'E et au SE, sous la plaine de Tafrata, masqués en partie par les éboulis quaternaires ;
- au S enfin, où ils forment la masse du Louksiat et des plateaux adjacents.

LA SERIE LAGUNO-LACUSTRE DU MESSINIEN

Cette série de transition présente des faciès relativement variés. Cependant nous pouvons distinguer trois domaines géographiques à l'intérieur desquels la

série conserve une certaine homogénéité lithologique. Il s'agit, dans l'ordre où nous les étudierons :

- du domaine oriental* correspondant, de la vallée de la Moulouva et au flanc E de la ride anticlinale Kebibicha - Haloua - Richa - Maarouf ;
- du domaine occidental* correspondant, en gros sur notre terrain, au bassin versant oriental de l'oued Melloulou ;
- du S du bassin et plus particulièrement du flanc oriental des anticlinaux de Kebacha et de Khorjia.

I. - LE DOMAINE ORIENTAL.

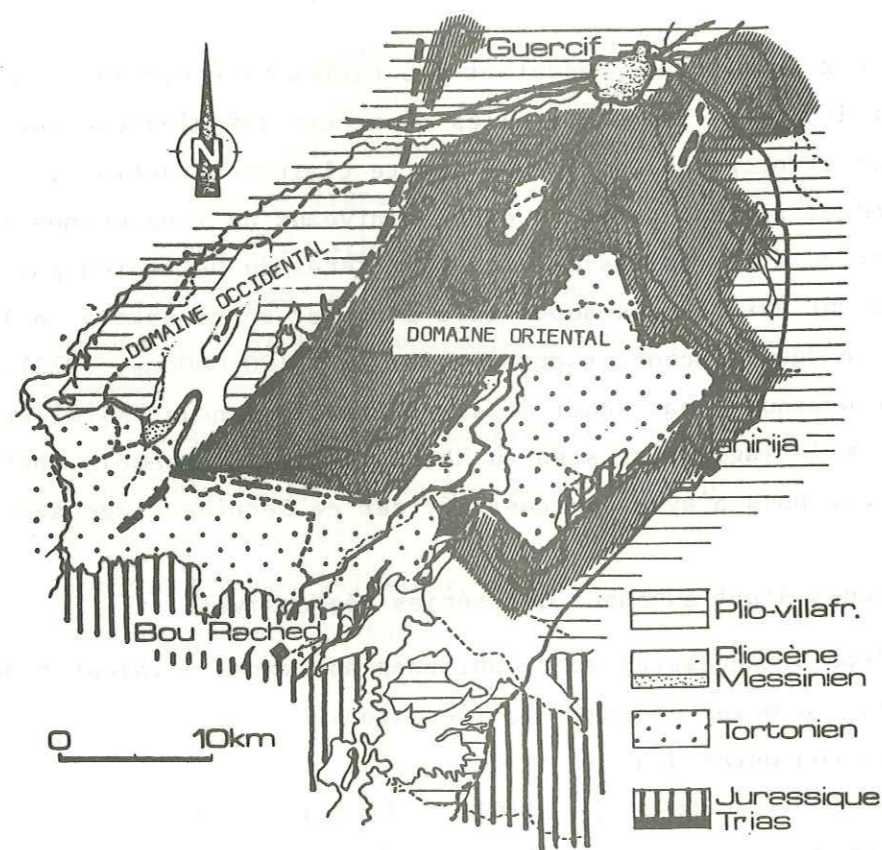


Fig. 11 : Zones d'affleurement des séries régressives dans le domaine oriental.

Les affleurements sont surtout localisés en rive gauche de la Moulouva et la coupe fournie par l'oued Khenndek el Haouaïch est une des plus caractéristiques du domaine. C'est là d'ailleurs qu'à été définie la formation du même nom.

* P. VERDIER en 1970 distinguait déjà ces deux mêmes domaines.

Toutefois cette coupe ne fournit pas un profil complet de la série laguno-lacustre, en particulier à la base, au niveau du passage Tortonien - Messinien. C'est pourquoi, nous nous reporterons tout d'abord en rive gauche de la Moulouva au niveau du Marabout Moulay AEK Jilali pour étudier la base du profil, profil que nous poursuivrons ensuite dans l'oued Khenndek el Haouaïch.

1° Coupe du Marabout Moulay AEK Jilali (fig. A6).

Cette coupe illustre parfaitement le passage de la série marine à la série régressive. Ainsi, au-dessus des marnes grises du Tortonien vient une série de marnes grises plus gypseuses et plus gréseuses et surtout mieux litées, intercalées de couches lacustres, calcaires et ligniteuses. De plus, la fin de la série marine est soulignée par un niveau, d'environ un mètre d'épaisseur, microconglomératique, très ferrugineux et riche en Huîtres.

2° Coupe de l'oued Khenndek el Haouaïch (fig. A7).

Ce profil montre un Messinien essentiellement formé de marnes grises finement litées. Vers leur base ces marnes sont intercalées de six à sept horizons de calcaires lacustres et lignites formant des cyclothèmes.



Photo n° 8 : Calcaires lacustres pulvérulents et lignites de l'ou Khenndek el Haouaïch au niveau de la route Guercif - Bou Rached.

On note également l'abondance de gypse qui forme de véritables lits bien stratifiés. La présence de structures synsédimentaires (ripple marks) dans ces lits de gypse démontre le caractère primaire de ces dépôts et exclut une origine diagénétique.

D'autre part, la microfaune représentée par quelques rares Foraminifères benthiques, des Ostracodes, des Gastéropodes et des Charophytes, indique un milieu lagunaire alterné d'épisodes déjà franchement dulcicoles.

De plus, l'alternance de lits gypseux et de lits argileux trouverait son explication dans les variations saisonnières de la salinité (J. MARCAIS, W. VAN LECKWIJCK, 1935).

3° Variations et compléments stratigraphiques sur le Messinien du domaine oriental.

Nous venons de voir, dans la coupe type, que le Messinien était représenté par une série de marnes gypsifères à horizons calcaires et ligniteux. Nous avons fixé conventionnellement la limite basale du Messinien aux premiers niveaux situés au-dessus de la lumachelle à Ostracés et contenant déjà des Ostracodes, des Charophytes et des Gastéropodes. Cette coupe type ne peut cependant se généraliser en tout point et le Messinien est sans doute le niveau le plus changeant du bassin.

a) Les faciès gréseux de la série laguno-lacustre du Jebel Monngar au Koudiat Nkhila.

A la base du versant SE du Jebel Monngar, en rive gauche de l'oued Mezrhemma, on ne retrouve plus les marnes gris-vert à gypse (niveau 2 de la coupe précédente). Au-dessus de la lumachelle à Ostracés fini-tortonienne vient une formation à dominante gréseuse de teinte générale beige. Sa position intermédiaire entre les marnes tortoniennes et les couches continentales du Pliocène nous permet toutefois de l'attribuer au Messinien.

De même, dans l'oued Mezrhemma lui-même, c'est-à-dire plus à l'E, la série débute, au-dessus du niveau détritique à Ostracés parfois conglomératique, par un ensemble gréso-argileux rose et beige qui forme ressaut au-dessus des marnes tortoniennes (photo n° 9). Les marnes à gypse et calcaires lacustres sont, pour leur part, très réduites en épaisseur et localisées au sommet de la série avec passage insensible aux couches roses du Pliocène.

Plus à l'E encore, au niveau du Gareit el Gouirat et du Koudiat Nkhila le Messinien est, comme sous le Jebel Monngar, presque exclusivement représenté par des grès en plaquettes beiges et roses avec seulement quelques mètres de marnes à gypse vers le sommet.

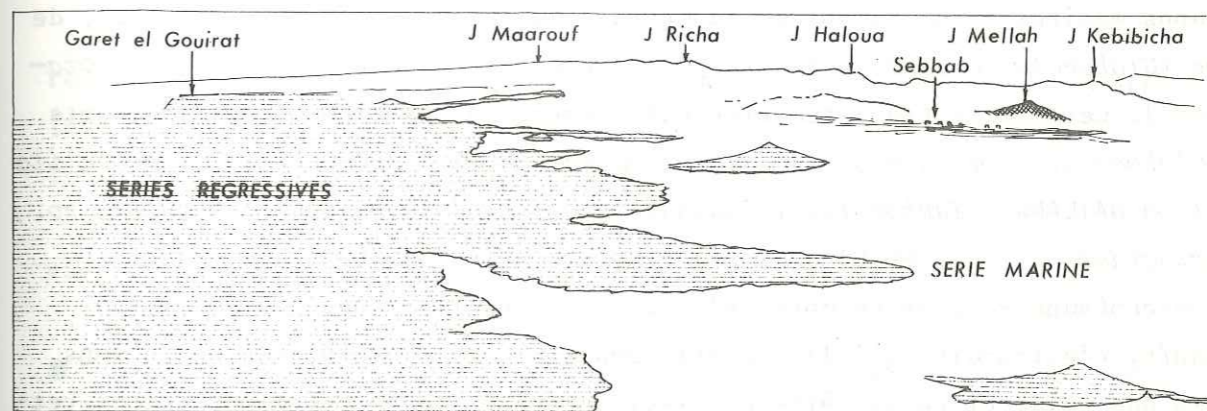
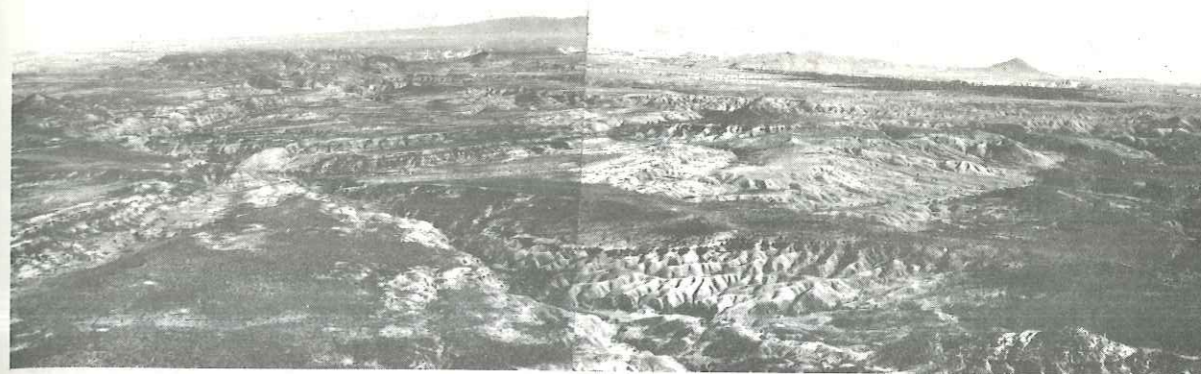


Photo n° 9 : Limite entre série marine et séries régressives soulignée par un banc gréso-conglomératique formant ressaut.

Immédiatement au N, en se dirigeant vers le Gareit el Hareg, on observe bien le passage de faciès entre les grès en plaquette d'une part et les marnes et calcaires de type Khemdek el Haouaïch d'autre part. Ces calcaires sont alors tantôt blancs et pulvérulents, tantôt gris-beige et bien indurés ; ils forment, dans ce dernier cas, de véritables dalles structurales décimétriques débitées en cubes réguliers par les diaclases.

b) Les affleurements des structures septentrionales : présence de faunes remaniées.

- Le pointement du Bled Marhrane.

Au NW du Jebel Marhrane, des marnes grises affleurent très localement en boutonnière au milieu des grès et limons roses à la faveur d'une faible ondulation anticlinale. Elles ont fourni des microfaunes benthiques et planctoniques d'âge "au moins tortonien", remaniées dans un faciès laguno-lacustre à Gastéropodes et à très nombreuses oogones de Charophytes. Leur analogie de faciès avec

les marnes de Khenndek el Haouaïch nous ont permis de les attribuer au Messinien.

- L'anticlinal de Foum Marhrane.

Le pli anticlinal de Foum Marhrane offre deux flancs messiniens assez différents. Le flanc W est argileux et rappelle les faciès type Khenndek el Haouaïch tandis que le flanc E, qui semble réduit tectoniquement, possède des faciès plus gréseux. Les couches argileuses de la retombée E, ont fourni une association à microfaunes manifestement remaniées du Crétacé supérieur (*Globotruncana* sp.), de l'Eocène (*Globorotalia cerroazulensis*), du Miocène inférieur à moyen (*Globorotalia mayeri*). Cette microfaune remaniée est associée à des éléments plus récents dont : *Globorotalia pseudomiocenica (dextrogyre)* BOLLI & BERMUDEZ ; *Turborotalita quinqueloba* NATLAND ; *Turborotalita quinqueloba lingulata* NATLAND ; *Orbulina* sp. ; *Globigerinoïdes obliquus* BOLLI ; *Globigerinoïdes tribolus* REUSS.

La microfaune la plus récente indique "au moins" la zone à *Globorotalia acostaensis*, c'est-à-dire qu'elle serait compatible avec un âge messinien sans toutefois que celui-ci puisse être précisé. Cependant selon Madame G. BIZON, cette microfaune semble elle aussi remaniée et nous serions alors en présence de faunes tortoniennes reprises dans un faciès laguno-lacustre.

- L'anticlinal de Bou Msaad.

Au SE de Guercif, au N de l'anticlinal de Bou Msaad, dans l'oued Gueltet el Beïda, nous avons noté une série qui, par son faciès, rappelle la série laguno-lacustre. En effet, au-dessus de marnes gréseuses roses et d'un banc conglomératique très induré, apparaît un ensemble de marnes interstratifiées de calcaires lacustres (cote 390) qui a fourni, là encore, des microfaunes pélagiques remaniées d'âge crétacé, éocène, miocène moyen à supérieur, associées à des espèces laguno-lacustres comme des Ostracodes et des Gastéropodes.

c) Les variations du flanc E de la ride anticlinale Kebibicha - Haloua - Richa - Maarouf. Au niveau du Jebel Haloua, les ravinements du Teniet Oreira révèlent, sur le versant E du massif, une coupe presque complète des séries néogènes (fig. A8). Ainsi au-dessus des couches gréseuses et argileuses du Tortonien qui se termine là encore localement par un niveau à Ostracés, se développe une importante série de marnes gypseuses, épaisse d'environ cent vingt mètres, intercalées de calcaires lacustres et lignites dont l'analogie de faciès et de microfaune avec la série du Khenndek el Haouaïch nous conduit à l'attribuer au Messinien. Cette série de marnes et calcaires lacustres se complète ici, vers le haut, par environ soi-

xante mètres de marnes rubanées et de grès beiges amorçant le passage progressif aux niveaux franchement continentaux de la série gréso-argileuse ocre rose sus-jacente.

Au N du Jebel Maarouf, près du Douar Khaloukat, sur la rive gauche de l'oued el Hammam, la série n'est représentée que par une cinquantaine de mètres de marnes gypseuses vertes et jaunes intercalées de niveaux argileux brun rose couronnés par un banc de calcaire à Gastéropodes pulmonés.

Au S, au niveau de l'ensellement conglomératique de Kebibicha, la série se réduit à quelques dizaines de mètres de marnes gypseuses gris verdâtre intercalées de grès. Ces couches surmontent directement les conglomérats attribués au Tortonien et sont elles-mêmes surmontées de grès et limons roses.

Plus au S enfin, dans l'oued issu de la source Aïn Guettara, la série redevient plus épaisse et les horizons calcaires sont de nouveau bien individualisés.

● En résumé, dans le domaine oriental, le Messinien est surtout représenté par des couches laguno-lacustres où dominant les marnes gypseuses et les calcaires et lignites de type Khenndek el Haouaïch.

Cette formation, d'une puissance d'environ cent à cent cinquante mètres dans la vallée de la Moulouya et immédiatement à l'E du Jebel Haloua, se réduit à quelques dizaines de mètres à l'E du Jebel Kebibicha et du Jebel Maarouf.

De plus, au S, dans le lit de l'oued Mezrhemma et sur les flancs du Garet el Gouirat et du Koudiat Nkhila, on observe le passage à des couches plus détritiques à dominante gréseuse annonçant déjà le domaine occidental.

II. - LE DOMAINE OCCIDENTAL.

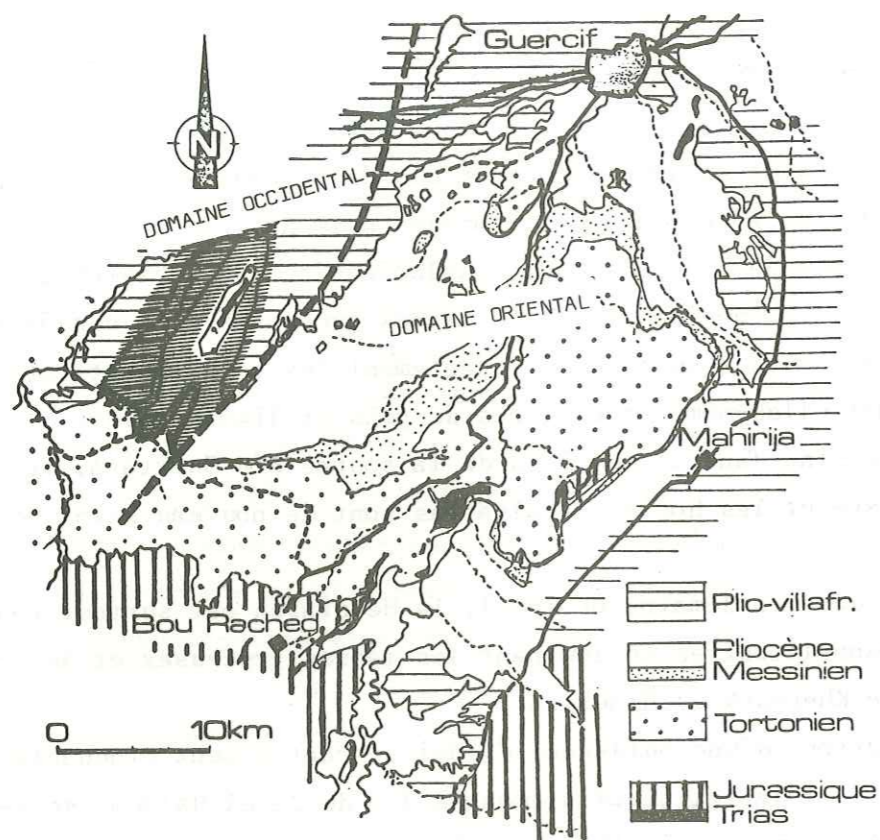


Fig. 12 : Zones d'affleurement des séries régressives dans le domaine occidental.

Les couches de base de la série régressive affleurent principalement sur le pourtour du cœur Tortonien de l'anticlinal de Kef ed Deba. L'oued immédiatement au N du Koudiat el Grhina, sur le versant occidental en donne une coupe très représentative.

1° La coupe du Koudiat el Grhina (fig. A9).

Il est très difficile, par la lithologie, de corréler cette série avec celles du domaine oriental où a été défini le Messinien. Les dépôts sont en effet ici surtout représentés par des grès, des marnes rubanées et des marnes sableuses beiges. Toutefois, à l'E du Jebel Monngar, nous avons vu précédemment des séries analogues passer latéralement, dans l'oued Mezrhemma, à des couches de type Khendek el Haouaïch. C'est pourquoi, au vu de sa position stratigraphique, nous pensons pouvoir attribuer un âge Messinien à cette formation.

De plus nous y noterons la présence de faunes marines remaniées (niveau 2a6,

fig. A9) tout comme dans certains niveaux du domaine oriental.

D'autre part, dans la coupe du Koudiat el Grhina, nous n'avons pas relevé le niveau repère à Ostracés marquant la limite Tortonien-Messinien. Le passage est en effet beaucoup plus discrètement marqué par des grès à très nombreux grains ferrugineux. Cependant le niveau à Ostracés se retrouve en plusieurs points du domaine occidental, notamment au N, sur tout le versant oriental du Jebel Bou Irhardaïene et au SE au pied du Jebel Monngar.

2° Amincissement et disparition des niveaux messiniens à l'W du domaine occidental.

A l'extrémité SW de la structure du Kef ed Deba, au pied du Koudiat Mitch, la série est très réduite en épaisseur et n'est représentée que par des niveaux très gréseux. Un kilomètre plus à l'W, au niveau de la piste Safsafat-Tifirassi-ne l'ensemble de la série disparaît et l'on ne retrouve plus à l'affleurement que les marnes gris vert du Tortonien, couronnées en légère discordance par des conglomérats fini-pliocène à Quaternaire ancien.

● En résumé, dans le domaine occidental, les faciès de type Khendek el Haouaïch ne sont pas représentés et le Messinien probable est caractérisé pour l'essentiel par des marnes sableuses beiges, des marnes rubanées brun-rose et grises, et des grès grossiers jaunes.

Localement, la limite marin - saumâtre est soulignée par les grès à Ostracés, mais cette limite peut également être matérialisée par des grès à très nombreux grains ferrugineux.

Plus à l'W enfin, la série s'amincit puis disparaît complètement au niveau de l'oued Melloulou.

III. - LE S DU BASSIN ET LE FLANC ORIENTAL DES ANTICLINAUX DE KEBACHA ET KHORJIA.

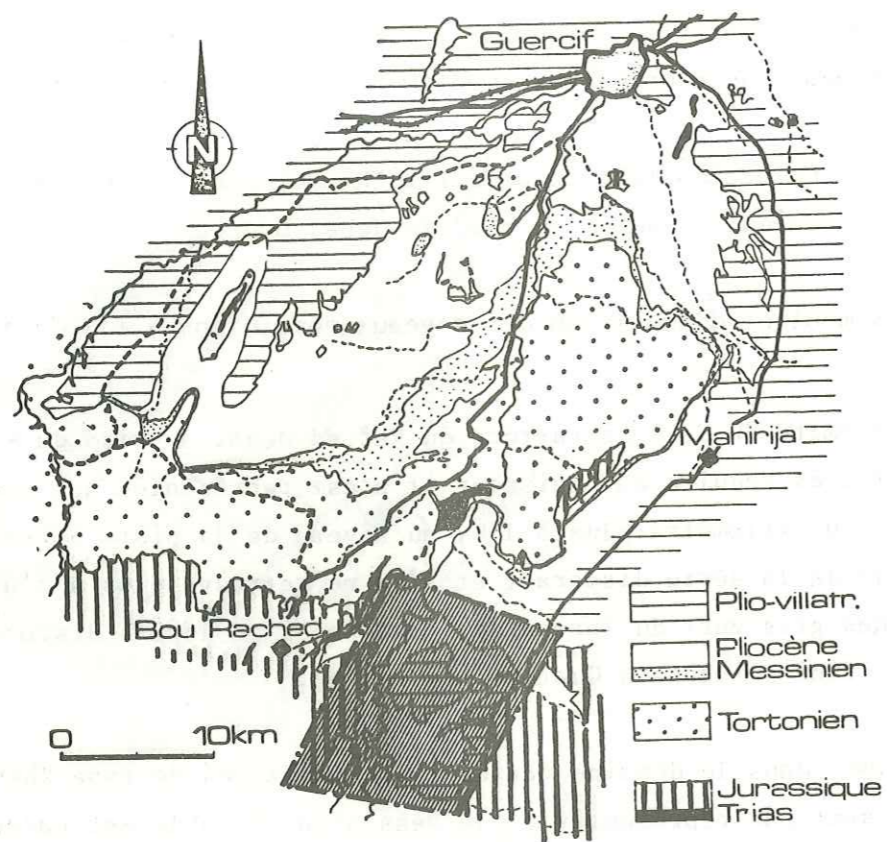


Fig. 13 : Zones d'affleurement des séries régressives à l'extrémité S du bassin et dans les anticlinaux de Kebacha et Khorjia.

A la latitude du diapir de Khorjia, les affleurements de Tortonien marin sont séparés des affleurements de grès continentaux par une étroite bande de terrain représentée par des micro-conglomérats, des marnes grises et surtout des grès et limons beiges (fig. A10).

Etant donné la position intermédiaire de cette série entre la formation marine du Tortonien et les séries supérieures gréseuses à cachet continental, nous pensons pouvoir la corréler avec la formation laguno-lacustre de Khenndek el Haouaïch et ainsi lui attribuer un âge Messinien.

Cette corrélation, principalement fondée sur la position stratigraphique et les faciès, devient très problématique lorsque les faciès s'uniformisent.

Ainsi, au S du diapir de Khorjia, il est pratiquement impossible de mettre en évidence une série messinienne. En effet le passage marin-continental se fait par l'intermédiaire de formations conglomératiques et gréseuses (cf. coupe du Bou Melza p. 24) qui ont déjà tout à fait les caractères de la série sus-jacente.

Tout au plus retrouve-t-on des marnes rubanées, rappelant les faciès rencontrés dans l'anticlinal du Kef ed Deba à l'W du bassin (cf. coupe du Koudiat el Ghina fig. A9).

En l'absence de fossiles caractéristiques (la plupart des prélèvements se sont révélés azoïques) et en raison des variations de faciès, il ne nous a donc pas été possible de caractériser le Messinien au-delà du Douar Bou Melza.

● En résumé, sur le flanc oriental des anticlinaux de Kebacha et de Khorjia, le Messinien probable n'a pu être caractérisé qu'au N du Douar Bou Melza où il est surtout représenté par des grès et limons beiges.

LA SERIE CONTINENTALE DU PLIOCENE PROBABLE

Contrairement à la formation laguno-lacustre qui présente une succession lithologique souvent hétérogène, la série continentale est très monotone.

Il s'agit d'une alternance plus ou moins régulière de grès et de marnes sableuses ocre-rose intercalés de rares niveaux calcaro-argileux blanchâtres. Ce faciès monotone est bien représenté dans la majeure partie du bassin. Toutefois chacun des domaines paléogéographiques définis pour la série messinienne présente encore leurs particularités lithologiques. Nous distinguerons donc comme dans le paragraphe précédent :

- le domaine oriental ;
- le domaine occidental ;
- la terminaison méridionale du bassin qui, en plus du flanc oriental des anticlinaux de Kebacha et de Khorjia, intéresse le plateau de Louksiat et toute la vallée de la Moulouya jusqu'à l'oued Ouahar.

I. - LE DOMAINE ORIENTAL. (cf. fig. 11).

Dans ce domaine, la série continentale affleure, en rive gauche de la Moulouya, sur tout le rebord oriental du plateau qui va du Jebel Monngar au S, au Douar Melloukiine au N, en passant par el Mtired et le Bled Jezira.

Elle affleure également en rive droite, au N, dans le bassin de l'oued en Nouamer, et à l'E, de façon plus discontinue, sur le flanc oriental du chaînon Kebibicha - Haloua - Richa - Maarouf.

Le faciès reste relativement constant et les couches très redressées de la dépression du Teniet Oreira donnent une excellente coupe de référence.

1° Coupe de Teniet Oreira (fig. A8).

La série continentale est ici représentée par environ quatre cent cinquante à cinq cents mètres de grès et limons ocre-rose et calcaires lacustres n'ayant livré qu'une microfaune de Gastéropodes, d'Ostracodés et d'Oogones de Charophytes. Ainsi, en l'absence de marqueurs chronostratigraphiques, nous ne pouvons préciser l'âge de cette formation. Nous nous rangerons toutefois à l'avis des auteurs de la carte Debdou 1/100.000 qui l'attribuent au Pliocène.

2° Variations et compléments stratigraphiques sur le Pliocène du domaine oriental.

a) Le versant oriental de la ride Haloua-Richa. Alors que la série atteint environ cinq cents mètres d'épaisseur au niveau du Jebel Haloua, elle se réduit considérablement en bordure des deux masses conglomératiques tortoniennes de Kebibicha et du Jebel Maarouf où elle ne dépasse guère cinquante à cent mètres d'épaisseur.

b) Le bassin de l'oued en Nouamer. Plus au N, dans le bassin de l'oued en Nouamer, la série s'épaissit à nouveau et atteint deux cents mètres de puissance avec au moins trois intercalations argilo-calcaires grises à blanchâtres.

Dans sa partie basale, sur la rive gauche de l'oued el Hammam, en bordure du Koudiat el Hamarat, nous avons noté la présence de débris de Lamellibranches marins (Huîtres et Pectinidés) très émoussés. M. LORENCHET de MONJAMONT (1963) avait déjà signalé une faune marine dans les couches de base de cette série, ce qui, à l'époque, lui avait laissé supposer que la série pouvait présenter des récurrences marines. Nous pensons, pour notre part, qu'il s'agit là, de faunes remaniées dans un milieu lacustre en raison de l'usure toujours très marquée des fossiles et du contexte général franchement dulcicole.

Dans ce secteur, sur le rebord oriental de la plaine de Tafrata, à trois kilomètres à l'W d'Aïn Fritissa, au Koudiat Rjem el Fkih, la partie sommitale de la série qui n'apparaissait pas dans la coupe de Teniet Oreira est bien visible. Ainsi les grès et limons roses sont couronnés par un mince niveau de calcaire lacustre blanc lui-même surmonté d'une vingtaine de mètres de grès jaunes grossiers et de limons blancs crayeux à nodules calcaires d'origine pédologique.

c) L'anticlinal de Bou Msaad. Toujours plus au Nord, sur les flancs de l'anticlinal diapirique de Bou Msaad, la formation semble se réduire de nouveau à cinquante ou cent mètres et présente des faciès gréseux grossiers ocre-jaune.

d) La rive gauche de la Moulouya. En rive gauche de la Moulouya, c'est-à-dire à l'W de ce domaine, les dépôts continentaux, bien que présents, n'affleurent que très sporadiquement. En effet, la couverture quaternaire ne laisse apparaître que très rarement le "substratum" dans les ravinelements de bordure de plateaux et encore plus rarement dans les fonds d'oueds. Toutefois, sur les flancs du Garet Dziouat et du Garet es Sebaa, on retrouve une série d'environ cent à cent cinquante mètres d'épaisseur, avec deux niveaux argileux gris blanchâtre ayant fourni de nombreux Gastéropodes (*Hydrobia* sp.). Les autres prélèvements, trop souvent azoïques, n'ont fourni, comme ailleurs dans le bassin, qu'une faune dulcicole à Gastéropodes, Ostracodes et Charophytes. On remarque à nouveau à l'E du Jebel Marhrane, des couches gréseuses à débris de Lamellibranches marins sans doute là encore remaniés.

De plus, en bordure du plateau d'El Mtired, la série se termine par une vingtaine de mètres d'un ensemble de grès grossiers micro-conglomératiques interstratifiés de limons sableux ocre-beige légèrement rosés qui représentent sans doute le Plio-villafranchien. Ces niveaux sont surmontés d'un conglomérat polygénique encroûté à galets arrondis appartenant au cycle quaternaire.

De même, au sommet du Garet Dziouat, on remarque un niveau conglomératique et gréseux d'environ cinq mètres finissant le cycle et recoupé en légère discordance angulaire par un entablement de calcaires pédologiques quaternaires.

● En résumé, dans le domaine oriental, les niveaux supérieurs continentaux du cycle régressif sont essentiellement représentés par une alternance de grès et de marnes sableuses ocre-rose à brun-rouge, intercalés de quelques niveaux métriques de marnes grises et localement de calcaires gris blanchâtre.

La faune est essentiellement dulcicole voire terrestre.

Enfin la série se termine par un ensemble de grès et de couches lacustres blanchâtres.

L'âge présumé est pliocène ; toutefois cet âge n'est basé que sur des critères de position stratigraphique et de lithologie.

II. - LE DOMAINE OCCIDENTAL (cf. Fig. 12).

C'est dans les terrains régressifs que sont dessinées les structures du Kef ed Deba et du Jebel Monngar, aussi la série continentale affleure-t-elle pratiquement partout sur les versants de ces structures. En réalité, ce n'est qu'en bordures de quelques oueds ravinant le flanc occidental du pli de Kef ed Deba,

qu'une coupe continue peut être levée.

1° Coupe de l'oued Mohand (fig. A11).

L'oued Mohand donne au S du pli de Kef ed Deba un profil de la série continentale qui est ici essentiellement conglomératique et gréseuse. Cette série conglomératique, épaisse d'une centaine de mètres, contient des galets de calcaire jurassique bien roulés dont la taille varie de un à vingt centimètres.

En ce qui concerne la chronostratigraphie, tous les prélèvements sont restés azoïques et là encore nous n'avons aucune datation précise. Sur le versant oriental du Jebel Monngar cependant, ces couches conglomératiques passent latéralement aux grès et limons roses du Garet es Sebaa ; aussi les rapporterons-nous par conséquent au Pliocène.

2° Variations et compléments stratigraphiques sur le Pliocène du domaine occidental.

a) La terminaison périclinale N de l'anticlinal de Kef ed Deba. Les conglomérats forment des couches lenticulaires pouvant passer latéralement à des niveaux gréseux ou argilo-sableux. C'est pourquoi, bien qu'ils constituent les principales lignes de crêtes dessinant le pli de Kef ed Deba, il est impossible de suivre un même banc conglomératique sur une grande distance.

Quoi qu'il en soit, les niveaux conglomératiques, très nombreux à la latitude du Kef ed Deba, deviennent plus espacés au niveau de la terminaison périclinale N du pli et cèdent le pas à des couches marno-gréseuses de teinte blanchâtre. Ces dernières n'ont livré que quelques rares Ostracodes et Gastéropodes ainsi qu'une microfaune remaniée indéterminable.

b) La partie méridionale du pli de Kef ed Deba. Au SW, au niveau du Koudiat Mitch (cf. Fig. A12), les couches conglomératiques s'amincissent considérablement. Ainsi en rive droite du Melloulou on ne retrouve que les marnes tortoniennes couronnées par trente à quarante mètres de conglomérats. Ces conglomérats contiennent des galets de calcaire jurassique gris-noir, généralement plats, dont la taille, en moyenne décimétrique, atteint parfois cinquante centimètres. Le ciment, le plus souvent peu abondant, est constitué par un grès sableux mal induré de couleur beige. Localement des lentilles argilo-sableuses peuvent se développer et atteindre dix mètres de puissance.

Une croute pédologique quaternaire, d'environ un mètre d'épaisseur, couronne l'ensemble et forme l'entablement calcaire de la Gada Dehira.

● En résumé, la série Pliocène présente, dans le domaine occidental, une sédimentation très grossière à dominante conglomératique. Cette série, épaisse d'environ deux cents mètres au N du Kef ed Deba, se réduit au S et à l'W et disparaît pratiquement au-delà du Melloulou.

III. - LA TERMINAISON MERIDIONALE DU BASSIN (cf. fig. 13).

La série régressive affleure bien dans la plupart des ravins des nombreux affluents droits de la Moulouya, depuis le Kebibicha jusqu'aux confins méridionaux de notre étude.

1° Les séries au N du Louksiat.

En rive droite de la Moulouya, immédiatement au N du Louksiat, l'oued el Ahmar fournit une coupe de la série continentale. Cette coupe révèle une épaisse série monotone (au moins quatre cents mètres) de grès et limons ocre et rose intercalés de quelques niveaux conglomératiques. Vers la cote 730, dans la partie sommitale de la série se développe une importante lentille plus argileuse avant livré une abondante faune de Gastéropodes lacustres (fig. A13). Comme dans le bassin de l'oued en Nouamer (fig. A14), l'ensemble de la formation régressive est couronné par des calcaires lacustres et marnes crayeuses blanchâtres dont l'épaisseur atteint environ vingt mètres.

2° Les conglomérats au S du Louksiat.

Au S du Louksiat, les niveaux conglomératiques deviennent très importants. Ainsi dans l'oued Ouahar comme au Takaroumt (fig. A15) la série est principalement représentée par des conglomérats à ciment argilo-sableux et galets de calcaires jurassiques roux, blanc, gris, parfois oolithiques ou lumachelliques. Ces galets sont généralement bien roulés et leur taille, de l'ordre de un à dix centimètres, peut exceptionnellement dépasser un mètre.

3° Age des dépôts.

Que ce soit au N ou au S du Louksiat, nous n'avons récolté aucun marqueur chronostratigraphique. En conséquence nous nous rangerons là encore à l'avis des auteurs de la carte Debdou, qui attribuent cet ensemble au Pliocène. Il est toutefois possible au S du Louksiat que les conglomérats de la base de la série (niveau 2b1 de la coupe du Takaroumt) aient un âge plus ancien, messinien, voire

tortonien. Cependant étant donné l'homogénéité du faciès, nous avons regroupé l'ensemble dans une même coupure chronostratigraphique.

● En résumé, la terminaison méridionale du bassin présente un faciès continental très net avec des conglomérats d'autant plus abondants que l'on se dirige vers le S et les montagnes atlasiques.

IV. - CONCLUSIONS GENERALES SUR LES SERIES REGRESSIVES.

Au Messinien, la régression s'amorce dans le bassin de Guercif : comme dans la plupart des autres régions méditerranéennes, elle est marquée par des faciès laguno-lacustre à marnes gypseuses et ligniteuses en apparente continuité avec les faciès marins du Tortonien.

Ensuite, au cours du Pliocène et du Plio-villafranchien, le bassin de Guercif peut être considéré comme une vaste cuvette endoreïque où viennent se déposer limons, grès et conglomérats.

1° Les données de la microfaune.

Les niveaux de base de la série régressive (série laguno-lacustre messinienne) ont livré des faunes lacustres associées ou alternantes avec des faunes marines (cf. p. 41 et p. 42).

En 1935 W. VAN LECKWIJCK et J. MARCAIS ont interprété cette association de faune comme résultant d'une modification saisonnière de la salinité due aux variations climatiques, aux mouvements de marées et aux courants côtiers. Ils n'envisageaient pas alors le remaniement.

Pour notre part, nous avons fréquemment récolté au sein du Messinien (daté, nous l'avons vu, par des Micromammifères) des microfaunes du Crétacé, de l'Eocène et du Miocène moyen associées à des microfaunes d'âge "au moins tortonien".

Pour cette microfaune marine d'âge "au moins tortonien", deux hypothèses sont possibles :

- a- il s'agit d'une microfaune marine messinienne à faciès littoral dans laquelle la zone à *Globorotalia humerosa* (qui indique un âge messinien) n'a pu être caractérisée paléontologiquement ;
- b- il s'agit d'une microfaune tortonienne remaniée dans des niveaux laguno-lacustres.

Dans la première hypothèse il faut envisager une régression progressive.

Dans la seconde hypothèse il faut au contraire imaginer une régression plus

brutale au cours de laquelle les terrains tortoniens auraient été émergés en certains points du bassin et auraient pu ainsi alimenter la lagune messinienne.

La répartition des faciès (cf. ci-dessous) semblent en faveur de la seconde hypothèse qui n'exclut cependant pas l'existence de récurrences marines.

Quoi qu'il en soit, les microfaunes du Crétacé, de l'Eocène et du Miocène inférieur à moyen ne peuvent provenir que du domaine rifain car ni le Moyen Atlas, ni la Meseta orientale, ne possèdent de terrains postérieurs au Crétacé dans la région. Ceci implique donc bien une exondation et un ravinement de tout le secteur NW du bassin.

2° La répartition des faciès (cf. fig. 14).

La répartition des faciès régressifs, très différente de celle des faciès marins, montre que le bassin sédimentaire a changé de topographie entre le Tortonien et le Messinien. On voit en effet le faciès laguno-lacustre de type Khendek el Haouaïch reposer indifféremment sur les faciès latéraux du Tortonien (marnes, grès, conglomérats). Ce fait est particulièrement net au niveau du chaînon triasico-jurassique Kebibicha-Haloua-Richa. Cette ride qui représentait une limite paléogéographique accusée au Tortonien ne semble plus jouer aucun rôle au Messinien. Bien au contraire, le bassin messino-pliocène semble présenter sa subsidence maximum à l'emplacement de l'ex-ride.

Vers le NE de notre étude, le bombement de Bou Msaad présente une série régressive peu épaisse au-dessus d'une série marine elle-même réduite. De plus, au Koudiat el Hamarat (4km au SW de Bou Msaad), les dépôts pliocènes viennent s'appuyer sans la moindre déformation directement sur le substratum jurassique qui formait donc un îlot. Bien que les contacts soient masqués par le Quaternaire, il en est sans doute de même pour le pointement basaltique situé quatre kilomètres à l'W de Bou Msaad et pour le pointement jurassique du Grinat Sefla situé sept kilomètres à l'Est de Bou Msaad.

Ainsi ce groupement d'îlot matérialise-t-il une zone de haut fond qui, probablement existait déjà au Tortonien (cf. p. 32).

3° Les limites du bassin régressif.

La géographie du bassin régressif qui s'individualise paraît donc, dès le Messinien, très différente de celle du bassin Tortonien.

Ainsi vers l'W il semble que la lagune messinienne, puis le bassin lacustre et la dépression pliocène n'aient eu qu'une extension réduite, alors qu'au Torto-

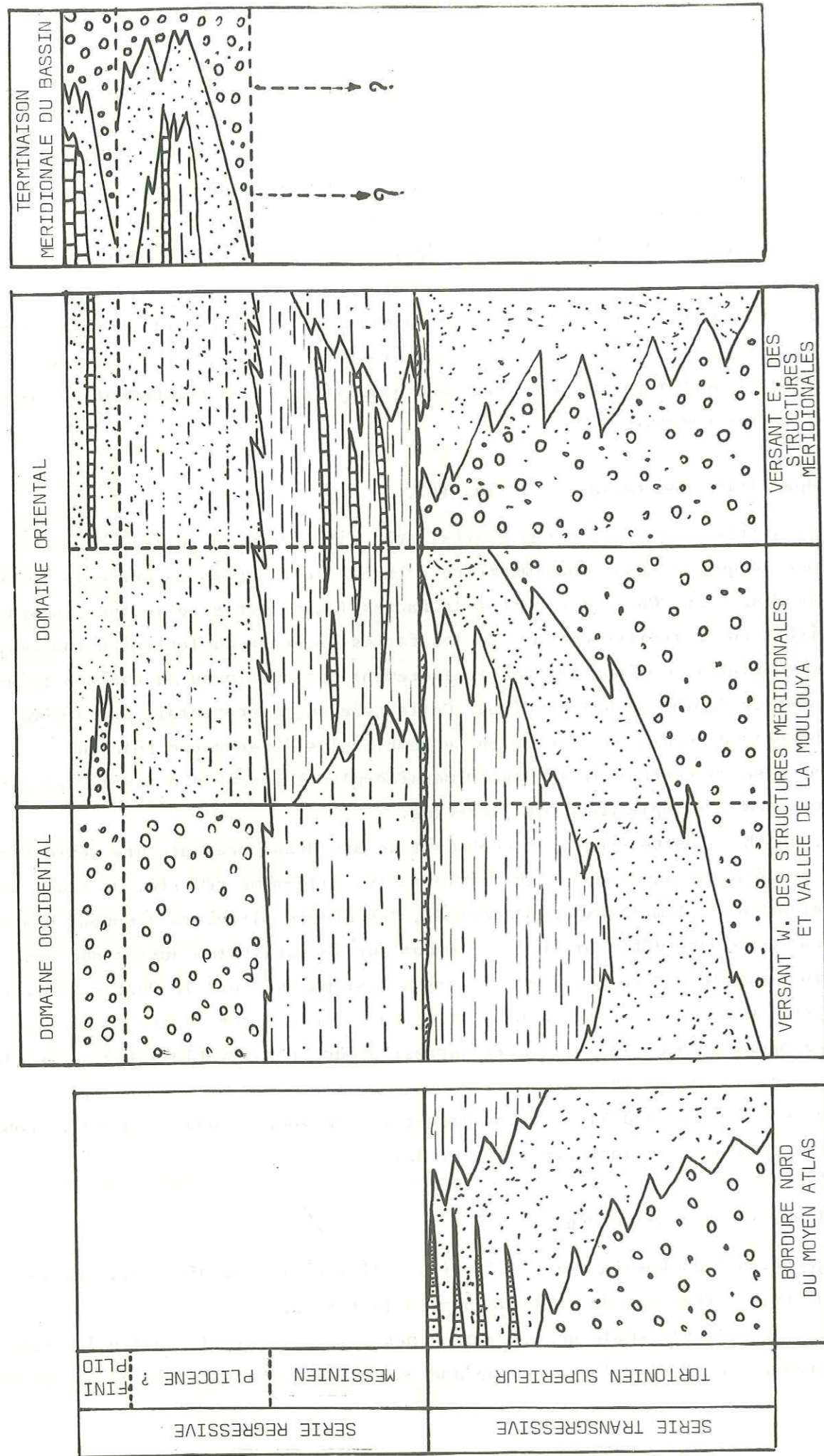


Fig. 14 : Schéma synthétique de la répartition des faciès du Néogène dans la partie méridionale du Bassin de Guercif.

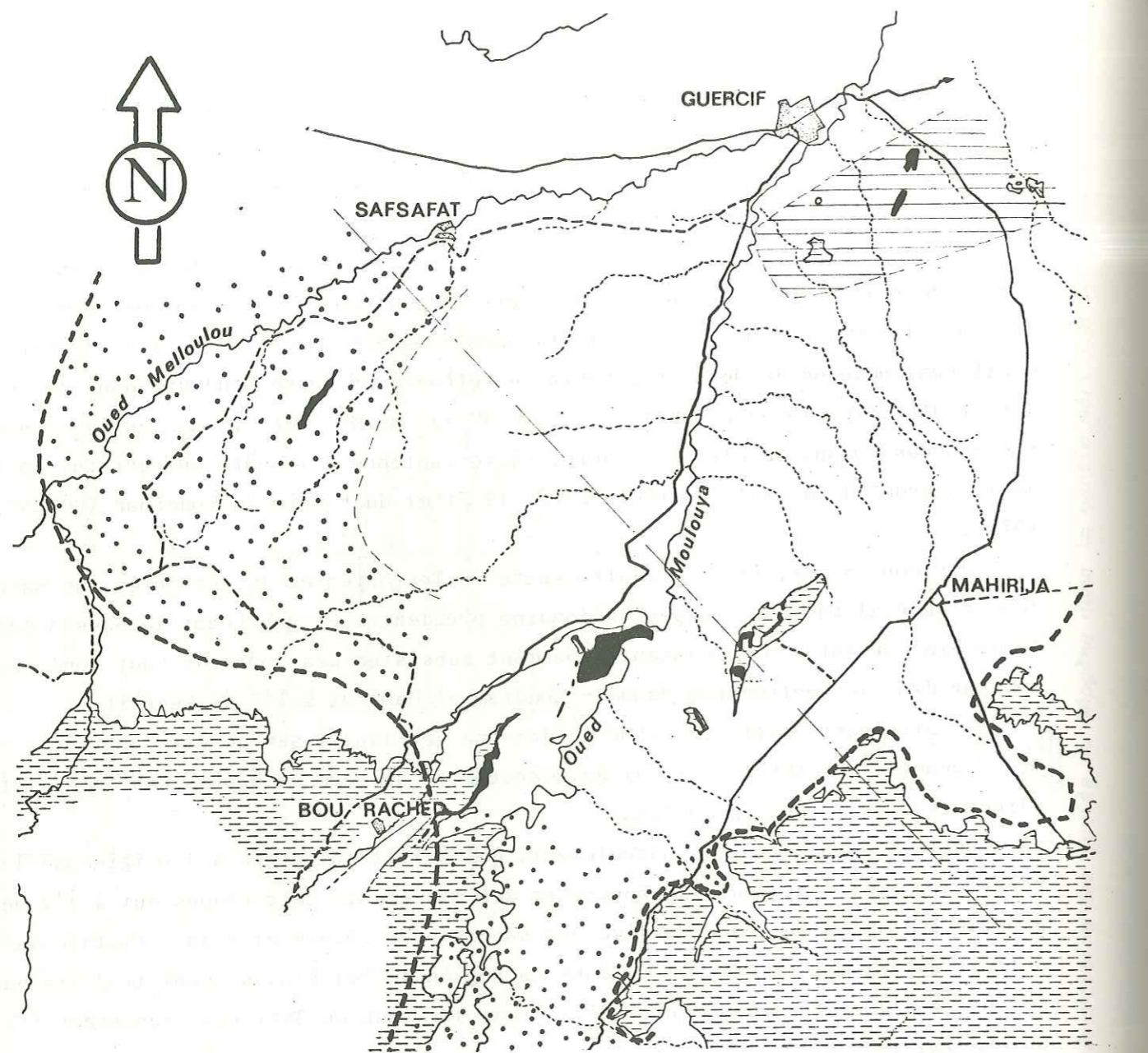
nien la mer s'étendait au contraire jusqu'à l'Atlantique par le couloir Sud-Rifain.

Nous observons en effet dans le domaine occidental de notre étude une série régressive peu épaisse et très détritique qui se biseaute et disparaît au niveau de l'oued Melloulou. Etant donné l'amincissement et le détritisme croissant des séries vers l'W, nous pensons qu'il s'agit là des confins occidentaux du bassin messino-pliocène. La mer se serait vidangée progressivement au N, vers la mer d'Alboran, puisque le Messinien marin se retrouve en basse Moulouva dans le Moyen Kert (GUILLEMIN, 1976) et plus à l'W, au NW du Masgout-Terni, dans les synclinaux post-nappes. Quant au Pliocène marin, il se cantonne à la côte en certains points de la presqu'île de Melilla (GUILLEMIN, 1977) et du bassin de Boudinar (HOUZAY, 1975).

Par conséquent, il se produit, entre le Tortonien et le Messinien, un basculement général faisant émerger le domaine occidental et confinant le bassin dans le domaine oriental où pouvaient cependant subsister des zones de haut fond, notamment dans le secteur Bou Msaad - Koudiat el Hamarat à l'E de Guercif.

D'autre part, cette émergence du domaine occidental semble être confirmée par les travaux de D. LEBLANC (1975) qui dénotent l'absence de dépôts messiniens et pliocènes dans la région de Taza.

Enfin, ce mouvement de basculement, qui serait en partie à l'origine de la régression, est sans doute à rapprocher des mouvements tectoniques qui à l'W ont présidé à la mise en place tardive des nappes pré-rifaines et à la fermeture du détroit Sud-Rifain et qui, au N, dans la région de Melilla, se sont traduits par une nette discordance des dépôts messiniens sur ceux du Tortonien supérieur (GUILLEMIN, 1976).



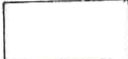




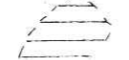

-  Affleurements actuels néogènes et quaternaires
-  Substratum
-  Trias
-  Limite probable du bassin régressif
-  Sédimentation détritique
-  Zone probable de haut-fond
-  Trait de coupe de la figure 16

Fig. 15 : Essai de reconstitution paléogéographique du Messino-Pliocène.

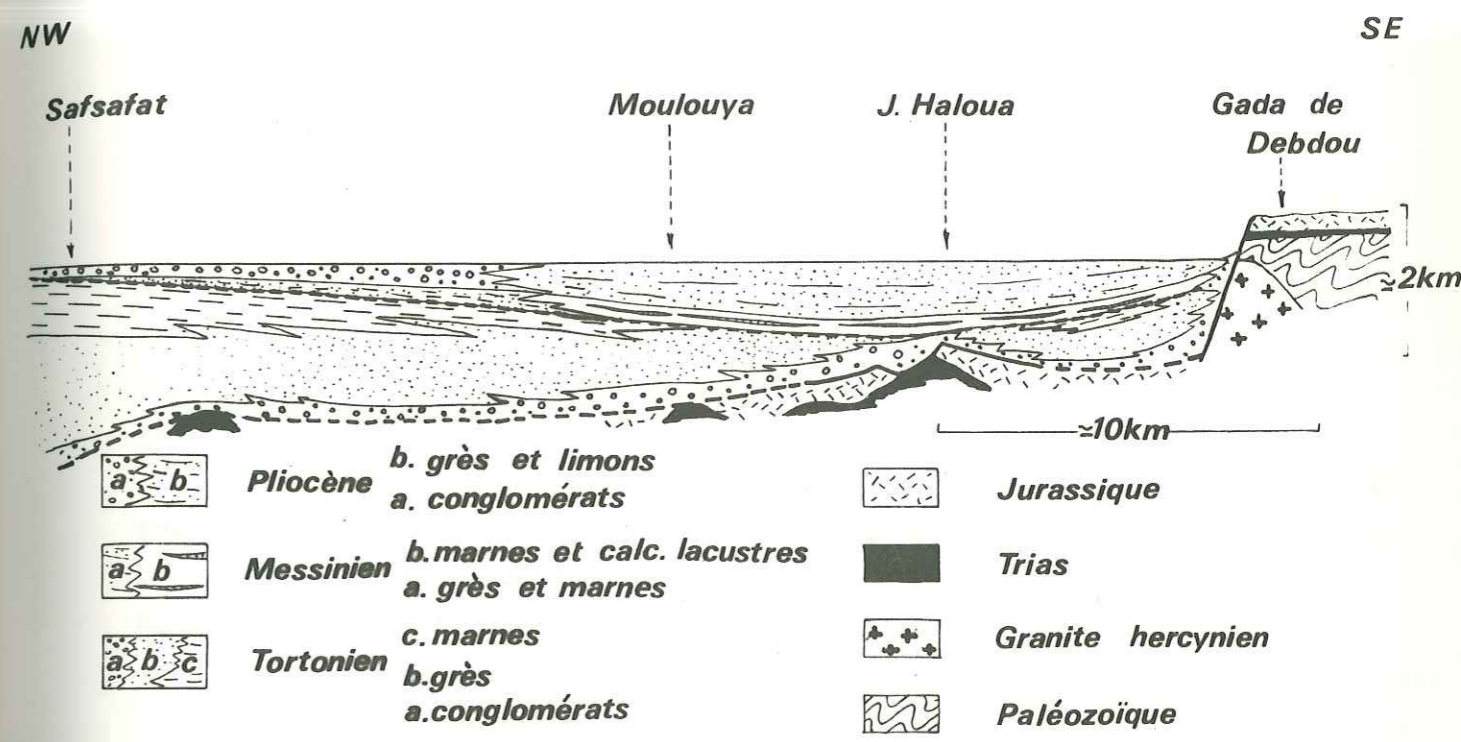


Fig. 16 : Coupe schématique interprétée du Bassin de Guercif à la fin du Pliocène.

DEPOTS ET FORMES QUATERNAIRES

1° Généralités.

Le Quaternaire continental de la plaine de Guercif est caractérisé par des formes et dépôts qui sont particuliers aux zones climatiques semi-arides. Son étude détaillée nécessite la connaissance de processus pédologiques et climatiques avec lesquels nous n'étions que peu familiarisés. C'est pourquoi nous nous sommes limités à retrouver les différents stades quaternaires mis en évidence par les nombreux travaux antérieurs.

Une première stratigraphie du Quaternaire continental fut proposée en 1956 par G. CHUBERT, F. JOLY, M. GIGOUT, J. MARCAIS et R. RAYNAL. Elle fut ensuite complétée par les travaux de nombreux auteurs dont G. BEAUDET, G. MAURER, A. RUELLAN (1967) et P. BIBERSON (1971) pour ne citer que les principaux.

Cette stratigraphie est basée sur la succession de niveaux de glacis et terrasses emboîtés fréquemment recouverts d'une carapace calcaire. La formation et l'emboîtement de ces glacis-terrasses trouverait son explication dans les successions de périodes pluviales et interpluviales correspondant, en gros, aux périodes glaciaires et interglaciaires des Alpes. Ainsi d'après G. BEAUDET, G. MAURER et A. RUELLAN (1967) *"les périodes pluviales façonneraient les versants (glacis) et édifieraient les terrasses fluviales tandis que les interpluviaux engendreraient les croûtes puis les incisions linéaires"*.

Tous ces travaux ont conduit à l'élaboration d'une stratigraphie résumée dans le tableau de la figure 17.

Nous avons tenté dans notre secteur de reconstituer cette stratigraphie du Quaternaire, en nous appuyant plus particulièrement sur les travaux de R. RAYNAL (1961) et les levés de la carte Debdou au 1/100.000ème.

A la suite des mouvements tectoniques fini-pliocènes (cf. étude tectonique) le SW du bassin de Guercif cesse de fonctionner en dépression subsidente.

On assiste alors au cours du Quaternaire à la mise en place d'un système de glacis emboîtés, localement discordants sur les couches néogènes.

L'évolution quaternaire du bassin n'est cependant pas homogène en tous points et nous distinguerons deux secteurs : la vallée de la Moulouva proprement dite ; la plaine de Tafrata Maarouf.

	Marine Cycles Episodes Marins	Climatic Cycles Episodes continentaux	Episodes glaciaires des Alpes
HOLOCENE	MELLAHIEN	Rharbien	
PLEISTOCENE Supérieur	OULJHEN	SOLTANIEN	WURM
PLEISTOCENE Moyen	Harounien ANFATIEN MAARIFIEN	Presoltanien TENSIFTIEN AMIRIEN	RISS MINDEL
PLEISTOCENE Inférieur	MESSAOUDIEN MOGHREBIEN	SALETIEN Regreguien MOULOUYEN ARGOUBIEN	GÜNZ DANUBE
PLIOCENE			

Fig. 17 : Le Quaternaire marocain et ses corrélations probables avec le Quaternaire alpin d'après P. BIBERSON (1971).

2° La vallée de la Moulouya.

Cette partie du bassin de Guercif était autrefois dénommée "Pays des Gours" en raison de sa morphologie particulière de reliefs tabulaires : Gada, Koudiat et Garet. Ces plateaux sont les vestiges des glaciers morcelés au cours des phases d'érosions successives.

Ainsi, en rive gauche de la Moulouya, l'alternance de périodes d'épandage, contemporaines des pluviaux, et de périodes d'encroûtement et d'érosion, contempo-

raines des interpluviaux, a créé un emboîtement dans lequel nous avons pu reconnaître six niveaux. Du plus récent au plus ancien, on reconnaît :

Niveau 1 : Il s'agit des alluvions subactuelles de la Moulouya représentées par les cailloutis, les sables et les limons gris du lit majeur de l'oued. Ce sont également les épandages actuels de limons beiges localisés au fond des dépressions dans lesquelles sont implantées, en général, les quelques rares cultures de blé.

L'âge de ces dépôts est subactuel à rharbien.

Niveau 2 : C'est l'épisode des limons roses. Ces derniers tapissent le fond de toutes les dépressions sous les limons du niveau 1. Ils sont représentés par des argiles sableuses de couleur rose saumon à beige contenant parfois quelques lits de cailloutis. Ils forment également la basse terrasse de la Moulouya qui porte la presque totalité des oliveraies de la vallée. Ces limons ne sont pas encroûtés et restent peu indurés. L'érosion y est par conséquent très active et donne naissance à de véritables cañons miniatures qui empêchent souvent toute circulation automobile.

Nous pensons pouvoir attribuer à ces limons roses, très caractéristiques dans toute l'Afrique du Nord, un âge soltanien.

Niveau 3 : Il forme, en bordure de la Moulouya, la première surface bien différenciée, dessinée en une banquette conglomératique à environ + 15 à + 20m (cf. fig. 18) au-dessus du lit majeur. Ce replat, où sont construits la plupart des villages en bordure de la Moulouya, se poursuit vers les reliefs par un premier glacis caillouteux. Ce premier niveau conglomératique à galets calcaires bien roulés porte, en général, en croûte pédologique de 10 à 20cm. Par corrélation avec les études antérieures (R. RAYNAL 1961, carte géologique Debdou 1972), nous attribuons à cette première surface un âge tensiftien.

Niveau 4 : Il est représenté par la seconde surface pédologique qui domine la Moulouya d'une quarantaine de mètres et qui, au niveau de Sidi Chafi, se situe à environ 440m. Par ailleurs, elle est jalonnée épisodiquement par quelques buttes tabulaires dont l'altitude diminue régulièrement en rive droite de la Moulouya, passant de 540m au Koudiat Ahmar à l'W de Bou Yakoubet à environ 430m immédiatement en amont de Guercif.

Elle est bien représentée, au Koudiat Ahmar et au Garet el Mahi, par un épandage de gros galets gréseux rubéfiés ne portant pas ou peu de croûte pédologique. Au SW, nous pensons pouvoir raccorder à cette surface les glaciers plus ou

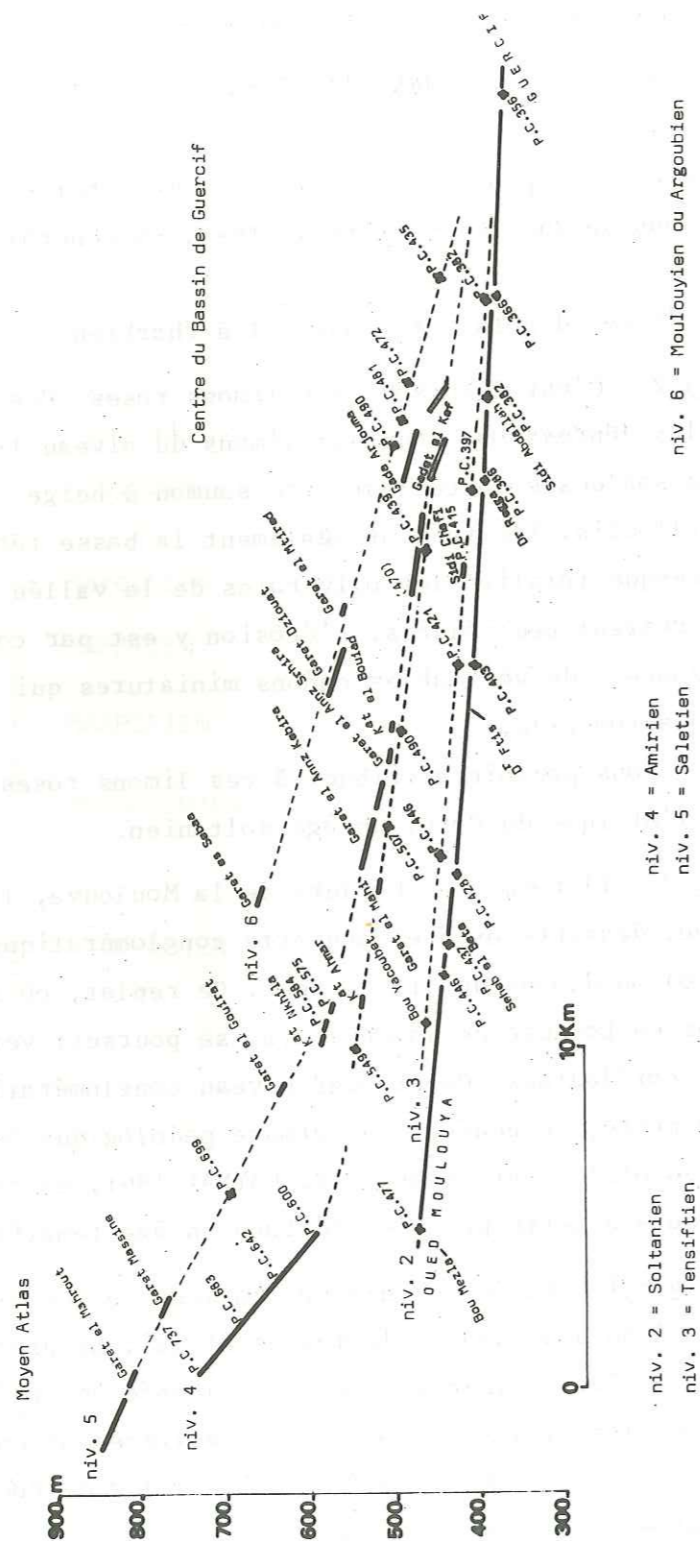


Fig. 18 : Profils en long des terrasses et pédiments quaternaires de la Vallée de la Moulouya.

moins encroûtés qui descendent régulièrement de la bordure septentrionale du Moyen Atlas (où ils sont à la côte 737) jusqu'à la latitude de Sebbad (où ils sont à la côte 600).

A la suite des travaux de R. RAYNAL et de R. MEDIONI (carte Debdou 1/100.000), nous pensons qu'il s'agit de la surface climatique amirienne.

Niveau 5 : Il est caractérisé par une troisième surface qui au niveau de Sidi Chafi se situe à environ 470m, à 70m au-dessus de la Moulouya. Elle est jalonnée par un ensemble de plateaux qui s'étagent régulièrement du Koudiat Nkhila (585m), au S, jusqu'à la plate-forme cotée 470m, au N, en passant par le Garett el Annz Kebira, le Garett el Annz Srhira et le Koudiat el Bouïad. Cette surface est formée d'un épandage de galets calcaires ovoïdes coiffée d'une épaisse croûte pédologique. Elle semble se prolonger vers le S par le glacis, plus redressé, qui descend du Moyen Atlas. Ce dernier est jalonné par le Garett el Mahrout, le Garett el Massine et le Garett el Gouirat.

Nous attribuerons, toujours par corrélation avec les travaux antérieurs, un âge salétien à cette surface.

Niveau 6 : Il s'agit des entablements et des plateaux les plus élevés du bassin. Ainsi avons-nous regroupé dans cet ensemble :

- à l'W, l'entablement de la rive droite du Melloulou représenté par la Gada Dehira, le bled Rtimya et Choubir ;
- à l'E, la carapace encroûtée du soubassement de la plaine Tafrata Maarouf ;
- au S, enfin, le plateau de Louksiat.

De plus, la dalle isolée du Garett Dziouat (578m), dominant la Moulouya d'environ 170m, est sans doute à rattacher à cet ensemble.

Ces hautes surfaces sont constituées par un conglomérat polygénique ou par un sol limoneux blanchâtre également encroûté. Lorsque le soubassement pliocène devient conglomératique, comme c'est le cas à l'W de notre secteur, il est alors très délicat de placer une limite Pliocène-Quaternaire et bien souvent le passage paraît progressif. Malgré tout, nous pensons, à la suite des travaux de R. MEDIONI (carte Debdou 1/100.000, 1972), que ces épandages sont à rattacher à un épisode du Quaternaire ancien (Regregien, Moulouyen ou Argoubien), ou'il nous a été impossible de préciser.

Remarque : Au S de Guercif la Gada Arjouma forme une surface intermédiaire à 460m dominant la Moulouya d'environ 160m et représentant sans doute un épisode récent du quaternaire ancien (Regregien ?).

D'un point de vue paléogéographique, ces hautes surfaces sont donc les vestiges d'un vaste glacis morcelé par l'érosion qui s'abaissait progressivement à l'W vers le Melloulou et au N vers Guercif. De ce glacis émergeaient sans doute les principales structures du bassin et notamment la ride Haloua-Richa : toutefois, en certains points, ce glacis semble lui-même affecté par la déformation, en particulier au Draa Bou Mkhareg et à l'W de Chouibir.

● En résumé, on observe dans la vallée de la Moulouya, un bon étagement des dépôts continentaux quaternaires.

Ces surfaces, bien étagées au contact du Moyen Atlas, le sont de moins en moins vers le centre du bassin (cf. fig. 18). Ceci tendrait à montrer qu'il y a eu un soulèvement progressif en bordure du Moyen Atlas, avec, au contraire, conservation d'un niveau de base constant, voire d'une subsidence continue au coeur du bassin.

3° La plaine Maarouf-Tafrata.

Au SE de la ride anticlinale Haloua-Richa, la plaine de Maarouf-Tafrata, nettement suspendue au-dessus de la Moulouya, constitue une vaste gouttière épargnée par l'érosion.

Les dépôts quaternaires qui apparaissent à la faveur des lits d'oueds (oued el Hammam, oued Sefla, oued Gueltet el Beïda) sont essentiellement représentés par des marnes blanchâtres, rosâtres ou verdâtres renfermant des nodules calcaires et intercalés localement (oued Gueltet el Beïda) de calcaires lacustres blancs à Gastéropodes. Ces niveaux argilo-calcaires sont surmontés d'une épaisse croûte pédologique sur laquelle sont répandus les limons roses du Soltanien. Le Soltanien parfois très épais contient au N de Mahirija de nombreuses "giclées" de cailloutis à matériel paléozoïque ayant pour origine des affleurements de la Gada de Debdou.

Mis à part les limons roses du Soltanien, il ne nous a pas été possible, dans ce secteur de différencier les épisodes du Quaternaire comme nous l'avions fait précédemment plus à l'W ; en effet, la plaine de Maarouf semble avoir fonctionné en dépression endoreïque, dépression à l'intérieur de laquelle l'érosion n'a eu qu'une action minime. Il en résulte une superposition continue des dépôts, les terrains les plus récents masquant les plus anciens.

4° Compléments annexes.

Pour compléter l'étude des dépôts quaternaires, nous signalerons sur le re-

bord du Moyen Atlas, au niveau du Douar Talbessant, la présence d'une dalle de calcaires lacustres dont l'âge est probablement quaternaire. Enfin, signalons en rive droite de la Moulouya, deux kilomètres à l'amont de Guercif, des sables éoliens formant quelques dunes de faibles extensions.

● En résumé, les épisodes classiques du Quaternaire continental marocain ne sont bien individualisés que dans la vallée de la Moulouya en amont de Guercif où ils sont représentés par une succession de glacis conglomératiques plus ou moins encroûtés. Par contre, dans la plaine de Maarouf - Tafrata, tout comme d'ailleurs au N de Guercif, dans la plaine du Jel, seuls les dépôts récents du Soltanien peuvent être individualisés.

ETUDE TECTONIQUE

Le bassin de Guercif a subi les effets de déformations tectoniques tardives affectant les formations néogènes y compris le Plio-villafranchien, mais respectant semble-t-il le Quaternaire moyen à récent.

Pour caractériser ces formations tardives nous avons utilisé deux méthodes d'analyse :

1° L'analyse structurale classique, ou macrotectonique, s'attachant à la description des structures à l'échelle cartographique et basée sur l'étude des directions et pendages des couches.

2° L'analyse microtectonique étudiant les déformations à l'échelle de l'affleurement (échelle millimétrique à métrique) et pour laquelle les mesures ont été traitées par des procédés informatiques.

ANALYSE MACROTECTONIQUE

LES STRUCTURES PLISSEES

Dans la partie méridionale du bassin de Guercif, la carte structurale (cf. pl. 2) met en évidence une série de plis qui se groupent géographiquement en trois ensembles (cf. fig. 19).

I. - Un ensemble de plis septentrionaux comprenant :

- . le bombement de Draa Bou Mkhareg (1)
- . l'anticlinal de Kef ed Deba (2)
- . le synclinorium du Bled Marhrane (3) + (4) + (5)
- . l'anticlinal de Foug Marhrane (6) + (7)
- . l'anticlinal de Bou Msaad (8)

II. - Un ensemble de plis centraux comprenant :

- . l'anticlinal de Kebacha (9)
- . l'anticlinal "diapir" de Khorjia (10)
- . le chaînon anticlinal Kebibicha-Haloua-Richa-Maarouf (11)

III. - Un ensemble de structures méridionales comprenant :

- . le couple synclinal-anticlinal du Takaroumt (12)
- . l'anticlinal de l'oued Boutaï (13)
- . la flexure anticlinale d'Aïn Guetetara (14)
- . la flexure du Louksiat (15)

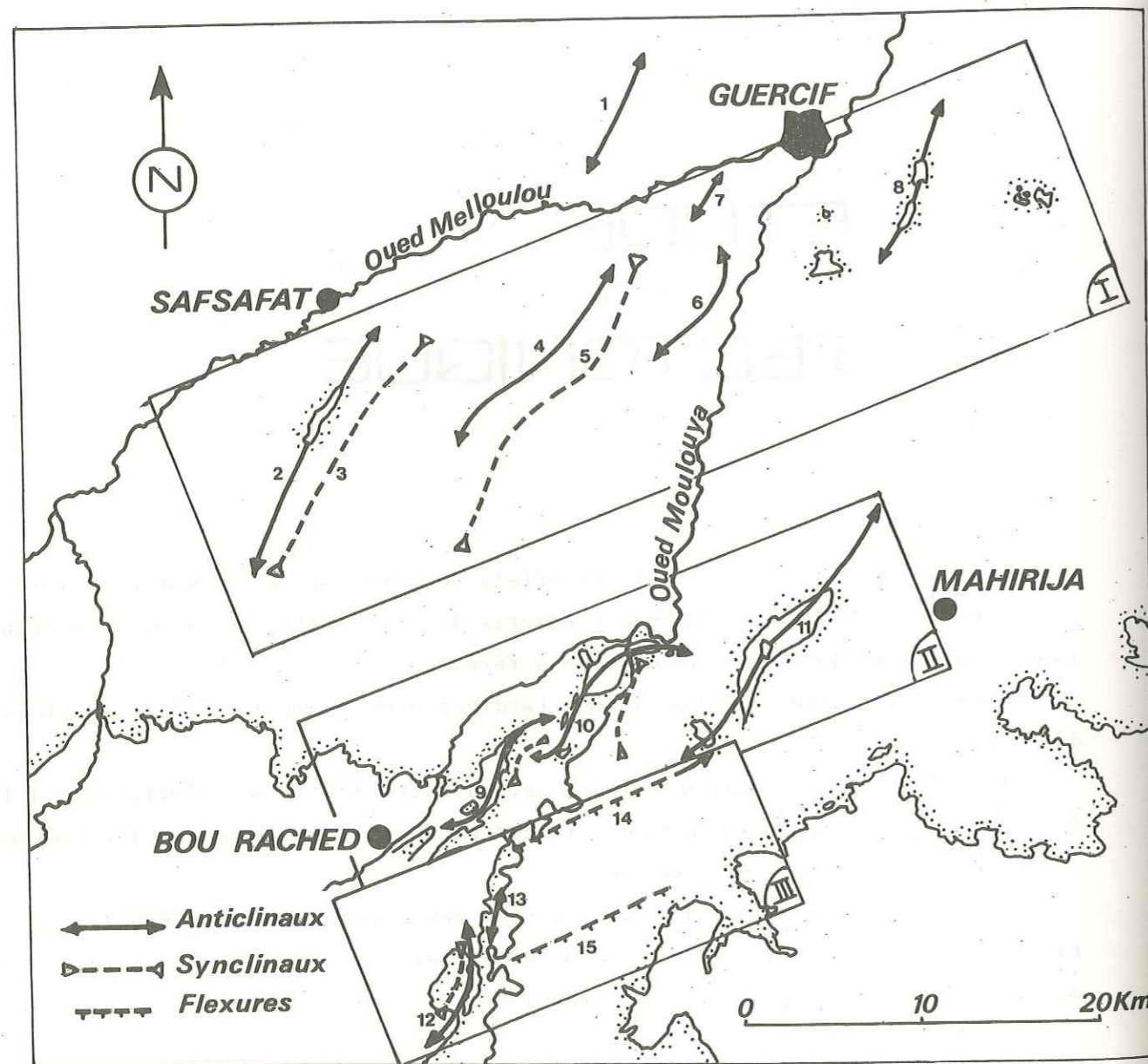


Fig. 19 : Ensembles structuraux de la partie méridionale du bassin de Guercif.

- I Plis septentrionaux.
- II Plis centraux.
- III Structures méridionales.

I. - LES PLIS SEPTENTRIONAUX.

Ces plis sont juxtaposés, d'une façon générale, selon une bande orientée N 70 qui s'étale de l'W-SW à l'E-NE, depuis le confluent des oueds Melloulou et Zobzit jusqu'à l'oued Sefla à l'W de Guercif.

Seul le bombement de Draa Bou Mkhareg sort de cette bande et se trouve rejeté au N du Melloulou.

1° Le bombement anticlinal de Draa Bou Mkhareg.

Cette structure se situe à environ dix kilomètres à l'E de Guercif immédiatement au N de la route R.P.1. Ses dimensions sont relativement modestes puisqu'elle ne s'inscrit dans la morphologie que sur une longueur de six kilomètres ; l'amplitude est généralement faible et le "top" du pli culmine à 491m, dominant la plaine du Jel d'environ quatre vingt mètres.

La direction générale du pli est N 25 et les flancs présentent des pentages de l'ordre de 3°. Vers le S la structure se boucle rapidement au niveau de la R.P. 1. alors qu'au N elle s'étale largement en "bec de canard" avant de s'envoyer sous le Quaternaire récent de la plaine du Jel.

La voûte anticlinale est peu érodée ; cependant, une combe entaillant le faîte du pli d'une trentaine de mètres montre les terrains intéressés par la déformation, malgré un important recouvrement quaternaire. Ainsi, l'enveloppe du pli est formée de conglomérats encroûtés à ciment grés-argileux et à galets calcaires qui appartiennent sans doute au Quaternaire ancien. Le coeur de la structure est formé de grès sableux lités rose beige d'âge probable pliocène.

2° L'anticlinal de Kef ed Deba.

Immédiatement au SE de Douar Safsafat, en rive droite de l'oued Melloulou, apparaît une belle structure anticlinale. Elle s'allonge du Koudiat Zriga au N jusqu'au Koudiat Mitch et au Jebel Monngar au S, soit sur une distance de plus de treize kilomètres. L'enveloppe du pli est représentée par les grès beiges et marnes sableuses du Messinien (Niveau 2a) et par les grès et conglomérats du Pliocène (Niveau 2b) qui forment les crêtes de Khemdek el Fchatel et Jebel Bou Irhardaïene au NW, du Jebel el Khecheb, du Koudiat el Mtared et du Ktef el Matrad au SE. Cette enveloppe messino-pliocène est conservée au niveau du Kef ed Deba et dessine la voûte très plate de l'anticlinal. Ailleurs, l'érosion a exhumé le coeur du pli représenté principalement par les marnes tortoniennes (Niveau 1c) qui dans la partie N de la structure sont injectées de marnes salifères triasiques lie-de-vin.

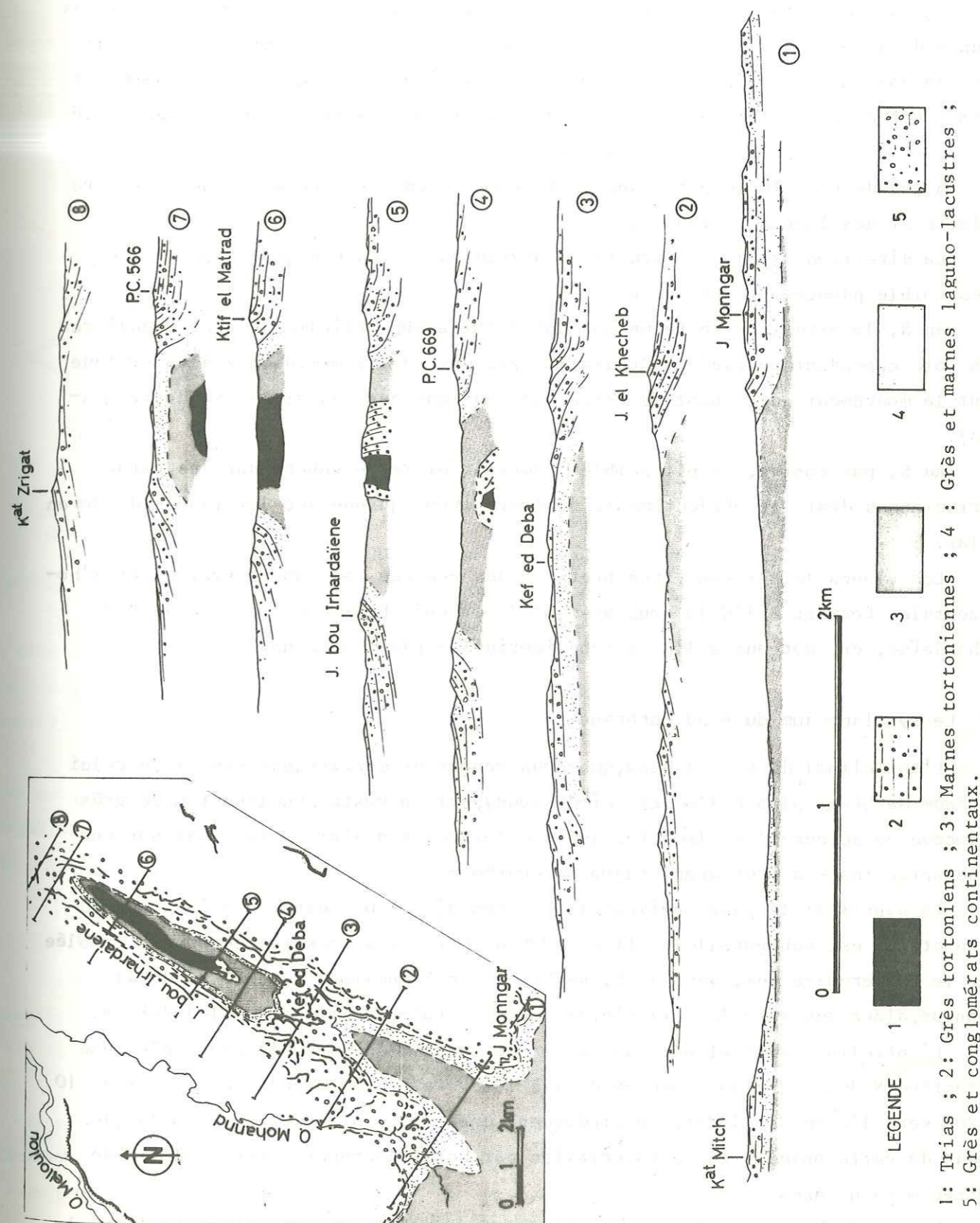


Fig. 20 : Coupes séries de l'anticlinal de Kef ed Deba.

Ces marnes triasiques ont entraîné dans leur ascension les grès molassiques jaunes de la base de la transgression (Niveau 1b) qui affleurent, le plus souvent en lambeaux, pincés entre les marnes tortoniennes et le Trias. Au sein des marnes gypseuses du Trias on retrouve également un "paquet" de Jurassique isolé et de nombreux pointements basaltiques.

A grande échelle le pli a une géométrie presque coffrée avec une charnière aplatie et des flancs redressés.

La direction axiale, construite au niveau du Kef ed Deba, est N 30 avec un très faible plongement vers le N.

Au N, la structure se ferme par une terminaison périclinale très régulière. (On note cependant au pied du Koudiat Zriga, une faille méridienne décimétrique dont le mouvement décrochant senestre est souligné par des stries subhorizontales).

Au S, par contre, le pli semble s'amortir et reste ouvert sur les marnes tortoniennes dont les affleurements se poursuivent jusque sur les flancs du Moven Atlas.

Les flancs du pli sont très brefs et les couches reprennent rapidement l'horizontale, formant à l'W le soubassement de la Gada Dehira et de la Gada Bou Irhardaïne, et amorçant à l'E le synclinorium du Bled Marhrane.

3° Le synclinorium du Bled Marhrane.

L'anticlinal de Kef ed Deba, que nous venons de décrire, est séparé de celui du Foug Marhrane, plus à l'E (cf. ci-dessous), par un vaste synclinorium de grès pliocène où se succèdent deux faibles ondulations synclinales, séparées par une zone anticlinale à très grand rayon de courbure.

Le synclinal le plus occidental fait immédiatement suite au pli de Kef ed Deba et lui est sub-parallèle. Il est marqué par une dépression en partie comblée par le Quaternaire qui, vers le S, se boucle en "synclinal perché" au Jebel Monngar, alors que vers le N, il s'étale et disparaît au niveau du Bled Rtimva.

L'anticlinal central est axé sur la dépression du Bled Marhrane selon une direction N 30. Ses flancs, pentés de 5 à 10° vers l'W au Jebel Chouibir et de 10 à 20° vers l'E du Jebel Marhrane, indiquent une légère dissymétrie. De plus, le coeur de cette ondulation se matérialise par un affleurement très localisé de marnes messiniennes.

Le synclinal oriental s'appuie directement sur la retombée de l'anticlinal de Foug Marhrane ; son axe, également N 30, se situe approximativement au niveau de la dépression qui sépare le Jebel Marhrane du Garet Dziouat.

Ces deux dernières ondulations s'amortissent vers le N et ne dépassent pas l'oued Foug Marhrane. Vers le S, par contre, elles s'infléchissent à l'W prenant une direction N 65 avant de s'effacer progressivement dans les ondulations à nouveau N 30, situées immédiatement à l'E du ressaut topographique formé par le Jebel Monngar, le Garet es Sebaa et le Koudiat Chouibir.

4° L'anticlinal de Foug Marhrane.

Cette structure se situe sur la rive gauche de la Moulouya à environ sept kilomètres en amont de Guercif.

Les surfaces et les dépôts étagés du Quaternaire moyen à l'Actuel (Gada Arjouma, Gadet el Kef ...) masquent totalement ce pli. Seules les entailles des ravins latéraux permettent de déceler la structure. Ainsi, dans l'oued Foug Marhrane, on reconnaît sur les deux flancs, le Pliocène et le Messinien encadrant un coeur de marnes tortoniennes où les pendages restent cependant difficilement repérables.

La direction axiale du pli au niveau de la Gada Arjouma, est comprise entre N 40 et N 50. Au S, cette direction s'infléchit vers l'W approchant N 80. D'autre part, au N, on observe, de même, un changement progressif de la direction axiale, cette dernière s'orientant N 15. Ces variations confèrent à l'axe du pli une courbure marquée, avec concavité vers l'W.

Le pli est nettement dissymétrique. Le flanc E est très redressé, voire renversé et présente un laminage important souligné par quelques failles décimétriques. Les couches passent rapidement à l'horizontale par une brusque flexure à valeur synclinale bien visible en bordure de la route Guercif - Bou Rached et dont l'axe est en gros sub-parallèle à celui du pli anticlinal. Le flanc W, par contre, plonge doucement et progressivement avec des pendages qui ne dépassent pas 15° et s'engage dans le synclinorium du Bled Marhrane déjà décrit.

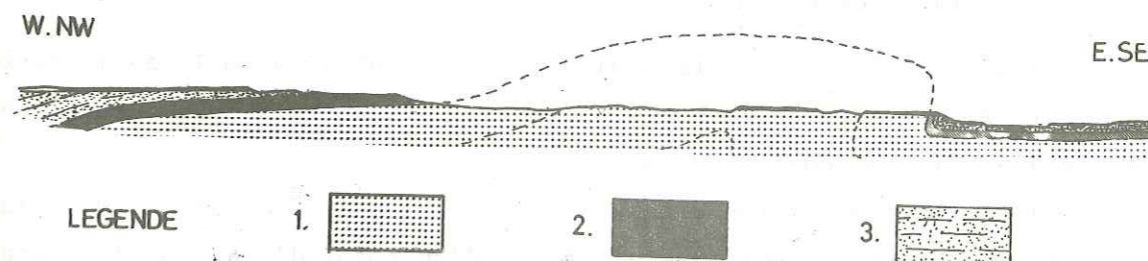


Fig. 21 : Coupe de l'anticlinal de Foug Marhrane.

1: Marnes tortoniennes ; 2: Grès et marnes laguno-lacustres (Messinien) ; 3: Grès continentaux (Pliocène).

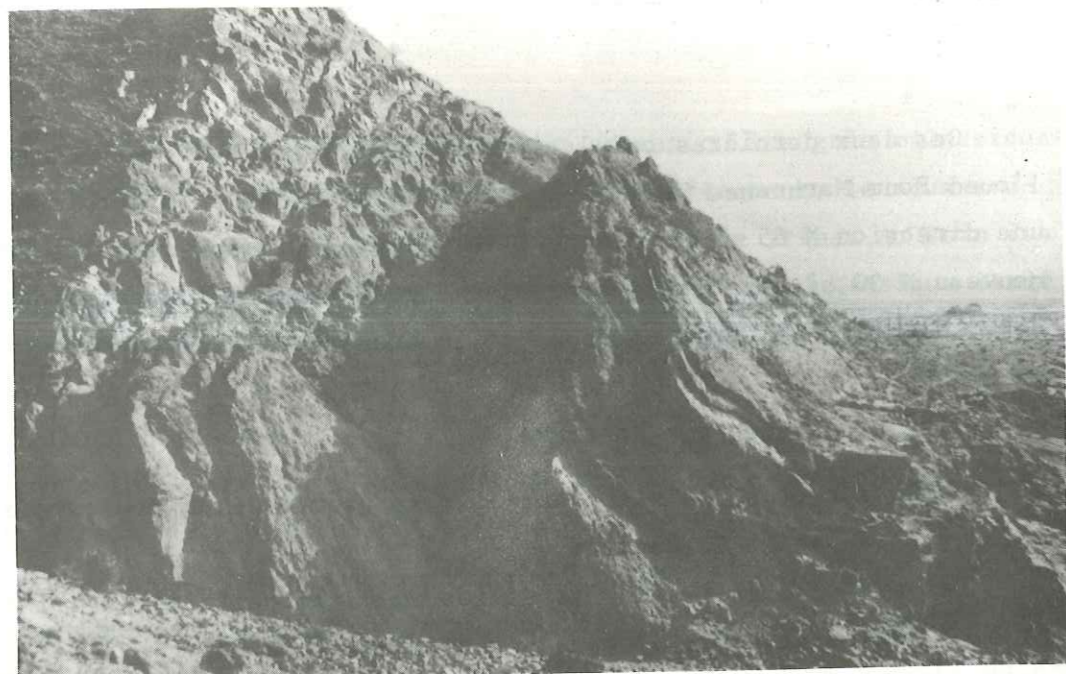


Photo n° 10 : Retombée orientale du pli de Foun Marhrane et flexure à valeur synclinale en bordure de la route Guercif - Bou Rached.

Plus au N, le recouvrement quaternaire ne permet pas d'analyser la terminaison périclinale de la structure. Cependant on observe, en rive droite du Melloulou une structure anticlinale de faible amplitude dessinée dans les grès et limons pliocènes. Ce pli, bien que légèrement décalé vers l'W, pourrait être le prolongement de l'anticlinal de Foun Marhrane qui s'amortirait ainsi au niveau du Melloulou.

De même, à l'autre extrémité, c'est-à-dire au S, le Quaternaire empêche de suivre l'évolution de la structure, mais le pli semble se boucler très rapidement et s'amortir puisqu'aucune déformation n'apparaît au niveau du Garet Dziouat (cf. PL 2).

5° L'anticlinal de Bou Msaad.

Il s'agit d'un pli anticlinal N 20 affectant l'ensemble de la série néogène qui est ici relativement peu épaisse, en particulier en ce qui concerne les niveaux d'âge Tortonien (cf. P. 32).

Il se situe à environ cinq kilomètres à l'E de Guercif, au N de la petite localité de Bou Msaad édiflée aux abords d'un point d'eau. La structure reste peu marquée dans la topographie puisqu'elle ne domine la plaine que d'une vingtaine

de mètres (sommets à 453m). Cependant, le pli est nettement repérable grâce à son coeur de marnes salifères triasiques*. Là encore, ces marnes à gypses de couleur lie-de-vin sont abondamment "injectées" de basalte.

Malgré la présence du Trias dans le coeur du pli, la déformation reste relativement modeste et les pendages s'étagent entre 20 et 40°. En effet, contrairement au pli de Kef ed Deba (cf. ci-dessus) le Trias n'est pas là, diastirique et les séries néogènes le recouvrent au contraire en contact stratigraphique normal.

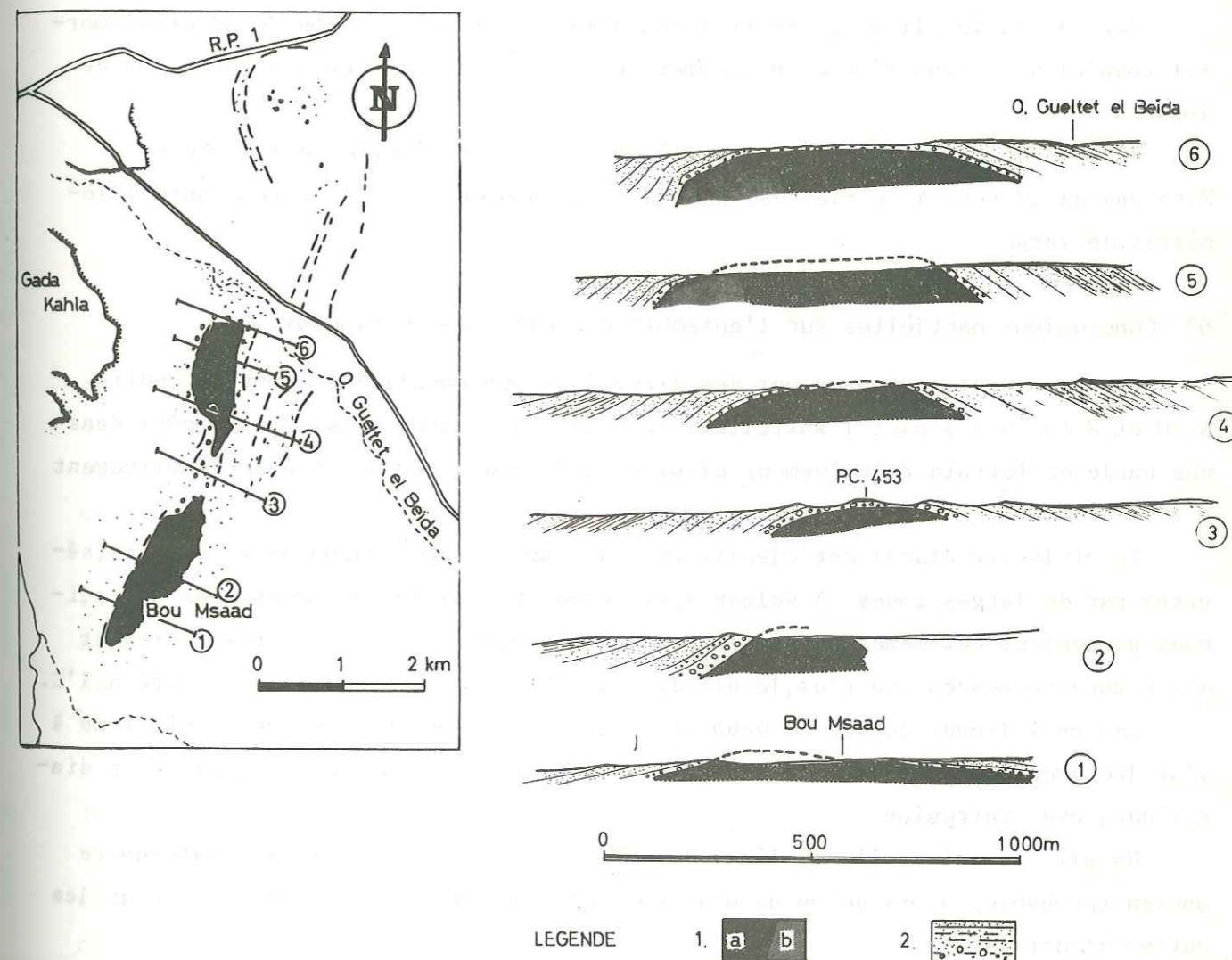


Fig. 22 : Coupes sériees de l'anticlinal de Bou Msaad.

1a: Trias salifère ; 1b: Basalte ; 2: Néogène.

* Signalons (cf. M. BENZAQUEN, 1965, p. 11) que le sondage Bou Msaad (N° IRE : 50/17) implanté par l'ex CEH au S du noyau triasique de Bou Msaad a été arrêté à 135m dans du sel massif après la traversée de "120m de marnes bariolées gypsifères puis salifères" du Trias.

La voûte néogène du pli, en partie conservée au PC 453 dessine une structure à charnière très plate et à flancs redressés. De plus, la prospection électrique menée par M.A. BADISSY et S. CLENDACEK (juillet 1969) a montré une légère dissymétrie dans le plissement avec un flanc W plus incliné que le flanc E.

Vers le N, le pli se prolonge jusqu'à la R.P. 1 où il se boucle par une terminaison périclinale confuse, largement masquée par le Quaternaire. On retrouve toutefois une charnière anticlinale dans l'oued Gueltet el Beïda à la côte 400.

Vers le S, le pli se ferme très rapidement au niveau de Bou Msaad et s'amortit complètement dans l'oued en Nouamer où les couches pliocènes ne sont pas déformées.

Enfin, nous remarquerons que ce pli est séparé de l'anticlinal de Foum Marhrane au SW (cf. 4° ci-dessus) par une zone non déformée d'environ huit kilomètres de large.

6° Conclusions partielles sur l'ensemble des plis septentrionaux.

Les plis septentrionaux ont des directions sub-parallèles comprises entre N 20 et N 45. Mis à part l'anticlinal de Draa Bou Mkhareg, ils s'inscrivent dans une bande de terrain relativement étroite dont la direction est approximativement N 70.

Le style structural est éjectif avec des anticlinaux allongés et étroits, séparés par de larges zones à valeur synclinale, peu ou pas déformées. Les anticlinaux présentent eux-mêmes un style presque coffré, avec des charnières plates et des flancs redressés. De plus, le pli de Foum Marhrane est légèrement déjeté à l'E.

Les anticlinaux de Kef ed Deba et de Bou Msaad montrent un coeur triasique à l'affleurement mais un seul de ces plis (Kef ed Deba) présente des caractères diapiriques avec intrusion.

Un pli, au moins, l'anticlinal de Draa bou Mkhareg, affecte le Quaternaire ancien (probable) alors qu'on ne peut conclure qu'à un âge post-pliocène pour les autres structures.

II. - LES PLIS CENTRAUX.

La partie SE du bassin de Guercif présente trois plis anticlinaux qui s'inscrivent là encore dans une bande de terrain, orientée N 65 à N 70, s'étalant du Moyen Atlas à l'W-SW, jusqu'à la plaine de Tafrata-Maarouf à l'E-NE.

1° L'anticlinal de Kebacha.

Il se situe dans le prolongement direct de l'anticlinal atlasique du Jebel Arhezdis, entre l'oued Bou Rached et la Moulouva.

La structure qui se suit sur plus de sept kilomètres du Tizi Oumaggar au S, au Jebel Kebacha au N, est relativement ample puisque les séries de base du Tortonien supérieur sont portées à des cotes qui s'étagent entre 850 et 1150m, dominant ainsi la Moulouva de plus de cinq cents mètres.

Le flanc W, largement érodé, n'est plus représenté que par les conglomérats et grès de la base de la série transgressive alors que le flanc E montre une série plus complète, allant du Tortonien supérieur au Pliocène. La voûte du pli, entaillée en combe, laisse apparaître un coeur jurassique et triasique.

La géométrie de la structure change du N au S :

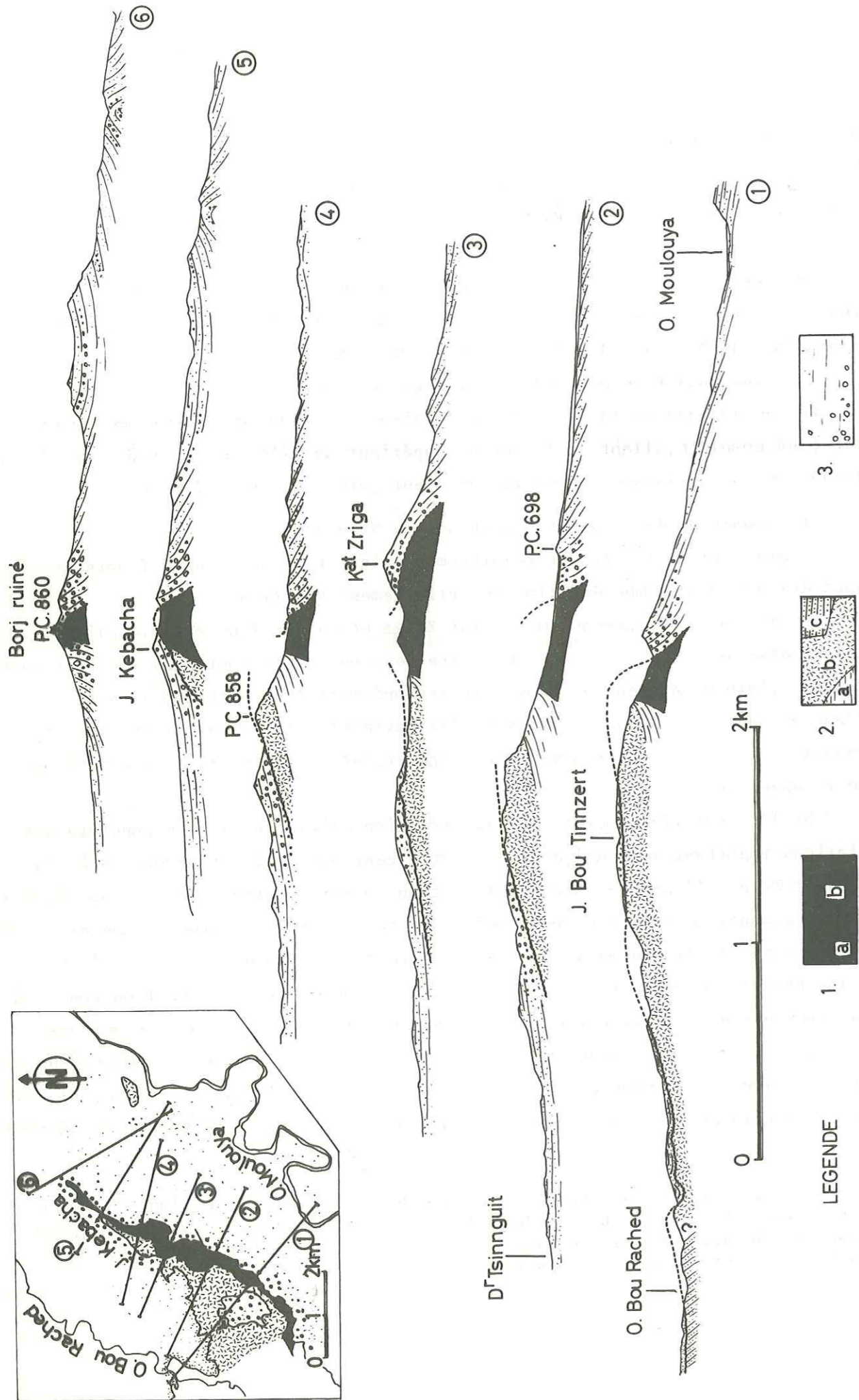
- Ainsi au N, le pli est relativement aigu et présente deux flancs symétriques dominant une combe de Trias essentiellement pélitique.

- Plus au S, au niveau du Koudiat Zriga et du Bou Tinnzert, le pli est nettement dissymétrique. Le flanc NW montre des couches tortoniennes grés-conglomératiques, faiblement pentées*, ravinant profondément le substratum jurassique. Le flanc SE, quant à lui, montre des séries ravinant directement le Trias (marnes et basaltes altérés) et présente des pendages relativement forts, devenant localement subverticaux.

Si l'on considère maintenant la direction axiale du pli, on constate des variations importantes. Ainsi, dans la partie centrale de la structure, près du Koudiat Zriga, l'axe présente une direction comprise entre N 20 et N 30. Au N du Jebel Kebacha, cette direction s'infléchit fortement à l'E, prenant une direction N 50 à N 60, tandis qu'au S du Jebel Bou Tinnzert, le coeur triasique s'infléchit à l'W, prenant une direction N 70 à N 80. Ces changements de direction confèrent à la structure une allure sigmoïde, soulignée par les affleurements triasiques.

Le pli se ferme rapidement au N, sous le P.C. 860 "Borj en ruine", par un périclinal dont l'axe plonge fortement vers le NE. Vers le S, par contre, il reste ouvert sur le substratum jurassique tandis que le coeur triasique va se raccorder

* Au niveau de l'oued Bou Rached, près de Douar Tinnsguit, ce flanc NW est repris dans une ondulation anticlinale N 30 où réapparaît le substratum jurassique. Cette ondulation reste cependant très localisée et résulte sans doute du rejeu d'un accident cassant du substratum.



1: a. Trias marneux ; b. Basalte ; 2: a. Jurassique marne-calcaire ; b. Jurassique calcaire ; c. Jurassique gréseux ; 3: Néogène.

Fig. 23 : Coupes séries de l'anticlinal de Kebacha.

au chevauchement du Jebel Arhezdis* par le col de Tizi Oumaggar.

Enfin, signalons quelques décrochements du flanc E, provoqués par des failles NE-SW peu marquées.

2° L'anticlinal de Khorjia.

Il s'agit d'une structure présentant un important noyau triasique.

Le Trias dessine une vaste amygdale étirée du NE au SW, de Bou Yakoubet en rive droite de la Moulouya jusqu'au Jebel Mellah en rive gauche. Ce Trias est principalement formé de marnes gypseuses lie-de-vin et de basaltes altérés (pointement du Jebel Mellah 666m). Les marnes triasiques sont très riches en sel gemme exploité artisanalement, soit par galerie, comme en aval de Khorjia, soit par marais salants, comme au pied du Jebel Mellah.

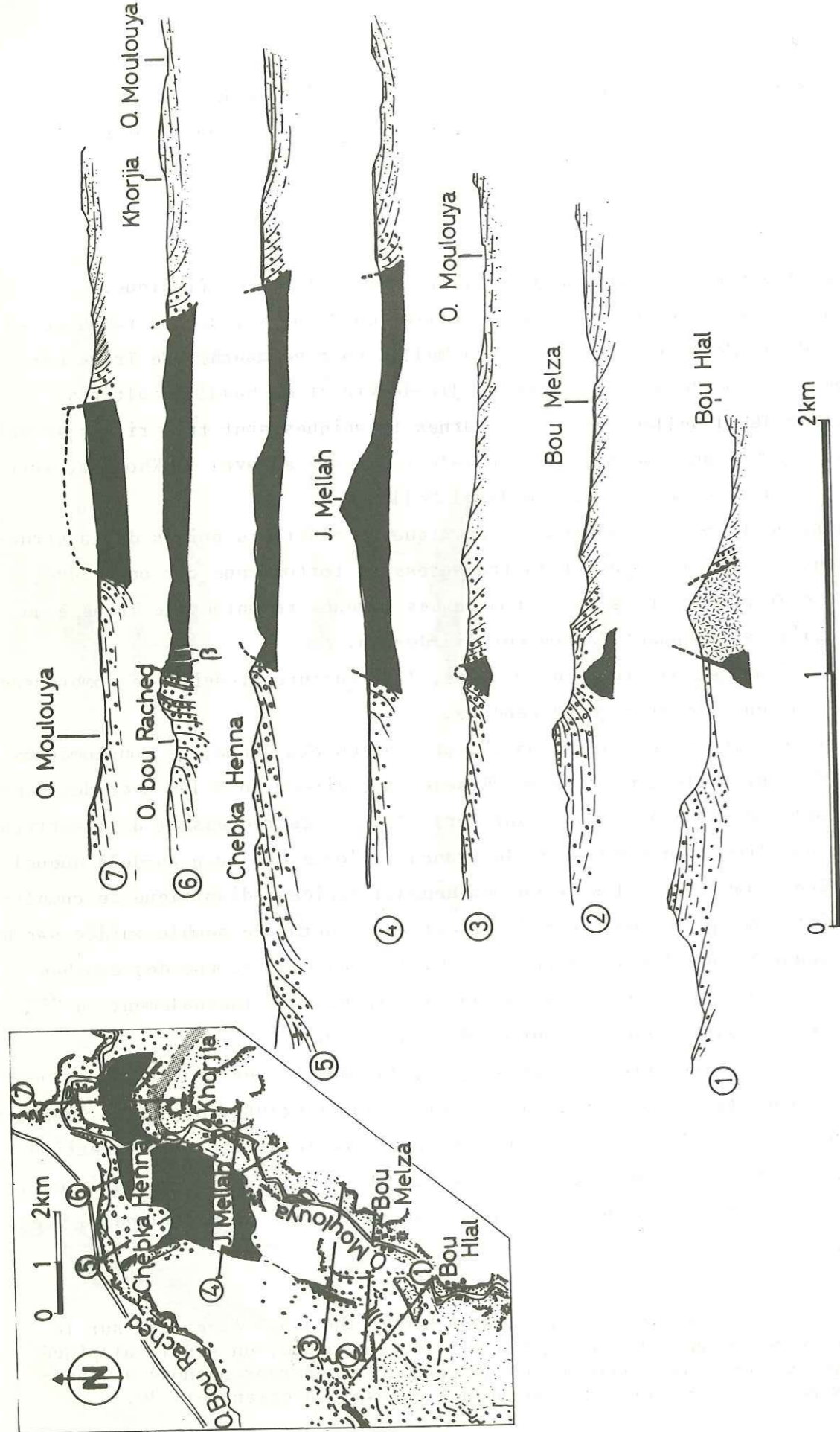
De plus, ce Trias, qui apparaît diapirique en plusieurs points de la structure, affleurerait sans doute avant la transgression tortonienne car on relève dans les grès et conglomérats du Tortonien des niveaux remaniant le Trias à un point tel, qu'ils en prennent la couleur lie-de-vin.

Dans le détail et au niveau du Néogène, la structure présente de nombreuses variations tant en direction qu'en pendage.

- Ainsi, sur le flanc N du "diapir", près de Chebka Henna, les conglomérats et grès du Tortonien plongent vers le NE selon une direction N 140 avec des pendages de l'ordre de 20 à 40°. En allant vers l'E, ils se redressent à la verticale, adoptant une direction N 80 avant de franchir l'oued Moulouya au-delà duquel la déformation s'amortit. A l'W de Chebka Henna, l'accident diapirique se complique d'un pointement jurassique dont la direction structurale semble guidée par un accident cassant N 160. Sur le flanc E et SE, la Moulouya recoupe des couches verticales, laminées au contact du Trias, qui dessinent longitudinalement un "S", adoptant ainsi des directions variant de N 20 à N 140.

- Vers le S, le recouvrement quaternaire, là encore très important, ne permet pas de reconnaître le prolongement direct de la structure. Cependant deux kilomètres plus au S, à l'E de Bou Melza, une lame étroite de Trias de direction N 35 injecte, en les redressant, les conglomérats et grès du Tortonien supérieur. Cette structure reste localisée et se ferme rapidement par un périclinal à axe très redressé.

* Nous avons relevé en contrebas du chevauchement du Jebel Arhezdis, sur le chemin descendant du Tizi Oumaggar à l'oued Bou Rached, un synclinal pincé de Néogène gréseux. Le recouvrement quaternaire important ne nous a cependant pas permis de cerner cette structure qui semble orientée N 30.



LEGENDE
 I a b
 II

I. a: Trias ; b: Basalte - II. Calcaires jurassiques - la: Néogène conglomératique ; lb: Néogène gréseux ;
 2a: Néogène laguno-lacustre ; 2b: Néogène continental.

Fig. 24 : Coupes sériées de l'anticlinal diamir de Khorjia.

Néanmoins, cinq cents mètres plus au S, réapparaît une nouvelle structure anticlinale au coeur de laquelle affleure un pointement de calcaire liasique qui semble poinçonner la couverture néogène fortement redressée immédiatement en rive gauche de la Moulouya. Cette dernière structure de direction N 70, se suit dans les niveaux tortonien sur deux kilomètres et vient se boucler, à l'E du Jebel Kebacha, par un périclinal à axe très redressé fermant définitivement le pli de Khorjia.

● En résumé, l'anticlinal de Khorjia est une structure complexe, formée d'une succession de plis dans lesquels le substratum triasique semble avoir joué un grand rôle. Il est difficile de fixer une direction d'axe précise : toutefois, si l'on considère l'allongement des affleurements de Trias et la structure dans son ensemble, on est amené, là encore, à construire un axe sigmoïde dont la direction centrale avoisine N 35 tandis que ses deux extrémités NE et SW s'orientent respectivement, à l'E, selon une direction N 80 (voire N 140) et, à l'W, selon une direction N 70.

Remarque : En rive gauche de la Moulouya, les terrasses quaternaires reposant directement sur le Trias sont très fortement déformées, adoptant des pendages proches de la verticale. Ceci peut s'expliquer soit par des mouvements diapiriques récents, soit plus vraisemblablement par dissolutions des dépôts salins sous-jacents.

3° La ride anticlinale Kebibicha - Haloua - Richa - Maarouf.

Il s'agit de la structure la plus orientale du bassin séparant la plaine de Maarouf de la vallée de la Moulouya. C'est également la structure la mieux marquée dans la topographie puisqu'elle se suit, sur plus de seize kilomètres, depuis Mahirija, au N, jusqu'à Aïn Guettara, au S, et puisqu'avec ses 974m d'altitude au Jebel Richa, elle domine d'environ 500m le cours de la Moulouya.

Ce pli est principalement formé d'un coeur mésozoïque (Jurassique + Trias) sur lequel se moulent les séries du Néogène moyen et supérieur. Nous décrivons successivement le pointement isolé de Kebibicha, formant la terminaison méridionale de la structure et la ride elle-même, représentée par la succession des sommets Haloua Richa Maarouf.

a) Le pointement de Kebibicha. Ce pointement triasico-jurassique se trouve isolé du reste du massif mésozoïque Haloua Richa par un ensellement conglomératique tortonien. Sa direction structurale au niveau du Jurassique (N 150) apparaît nettement transverse par rapport à la direction générale de la ride. Cette position transverse semble uniquement liée aux fractures qui l'affectent et le limi-

tent au N. Au S du pointement, les couches néogènes présentent quant à elles une direction N 160 à 130, alors que, sur les flancs W et E, elles reprennent des directions N 30 à N 40 sub-parallèles à l'ensemble de la structure.

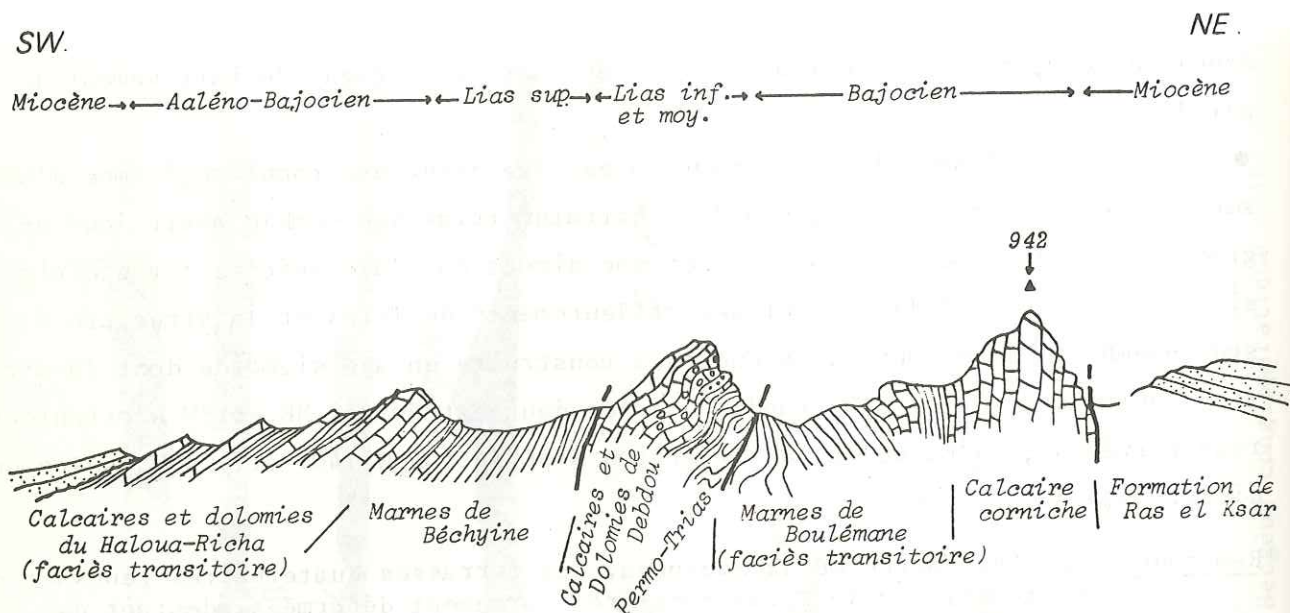


Fig. 25 : Coupe schématique du Jebel Kebibicha.
(d'après M. BENZAQUEN - 1965, légèrement modifiée).

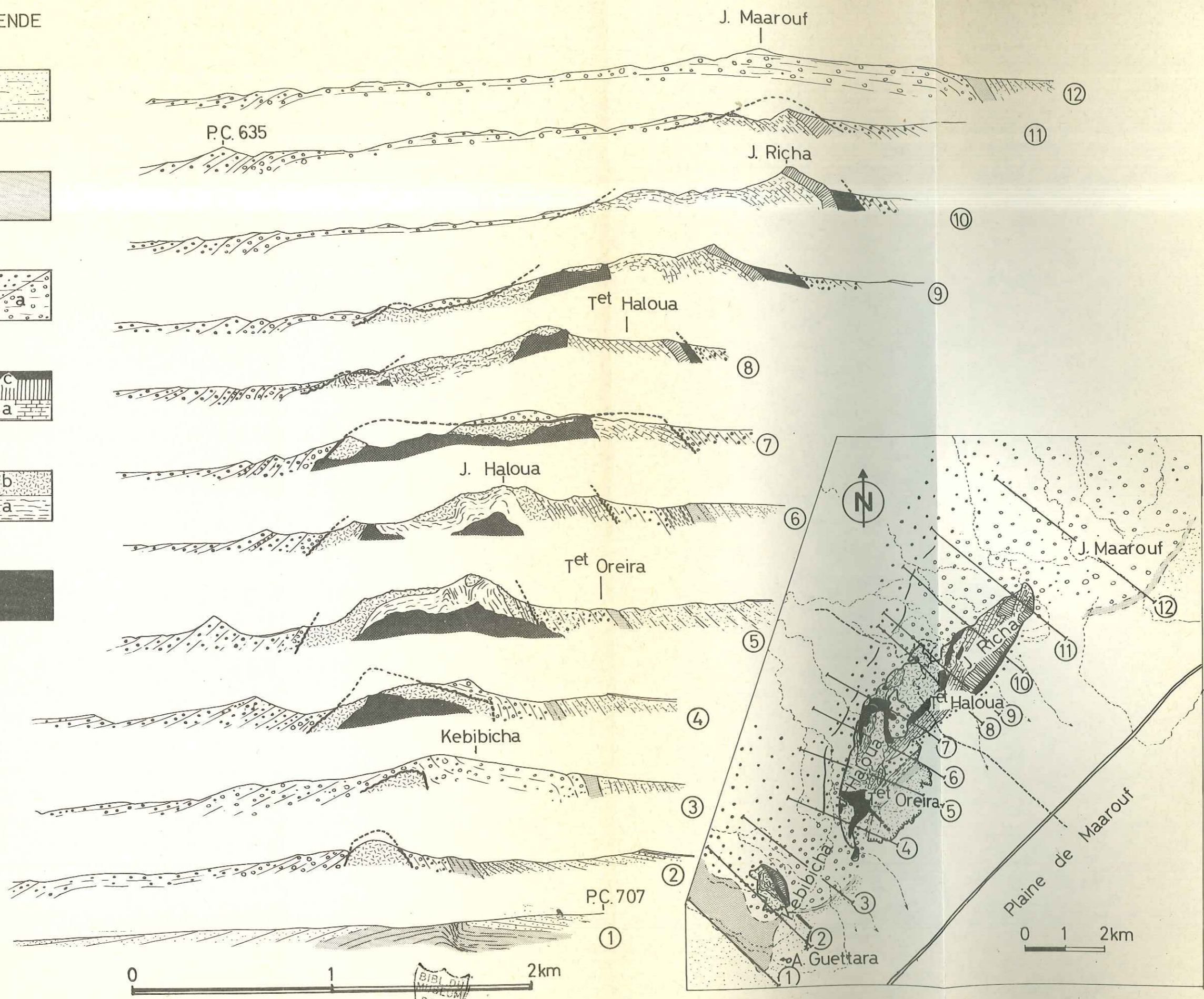
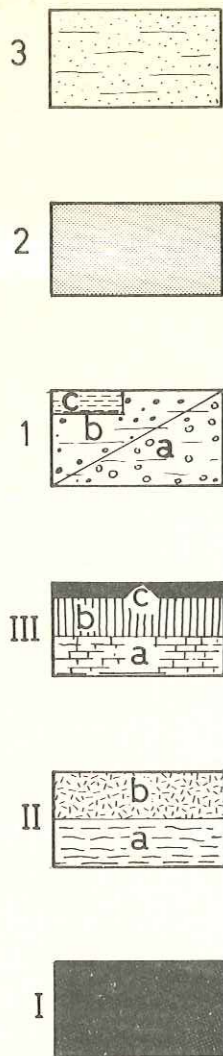
Remarque : Sur le flanc E, une faille orientée N 130 met en contact les couches subverticales (voire renversées) du Tortonien conglomératique, avec les niveaux peu inclinés du Pliocène gréseux. Nous remarquerons cependant que le plan de cassure n'a pu être observé précisément en raison du recouvrement quaternaire.

b) Le ride Haloua Richa Maarouf. L'ensellement conglomératique qui sépare donc le pointement de Kebibicha du Massif Haloua Richa présente une direction structurale N 50. La géométrie du pli à son niveau est très dissymétrique avec, un flanc W qui plonge régulièrement de 30 à 40°, une charnière relativement aigue et un flanc E où les couches restent longuement à 20° de pendage puis plongent brusquement à 70°, se renversant localement.

Le substratum jurassique qui constitue l'armature de la ride Haloua Richa réapparaît plus au NE, injecté en plusieurs points de marnes gypseuses et salifères du Trias.

Au niveau du Mésozoïque, la structure n'a pas fait l'objet d'une étude systématique. La tectonique y apparaît complexe en raison de phénomènes diapiriques dûs au Trias salifère et de la superposition de plusieurs phases de déformation.

LEGENDE



I: Trias pélitique ; II: Lias - a: marnes - b: calcaires ; III: Bajocien - a: "Calcaires et marnes de Boulemane" - b: "Calcaires corniches" - c: "marno-calcaires à Pholadomyes" ; 1: Tortonien - a: Conglomérats - b: Grès - c: Marnes ; 2: Messinien laguno-lacustre ; 3: Pliocène (?) continental.

Fig. 26 : Coupes séries de l'anticlinal Kebibicha-Haloua-Richa-Maarouf.

L'analyse des pendages permet cependant de donner une direction structurale générale N 165 à N 180 au massif du Jebel Haloua situé au S, alors que le Jebel Richa, plus septentrional, présente des directions N 30 à N 40. Ce changement de direction se traduit par une nette virgation, bien repérable sur carte ou photographie aérienne.

Au niveau de l'enveloppe néogène par contre, les directions restent relativement homogènes avec des orientations comprises entre N 10 et N 40. Le pli se présente, en gros, comme un anticlinal à charnière plate et flancs redressés. Toutefois, d'une façon générale, le flanc oriental est nettement plus redressé que son homologue occidental. C'est pourquoi les variations d'épaisseur aidant, le versant oriental offre une série complète allant du Tortonien supérieur au Pliocène alors que le versant occidental est uniquement tortonien : les séries messiniennes et pliocènes ont en effet été décapées et ne se retrouvent que beaucoup plus à l'W, en rive gauche de la Moulouya.

Dans le détail, sur le flanc E, au niveau du Teniet Oreira, une faille subverticale N 135, à composante décrochante senestre, décale les conglomérats de base du Tortonien. Cette faille n'est cependant bien visible qu'au contact Trias-Tortonien.

Sur le flanc W à la latitude du Jebel Richa, les conglomérats et grès de base du Tortonien restent longuement subhorizontaux puis dessinent une flexure brutale qui se traduit dans la topographie par une importante "cuesta". Cette géométrie particulière se poursuit jusqu'au Jebel Maarouf et passe près de Mokta Debdeba au NW, à une ondulation anticlinale N 20 de très faible amplitude qui s'amortit rapidement, participant ainsi à la vaste terminaison périclinale qui s'étale largement au niveau de l'oued el Hammam (cf. PL. 2).

● En résumé, la ride Kebibicha - Haloua - Richa - Maarouf est le pli le plus important du bassin. Il s'agit d'un anticlinal complexe à novau mésozoïque et enveloppe néogène*. On remarque cependant une certaine obliquité des anticlinaux triasiques N 180 du Jebel Haloua par rapport à la direction structurale N 10 à N 40 de l'enveloppe néogène.

Néanmoins, considérant le pli dans son ensemble et étant entendu que la structure transverse du Jebel Kebibicha est sans doute liée à une fracture, la direction générale apparaît environ N 40.

* La structure était sans doute déjà nettement dessinée et érodée avant la transgression tortonienne. Nous en donnerons pour preuve la couleur lie-de-vin des conglomérats de base du versant occidental due à un remaniement du Trias, ainsi que la discordance angulaire souvent élevée, parfois supérieure à 65°, des séries néogènes sur le substratum mésozoïque.

L'âge du dernier plissement est au moins post-pliocène.

4° Le problème des zones synclinales.

Nous n'avons décrit dans ce secteur que des structures anticlinales sans jamais parler des synclinaux. En effet, les anticlinaux sont disposés en relai et par conséquent, chaque flanc de pli s'étalant en un vaste monoclin, il est difficile de définir entre eux une zone synclinale.

Cependant, il existe des zones synclinales très réduites dont la position d'axe est souvent rendue problématique par la multiplicité des directions de couches (cf. Pl. 2). Ainsi, le "diapir" de Khorjia se raccorde à l'anticlinal de Kebacha par un synclinal étroit et peu marqué où interfèrent deux directions : celle N 40 du pli de Kebacha et celle N 70 de la terminaison S du pli de Khorjia.

De même, à l'E du Jebel Mellah et centrée sur la Moulouya, se situe une zone synclinale qui permet de raccorder le flanc E du "diapir" de Khorjia à la flexure d'Aïn Guetetara et au flanc W du Kebibicha.

5° Conclusions partielles sur l'ensemble des plis centraux.

Les plis centraux présentent des directions sub-parallèles comprises entre N 30 et N 40. Ils s'inscrivent, tout comme les plis septentrionaux, dans une bande de terrains de direction approximative N 70 à l'intérieur de laquelle ils se relaient. Cette disposition particulière explique l'absence de zones synclinales bien définies.

Tous ces plis ont un cœur mésozoïque, à Trias souvent diapir. De plus, les deux plis les plus occidentaux présentent des axes nettement sigmoïdes adossés au niveau de leurs terminaisons périclinales des directions N 60 à N 80, voire N 140. Dans l'ensemble les structures possèdent des flancs très redressés et présentent comme pour les plis septentrionaux un flanc E plus raide que son homologue occidental. Enfin l'âge du plissement est au moins post-pliocène.

III. - LES STRUCTURES MERIDIONALES DU COULOIR COMPRIS ENTRE LE MOYEN ATLAS ET LE REKKAM.

Le couloir néogène qui prolonge le bassin de Guercif vers le S, entre le Moyen Atlas et le plateau du Rekkam, présente quelques structures de faible amplitude.

1° Les plis de la bordure orientale du Moyen Atlas.

Ces plis sont essentiellement localisés à l'étroite bande de Néogène affleurant entre la Moulouya, à l'E, et la dalle jurassique du Jebel Arhezdis, à l'W.

a) Le couple synclinal-anticlinal du Takaroumt. En rive gauche de la Moulouya, à la latitude de l'oued Ouahar, les conglomérats et grès du Pliocène reposant directement sur le substratum jurassique, dessinent d'W en E un synclinal peu marqué immédiatement suivi d'un anticlinal plus visible. Ces deux replis se suivent sur environ trois kilomètres du Tlet ou Massine, au S, à la source de Lalla Aïcha, au N.

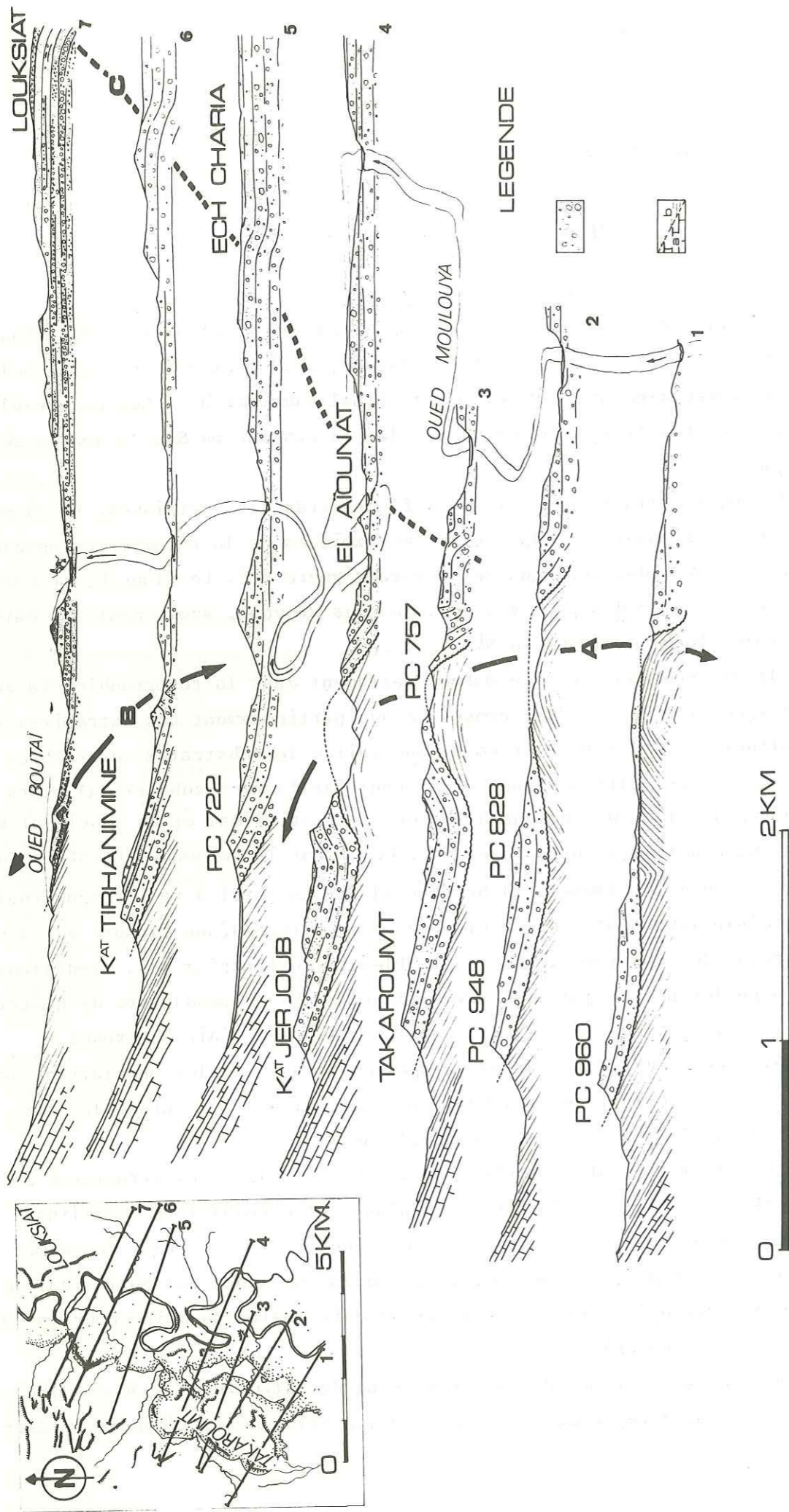
L'ondulation synclinale présente deux flancs très dissymétriques. Le flanc W, bien développé, s'appuie sur les séries mésozoïques de la retombée orientale du Jebel Arhezdis avec des pendages ne dépassant guère 10°. Le flanc E, par contre, est très réduit avec des pendages qui, le plus souvent, avoisinent 10° mais peuvent atteindre localement 40° (au N).

L'anticlinal, pour sa part, se marque nettement dans la topographie. Sa voûte néogène, largement érodée, n'est conservée que partiellement aux extrémités N et S de la structure, laissant longuement apparaître le substratum jurassique. Le pli, est là encore très dissymétrique et présente un flanc E subvertical alors que les pendages du flanc W, communs à la fois à l'anticlinal et au synclinal sont, nous l'avons vu, échelonnés entre 10 et 40°. Cependant la retombée orientale du pli est très brusquement ramenée à l'horizontal par un repli à valeur synclinale. De plus, au N d'Aïn Takaroumt, cette retombée se complique d'une flexure qui semble être le point de départ de l'importante flexure du Louksiat (cf. ci-dessous). Enfin, nous signalerons, toujours au niveau du flanc E, une ondulation décamétrique recoupée par la Moulouya à environ un kilomètre au SE d'Aïn Takaroumt.

En ce qui concerne les directions axiales du plissement, les ondulations sont sub-parallèles et présentent une courbure avec concavité à l'W. Ainsi, les directions varient de N 40 au S, à N 180 voire N 170 au N.

Vers le N, le plissement s'amortit tandis que vers le S les structures du Néogène ont été effacées par l'érosion. Cependant cette ondulation "synclinal-anticlinal" au niveau des conglomérats pliocènes devait se prolonger longuement. En effet, elle est surimposée à une ancienne ondulation synclinal-anticlinal du substratum jurassique qui semble avoir guidé la déformation au moins pour la partie anticlinale (cf. coupes).

● En résumé, les ondulations du Takaroumt sont des structures N 40 à N 180 directement guidées par d'anciennes structures Moyen Atlasiques. L'âge de la der-



1: Jurassique a: calcaires et dolomies b: marnes ; 2: Néogène (conglomérats)
 A: Anticlinal du Takaroumt ; B: Anticlinal de l'oued Boutai ; C: Flexure du Louksiat.

Fig. 27 : Coupes séries de l'anticlinal de Takaroumt.

nière déformation est au moins post-pliocène.

b) L'anticlinal de l'oued Boutai. Au pied du Louksiat, au confluent de l'oued Boutai, la Moulouya recoupe un pli anticlinal de grès et conglomérats pliocènes qui se prolonge vers le SW sur environ 1,5 km à l'E du Koudiat Tirhanimine.

Cet anticlinal de dimensions beaucoup plus modestes que la structure précédemment décrite, présente une géométrie en chevrons à charnière relativement aigüe. De plus, en amont de l'oued Boutai, le flanc E se renverse localement. Cependant, malgré une déformation apparemment très prononcée, cette structure s'amortit très rapidement au NE et au SW.

A l'E, les couches reprennent rapidement l'horizontale par une brusque flexure. Le flanc W quant à lui, participe à une structure synclinale aigüe et de faible extension et vient ainsi s'appuyer sur le Jurassique du Jebel Arhezdis avec des pendages de l'ordre de 30° vers l'E.

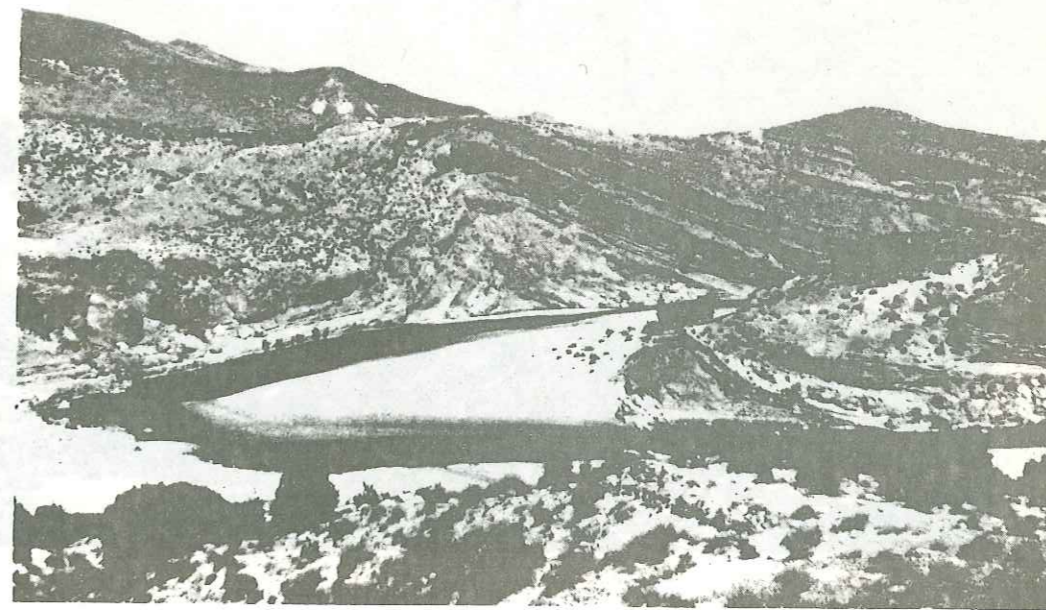


Photo n° 11 : L'anticlinal de l'oued Boutai en rive gauche de l'oued Moulouya.

Là encore, le pli présente un axe à concavité vers l'W avec des directions allant de N 30 au S, à N 180 au N, et son âge est post-pliocène.

2° Les flexures.

a) La flexure du Louksiat. Le plateau du Louksiat est affecté d'une importante flexure qui, nous l'avons vu (cf. p. 85), prend naissance sur les rives de la Moulouya au N d'Aïn Takaramount et se poursuit sur plus de douze kilomètres jusqu'à l'oued el Ahmar au NE, en bordure du plateau Debdou-Rekkam.

Cette flexure de direction générale N 65 "effondre" d'environ soixante-dix mètres le compartiment oriental ce qui se traduit au niveau de la structure elle-même par des pendages de 25 à 30°.

Cet "effondrement" du Pliocène s'inscrit nettement dans la topographie actuelle par une dénivelée d'une cinquantaine de mètres. Cependant, nous n'avons pu établir de façon formelle une déformation des dépôts quaternaires anciens.

Quoi qu'il en soit, l'âge du plissement est post fini-pliocène et ante quaternaire récent.

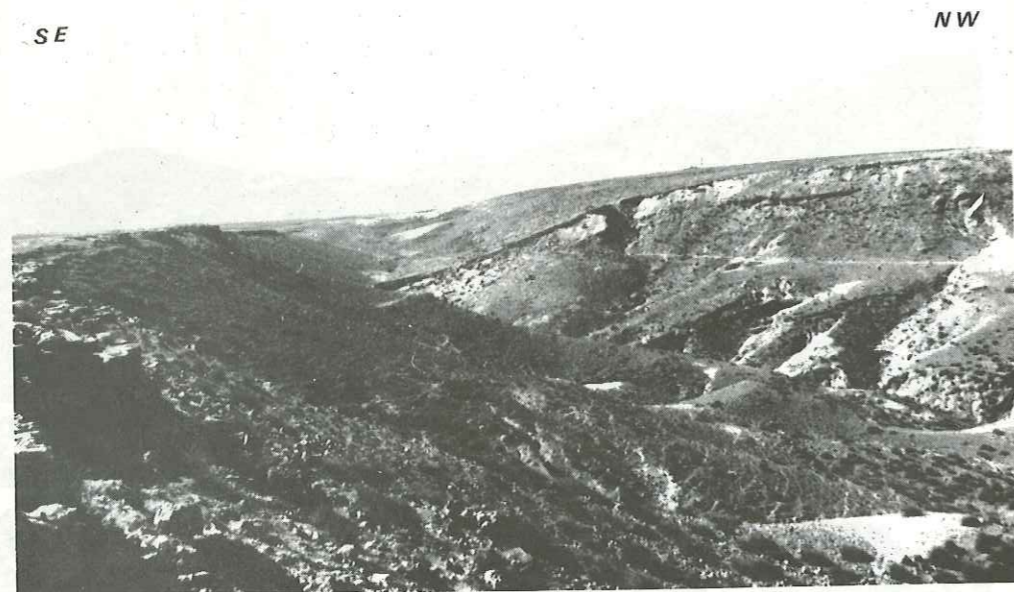


Photo n° 12 : La flexure du Louksiat.

b) La "flexure anticlinale" d'Aïn Guetetara. Cette flexure prend également naissance sur les rives de la Moulouya, prolongeant l'important accident atlasique de Tizi Bou Mia correspondant à un anticlinal faillé de direction N 70.

Elle se poursuit jusqu'à l'oued Aïn Guetara au NE où elle vient se "raccorder" à la ride Kebibicha Haloua Maarouf. Tout comme la flexure du Louksiat, elle "effondre" le compartiment SE et présente une direction générale comprise entre N 50 et N 65.

Cet accident qui n'est, au SW, qu'une flexure particulièrement bien visible près de la source d'Aïn Guetetara s'accroît fortement au niveau de l'oued Bou Melza à l'approche du pli Kebibicha-Haloua-Richa et prend une géométrie anticlinale. Cet anticlinal conserve toutefois une forte dissymétrie avec un flanc E subvertical, laminé et faillé, et un flanc W plongeant progressivement vers la Moulouya.

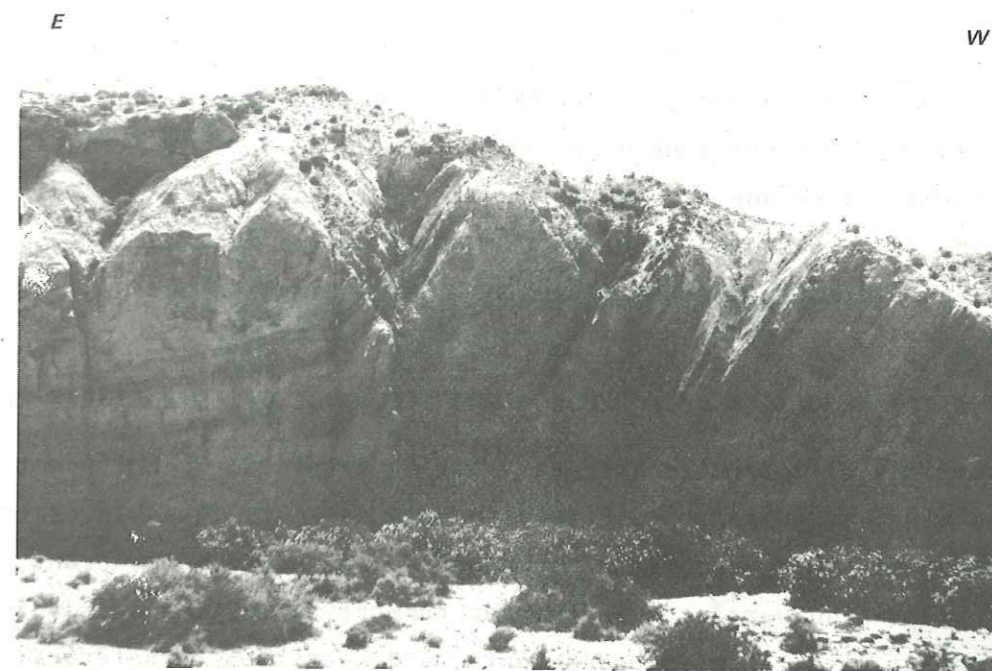


Photo n° 13 : La flexure d'Aïn Guetetara dans l'oued el Ahmar.

Cette structure se dessine, pour l'essentiel, dans les grès, limons et conglomérats du Pliocène mais, au niveau de l'accentuation anticlinale, les séries messiniennes sont remontées à l'affleurement. Dans ces dernières, la déformation se traduit par quelques replis disharmoniques soulignés par les bancs de calcaire lacustre ; la direction axiale de ces replis reste cependant proche de la direction générale.

En résumé, le S du bassin est accidenté de deux flexures, N 50 à N 65, effondrant le compartiment SE. La plus septentrionale d'entre elles qui prolonge une structure N 70 du Moyen Atlas s'accroît vers le NE et prend une géométrie anticlinale avant de se raccorder à la ride Kebibicha-Haloua-Richa. La plus méridionale, par contre, vient s'amortir au front du massif sub-tabulaire de la Gada de Debdou. L'âge de ces flexures est au moins post Pliocène, voire Quaternaire ancien (?).

3° Conclusions partielles sur les structures de la terminaison méridionale du bassin.

La terminaison méridionale du bassin est une zone relativement peu déformée. Elle est caractérisée cependant par deux directions structurales :

- la direction N-S à N 40 des plis du Takaroumt et de l'oued Boutaï ;
- la direction N 65 des flexures du Louksiat et d'Aïn Guetetara.

De plus, ces déformations sont directement surimposées à d'anciennes structures du substratum mésozoïque.

Enfin malgré leur obliquité relative, les deux formes de structure (plis et flexures) semblent contemporaines et d'âge au moins fini-pliocène.

IV. - CONCLUSIONS ET RESULTATS DE L'ETUDE MACROTECTONIQUE DES STRUCTURES PLISSEES.

Les déformations affectant le Néogène (s.l.) du bassin de Guercif sont relativement modestes et se traduisent principalement par des plis de style éjectif.

D'une façon générale, ces plis ont un flanc E très redressé montrant ainsi un "effondrement" relatif du versant oriental par rapport au versant occidental. Dans le bassin proprement dit, ces plis présentent une disposition caractéristique :

- ils affectent deux bandes de direction N 70 séparées par une zone non perturbée et ne se correspondent pas, par conséquent, d'une bande à l'autre ;

- ils sont sub-parallèles et présentent des directions comprises entre N 20 et N 45 ;

- ils se disposent en échelon ou se relaient ;
- ils présentent enfin une allure sigmoïde dans la bande centrale.

Plus au S du bassin, dans le couloir compris entre le Moyen Atlas et le Rekkam, les séries sont affectées par deux directions structurales, l'une N-S à N 40, l'autre N 65.

En définitive, la tectonique est caractérisée par deux directions structurales majeures :

- l'une N 20 à N 45 correspondant en gros à celle des structures du Moyen Atlas ;

- l'autre N 65 à N 70 rappelant les directions de la chaîne des Horsts qui s'étend de Taourirt jusqu'aux Monts de Tlemcen.

De plus il faut remarquer que le Néogène a transgressé une région déjà plissée et largement érodée, présentant donc localement à l'affleurement les marnes salifères du Trias. En raison de la grande mobilité du Trias, il est logique de penser que d'anciennes structures aient pu rejouer, guidant ainsi les déformations de la couverture néogène.

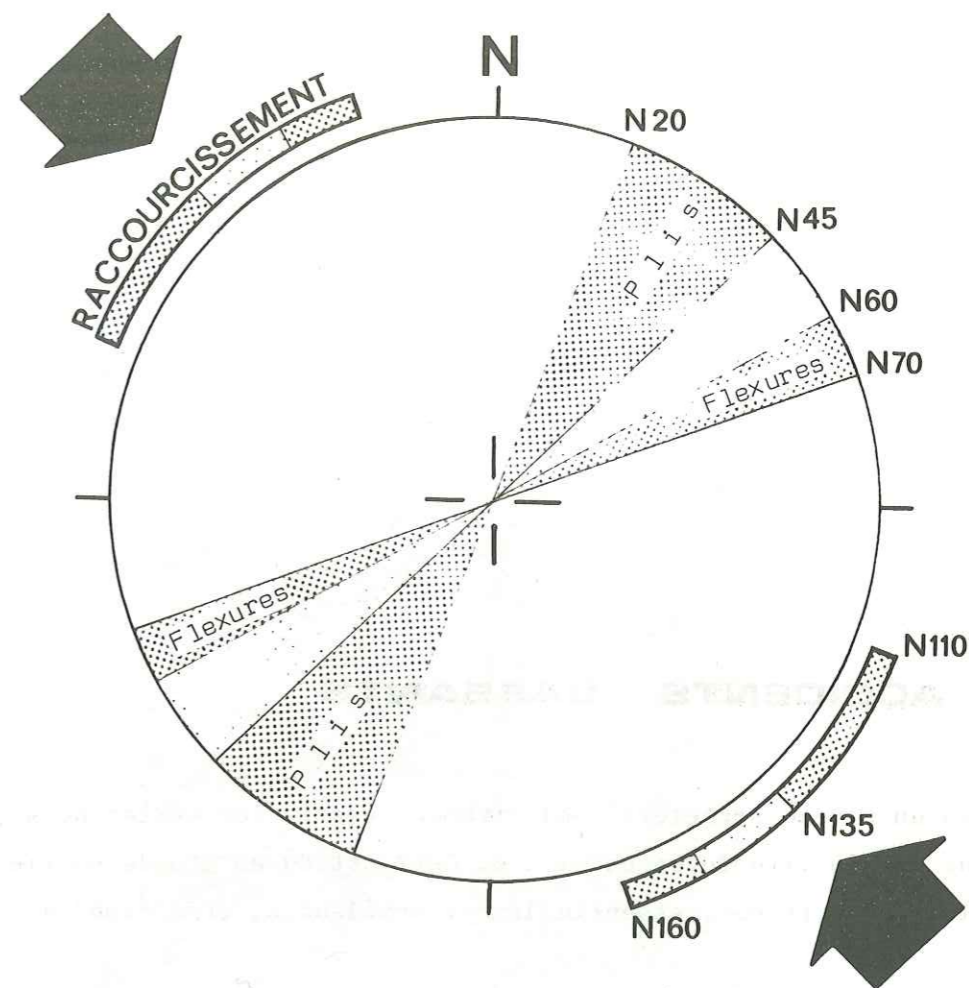


Fig. 28 : Schéma des directions possibles de raccourcissement à partir des directions de plissement.

Quoi qu'il en soit, étant donné la relative importance des structures plissées, nous pouvons d'ores et déjà affirmer l'existence d'une phase de déformation en raccourcissement. Les directions de plis étant comprises entre N 20 et N 45, voire N 70, la direction de raccourcissement apparaît comme comprise entre N 110 et N 135, voire N 160 (cf. fig. 28). Cette phase de raccourcissement, nettement marquée dans le bassin de Guercif, correspondrait à une période de compression dont l'âge serait post-Pliocène et ante-Quaternaire moyen.

LES ACCIDENTS CASSANTS

Malgré un niveau structural relativement élevé, les séries néogènes ne présentent que peu de structures cassantes. Ceci est dû en grande partie à la faible compétence des roches, essentiellement argileuses, grésos-sableuses et conglomératiques.

Néanmoins, nous avons relevé plusieurs failles hectométriques intéressant principalement la bordure SW du bassin et les structures plissées.

I. - LES FAILLES DE LA BORDURE SW DU BASSIN.

La bordure SW du bassin est hachée de nombreuses failles normales qui effondrent le bassin par rapport au massif atlasique. Ces failles se suivent sur tout le rebord septentrional du Moyen Atlas et affectent les grès et conglomérats de base du Tortonien qui sont seuls représentés à l'affleurement. Leur direction générale est comprise entre N 100 et N 140 et les rejets verticaux sont le plus souvent inférieurs au mètre. Ces failles sont contemporaines d'une phase d'extension, d'âge post-tortonien, extension que nous préciserons par les méthodes microtectoniques.

II. - LES FAILLES AU NIVEAU DES PLIS.

Au niveau des plis, nous avons signalé (cf. p. 72, 77, 83) quelques failles décrochantes et inverses. Cependant elles restent toujours de faible importance et le plan de faille proprement dit est souvent masqué, empêchant la connaissance

exacte de leurs paramètres (sens de mouvement, pitch, rejet). Aussi ces failles n'apportent-elles que peu de précisions sur la déformation si ce n'est qu'elles résultent d'une phase compressive.

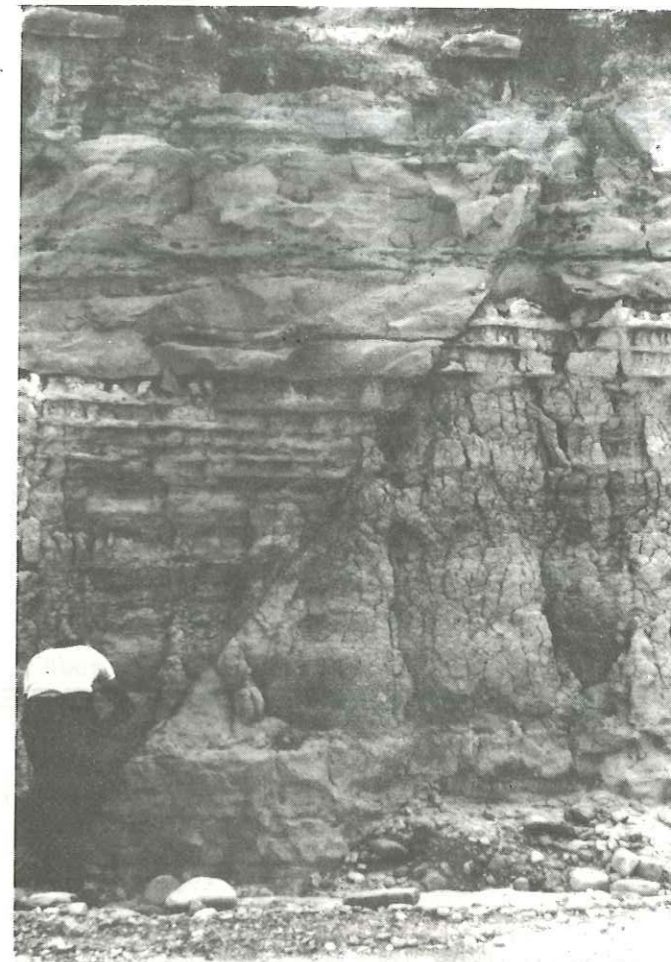


Photo n° 14 : Faille normale dans les grès tortoniens de la bordure SW du bassin.

III. - L'ACCIDENT DE LA PLAINE DE MAAROUF.

La Gada de Debdou semble limitée à l'W par une "faille présumée" de direction N 60, effondrant le bassin relativement au massif tabulaire. Cette faille suggérée par l'alignement du front de la Gada est malheureusement masquée par les accumulations récentes ; elle est cependant en partie confirmée par un forage (N 200/17 carte Debdou) implanté dans la plaine de Maarouf à moins d'1,5 km des falaises de la Gada de Debdou-Rekkam et qui fut arrêté à 411m dans le Pliocène.

Cet abrupt de faille qui limite le bassin néogène semble également correspondre au cours du Mésozoïque à une zone de variations paléogéographiques importantes. En effet, la plaine de Maarouf sépare les faciès profonds du domaine atlasique à l'W, des faciès néritiques de la Meseta orientale, à l'E (cf. M. BENZAQUEN, 1965).

Toutefois, pour important qu'il soit, cet accident reste masqué par les dépôts quaternaires récents et n'apporte, par conséquent, aucun renseignement quant à la déformation.

CONCLUSIONS DE L'ETUDE MACROTECTONIQUE

Les structures du bassin de Guercif caractérisent principalement

- une phase extensive ;
- une phase compressive.

Les plis et flexures permettent de localiser approximativement la direction de raccourcissement entre N 110 et N 160. Les failles, quant à elles, restent rares, mal définies, largement dispersées et ne permettent pas d'établir un schéma cohérent de la déformation.

A la suite de l'étude macrotectonique, deux points restent à préciser :

- la chronologie relative des deux phases ;
- l'orientation des axes d'allongement et de raccourcissement des différentes phases.

ANALYSE MICROTECTONIQUE

Les méthodes de la microtectonique nous ont permis de préciser le mécanisme de la déformation et de mieux comprendre la géométrie et la répartition des macrostructures. Nous avons essentiellement utilisé les méthodes d'analyse liées à la tectonique cassante bien qu'en raison de la faible compétence des terrains, les fractures restent peu abondantes.

I. - LES "OBJETS" MESURES.

Les mesures portent essentiellement sur les plans de discontinuité avant enregistré un déplacement relatif de deux compartiments de roche.

Ce déplacement relatif se traduit généralement sur le plan de discontinuité par la formation de stries stylolithiques ou de stries de calcite permettant de déterminer, entre autres critères, la direction et le sens du mouvement.

Dans notre cas d'étude les plans de discontinuité sont de deux types. Ce sont :

- Les microfailles et failles (au sens classique du terme) ;
- les surfaces de galets dans les roches conglomératiques.

1° Les microfailles.

L'analyse macrotectonique (cf. ci-dessus) avait révélé une fracturation relativement pauvre et cette pauvreté se retrouve à l'échelle microstructurale. Ainsi sur seize stations de mesures, cinq seulement portent sur de véritables microfailles. De plus il faut remarquer que ces cinq stations ont toutes été établies dans des terrains d'âge tortonien, c'est-à-dire dans le niveau structural le plus bas de notre cadre d'investigation.

2° Les surfaces de galets striés.

L'analyse de terrain montre que dans les conglomérats, et plus particulièrement dans les conglomérats pliocènes et plio-villafranchiens, la déformation se traduit par d'infimes déplacements relatifs de chacun des éléments constitutifs de la roche. Ainsi dans un conglomérat déformé, chaque galet s'est déplacé relativement à son voisin et au ciment qui l'englobe. Par conséquent si les galets se prêtent facilement à l'enregistrement du mouvement, c'est-à-dire, comme l'expérience nous l'a montré, si les galets sont calcaires, il a pu se former, sur les surfaces de frictions, des stries et souvent même un méplat strié. Ces surfaces de discontinuité vont donc pouvoir être mesurées et étudiées comme de classiques plans de faille.

Les rejets sur les surfaces de galets sont le plus souvent minimes, de l'ordre de quelques millimètres à quelques centimètres. Aussi d'un point de vue théorique, la déformation qui apparaît discontinue à l'échelle du galet apparaît au contraire continue à l'échelle du conglomérat.

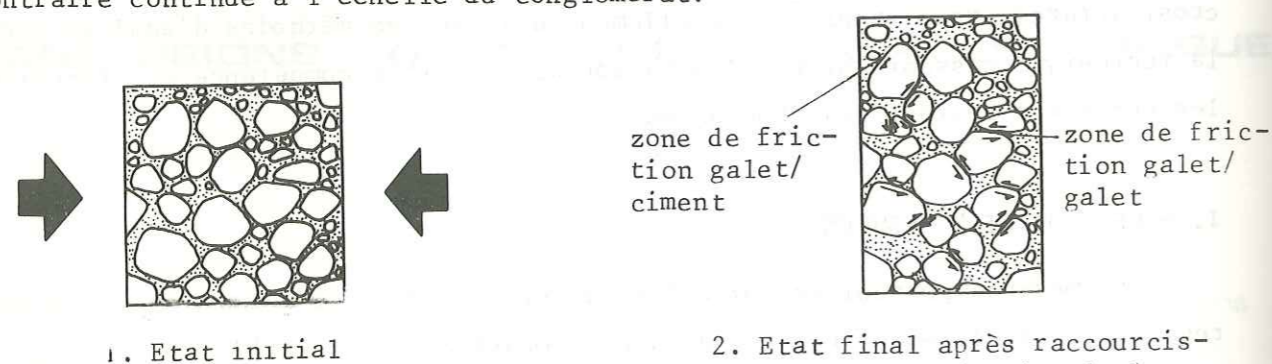


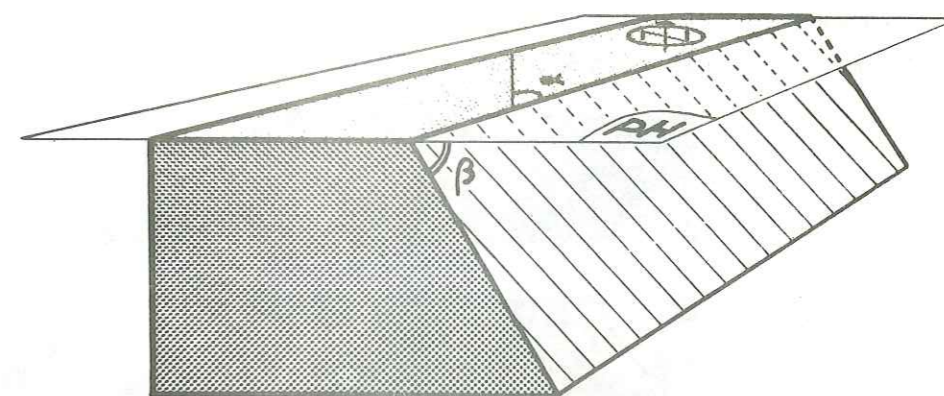
Fig. 29 : Schéma de la déformation observée dans les conglomérats.

Dans les conglomérats de base tortoniens, on observe à la fois une déformation continue par striation de galet et une déformation discontinue par microfaiilles. Les mesures, traitées séparément pour chaque type de déformation, ont donné, pour une même station, des résultats identiques montrant la bonne représentativité des mesures sur galets.

3° Les principaux paramètres mesurés.

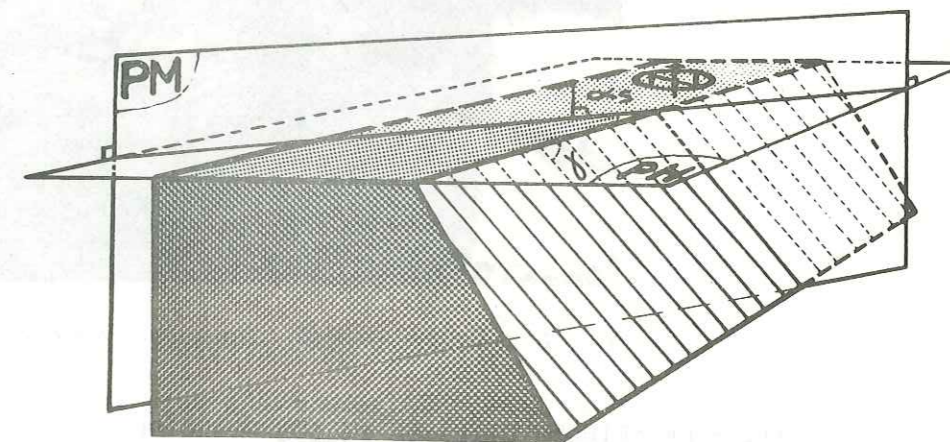
Chaque plan de discontinuité (microfaille ou surface de galet) avant enregistré le mouvement peut-être défini géométriquement par :

1. son azimut α
2. son pendage β



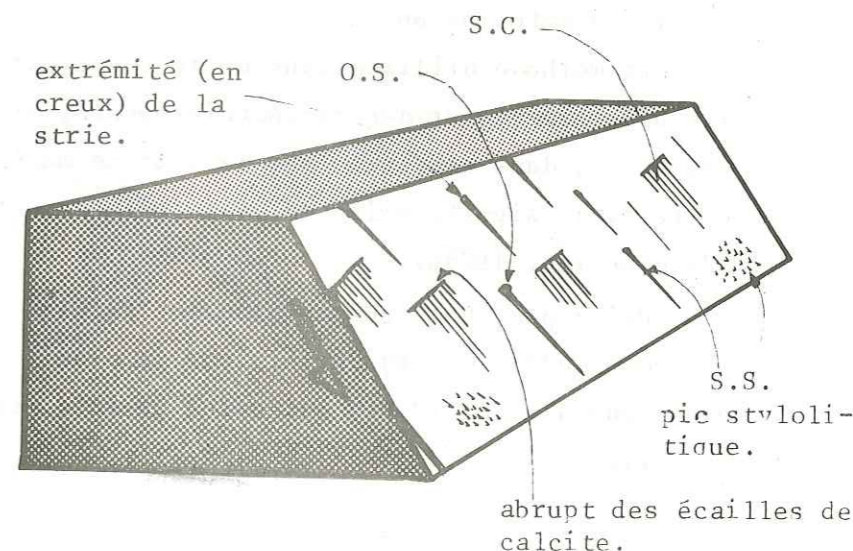
P.H. = plan horizontal

3. le pitch et la direction de plongement de la strie qu'il porte (γ) ou par l'azimut (α_s) du plan vertical contenant la strie.



PM = plan vertical contenant la strie.

4. Le sens de mouvement relatif des deux compartiments.



Mouvement inverse donné par les stries stylolitiques (s.s.), les stries de calcite (s.c.) ou les objets striateurs (o.s.), supposés réunis sur un même miroir.

5. et éventuellement la valeur du (ou des) rejet(s).

La connaissance, pour chaque plan de discontinuité, des quatre premiers paramètres (cf. ci-dessus) est indispensable à la mise en oeuvre de la méthode qui nous a permis de préciser la déformation.

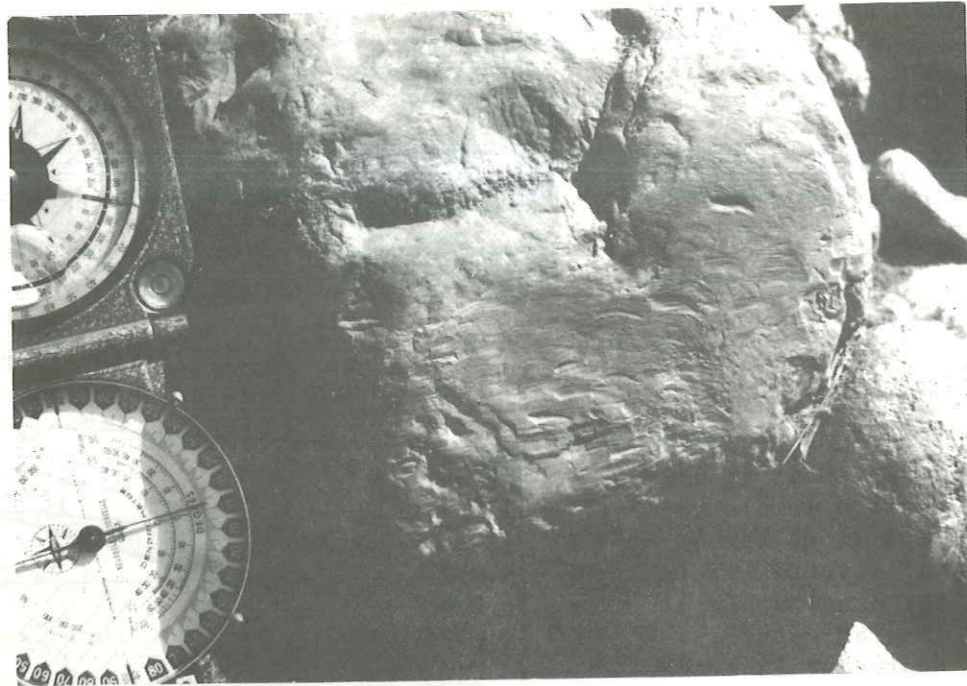


Photo n° 15 : Galet strié dans les conglomérats pliocènes de l'oued Ouahar.

II. - LA METHODE UTILISEE ET SON PRINCIPE.

Faisant suite à la méthode "manuelle" proposée par F. ARTHAUD (1969), plusieurs méthodes informatiques ont été proposées pour restituer les axes élémentaires de la déformation.

La méthode utilisée dans cette étude est celle des diagrammes de fréquence des allongements et des raccourcissements, mise au point par J. ANGELIER (1975), rappelant, dans son principe, la méthode manuelle proposée par O. PEGORARO (1972); en fait, la signification de cette méthode est plutôt dynamique que cinématique (J. ANGELIER, 1975b).

Principe : Pour chaque plan de "faille" l'espace est subdivisé en deux couples de dièdres droits définis par le plan de faille (P.F.) lui-même et par le plan "auxiliaire" (P.P.) qui est à la fois perpendiculaire au plan de faille et à la strie.

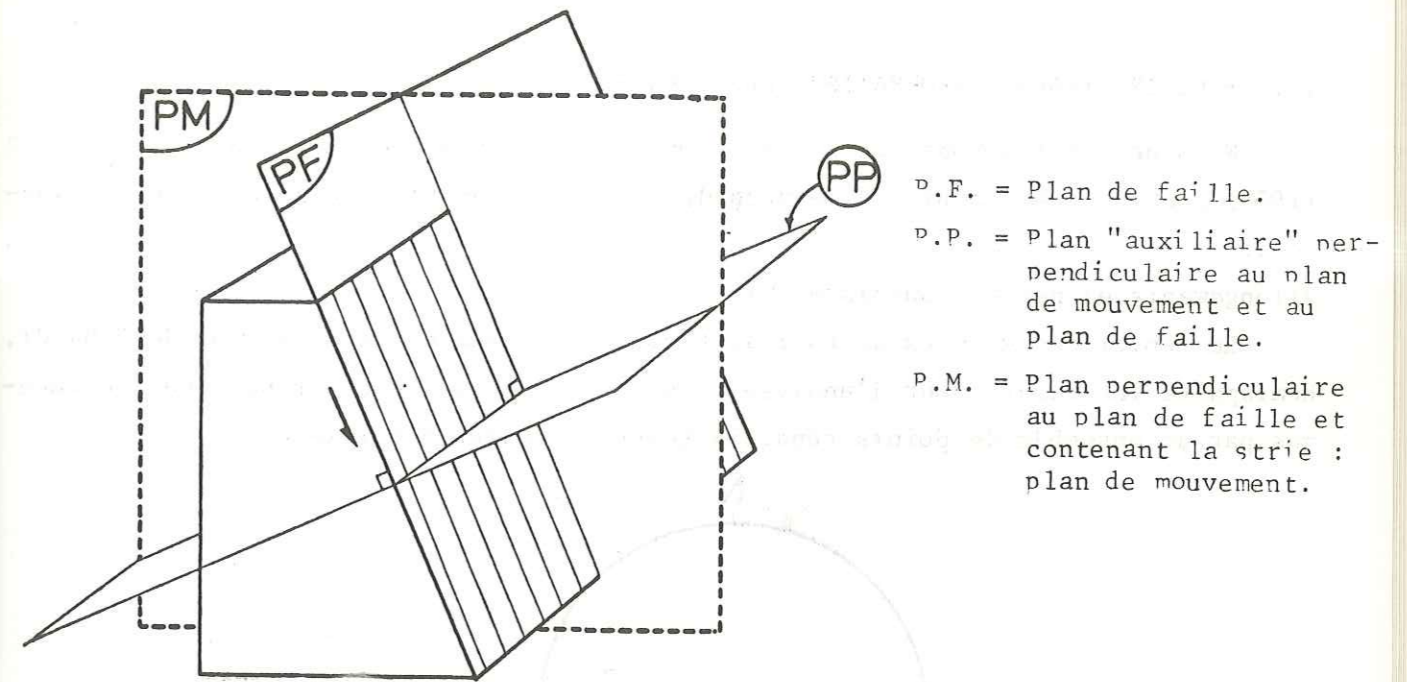


Fig. 30 : Les différents plans de définition d'une faille.

On admettra que pour chaque faille l'un des couples de dièdres opposés est en extension/allongement tandis que l'autre est en compression/raccourcissement selon le sens de mouvement déterminé (cf. fig. 31 et O. PEGORARO, 1972).

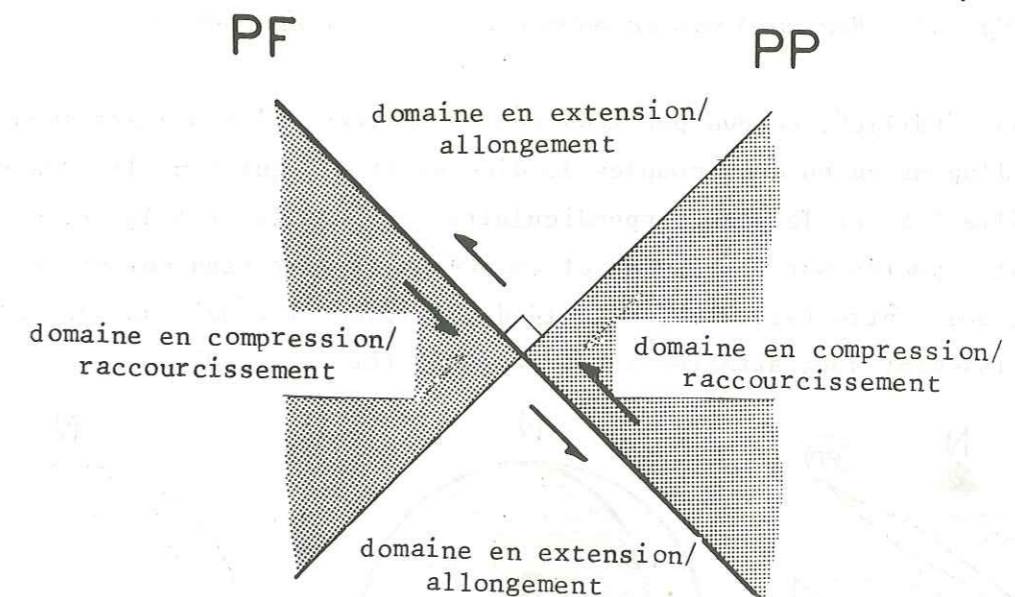


Fig. 31 : Schéma des domaines en compression/raccourcissement et en extension/allongement dans le plan mouvement.



III. - LE TRAITEMENT INFORMATIQUE DES DONNEES.

Nous ne détaillerons pas ici le programme mathématique établi par J. ANGELIEP (1975) pour le traitement des mesures de terrain. Nous nous bornerons à une illustration schématique de la transcription des données en diagrammes de fréquence des allongements et des raccourcissements.

Le report des mesures se fait de façon très classique sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieure. Pour l'analyse informatique l'espace est repéré sur ce canevas par un ensemble de points répartis selon un réseau à maille carrée.

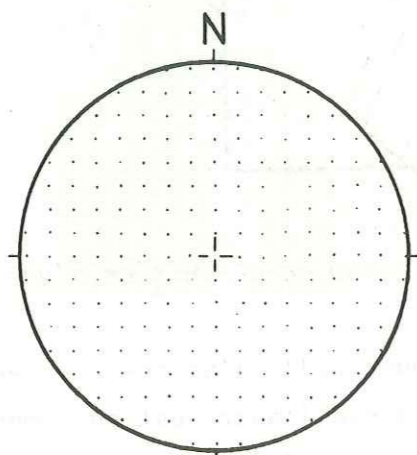


Fig. 32 : Réseau à maille carrée sur canevas de Schmidt.

Pour une "faille", connue par tous ses paramètres, l'espace est subdivisé comme nous l'avons vu en deux couples de dièdres droits qui sont limités par le plan de faille P.F. et le plan perpendiculaire à la faille et à la strie. Ces dièdres sont reportés sur le canevas et chaque point du réseau qui se trouve en allongement pour cette faille est affecté de la valeur 1 tandis que les points en raccourcissement sont affectés de la valeur 0 (cf. fig. 33).

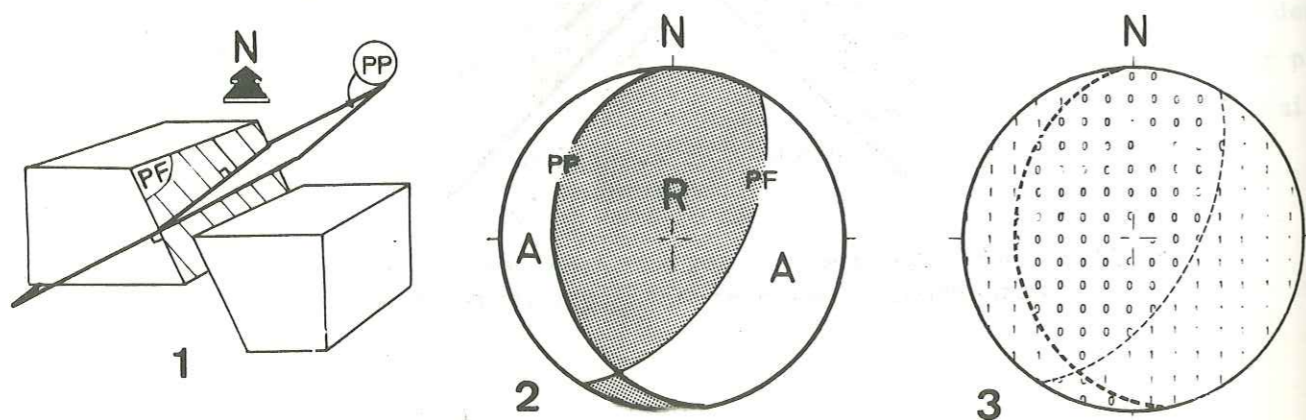


Fig. 33 : Transcription d'une faille 1 sur diagramme informatique.
1. Bloc diagramme ; 2. Tracé sur canevas de Schmidt. Zone en allongement (A). Zone en raccourcissement (R) ; 3. Diagramme des valeurs informatiques.

Cette opération est réalisée pour une seconde faille.

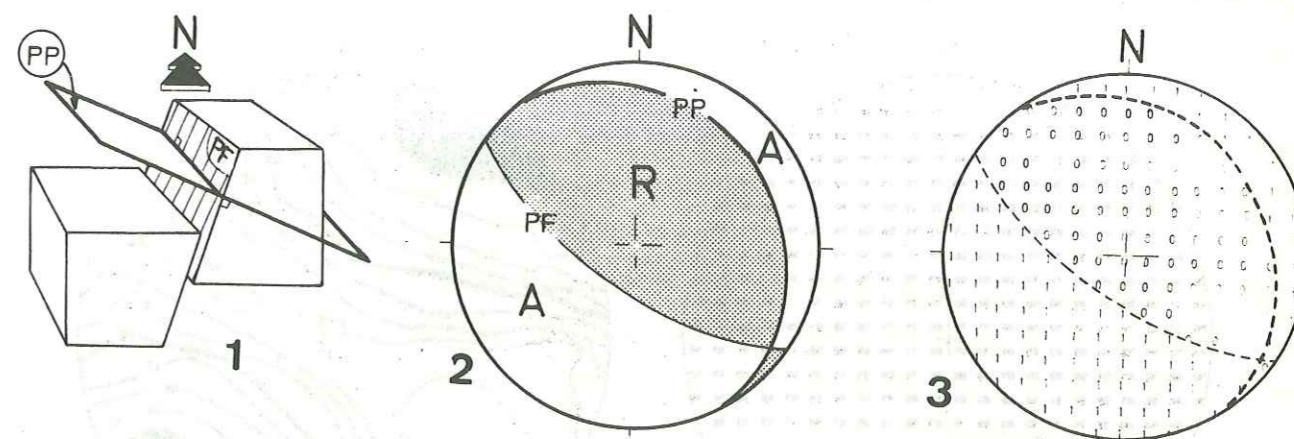


Fig. 34 : Transcription d'une faille 2 sur diagramme informatique.
(cf. légende fig. 33).

Par superposition des deux canevas et par addition des valeurs attribuées à chaque point, on obtient un nouveau canevas où les points :

- en raccourcissement pour la 1ère et 2ème faille auront la valeur "0" ;
- en raccourcissement (en allongement) pour la 1ère faille et en allongement (en raccourcissement) pour la 2ème faille auront une valeur "1" ;
- en allongement pour les deux failles auront la valeur "2".

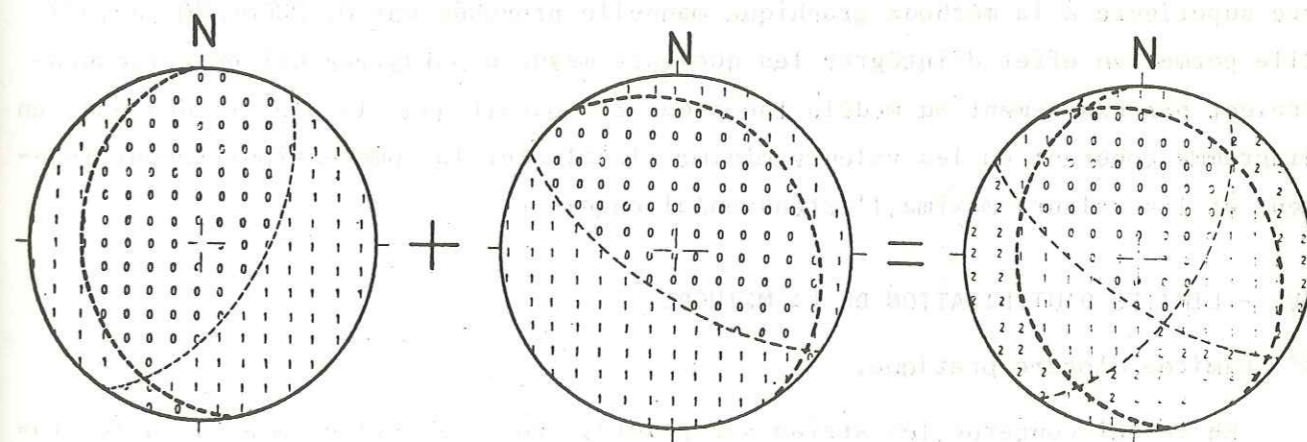


Fig. 35 : Illustration de la superposition de deux diagrammes informatiques.

Ces opérations sont réalisées pour toutes les failles d'une même station et les valeurs obtenues pour chaque point du réseau sont ramenées par le calcul à un pourcentage. Ainsi les valeurs affectées aux différents points du réseau peuvent s'échelonner de 0 à 100. En théorie les directions de compression/raccourcissement

possibles sont marquées par la valeur 0 tandis que les directions d'extension/allongement possibles correspondent à la valeur 100.

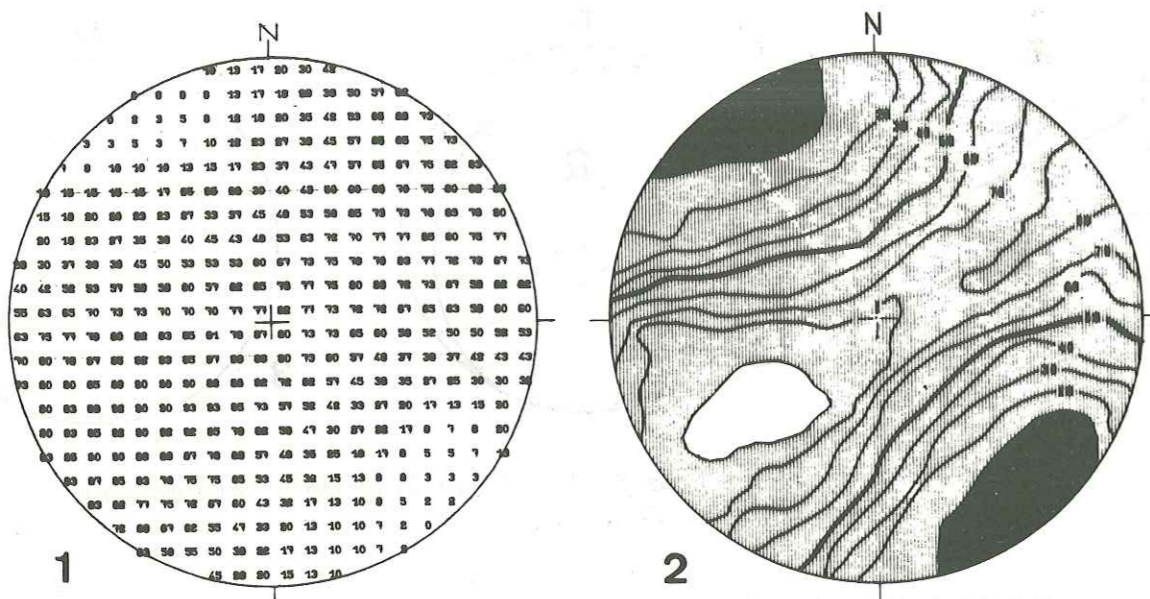


Fig. 36 : 1. Diagramme final obtenu sur table traçante pour une population de failles.
2. Diagramme interprété (en courbes).

Toutefois la nature ne se plie pas toujours aux lois du modèle théorique. C'est alors que la méthode informatique outre sa grande facilité d'emploi, se montre supérieure à la méthode graphique manuelle proposée par O. PEGORARO en 1972. Elle permet en effet d'intégrer les quelques mesures parasites qui ne correspondraient pas exactement au modèle théorique et fournit dans la plupart des cas, un diagramme cohérent où les valeurs minima localisent la compression/raccourcissement et les valeurs maxima, l'extension/allongement.

IV. - LIMITES D'UTILISATION DE LA METHODE.

1° Limites d'ordre pratique.

En ce qui concerne les stries sur galets, tous les affleurements conglomératiques ne peuvent tenir lieu de station de mesure et nous avons été limités tant par la lithologie que par les conditions d'affleurement. En effet l'expérience montre que seuls les galets de calcaire (et plus particulièrement de calcaire sub-lithographique) sont susceptibles d'offrir des stries nettes. De plus, la plupart des stries se trouvent effacées lorsque l'affleurement a été soumis à l'altération météorique, si bien que les mesures ne peuvent se faire que sur des affleurements en surplomb ou sur des coupes fraîchement ravivées (lits d'oued).

2° Limites d'ordre théorique.

Pour qu'une station soit représentative, il faut que les microfailles mesurées dans cette station ne résultent que d'une seule phase ou que l'on soit capable, si deux ou plusieurs phases de déformation se sont succédées, de restituer chaque faille à la phase qui l'a créée. Par ailleurs, si le lot de mesures est tel que subsistent de larges zones de valeurs "0" et "100", il y a ambiguïté sur la direction exacte des contraintes principales.

Enfin et plus particulièrement pour les surfaces striées sur galets, les mesures doivent porter sur des couches peu inclinées voire subhorizontales ; auquel cas il est possible de supposer que l'objet mesuré n'a pas subi de déplacement rotationnel important vis-à-vis de la direction de raccourcissement, supposée constante pour une même phase (à moins qu'il soit avéré que le basculement des couches est antérieur à la fracturation).

V. - LES RESULTATS.

Nous avons obtenu sur l'ensemble des stations trois types de diagrammes correspondant aux trois types de fracturation par failles conjuguées mis en évidence par E.M. ANDERSON (1951).

1° Diagramme en allongement.

La direction de raccourcissement est subverticale, celle d'allongement est subhorizontale.

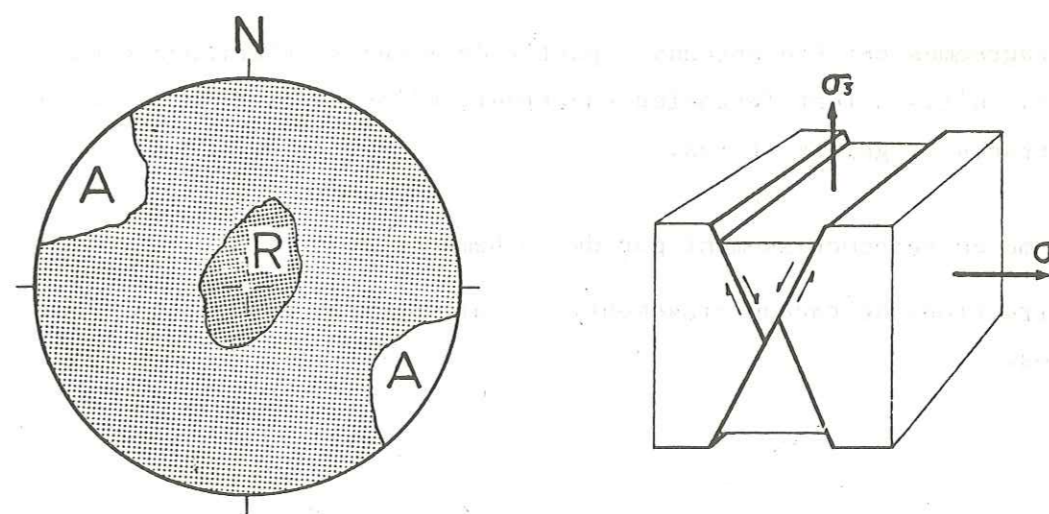


Fig. 37 : Diagramme en allongement et modèle théorique de fracturation.
 σ_3 : contrainte principale maximum.
 σ_1 : contrainte principale minimum. D'après E.M. ANDERSON.

Ce type de diagramme a été obtenu à partir de mesures effectuées dans les grès de base d'âge tortonien supérieur, sur les failles normales de la bordure méridionale du bassin. Il montre un allongement sub-horizontale très net de direction moyenne N 35.

2° Diagramme en raccourcissement par failles inverses.

La direction de raccourcissement est sub-horizontale et celle d'allongement est sub-verticale.

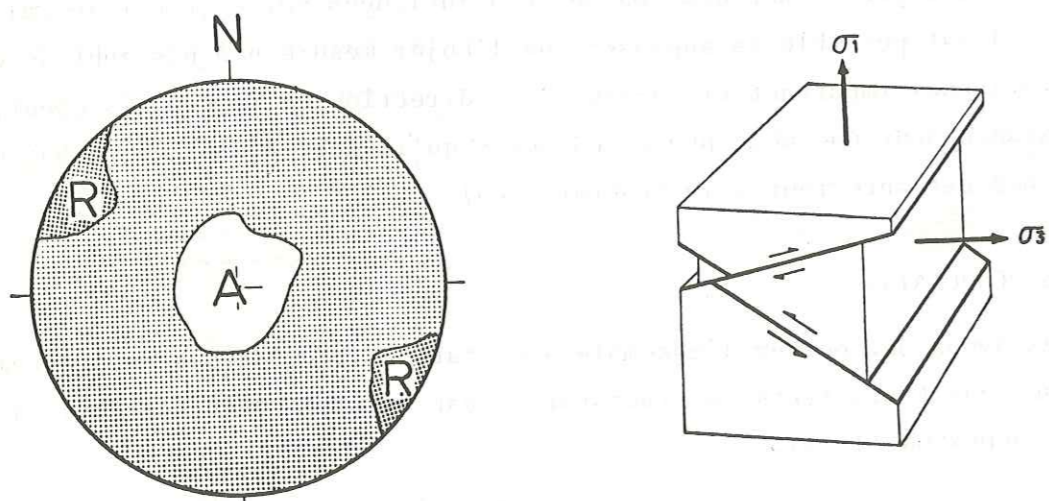


Fig. 38 : Diagramme en raccourcissement par failles inverses et modèle théorique de la fracturation par failles inverses d'après E.M. ANDERSON.

Ces diagrammes ont été obtenus à partir de mesures effectuées dans des conglomérats qu'ils soient Tortonien supérieur, Pliocène ou Plio-villafranchien, sur des surfaces de galets striés.

3° Diagramme en raccourcissement par décrochements.

Les directions de raccourcissement et d'allongement sont toutes deux sub-horizontales.

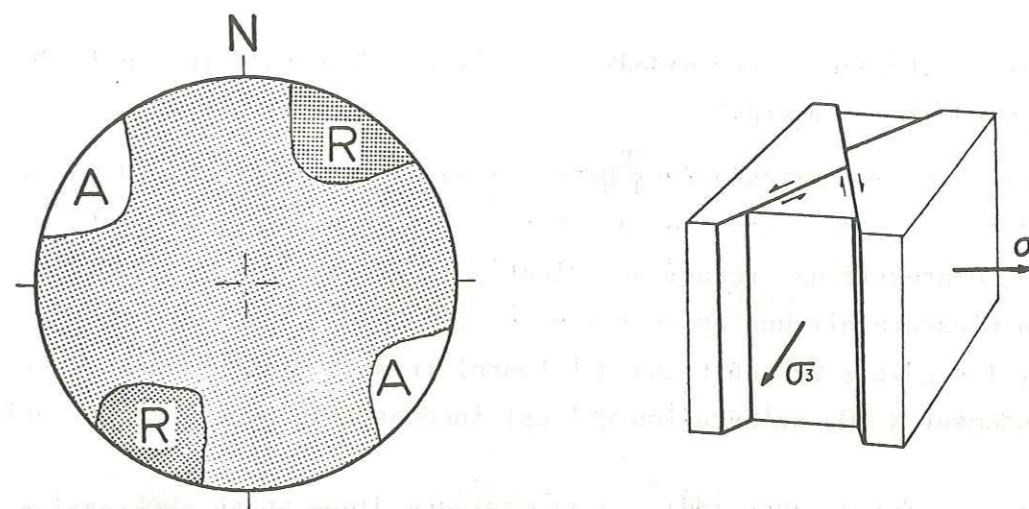


Fig. 39 : Diagramme en raccourcissement par décrochement et modèle théorique de la fracturation par faille décrochante. D'après E.M. ANDERSON.

Les mesures donnant ces diagrammes ont porté aussi bien sur de véritables microfailles que sur des surfaces striées de galets, dans des sédiments gréseux et conglomératiques dont l'âge est soit Tortonien supérieur, soit Pliocène, soit Plio-villafranchien.

Sur l'ensemble des quinze stations de mesures cf. tableau :

- deux stations (BC1 et CB7) ne donnent pas de résultats cohérents : il s'agit des stations de Teniet Oreira 1 et 2 qui se situent sur le flanc E de l'anticlinal Haloua-Richa, très près du contact Trias-Néogène dans les conglomérats de base. L'incohérence des résultats trouve sans doute son explication dans le fait que les couches sont ici fortement redressées (cf. limites de la méthode) et dans la proximité du Trias salifère dont le comportement tectonique échappe bien souvent aux schémas simples de déformation.

- une station (BC2) montre un net allongement sub-horizontale post-tortonien, orienté N 35. Il s'agit de mesures effectuées sur les failles normales de la bordure méridionale du bassin, failles déjà décrites dans l'étude macrotectonique.

- quatorze stations montrent un raccourcissement général post Plio-villafranchien de direction N 135 et qui se traduit à tous les niveaux aussi bien par des microdécrochements que par des microfailles inverses.

- En résumé, ces résultats mettent en évidence deux épisodes de déformation :
 - un épisode compressif NW-SE bien exprimé dans tout le bassin et d'âge post Plio-villafranchien voire Quaternaire ancien ;
 - un épisode extensif exprimé essentiellement sur la bordure méridionale du bassin et d'âge au moins Tortonien.

Remarque : Sur l'existence d'un épisode compressif mineur antérieur à la phase compressive principale.

Les galets des conglomérats tortoniens de la station BC5 (Chemin Haloua) présentent quelquefois deux familles de stries semblant montrer l'existence d'un autre épisode compressif qui serait antérieur à l'épisode principal et qui pour cette station présenterait une orientation NS.

De même, les galets du Kebibicha ont fourni très localement une direction de raccourcissement N 60, orientation qui est incompatible avec la phase principale NW-SE.

Ces indices semblent donc indiquer l'existence d'une phase compressive mineure antérieure à la phase principale. Toutefois il ne faut pas perdre de vue que ces observations ont été faites dans la zone anticlinale Haloua-Richa, très près des masses triasiques salifères et que, par conséquent, les rotations sont tout-à-fait possibles. D'autre part, ces observations sont très ponctuelles et peu nombreuses et ne peuvent pas être généralisées à l'ensemble du bassin.

C'est pourquoi, même si le bassin de Guercif a subi précocement la Tectonique d'un épisode compressif mineur, celui-ci n'a eu que des effets bien faibles vis-à-vis de l'épisode "majeur" et, par conséquent, ne sera pas pris en considération.

VI. - LA CHRONOLOGIE RELATIVE DES EPISODES EXTENSIF ET COMPRESSIF.

La phase compressive majeure s'inscrit dans tous les terrains du bassin depuis le Tortonien jusqu'au Plio-villafranchien.

La phase extensive, quant à elle, n'est visible qu'en bordure du bassin dans des terrains datés du Tortonien supérieur. Cependant, ces terrains du Tortonien supérieur sont, dans cette zone, seuls à l'affleurement, leur couverture plus récente ayant été érodée.

La stratigraphie ne peut donc apporter aucun indice quant à la chronologie relative des deux phases et c'est pourquoi nous avons été amenés à rechercher des indices d'ordre tectonique.

Ainsi, certaines failles normales de la bordure du bassin présentent un mouvement décrochant souligné par des stries sub-horizontales. Cette remobilisation en décrochement a surtout lieu pour les failles normales qui ont une direction proche de E.W. et qui présentent alors un mouvement dextre.

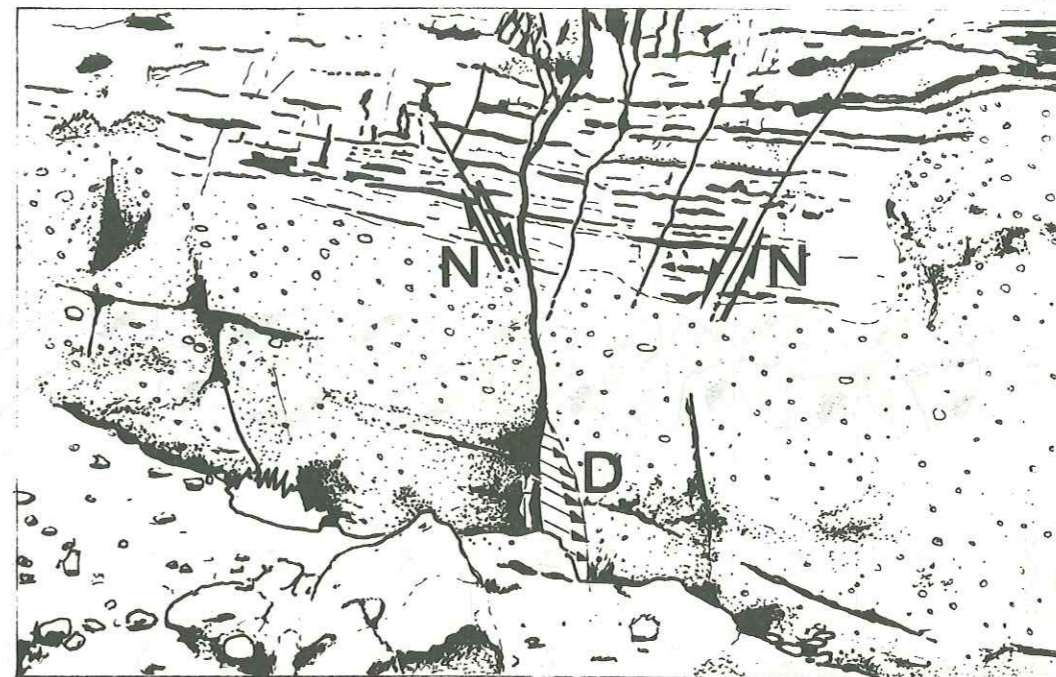


Fig. 40 : Faille normale reprise dans un mouvement décrochant (D). N = jeux normaux.

En conclusion, certaines failles normales étant reprises en décrochement lors de l'épisode compressif majeur, il est logique de considérer l'épisode extensif comme antérieur à l'épisode compressif.

VIII. - CONCLUSIONS DE L'ETUDE MICROTTECTONIQUE.

L'étude microtectonique a permis de mieux caractériser les déformations observées à l'échelle macrostructurale. Ces déformations résultent donc bien de deux épisodes tectoniques majeurs qui sont :

- tout d'abord une extension orientée N 35 d'âge post-tortonien et anté-plio-villafranchien ;

- ensuite une compression orientée NW-SE d'âge plio-villafranchien voire quaternaire ancien.

D'autre part, d'un point de vue plus théorique, cette étude montre que les mesures effectuées dans des conglomérats sur les surfaces striées des galets sont très représentatives de la déformation.

En effet, les conglomérats qui en raison de leur hétérogénéité relative peuvent paraître dénués de toute "représentativité" tectonique se sont révélés être, dans notre cas d'étude, les seules formations intéressantes. Ainsi, dans la mesure où les conditions d'utilisation sont respectées, cette méthode peut être utilisée dans la plupart des bassins molassiques.

RESULTATS OBTENUS POUR LES DIFFERENTES STATIONS DE MESURES.

NOM de la STATION	Coordonnées Lambert	Lithologie et âge	Nature des objets mesurés	Nbre de mesures	Diagramme (1)	Direction moyenne de raccourcissement et type de fracturation
CHEMIN HALOUA BC5	X = 686,8 Y = 376,5 Z = 825	Conglomérats + Tortonien	microfailles + stries/galets	49		N 150 décrochements
MINE DE LIGNITE BC6	X = 687 Y = 378,8 Z = 610	Grès Tortonien	microfailles	63		N 125 décrochements
KEBIBICHA 1 BC7	X = 685,2 Y = 372,5 Z = 825	Conglomérats tortonien	stries/galets	40		N 150 décrochements
OUED MOHAND AMONT BC 9	X = 660,2 Y = 383,6 Z = 650	Conglomérats Pliocène	stries/galets	84		N 140 failles inverses
RIVE GAUCHE MELLOULOU CB1	X = 672,5 Y = 400,9 Z = 430	Conglomérats plio-villafranchien	stries/galets	48		N 120 failles inverses
OUED BETOUM CB3	X = 678,8 Y = 400,1 Z = 410	Conglomérats plio-villafran.? Quater. ancien ?	stries/galets	14		de N90 à N150 failles inverses
MELLOULOU-ZOBZIT CB5	X = 651,1 Y = 383,5 Z = 650	Conglomérats plio-villafran-chien	stries/galets	61		N 145 décrochements + failles inverses
OUED MOHAND AVAL CB6	X = 661,8 Y = 392,5 Z = 500	Conglomérats plio-villafran-chien	stries/galets	68		N 130 décrochements + failles inverses
TENIET OREIRA 2 CB7	X = 685,9 Y = 375,7 Z = 675	Conglomérats Tortonien	microfailles + stries/galets	69		imprécis
KEBIBICHA 2 BC8	X = 684,9 Y = 372,2 Z = 810	Conglomérats Tortonien	stries/galets	21		N 60 Failles inverses
TENIET OREIRA 1 BC1	X = 685,8 Y = 375,6 Z = 675	Conglomérats Tortonien	microfailles + stries/galets	41		N 180 S 40° décrochement + failles inverses
ROUTE BOU RACHED BC2	X = 668,5 Y = 371,2 Z = 810	Grès Tortonien	microfailles	80		sub-verticale (allongement N 35) failles normales
OUED OUAHAR BC3	X = 678,3 Y = 356,7 Z = 675	Conglomérats Pliocène	stries/galets	122		N 125 décrochements
OUED EL AHMAR 1 BC4	X = 683 Y = 364,7 Z = 700	Conglomérats Pliocène	stries/galets	18		N 125 failles inverses
EL AHMAR 2 BC5	X = 683,5 Y = 365,8 Z = 700	Conglomérats Pliocène	stries/galets	50		N 120 décrochements + failles inverses
GORGES ZOBZIT CB4	X = 652,2 Y = 374,5 Z = 725	Grès Tortonien	microfailles	34		N 140 décrochements

(1) Zone en raccourcissement pour 90% des "Failles"

Zone en allongement pour 90% des "Failles"

courbe 50%

CONCLUSIONS

Malgré l'imprécision relative de la chronostratigraphie - en particulier dans les formations continentales - et le manque de structures cassantes, nous avons tenté de retracer l'évolution néotectonique du bassin.

I. - ESSAI DE SYNTHÈSE TECTOGENETIQUE.

Après une longue période d'émersion qui s'installe au début du Crétacé et après les phases tertiaires qui voient la mise en place quasi définitive des nappes du domaine Rifain, on assiste dans le bassin de Guercif à une nouvelle période sédimentaire qui débute avec la transgression du Tortonien supérieur.

Au cours de cette période qui s'étale donc du Tortonien supérieur au Quaternaire récent, nous avons distingué trois épisodes majeurs :

- un épisode à dominante extensive (Tortonien à Pliocène) ;
- un épisode compressif vers la limite Pliocène - Quaternaire ;
- un épisode de subsidence relative du bassin (Quaternaire à actuel).

1° Episode en distension du Tortonien au Pliocène supérieur.

Sur le plan stratigraphique cet épisode correspond à un cycle sédimentaire qui passe du régime transgressif marin au cours du Tortonien supérieur à un régime régressif, d'abord lagunaire puis continental, du Messinien au Pliocène.

A la transgression marine correspond une série molassique classique qui va des conglomérats aux grès (à la base et sur les bordures) jusqu'aux dépôts fins et argileux (au sommet et au centre). La microfaune indique pour toute cette série un faciès très littoral. Cependant, l'épaisseur des sédiments dépasse 1200m

vers le centre du bassin, ce qui ne peut s'expliquer que par une importante subsidence. Au S et au SW du bassin les faciès détritiques constituent l'essentiel de la série jalonnant les zones de rivage ou de haut fond. La mer est alors ouverte au N vers la Méditerranée et à l'W vers l'Atlantique par le détroit Sud Rifain. Elle se limite par contre au S à la latitude de Bou Rached.

Le régime transgressif et marin s'interrompt à la fin du Tortonien, époque à laquelle on note un net bouleversement de la paléogéographie du bassin sans qu'il existe pour autant de discordance angulaire entre série régressive et série transgressive. La subsidence maximum semble rejetée vers l'E et le bassin n'est plus ouvert qu'au N sur sa façade méditerranéenne.

Le régime régressif débute donc au Messinien par des marnes à gypse, calcaires lacustres et lignites, passant latéralement à l'W (vers l'oued Melloulou) et au S (aux abords du Moyen Atlas) à des dépôts plus gréseux. Il se poursuit, durant tout le Pliocène jusqu'au Quaternaire ancien, par des grès et limons roses envahis localement (au S du Louksiat et en rive droite de Melloulou) par des horizons conglomératiques.

Sur le plan tectonique, cet épisode extensif correspond à une subsidence associée à une fracturation en failles normales de la bordure méridionale du bassin. Ces failles, dont la direction est comprise N 90 et N 135, indiquent un allongement sub-horizontale N 35.

Cet épisode extensif s'accompagne également de manifestations volcaniques calco-alcalines (H. BELLON, J. HERNANDEZ, 1976) localisées au N de Guercif dans le massif du Jebel Guilliz.

2° Episode en compression du Pliocène supérieur au Quaternaire ancien.

Cette compression se traduit par de nombreux plis d'axe N 20 à N 45 et par quelques rares failles inverses ou décrochantes au niveau de ces plis. La déformation qui, somme toute, est relativement modeste, se trouve le plus souvent accentuée par des injections de Trias salifère issu d'anciennes structures atlasiques (structures antérieures à la transgression tortonienne). Il en résulte des plis de style éjectif légèrement déjetés à l'E.

La compression se traduit également dans les niveaux conglomératiques par des frictions "galet sur galet" ou "galet sur ciment". Ces frictions sont à l'origine de stries dont l'analyse par la "méthode Angelier" a permis de déterminer l'orientation des axes principaux de contrainte. Les diagrammes ainsi obtenus indiquent une compression sub-horizontale de direction N 120 à N 150 tout à fait

compatible avec les plissements observés.

D'autre part, cette compression tardive bien que relativement modeste, a probablement réactivé certains accidents (failles, plis ou chevauchements) du Moyen Atlas et il n'est pas impossible que l'on retrouve, à l'intérieur de ce massif, les traces de phénomènes morphotectoniques récents.

3° Episode de subsidence quaternaire (?).

A ce dernier épisode correspond une période relativement calme. On assiste surtout à l'érosion des structures élaborées lors de l'épisode précédent et à la mise en place de pédiments ; il n'existe apparemment pas de phénomènes tectoniques importants.

Néanmoins, l'analyse des surfaces quaternaires - pédiments et terrasses de la Moulouya - montre que celles-ci, bien étagées en bordure du Moyen Atlas, convergent et disparaissent au N de Guercif sous la plaine du Jel. Ce dispositif est, semble-t-il, le résultat d'un phénomène général de subsidence entraînant la surélévation des massifs bordiers et l'affaissement continu du centre du bassin.

Durant cette période, on assiste également à des épanchements volcaniques de type basaltique qui se localisent, au N, en bordure du massif de Terni-Masgout, au niveau du Jebel Guilliz, et au S, dans le massif du Moyen Atlas.

II. - DISCUSSION SUR LA DISPOSITION ET L'ORIGINE DES PLIS DU BASSIN DE GUERCIF.

1° Sur l'existence de décrochements profonds.

La position en relai des plis, ainsi que l'aspect sigmoïde des axes anticlinaux de Kebacha et de Khorjia, suggèrent la présence de décrochements profonds. Ainsi, les structures du bassin pourraient correspondre à de vastes plis d'entraînement au droit d'accidents de socle coulissants orientés approximativement N 70 (cf. fig. 41). Le jeu de ces accidents serait, d'après l'orientation des plis, dextre ; ce jeu est d'ailleurs le seul compatible avec la direction de compression déterminée précédemment.

Ces accidents présumés seraient au nombre de deux :

- "l'accident N" ((1) fig. 41) correspondant aux plis septentrionaux ;
- "l'accident S" ((2) fig. 41) correspondant aux plis centraux.

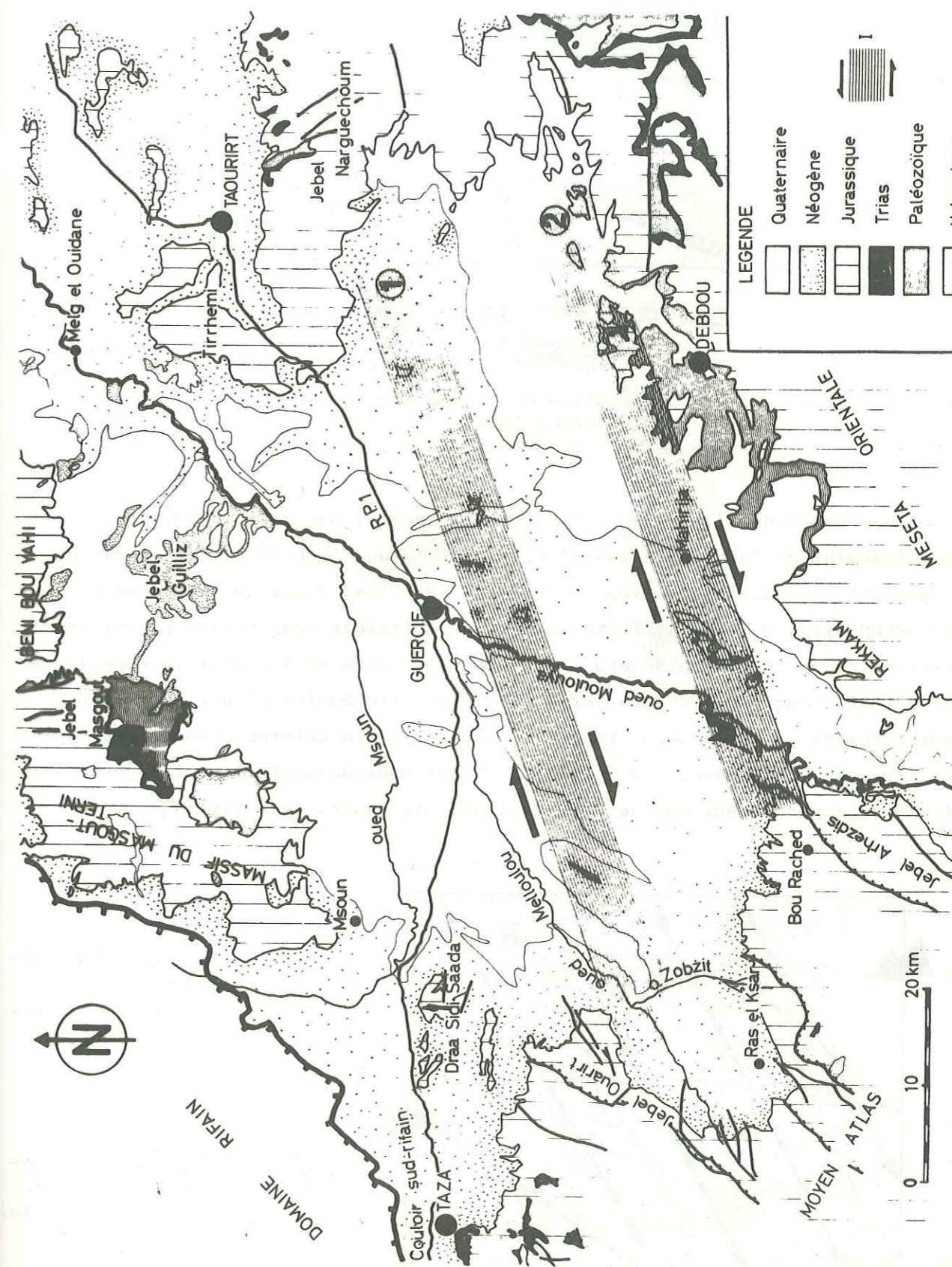
En outre, nous pensons que l'accident de la plaine de Maarouf bien que présentant une direction N 55 est également à rapprocher de ces décrochements profonds. Cependant nos travaux n'ont porté que sur le Néogène et cette hypothèse demande-

rait à être étayée par la découverte de décrochements au niveau du Jurassique, aussi bien dans le Moyen Atlas que dans le Tell. Le Tell est, en effet riche en failles dont la direction varie de N 60 à N 70, mais la littérature ne semble indiquer qu'un jeu normal pour ces failles, déterminant un ensemble de structures en horsts et grabens. Nous pensons qu'il n'est pas impossible que certaines d'entre elles présentent un jeu décrochant plus ou moins important. De même dans le Moyen Atlas peu de failles décrochantes de cette direction ont été décrites. Néanmoins des recherches au niveau du Jebel Ouarirt, pour l'accident N et au niveau du Jebel Arhezdis, pour l'accident S, devraient permettre de confirmer (ou réfuter) notre hypothèse. Il se pourrait même que les chevauchements correspondants à ces deux Jebels soient sur la prolongation de ces accidents. Il serait donc intéressant de reconnaître, si au cours de leur histoire, ces structures n'ont pas joué en décrochement. Toutefois, ces chevauchements sont relativement obliques vis-à-vis de la direction N 70 et il faudrait alors expliquer leur virgation et le passage décrochement-chevauchement (phénomènes peut être dus au massif du Rif, au N, jouant le rôle de môle ?)

Quoi qu'il en soit, ces accidents N 70 ont eu, avant la phase fini-pliocène, un rejet vertical important. En effet, nous avons vu que l'accident N est jalonné par des "îlots" jurassiques et que les séries au droit du pli de Bou Msaad sont très réduites. Par contre, immédiatement au N, près de Guercif, le forage GFR 1 indique 1800 mètres de sédiments néogènes. Ainsi, l'accident N effondrerait, avant ou au cours du Tortonien, le compartiment N du bassin. De même, nous avons vu que l'accident S était jalonné par les plis centraux qui, du point de vue paléogéographique, formaient une zone haute pour la transgression tortonienne. Là encore on aurait affaire à un effondrement relatif du compartiment N. Quant à l'accident de Tafrata, son jeu vertical avec effondrement du compartiment NW est évident puisqu'il limite le bassin Néogène à l'E, ramenant les séries paléozoïques à l'affleurement dans le compartiment SE.

2° Essai de synthèse sur l'évolution des accidents N 70.

Les "failles N 70" sont à notre avis des linéaments très anciens probablement hercyniens. De cette sorte, le bassin secondaire aurait été en partie guidé par ces accidents, délimitant des aires sédimentaires différentes qui allaient en s'approfondissant en marche d'escalier vers le N-NW (Fosse du Moyen Atlas et Plateforme de la Meseta orientale) (cf. fig. 42).



Nota: Fond topographique d'après RICHERT, VERDIER, PERRIN, SEHANS, S.N.P.A.
 Fig. 41 : Interprétation possible de la disposition des plis du bassin de Guercif.
 1: "Accident N"; 2: "Accident S".

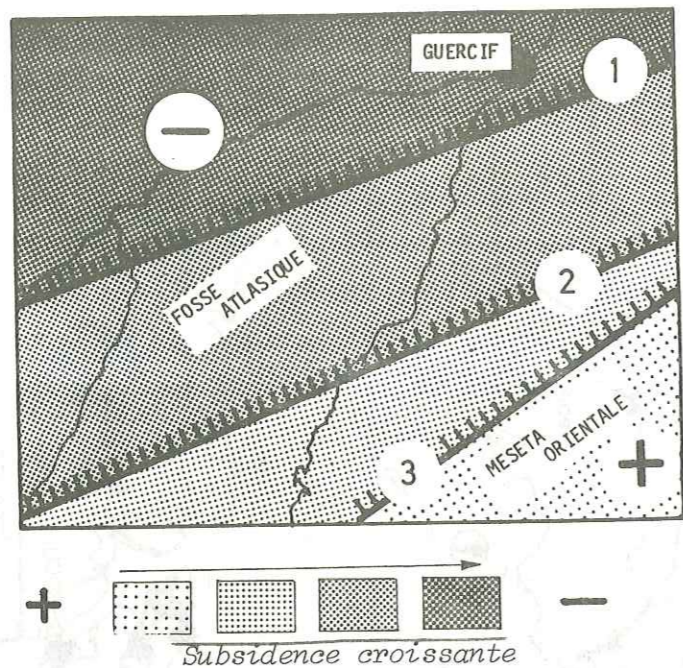


fig. 42 : Individualisation en faille normale des accidents N 70 à la fin du paléozoïque.
1: Accident N ; 2: Accident S ; 3: Accident de Tafrata.

Au cours de l'orogénèse alpine (polyphasée), par suite d'un important raccourcissement de "socle", s'installe, au niveau du Moyen Atlas, une série de plis, parfois chevauchants, orientés N 20 à N 45. C'est ainsi que les épaisses séries secondaires à Trias salifère du domaine Atlasique sont fortement déformées. Par contre le domaine de la Meseta orientale, en raison de la relative compétence et de la faible épaisseur de ses séries (et peut être également par suite d'un raccourcissement de socle moins important ?), reste peu déformé. Pendant cet important épisode tectonique, les failles N 70 ont sans doute fortement rejoué mais nos travaux ne permettent pas de définir leur rôle exact. (cf. fig. 43).

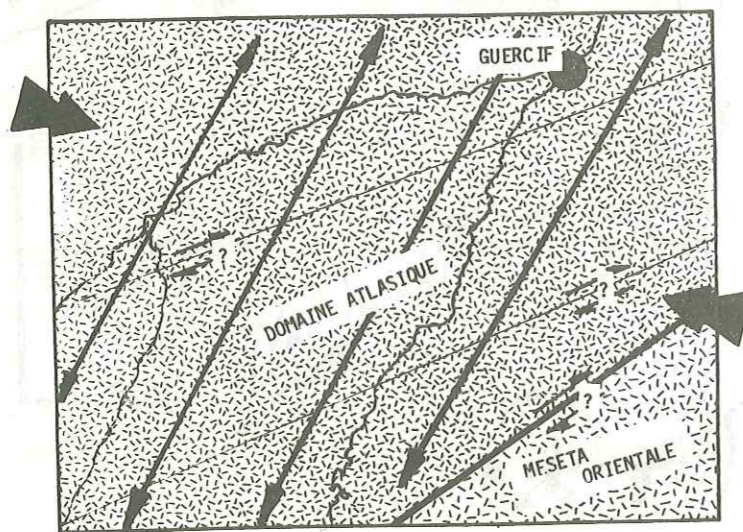


Fig. 43 : Plissement du domaine atlasique au cours de l'orogénèse alpine.

- 1: Sédimentation secondaire épaisse à Trias salifère.
- 2: Sédimentation secondaire réduite (Meseta orientale).

Vient ensuite une période d'érosion qui met à jour les coeurs anticlinaux. Elle est suivie, au Tortonien, d'une transgression, contemporaine d'une phase d'extension, au cours de laquelle les failles N 70 effondrent à nouveau les compartiments N du bassin. Enfin, au cours de l'épisode compressif fini-pliocène, les accidents rejouent en décrochement entraînant les plis en échelon de la couverture néogène (cf. fig. 44).

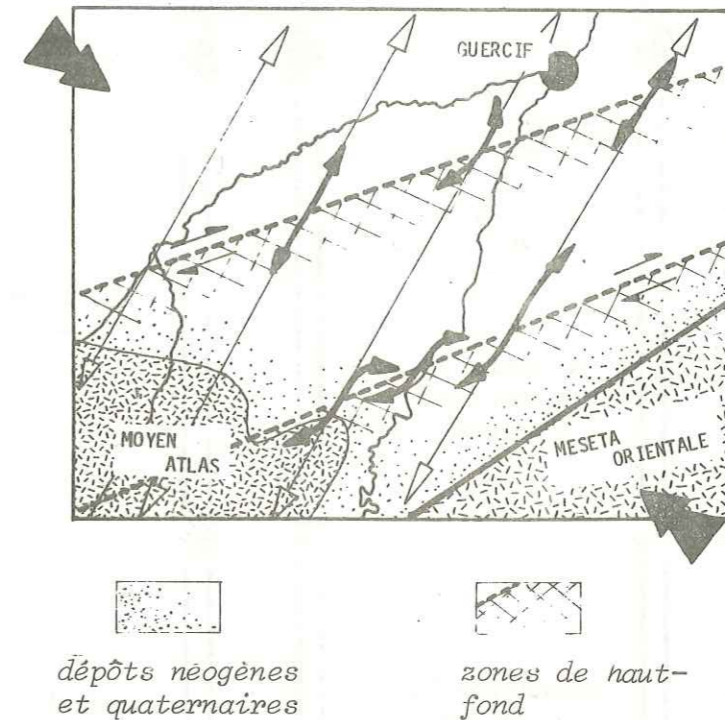


Fig. 44 : Plis en échelon créés par le rejeu dextre des accidents N 70 au cours de la phase compressive fini-pliocène.

En outre il semblerait que les plis en échelon du Néogène installés le long des décrochements N 70, se soient développés préférentiellement au droit de plis moyen-atlasiques échancrés, où le Trias salifère se trouvait directement mobilisable. On rejoindrait partiellement, dans ce dernier cas, l'hypothèse de l'interférence de deux réseaux de structures déjà envisagée par J.P. RICHERT, P. VERDIER, G. PERRIN et P. SEHANS (1971). Pour ces auteurs, les structures du bassin de Guercif sont situées à l'intersection de deux réseaux de plis : un réseau, anté-miocène, de direction moyen atlasique et un réseau, miocène (ou miocène-pliocène) de direction E-W.

Dans notre interprétation, l'interférence a lieu entre le réseau des plis moyen-atlasiques d'une part et les décrochements profonds N 70 d'autre part. L'alignement N 70 des plis nous paraît être en effet un trait essentiel de la tectonique du bassin de Guercif.

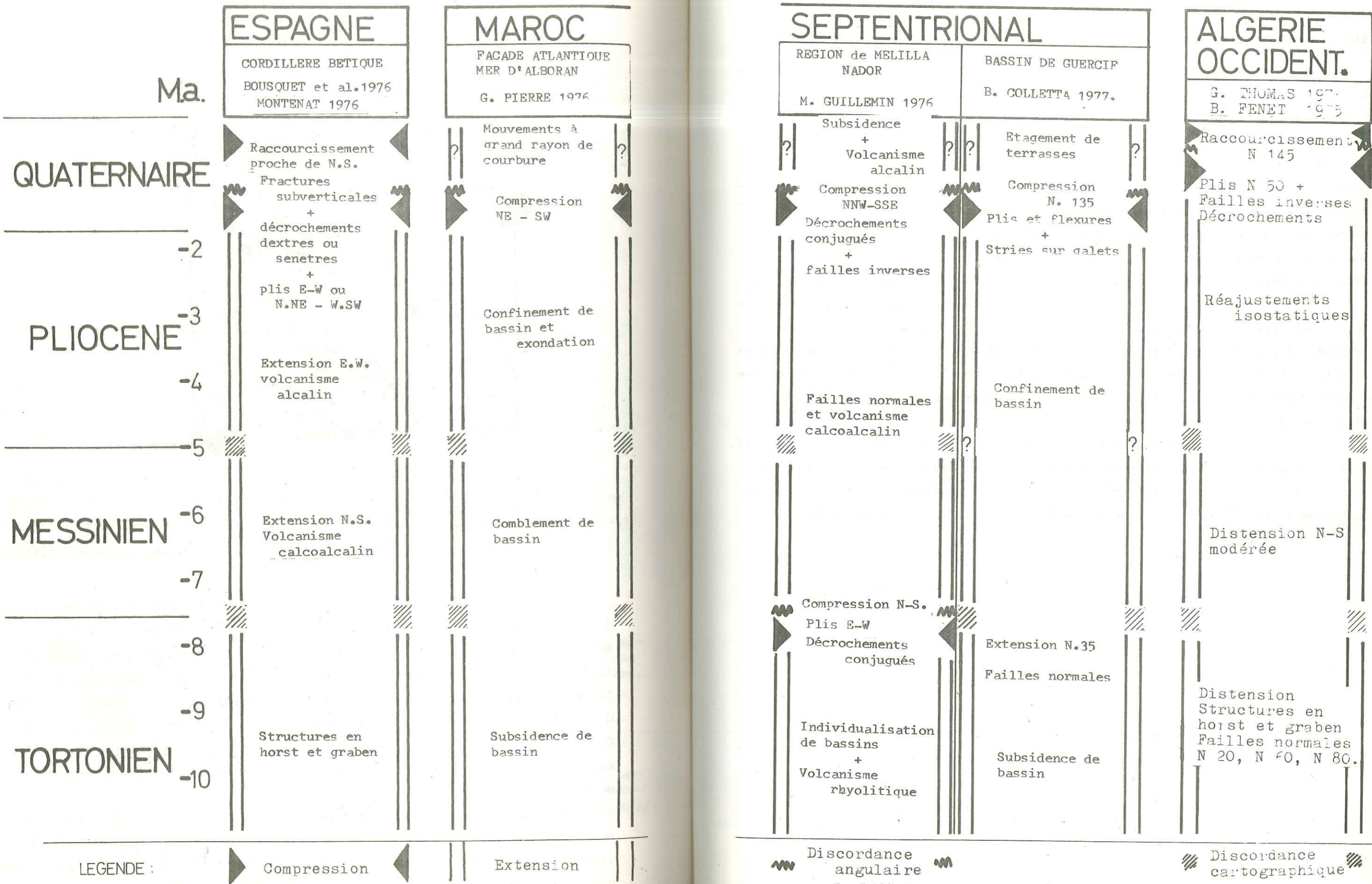


Fig. 45 - TABLEAU SYNTHETIQUE DE L'EVOLUTION

NEOTECTONIQUE EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE.

III. - LE BASSIN DE GUERCIF DANS LE CONTEXTE DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE.

Dans un esprit de clarification, nous avons réuni les données néotectoniques de diverses régions de la Méditerranée occidentale dans un tableau synthétique (cf. p. 118 et 119). L'examen de ce tableau montre une analogie évidente en ce qui concerne la chronologie des événements.

En effet, le Tortonien supérieur, le Messinien et le Pliocène correspondent presque partout à une période extensive au cours de laquelle on assiste à l'individualisation puis au comblement progressif de bassins sédimentaires. Seule la région de Melilla-Nador, sur la façade méditerranéenne, connaît vers la fin du Tortonien une phase compressive méridienne. Elle se traduit par des plissements et une discordance angulaire accusée entre les dépôts messiniens et tortoniens.

L'orée du Quaternaire est marquée dans toute la Méditerranée occidentale par un épisode compressif créant des plissements, des décrochements ou des failles inverses. L'orientation de cette compression tardive n'apparaît pas homogène dans le détail. Cependant à l'échelle régionale, le raccourcissement a globalement une direction méridienne, direction compatible avec un rapprochement des plaques africaine et européenne.

Enfin la période quaternaire correspondrait, au Maroc, à un épisode extensif. Cette extension ne semble pas générale. En effet, en Espagne et en Oranie, plusieurs structures compressives ont pu être mises en évidence. De plus, les mécanismes au foyer de certains séismes semblent indiquer une compression NS.

BIBLIOGRAPHIE

- AMIJO R., BENKHELIL J., BOUSQUET J.C., ESTEVEZ A., GUIRAUD R., MONTENAT C., PAVILLON M.J., PHILLIP H., SANZ de GALDEANO C., VIGUIER C. (1976) - Les résultats de l'analyse structurale en Espagne. *CNRS, INAG, Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords*, p. 25, Montpellier.
- ANGELIER J. (1975a) - Sur un apport de l'informatique à l'analyse structurale ; exemple de la tectonique cassante. *Rev. Géographie, phys., géol. dynam. (2)*, vol. XVII, fasc. 2, p. 376, Paris.
- ANGELIER J. (1975b) - Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés : l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 281, Série D*, p. 1805-1808.
- ANGELIER J. (1975c) - Sur l'analyse des déplacements dus au jeu d'une population de faille. Exemples en Crète (Grèce). *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 280, Série D*, p. 1657-1660.
- ARTHAUD F. (1969) - Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. S.G.F.*, (7), t. XI, p. 729-737.
- ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969) - Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. S.G.F.*, (7), t. XI, p. 738-744.
- 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.
- BEAUDET G., MAURER G. et RUELLAN A. (1967) - Le Quaternaire marocain. Observations et hypothèses nouvelles. *Rev. Géographie, Phys. et Géol. Dyn. (2)*, Vol. IX, fasc. 4, p. 269-310, Paris 1967.
- BENZAQUEN M. (1965) - Etude stratigraphique préliminaire des formations du bassin de Guercif. *Direction des mines et de la géologie, Rabat*.
- BIBERSON P. (1971) - Index-Cards on the Marine and Continental Cycles of the Moroccan Quaternary. "QUATERNARIA", XIII, Roma, 1971.
- BIZON G., BIZON J.J., en coll. avec AUBERT J. et OERTLI H.J. (1972) - Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen, Oligocène à Quaternaire. *Ed. Technip, Paris*.

BIZON G., BIZON J.J. et MONTENAT C. (1975) - Définition biostratigraphique du Messinien. *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, t. 281, p. 359-362.

BOUSQUET J.C. et MONTENAT C. (1974) - Présence de décrochements NE-SW plio-quaternaire dans les Cordillères bétiques orientales, Espagne. *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, t. 278, n° 21, p. 2617-2620.

BOUSQUET J.C., CADET J.P. et MONTENAT C. (1975) - Quelques observations sur le jeu quaternaire de l'accident de Carboneras. *3ème réunion annu. des Sc. de la Terre, Montpellier*, p. 73.

BOUSQUET J.C. et PHILLIP H. (1975) - Observations microtectoniques sur la compression N-S quaternaire des Cordillères bétiques orientales (Espagne méridionale, Arc de Gibraltar). *E.R.A. n° 132, Laboratoire de Géol. Struct. U.S.T.L. Montpellier*.

CADET J.P., FOURNIGUET J., GIGOUT M., GUILLEMIN M. et PIERRE G. (1976) - La néotectonique des littoraux. *In Colloque final Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords*, p. 55, CNRS, INAG, Montpellier.

CAIRE E., CHOUBERT G., FAURE-MURET A., HILALI E.A., HOUZAY J.P. (1974) - La néotectonique du bassin de Boudinar, Rif oriental (Maroc). *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, t. 279, p. 1995-1998.

CAREY E. et BRUNIER B. (1974) - Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 279, Série D*, p. 891-894.

CAREY E., MERCIER J. et VERGELY P. (1974) - Méthode de détermination par ordinateur des directions principales de la déformation d'une population de failles. *Comm. 2ème réunion ann. Sc. de la Terre, Pont à Mousson*, p. 95.

CHARLOT R., CHOUBERT G., FAURE-MURET A., HOTTINGER L., MARCAIS J. et TISSERANT D. (1967) - Note au sujet de l'âge isotopique de la limite Miocène-Pliocène au Maroc. *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D*, t. 264, p. 222-224.

CHOUBERT G. (1945) - Note préliminaire sur le Pontien au Maroc (Essai de synthèse orogénique du Maroc atlasique). *Bull. S.G.F. Paris, Série 5*, t. XV, p. 677-764.

CHOUBERT G., JOLY F., GIGOUT M., MARCAIS J., MARCAT J. et RAYNAL R. (1956) - Essai de classification du Quaternaire continental du Maroc. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 243, n° 5, p. 504-506.

CHOUBERT G., CHARLOT P., FAURE-MURET A., HOTTINGER L., MARCAIS J., TISSERANT D., VIDAL P. (1968) - Note préliminaire sur le volcanisme messinien "pontien" au Maroc. *R.C. Acad. Sc. Paris, Série D*, t. 266, p. 197-199.

DELARUE Ch. et BROUSSE R. (1974) - Volcanisme miocène en subduction au Maroc à l'extrémité orientale de l'arc de Gibraltar. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 279, Série D, p. 971-974.

FENET B. (1975) - Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'Orogène nord-magrebain : les Monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. *Thèse de Doctorat, Université de Nice*.

FOURNIGUET J. (1975) - Stratigraphie du Quaternaire et néotectonique à l'W d'Almeria. *3ème réunion ann. des Sc. de la Terre, Montpellier*, p. 155.

GENTIL L. (1911) - Sur les dépôts du détroit Sud-Rifain. *C.R. Acad. Sc.*, CLII, p. 293.

GIGOUT M., CADET J.P. et PIERRE G. (1974) - Sur le comportement de l'arc de Gibraltar au Quaternaire récent d'après les formations littorales. *2ème réunion ann. des Sc. de la Terre, Nancy*, p. 187.

GIGOUT M., CADET J.P., FOURNIGUET J., GUILLEMIN M. et PIERRE G. (1975) - Néotectonique du littoral de la mer d'Alboran d'après le comportement du rivage du Tyrrhénien ancien. *3ème réunion ann. des Sc. de la Terre, Montpellier*, p. 164.

GIGOUT M. (1960) - Sur la genèse des croûtes calcaires pléistocènes en Afrique du Nord. *C.R. Somm. S.G.F., fasc. I*, p. 8-10.

GIGOUT M., ANGELIER J., CADET J.P., DELIBRIÁS G., FOURNIGUET J., GUILLEMIN M., HOGREL M.T., LALOU Cl. et PIERRE G. (1976) - Sur la néotectonique des littoraux en Méditerranée. *4ème Réunion des Sc. de la Terre, Paris*.

GLANGEAUD L., BOBIER C. et BELLAICHE G. (1967) - Evolution néotectonique de la mer d'Alboran et ses conséquences paléogéographiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 265, Série D, n° 22, p. 1672-1675.

GLANGEAUD L. (1971a) - Evolution géodynamique de la mer d'Alboran et de ses bordures. La phase messino-plio-quaternaire. *C.R. Somm. S.G.F., fasc. 8*, p. 431-433.

GLANGEAUD L. (1971b) - Néotectonique de la mer d'Alboran et ses bordures européennes et africaines. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 273, Série D, n° 22, p. 2048-2051.

GRUPE DE RECHERCHE NEOTECTONIQUE (1976) - L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. Conclusions générales. Signification géodynamique. *In colloque final, ATP Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords*, CNRS, INAG, Montpellier.

GUARDIA P. (1970) - Etude structurale du Djebel Fillaoussène et aperçu sur la tectogénèse atlasique dans l'autochtone oranais (Algérie occidentale). *Bull. S.G.F. (7)*, XII, n° 2, p. 220-226.

GUILLEMIN M. (1976) - Les formations néogènes et quaternaires des régions de Mellila-Nador et leurs déformations (Maroc Nord-oriental). *Thèse de spécialité, Orléans*.

GUILLEMIN M. et RAMPNOUX J.P. (1975) - Le Miocène terminal du littoral de la mer d'Alboran du Bas-Kert au piedmont des Kebdana (Rif oriental, Maroc). *Ann. Centre Univ. Savoie*, t. II, Sc. Nat., p. 159-175.

GUILLEMIN M. et RAMPNOUX J.P. (1975) - Sur les événements néotectoniques (du Miocène supérieur au quaternaire) de la bordure sud de la mer d'Alboran du méridien de Mellila (Maroc oriental). *3ème Réunion ann. des Sc. de la Terre, Montpellier*, p. 181.

HAMEL C. (1965) - Etude géologique de la terminaison occidentale de la chaîne du Gareb (avant-pays du Rif oriental). *Notes & Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 199.

HERNANDEZ J. (1974) - Caractères du volcanisme dans le Maroc oriental (Maroc). *2ème Réunion. Ann. des Sc. de la Terre, Nancy*, p. 213.

HOUZAY J.P. (1975) - Géologie du bassin de Boudinar (Rif oriental, Maroc). *Thèse 3ème cycle, Université de Paris VI*.

HSU K.J. (1973) - The desiccated deep-basin model for the Messinian events. In *Messinian events in the Mediterranean Geodynamics Scientific Report n° 7, Utrecht*.

JEREMINE E. et MARCAIS J. (1960-1962) - La région volcanique des Beni Bou Yahi (Avant-pays du Rif oriental). In *livre à la mémoire du Pr. P. FALLOT*, t. I, p. 431-446. *Mém. H. Série Soc. Géol. France*.

LEBLANC D. (1975) - Etude géologique dans le Rif externe oriental au N de Taza (Maroc). *Thèse Sc. Nat., Univ. Toulouse*, 293 p., 50 fig., 1 carte h.t.

LEPVRIER C. et MAGNE J. (1975) - Le Néogène "post-nappes" du Tell septentrional à l'W d'Alger. *Bull. S.G.F.*, (7), n° 4, p. 612-619.

LEVY R. (1940) - Reconnaissance des gisements de lignite de la région de Guercif. *Rapport B.R.P.M.*

LEVY R. (1941) - Etudes des gisements de lignite de la région de Guercif. *Rapport B.R.P.M.*

LIZAUR de J., MARCAIS J., COLO G. et SUTER G. (1951) - Structure et encadrement de la chaîne des Kbdana (Rif oriental espagnol). *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 232, p. 1363-1365.

LORENCHET de MONTJAMONT M. (1963a) - Observations sur le Miocène moyen du couloir sud-rifain (Maroc). *C.R. Somm. S.G.F.*, p. 75-76.

LORENCHET de MONTJAMONT M. (1963b) - Observations sur le Miocène supérieur du couloir sud-rifain (Maroc). *C.R. Somm. S.G.F.*, p. 50-52.

LORENCHET de MONTJAMONT M. (1963c) - Le Bathonien et le Jurassique supérieur de la plaine de Guercif et de ses bordures (Maroc oriental). *C.R. Somm. S.G.F.*, fasc. 3, p. 102-103.

MARCAIS J. (1936) - La constitution géologique de la région au N de Taza et de Guercif. *C.R. Acad. Sc.*, t. 202, p. 2003.

MARGAT J., RAYNAL R. et TALTASSE P. (1954) - Deux séries d'observations nouvelles sur les croutes au Maroc (Couloir sud-rifain et Maroc oriental). *Notes & Mém. du Serv. Géol. du Maroc*.

MATTAUER M. (1972) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. *Paris, Hermann*, 493 p., 488 ill.

MONTENAT C. (1970) - Sur l'importance des mouvements orogéniques récents dans le SE de l'Espagne (Prov. d'Alicante et de Murcie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 270, n° 26, p. 3194-3197.

MONTENAT C. (1976) - Chronologie et paléogéographie du Néogène récent. In *Colloque final. Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords*, p. 114, CNRS, INAG, Montpellier.

MONTENAT C., BIZON G. et BIZON J.J. (1975) - Remarques sur le Néogène du forage Joides 121 en mer d'Alboran (Méditerranée occidentale). *Bull. S.G.F.*, (7), t. XVII, n° I, p. 45-51.

NESTEROFF W.D. (1973) - Un modèle pour les évaporites messiniennes en Méditerranée : des bassins peu profonds avec dépôt d'évaporites lagunaires. In *Messinian events in the Mediterranean. Geodynamics Scientific Report n° 7, Utrecht*.

NESTEROFF W.D. et GLACON G. (1976) - Le caractère rythmique des évaporites messiniennes en Méditerranée et les glaciations fini-miocènes. In *Colloque final. Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords*, p. 116, CNRS, INAG, Montpellier.

PEGORARO O. (1972) - Application de la microtectonique à une étude de néotectonique. Le golfe maliaque (Grèce centrale). *Thèse 3ème cycle, Montpellier*.

PHILLIP H. et BOUSQUET J.C. (1975) - Résultats de l'étude microtectonique sur la compression quaternaire dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne). *3ème réunion ann. des Sc. de la Terre, Montpellier*, p. 292.

PIERRE G., GIGOUT M. et RAMPNOUX J.P. (1974) - Sur le Quaternaire du littoral marocain de Larache à Tétouan et ses déformations. *2ème réunion des Sc. de la Terre, Nancy*, p. 315.

PORTHAULT B. (1971) - Etude sédimentologique des formations carbonatées du Lias et du Bajocien inférieur de l'environnement des permis de Guercif (Maroc). *Rapport inédit SNPA, CRP*.

PRICE NEVILLE J. (1966) - Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. *Pergamon Press*.

PROUST F., TAPONNIER P. et PETIT J.P. (1974) - Critère de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *2ème réunion ann. des Sc. de la Terre, Nancy*, p. 320.

RAMPNOUX J.P., ANGELIER J., COLLETTA B., FUDRAL S. et GUILLEMIN M. (1976) - Comportement néotectonique du Maroc oriental de Melilla à Guercif. *4ème réunion ann. des Sc. de la Terre, Paris (à paraître)*.

RAMSAY JOHN G. (1967) - Folding and Fracturing of Rocks. *Mc Graw-Hill, Inc.*

RAYNAL R. (1961) - Plaine et piedmonts du bassin de la Moulouya (Maroc oriental). *Etude morphologique. Paris, Imprimerie Rabat*.

RICHERT J.P. (1971) - Reconnaissance structurale. Permis Guercif. *Rapport inédit, BRPM, SNPA*.

RICHERT J.P., VERDIER P., PERRIN G., SEHANS P. (1971) - Reconnaissance structurale sur le permis de Guercif. *Rapport inédit, BRPM, SNPA.*

RUELLAN A. - Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la basse Moulouya. *Thèse.*

RUSSO P. et RUSSO L. (1928) - Observations nouvelles dans la Moulouya et le Grand Atlas oriental. *Bull. S.G.F., Paris, Série 4, t. XXVIII, p. 241.*

RUSSO P. et RUSSO L. (1930) - La jonction de l'Atlas et du Tell dans le couloir Taza-Oujda (Maroc oriental). *Bull. S.G.F., Paris, Série 4, t. XXX, p. 1121-1159.*

THOMAS G. (1974) - La phase de compression pleistocène en Algérie nord-occidentale : âge, premiers éléments cinématiques, relations avec les mouvements en distension. *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 279, p. 311-314.*

THOMAS G. (1976) - Les résultats de l'analyse structurale en Algérie Nord-occidentale. *CNRS, INAG, Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords, p. 138, Montpellier.*

VAN EYSINGAF W.B. (1975) - Geological time table. 3rd édition.

VAN LECKWIJCK W. et MARCAIS J. (1935) - Sur la géologie et les gisements de lignite de la plaine de Guercif (Maroc oriental). *Congrès Inter. Mines et Métal., VII session, Paris, p. 289.*

TABLE DES FIGURES

Figures	Pages
1 Carte géographique du NE marocain	2
2 Le bassin de Guercif : cadre géologique	4
3 Echelle biozonale utilisée - d'après J.J. et G. BIZON et C. MONTENAT (1975)	13
4 Tableau des différentes interprétations stratigraphiques dans le bassin de Guercif	14
5 Zones d'affleurement du Tortonien dans la vallée de la Moulouya et les anticlinaux centraux	18
6 Zones d'affleurement du Tortonien sur la bordure septentrionale du Moyen Atlas	26
7 Panorama coupe de la rive gauche de l'oued Zobzit au niveau du Douar Aït Mkhalel	28
8 Zones d'affleurement du Tortonien dans les anticlinaux septentrionaux	32
9 Coupe schématique interprétée du bassin de Guercif à la fin du Tortonien	34
10 Essai de schéma paléogéographique du Tortonien	35
11 Zones d'affleurement des séries régressives dans le domaine oriental	38
12 Zones d'affleurement des séries régressives dans le domaine occidental	44
13 Zones d'affleurement des séries régressives à l'extrémité S du bassin et dans les anticlinaux de Kebacha et Khorjia	46
14 Schéma synthétique de la répartition des faciès du Néogène dans la partie méridionale du bassin de Guercif	54
15 Coupe schématique interprétée du bassin de Guercif à la fin du Pliocène	56
16 Essai de reconstitution paléogéographique du Messino-Pliocène	57
17 Le Quaternaire marocain et ses corrélations probables avec le Quaternaire alpin d'après P. BIBERSON (1971)	60
18 Profils en long des terrasses et pédiments quaternaires de la partie méridionale du bassin de Guercif	62
19 Ensembles structuraux de la partie méridionale du bassin de Guercif	68

Figures	Pages
20 Coupes s�riees de l'anticlinal de Kef ed Deba	71
21 Coupe de l'anticlinal de Foum Marhrane	73
22 Coupes s�riees de l'anticlinal de Bou Msaad	75
23 Coupes s�riees de l'anticlinal de Kebacha	78
24 Coupes s�riees de l'anticlinal diapir de Khorjia	80
25 Coupe schématique du Jebel Kebibicha (d'après M. BENZAQUEN, 1965, légèrement modifiée)	82
26 Coupes s�riees de l'anticlinal Kebibicha-Haloua-Richa-Maarouf	pl.
27 Coupes s�riees de l'anticlinal de Takaroumt	86
28 Schéma des directions possibles de raccourcissement à partir des directions de plissement	91
29 Schéma de la déformation observée dans les conglomérats	96
30 Les différents plan de définition d'une faille	99
31 Schéma des domaines en compression/raccourcissement et en extension/allongement	99
32 Réseau à maille carrée sur canevas de Schmidt	100
33 Transcription d'une faille 1 en diagramme informatique	100
34 Transcription d'une faille 2 en diagramme informatique	101
35 Illustration de la superposition de deux diagrammes informatiques	101
36 Diagramme final obtenu sur table traçante pour une population de failles : canevas chiffré à gauche, diagramme interprété (en courbe) � droite	102
37 Diagramme en allongement et modèle théorique de fracturation d'après E.M. ANDERSON	103
38 Diagramme en raccourcissement par failles inverses et modèle théorique de la fracturation par failles inverses d'après E.M. ANDERSON	104
39 Diagramme en raccourcissement par décrochement et modèle théorique de la fracturation par faille décrochante d'après E.M. ANDERSON	105
40 Faille normale reprise dans un mouvement décrochant	107
41 Interprétation possible de la disposition des plis du bassin de Guercif	115
42 Individualisation en faille normale des accidents N 70 � la fin du Pal�ozoique	116
43 Plissement du domaine atlasique au cours de l'orog�nese alpine	116
44 Plis en échelon crées par le rejeu dextre des accidents N 70 au cours de la phase compressive fini-pliocène	117
45 Tableau synthétique de l'évolution néotectonique en Méditerranée occidentale	118-119

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

Photo n�	Pages
1 Figures sédimentaires de type convolute dans les grès de Seheb el Beta	20
2 Paysage de bad-lands dans les marnes tortoniennes de la rive gauche de l'oued Melloulou	20
3 Passées conglomératiques et indurations différentielles dans les grès de l'oued Hamouziine	22
4 Passage latéral grès-marnes en rive droite de la Moulouya, au S de l'oued Hamouziine	23
5 Le contact transgressif en rive gauche de l'oued Zobzit	27
6 Conglomérats à blocs anguleux du Koudiat Zahda	30
7 Photo et schéma de la transgression tortonienne au niveau de la route Guercif-Bou Rached	30
8 Calcaires lacustres pulvérulents et lignites de l'oued Khenndek el Haouaïch au niveau de la route Guercif-Bou Rached	39
9 Limite entre série marine et séries régressives soulignée par un banc gréso-conglomératique formant ressaut	41
10 Retombée orientale du pli de Foum Marhrane et flexure à valeur synclinale en bordure de la route Guercif-Bou Rached ...	74
11 L'anticlinal de l'oued Boutaï en rive gauche de l'oued Moulouya	87
12 La flexure de Louksi�t	88
13 La flexure d'Aïn Guetetara dans l'oued el Ahmar	89
14 Faille normale dans les grès tortoniens de la bordure SW du bassin	93
15 Galet strié dans les conglomérats pliocènes de l'oued Ouahar	98

TABLE DES MATIERES

	Pages
RESUME	II
AVANT-PROPOS	VI

INTRODUCTION

1° BUT DE L'ETUDE	1
2° CADRE GEOGRAPHIQUE	1
3° CLIMAT ET VEGETATION	3
4° ACCESSIBILITE	5
5° CADRE GEOLOGIQUE	5
a) Le domaine Rifain	5
b) L'avant pays rifain autochtone : le Terni-Masgout, les Beni Bou Yahî, les Beni Snassène	5
c) La région de Taourirt	6
d) La Meseta orientale : La Gada de Debdou et le plateau de Rekkam	6
e) Le Moyen Atlas septentrional	6
f) Le bassin néogène	6
- le domaine des plaines.	
- le domaine des Gadas et Koudiats.	
6° LIMITES DE L'ETUDE	7
7° HISTORIQUE	7

Première partie

ETUDE STRATIGRAPHIQUE	11
Chapitre premier	
LE NEOGENE (POST-NAPPE)	13
- Echelle chronostratigraphique utilisée	13
- Interprétations stratigraphiques antérieures	13
LA SERIE TRANSGRESSIVE MARINE OU TORTONNIENNE	17
- Généralités	17
- Les différentes zones d'affleurement des séries marines	17
I. - LA VALLEE DE LA MOULOUYA ET LES ANTICLINAUX CENTRAUX	18
1° Les séries marines du versant occidental des anticlinaux centraux	18
a) Coupe type du Seheb el Beta	18

b) Compléments et variations stratigraphiques de la série marine sur le versant occidental des anticlinaux centraux	21
- les conglomérats	21
- les grès	21
- les lignites du flanc occidental du chaînon jurassique Haloua-Richa	22
- le passage du littoral au domaine de mer ouverte	22
2° Les séries marines du versant oriental des anticlinaux centraux	24
a) Coupe de Bou Melza	24
b) Coupe du flanc E du Jebel Richa	24
c) Compléments et variations stratigraphiques de la série marine sur le versant oriental des anticlinaux centraux .	24
- la lentille argileuse de la dépression de Teniet Oreira	24
- les conglomérats des Jebels Kebibicha et Maarouf	24
- le problème de la prolongation du Tortonien vers le S du bassin	25
II. - LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU MOYEN ATLAS	26
1° La coupe de l'oued Zobzit	26
2° Variations et compléments stratigraphiques du Tortonien sur la bordure septentrionale du Moyen Atlas	29
a) Les conglomérats du Koudiat Zahda	29
b) Variations d'épaisseur	31
III. - LES SERIES MARINES DANS LES ANTICLINAUX SEPTENTRIONAUX	32
1° Les séries marines de l'anticlinal de Bou Msaad	32
2° Les séries marines de l'anticlinal de Foum Marhrane	33
3° Les séries marines de l'anticlinal de Kef ed Deba	33
IV. - CONCLUSIONS GENERALES SUR LA SERIE TRANSGRESSIVE MARINE	34
1° Les données paléontologiques et l'âge des dépôts	34
2° Les limites du bassin marin et la répartition des faciès ...	34
LES SERIES REGRESSIVES	37
- Généralités et historique	37
- Les zones d'affleurement des séries régressives	37
A- LA SERIE LAGUNO-LACUSTRE DU MESSINIEN	37
I. - LE DOMAINE ORIENTAL	38
1° Coupe du Marabout Moulay AEK Jilali	39
2° Coupe de l'oued Khennedk el Haouaïch	39
3° Variations et compléments stratigraphiques sur le Messinien du domaine oriental	40

a) Les faciès gréseux de la série laguno-lacustre	40
b) Les affleurements des structures septentrionales ; présence de faunes remaniées	41
- le pointement du Bled Marhrane	41
- l'anticlinal de Foum Marhrane	42
- l'anticlinal de Bou Msaad	42
c) Les variations du flanc E de la ride anticlinale Kebibicha - Haloua - Richa - Maarouf	42
II. - LE DOMAINE OCCIDENTAL	44
1° La coupe du Koudiat el Grhina	44
2° Amincissement et disparition des niveaux messiniens à l'W du domaine occidental	45
III. - LE S DU BASSIN ET LE FLANC ORIENTAL DES ANTICLINAUX DE KEBACHA ET KHORJIA	46
B- LA SERIE CONTINENTALE DU PLIOCENE PROBABLE	47
I. - LE DOMAINE ORIENTAL	47
1° Coupe de Teniet Oreira	48
2° Variations et compléments stratigraphiques sur le Pliocène du domaine oriental	48
a) Le versant oriental de la ride Haloua-Richa	48
b) Le bassin de l'oued en Nouamer	48
c) L'anticlinal de Bou Msaad	48
d) La rive gauche de la Moulouya	49
II. - LE DOMAINE OCCIDENTAL	49
1° Coupe de l'oued Mohand	50
2° Variations et compléments stratigraphiques sur le Pliocène du domaine occidental	50
a) La terminaison périclinale N de l'anticlinal de Kef ed Deba	50
b) La partie méridionale du pli de Kef ed Deba	50
III. - LA TERMINAISON MERIDIONALE DU BASSIN	51
1° Les séries au N du Louksiat	51
2° Les conglomérats au S du Louksiat	51
3° Age des dépôts	51
IV. - CONCLUSIONS GENERALES SUR LES SERIES REGRESSIVES	52
1° Les données de la microfaune	52
2° La répartition des faciès	53
3° Les limites du bassin régressif	53

	Pages
Chapitre deuxième	
DEPOTS ET FORMES QUATERNAIRES	59
1° Généralités	59
2° La vallée de la Moulouya	60
3° La plaine Maarouf-Tafrata	64
4° Compléments annexes	64
Deuxième partie	
ETUDE TECTONIQUE	67
Chapitre premier	
ANALYSE MACROTECTONIQUE	69
A- LES STRUCTURES PLISSEES	70
I. - LES PLIS SEPTENTRIONAUX	70
1° Le bombement anticlinal de Draa Bou Mkhareg	70
2° L'anticlinal de Kef ed Deba	70
3° Le synclinorium du Bled Marhrane	72
4° L'anticlinal de Foug Marhrane	73
5° L'anticlinal de Bou Msaad	74
6° Conclusions partielles sur l'ensemble des plis septentrionaux	76
II. - LES PLIS CENTRAUX	76
1° L'anticlinal de Kebacha	77
2° L'anticlinal de Khorjia	79
3° La ride anticlinale Kebibicha - Haloua - Richa - Maarouf	81
a) Le pointement de Kebibicha	81
b) La ride Haloua - Richa - Maarouf	82
- au niveau du Mésozoïque	82
- au niveau de l'enveloppe néogène	83
4° Le problème des zones synclinales	84
5° Conclusions partielles sur l'ensemble des plis centraux	84
III. - LES STRUCTURES MERIDIONALES DU COULOIR COMPRIS ENTRE LE MOYEN ATLAS ET LE REKKAM	84
1° Les plis de la bordure orientale du Moyen Atlas	85
a) Le couple synclinal-anticlinal de Takaroumt	85
b) L'anticlinal de l'oued Boutaï	87
2° Les flexures	88
a) La flexure du Louksiat	88
b) La flexure anticlinale d'Aïn Guetetara	88
3° Conclusions partielles sur les structures de la terminaison méridionale du bassin	90

	Pages
IV. - CONCLUSIONS ET RESULTATS DE L'ETUDE MACROTECTONIQUE DES STRUCTURES PLISSEES	90
B- LES ACCIDENTS CASSANTS	92
I. - LES FAILLES DE LA BORDURE SW DU BASSIN	92
II. - LES FAILLES AU NIVEAU DES PLIS	92
III. - L'ACCIDENT DE LA PLAINE DE MAAROUF	93
C- CONCLUSIONS DE L'ETUDE MACROTECTONIQUE	94
Chapitre deuxième	
ANALYSE MICROTECTONIQUE	95
I. - LES "OBJETS" MESURES	95
1° Les microfailles	95
2° Les surfaces de galets striés	96
3° Les principaux paramètres mesurés	96
II. - LA METHODE UTILISEE ET SON PRINCIPE	98
III. - LE TRAITEMENT INFORMATIQUE DES DONNEES	100
IV. - LIMITES D'UTILISATION DE LA METHODE	102
1° Limites d'ordre pratique	102
2° Limites d'ordre théorique	103
V. - LES RESULTATS	103
1° Diagramme en allongement	103
2° Diagramme en raccourcissement par failles inverses	104
3° Diagramme en raccourcissement par décrochements	104
VI. - LA CHRONOLOGIE RELATIVE DES EPISODES EXTENSIF ET COMPRESSIF.	106
VII. - CONCLUSIONS DE L'ETUDE MICROTECTONIQUE	107
Troisième partie	
CONCLUSIONS	111
I. - ESSAI DE SYNTHESE TECTOGENETIQUE	111
1° Episode en distension du Tortonien au Pliocène supérieur.	112
2° Episode en compression du Pliocène supérieur au Quaternaire ancien	113
3° Episode de subsidence quaternaire (?)	113

Pages

II. - DISCUSSION SUR LA DISPOSITION ET L'ORIGINE DES PLIS DU BASSIN DE GUERCIF	113
1° Sur l'existence d'accidents décrochants profonds	113
2° Essai de synthèse sur l'évolution des accidents N 70	114
III. - LE BASSIN DE GUERCIF DANS LE CONTEXTE DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE	120
BIBLIOGRAPHIE	121

ANNEXE

ANNEXE

COUPES STRATIGRAPHIQUES

MODE DE REPRESENTATION DES COUPES ETUDIEES ET NOMENCLATURE DES FORMATIONS.

- La plupart des coupes levées seront représentées selon le schéma ci-dessous.

Fig. :



En plus du figuré lithologique classique, nous avons adopté une représentation graphique comprenant :

- l'épaisseur des bancs : mm : bancs millimétriques
cm : bancs centimétriques
dm : bancs décimétriques
m : bancs métriques et supérieurs
- la courbe lithologique : 1 = conglomérat
2 = grès
3 = grès argileux - limons - marnes sableuses
4 = marnes
5 = calcaires
- la coloration : V = vert ou gris-vert
G = gris ou gris-noir
Bl = blanc, blanchâtre
J = jaune
B = beige
Br = brun
R = rouge, rose-saumon, ocre-rose
- les niveaux très gypseux seront signalés par Δ
- les niveaux très ligniteux seront signalés par Li
- les niveaux très ferrugineux seront signalés par Fe
- les niveaux très fossilifères seront signalés par F

La carte de localisation permet de repérer l'emplacement de la coupe indiquée par une flèche en trait fort.

D'autre part, dans la nomenclature des formations, nous avons décidé que :

- les niveaux marins transgressifs seraient appelés : niveaux 1 ;
- les niveaux laguno-lacustres régressifs seraient appelés : niveaux 2.

De même pour la description de chaque coupe, nous utiliserons des subdivisions qui seront fonction des variations lithologiques et qui seront notées par exemple : niveau 1a1 ; niveau 1a2 ; niveau 1b1 ; etc... .

Ces dernières subdivisions seront particulières à chaque coupe et n'auront qu'une valeur de repérage servant à se reporter au texte. Elles ne tiendront donc pas lieu de coupure stratigraphiques corrélables d'une coupe à l'autre.

Fig. A1: COUPE TYPE DU SEHEB EL BETA.

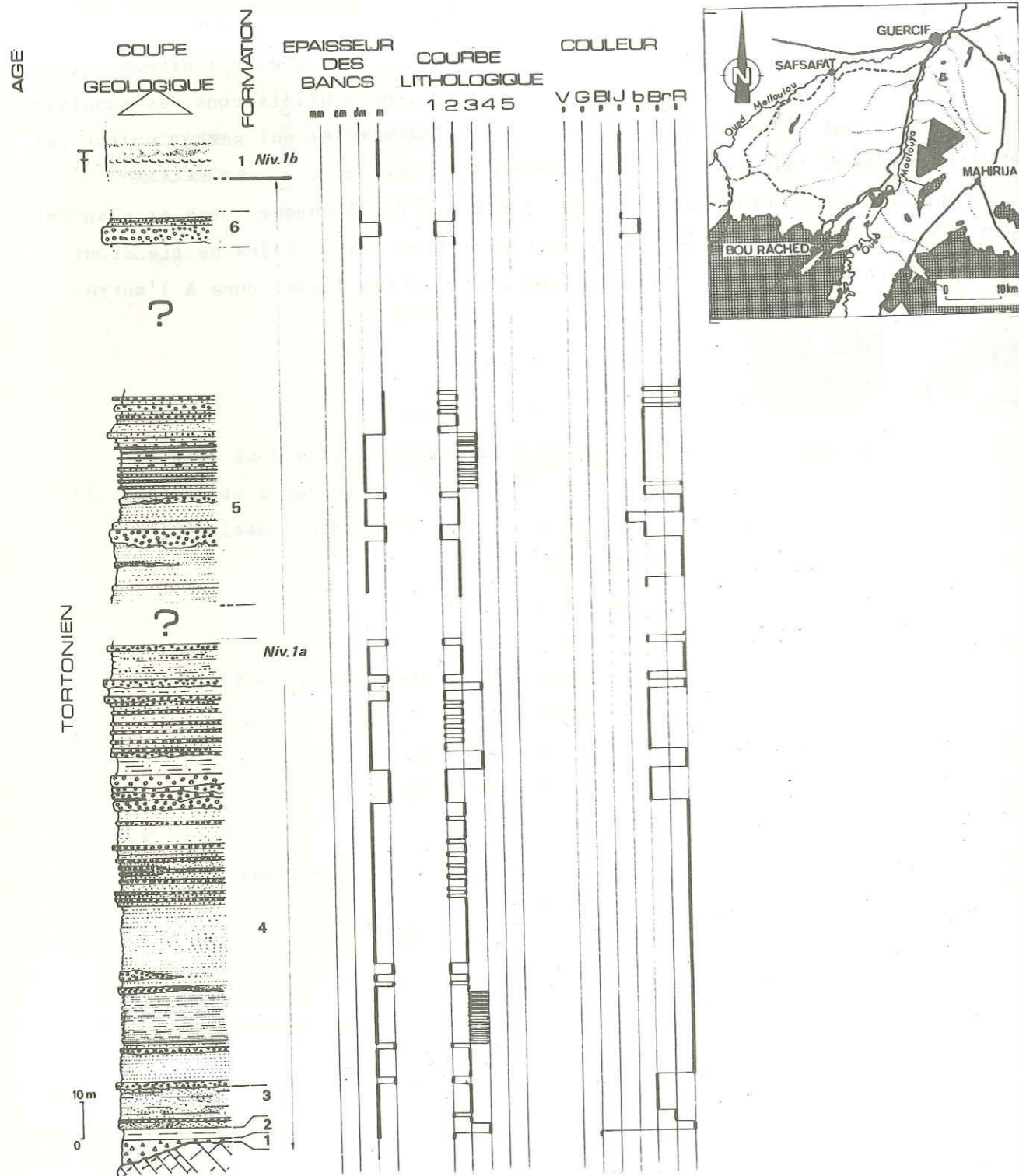


Fig. A1 : COUPE TYPE DU SEHEB EL BETA.

Cette coupe a été observée dans le lit de l'oued Seheb el Beta qui va du flanc W du Jebel Haloua jusqu'à la Moulouya. Partant de l'ancienne exploitation de lignite, on relève en discordance sur le substratum jurassique la succession suivante :

Niveau 1a1 : 0,50m à 4m d'une brèche bien cimentée à éléments calcaires provenant directement du Jurassique sous-jacent.

Niveau 1a2 : 2m de marnes sableuses jaunes à passées grises ou roses.

Niveau 1a3 : 8m environ de grès jaune roux à litage entrecroisé montrant vers la base un mince lit micro-conglomératique de 0,50m. Ce niveau a fourni des débris de Poissons, une faune benthique à *Ammonia becarri* LINNE, des Ostracodes abondants mais pas de plancton.

Niveau 1a4 : 110m environ de grès rouges violacés lie-de-vin et de conglomérats. Les conglomérats montrent des galets de calcaires jurassiques roux et gris mélangés à quelques galets de schistes carbonifères pris dans un ciment grés-carbonatés. La taille des galets varie de 1 à 15 cm. Les grès, quant à eux, sont généralement grossiers, en bancs de 10 à 50cm et alternent avec des lits plus argileux.

- Zone d'environ 10m masquée par le recouvrement quaternaire.

Niveau 1a5 : 50m environ de grès dont la teinte passe du rose violacé au jaune beige lorsqu'on s'élève dans la série. Latéralement ces grès se chargent en galets et donnent des bancs conglomératiques dont l'épaisseur peut dépasser 5m.

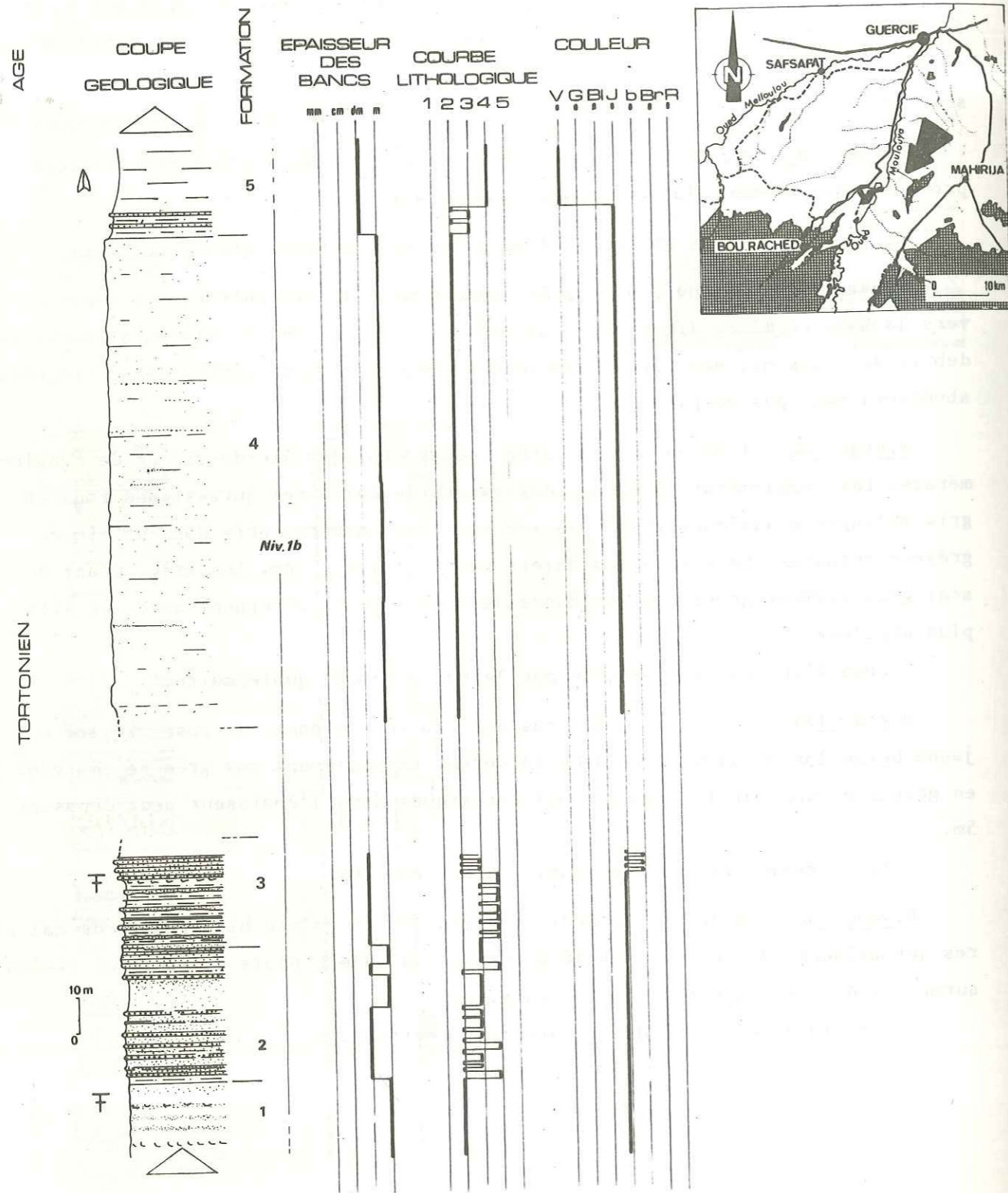
- Zone masquée par le Quaternaire : environ 40m.

Niveau 1a6 : 5m de conglomérats massifs à gros galets bien roulés de calcaires jurassiques (diamètre moyen 10 à 20cm) et à galets plats de schistes viséens, surmontés de grès et micro-conglomérats.

- Zone masquée par le Quaternaire sur environ 15m.

... / ...

Fig. A1: COUPE TYPE DU SEHEB EL BETA.



Niveau 1b1 : 20m environ de grès jaune sableux à *Ostrea crassissima*.

. le litage entrecroisé est souligné par les niveaux à pullulement d'Huîtres.

Niveau 1b2 : 30m environ de grès jaunes à passées micro-conglomératiques et sablo-argileuses.

Niveau 1b3 : 30m environ de grès en bancs irréguliers de 10cm à 1m alternant avec des sables argileux jaunes et se terminant par une couche à Huîtres. Ce niveau a fourni une microfaune à Ostracodes abondants, Foraminifères benthiques et pélagiques dont : *Orbulina suturalis* ERONIMANN ; *Globigerinoïdes trilobus* REUSS ; *Globigerinoïdes obliquus* BOLLI ; *Globorotalia gr. menardii* d'ORBIGNY ; *Globorotalia acostaensis* BLOW ; *Globorotalia scitula* PRADY ; *Globigerina bulloïdes* d'ORBIGNY ; *Hastigerina siphonifera* d'ORBIGNY.

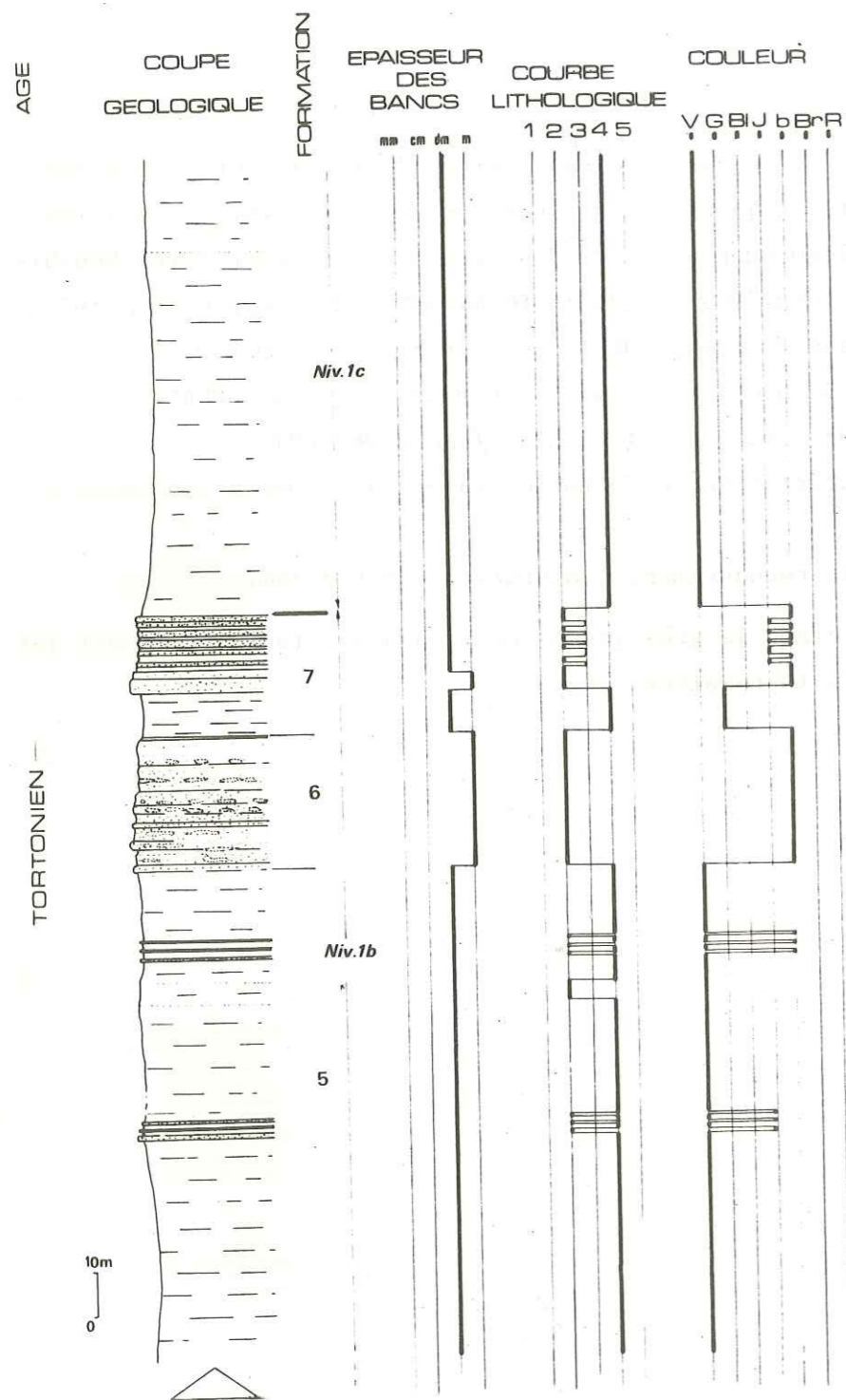
Cette association caractérise le Tortonien supérieur (zone à *Globorotalia acostaensis*).

- Zone masquée par le recouvrement quaternaire environ 15m.

Niveau 1b4 : 130m environ de grès jaunes massifs présentant localement des figures sédimentaires très tourmentées.

... / ...

Fig. A1 : COUPE TYPE DU SEHEB EL BETA.



Niveau 1b5 : 100m environ de marnes vert jaune à gypses avec quelques niveaux de grès en bancs de 10 à 20cm. Ces niveaux ont livré une abondante faune benthique à *Ammonia*, *Heterolepa*, *Bolivina*, *Melonis*, *Florilus*, *Bulimina*, *Fursenkoïna* et *Elphidium*. Le plancton plus rare, identique à l'échantillon précédent, caractérise le Tortonien supérieur.

Niveau 1b6 : 25m environ de grès massifs en bancs d'environ 2m ou finement lités en bancs jointifs de 5 à 20cm. Ces grès jaunes à patine gris-beige ou brune présentent des indurations de forme très particulière en amas rogneux ou en boules.

Niveau 1b7 : 25m environ de marnes grises, de grès massifs et de grès et marnes sableuses.

Niveau 1c : au moins 200m de marnes gris-verdâtre à gypses. Ces marnes ont fourni une faune de Foraminifères benthiques abondants. Le plancton très souvent rubéfié a livré les espèces suivantes : C 20.

Globigerinoïdes trilobus REUSS ; *Globigerinoïdes obliquus* BOLLI ; *Orbulina universa* d'ORBIGNY ; *Orbulina bilobata* d'ORBIGNY ; *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* BLOW ; *Sphaeroidinellopsis seminulina* SCHWAGER ; *Globigerina neventhes* TODD ; *Turborotalita quinqueloba* NATLAND ; *Globorotalia continua* BLOW ; *Globorotalia acostaensis* BLOW.

Cette association micropaléontologique caractérise au moins le Tortonien supérieur (Zone à *Globorotalia acostaensis*).

Ces marnes ont également fourni quelques Echinides dont : *Opissaster insignis* POMEL ; *Brissospis cf lata* POMEL ; *Brissospis cf speciosa* POMEL.

Fig. A2 : COUPE DE BOU MELZA.

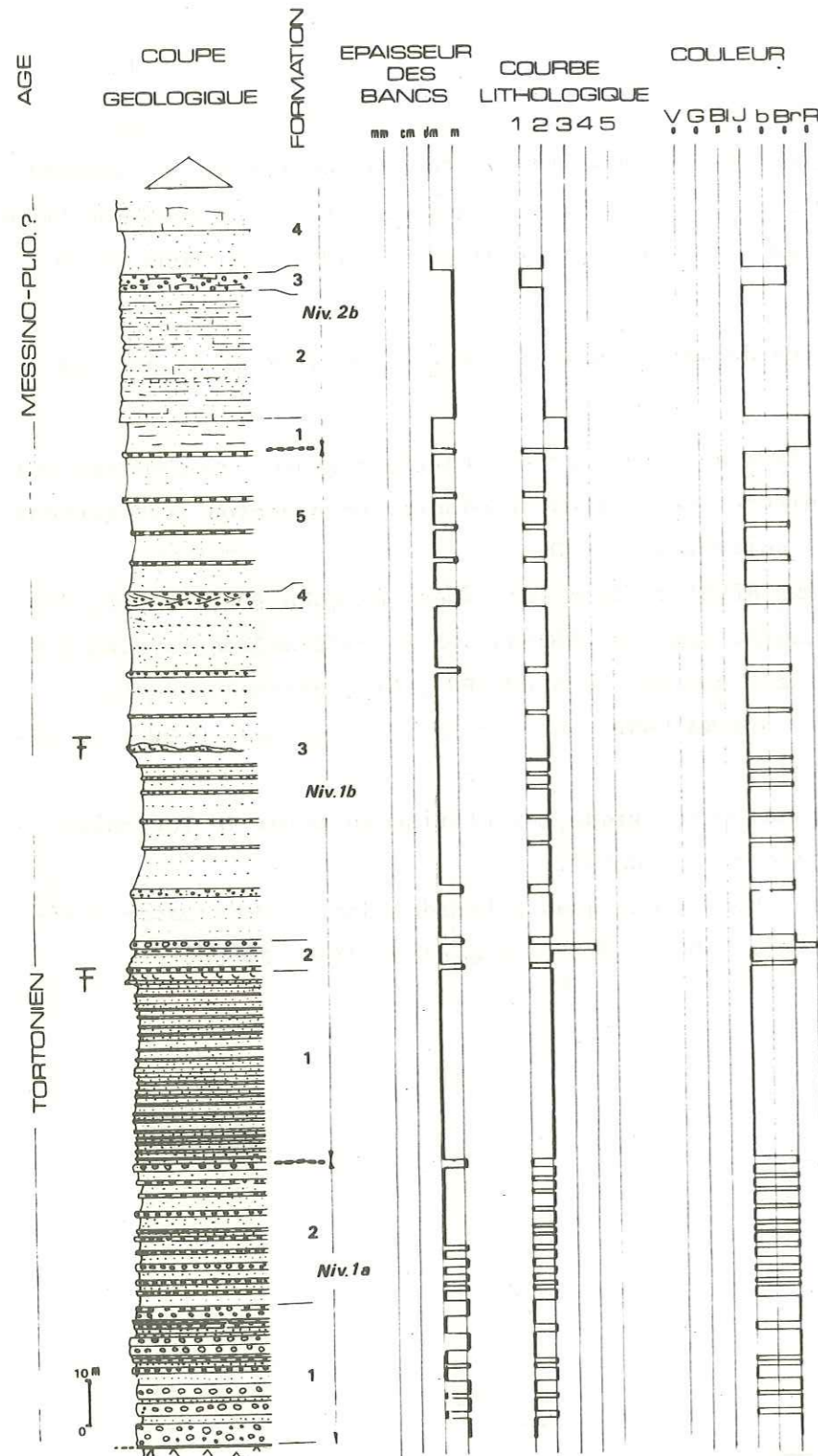


Fig. A2 : COUPE DE BOU MELZA.

En rive gauche de la Moulouya au NE du Jebel Kebacha et dans l'axe de l'anticlinal diapirique de Khorjia, une lame de Trias redresse fortement les séries néogènes. L'oued qui conflue avec la Moulouya au niveau du Douar Bou Melza fournit une coupe naturelle de la série. On observe au-dessus des pélites rouges du Trias la succession suivante :

Niveau 1a1 : 30m environ de conglomérats et grès grossiers à litage irrégulier.

Niveau 1a2 : 30m environ de grès argileux en bancs de 1 à 2m avec passées conglomératiques métriques.

Niveau 1b1 : 40m environ de grès jaunes en bancs plus indurés contenant vers le sommet des Huîtres en abondance.

Niveau 1b2 : 5m environ de conglomérats présentant en leur sein des grès jaunes et des marnes gréseuses roses.

Niveau 1b3 : 75m environ de grès jaunes sableux à bancs plus grossiers parfois micro-conglomératiques. On note vers le milieu de ce terme, la présence d'un niveau à Huîtres.

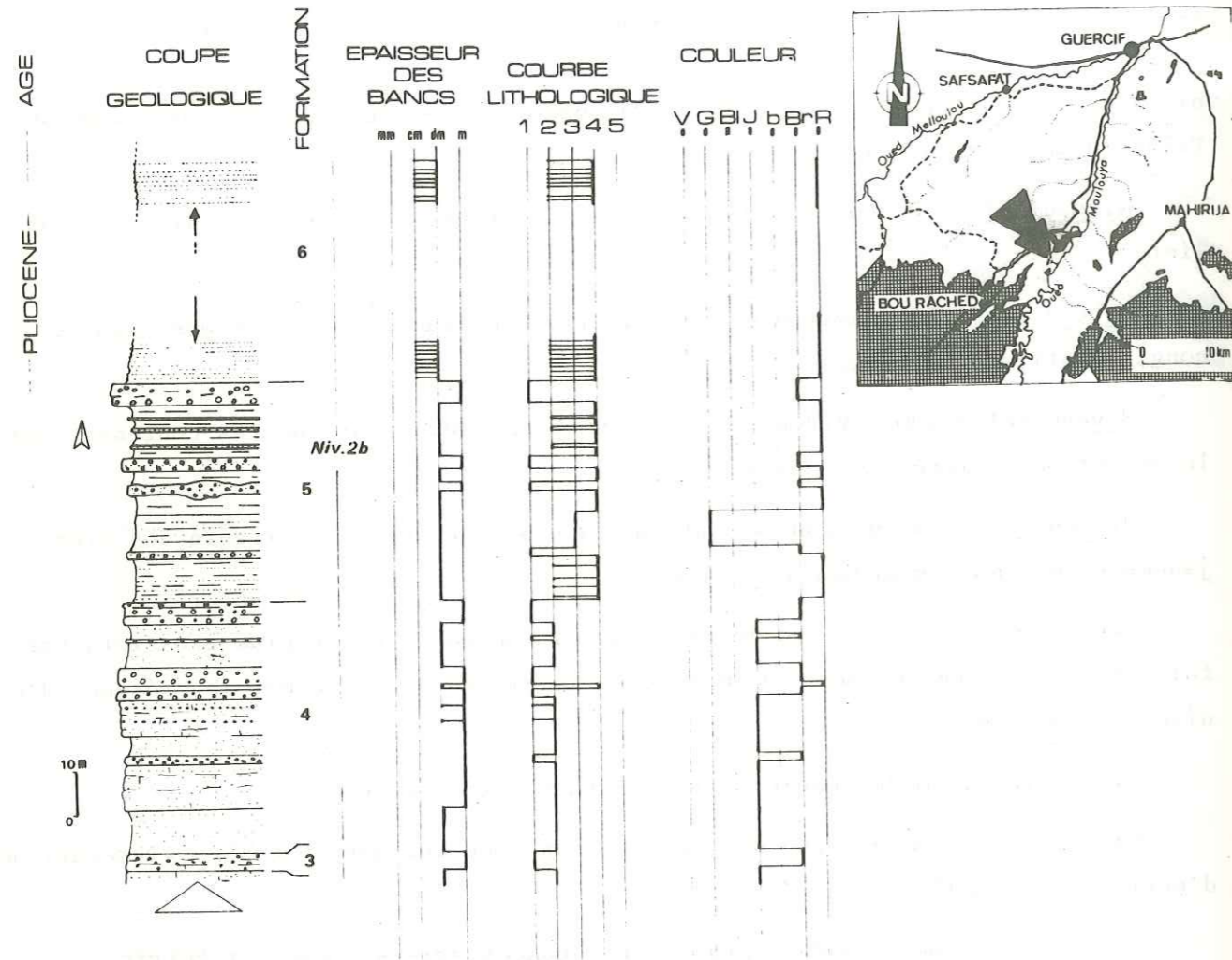
Niveau 1b4 : 3m de conglomérats à litage entrecroisé.

Niveau 1b5 : 30m environ de grès sableux avec quelques bancs conglomératiques d'environ 1m d'épaisseur.

Niveau 2b1 : 5m de marnes gréseuses rubanées grises, roses et beiges.

Niveau 2b2 : 20m de grès jaunes à cimentation calcaire irrégulière responsable d'une érosion différentielle alvéolaire. Certaines couches très indurées en bancs jointifs de 1 à 2m ont une patine rouille.

Fig. A2 : COUPE DE BOU MELZA.



Niveau 2b3 : 4m de conglomérats à ciment calcaire.

Niveau 2b4 : 50m environ d'une alternance irrégulière de grès sableux, de grès bien indurés et de conglomérats.

Niveau 2b5 : 50m environ de marnes sableuses rose-saumon et grises et de conglomérats.

Niveau 2b6 : au moins 350m de grès et marnes sableuses brun-rose formant une série très monotone.

Fig. A3: COUPE DU FLANC DU JEBEL RICHA.

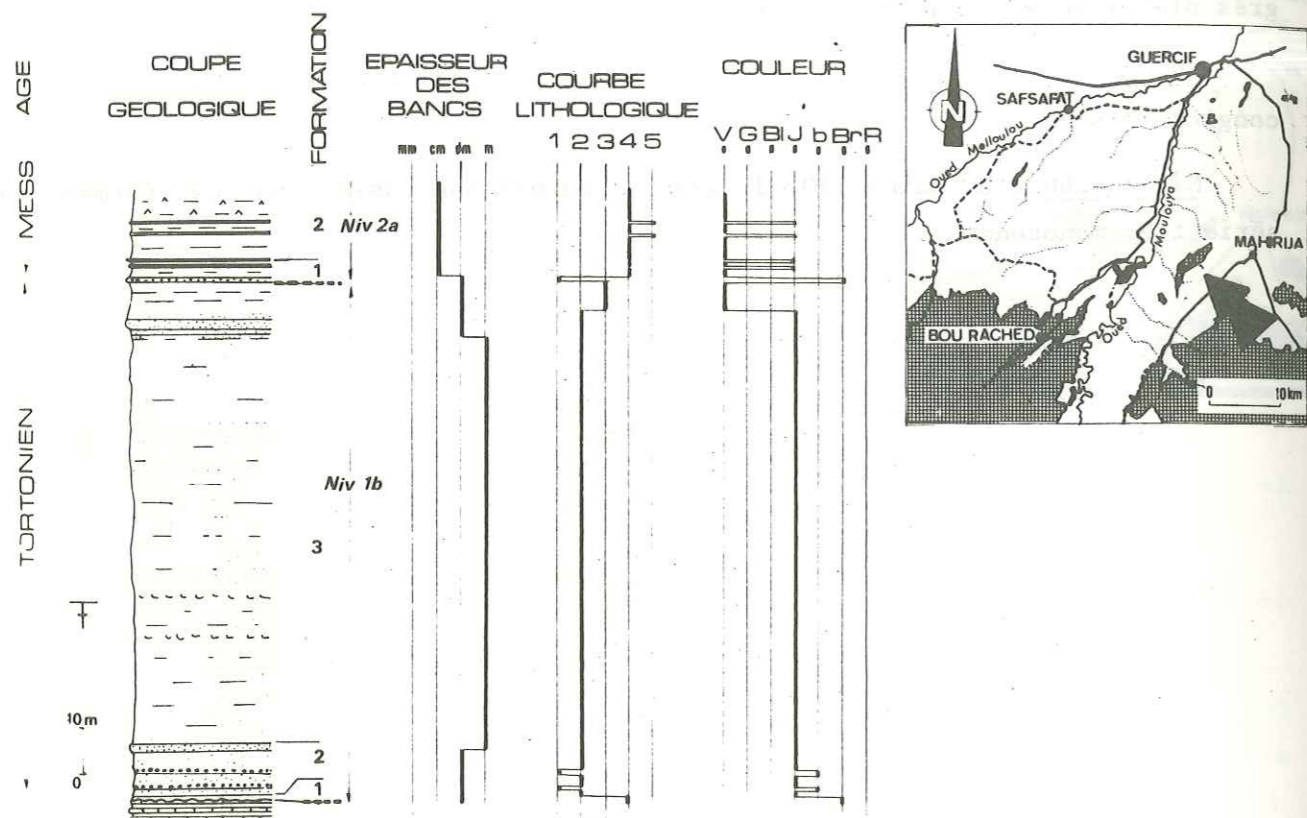


Fig. A3 : COUPE DU FLANC DU JEBEL RICHA.

Sur le versant oriental du chaînon triasico-jurassique Haloua-Richa, à l'aplomb du sommet du Jebel Richa nous avons levé la coupe suivante.

Au-dessus des calcaires et marnes à Térébratules du Bajocien on distingue de la base vers le sommet :

Niveau 1b1 : environ 1m de marnes gréseuses brun-rose.

Niveau 1b2 : 10m environ de grès grossiers à passées conglomératiques brun-beige à litage oblique et à des débris d'Huîtres.

Niveau 1b3 : 90m environ de sables et de grès fins à débris d'Huîtres. Vers le sommet, au-dessus de bancs gréseux plus indurés, la série est plus argileuse. Ces grès à Huîtres sont rapportés au Tortonien par les auteurs de la carte Debdou 1/100.000ème.

Niveau 2a1 : 5m de marnes gréseuses à lentilles conglomératiques importantes. Ce niveau a fourni des débris d'Ostracodes et quelques rares Foraminifères benthiques dont *Ammonia tepida* mélangé à de nombreux petits nodules rubéfiés. La microfaune indique déjà ici un faciès saumâtre de la série régressive.

Niveau 2a2 : des marnes vertes à gypse et petits lits de calcaires blancs, à débris d'Ostracodes. Les couches argileuses renferment pour leur part de nombreux débris d'Ostracodes et des microfaunes planctoniques, crétaées remaniées. Ce niveau est tout à fait comparable aux couches de l'oued Khendek el Haouaïch, qui, appartiennent au Messinien.

Fig. A4 : COUPE DU FLANC W DE L'ANTICLINAL DE BOU MSAAD.

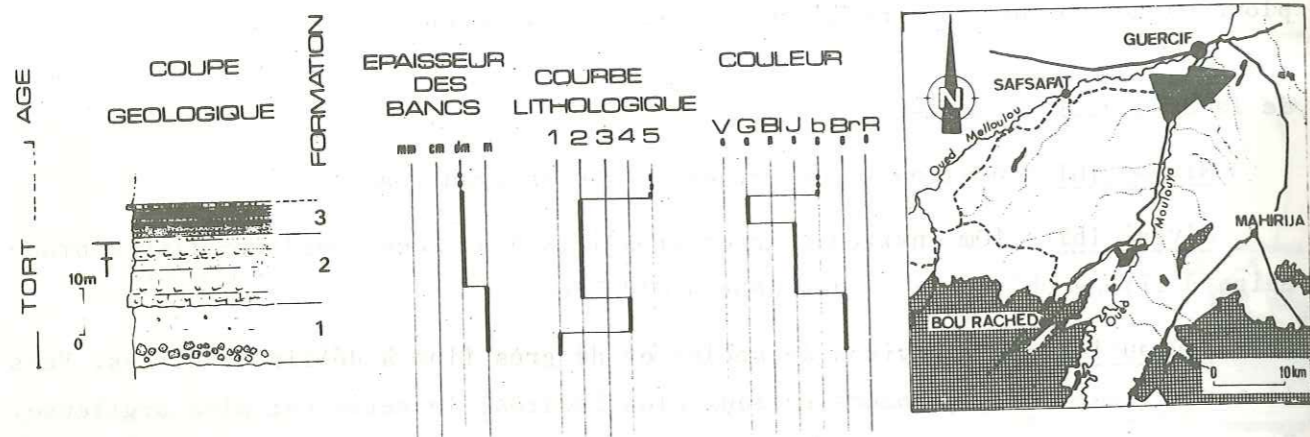


Fig. A4 : COUPE DU FLANC W DE L'ANTICLINAL DE BOU MSAAD.

L'anticlinal de Bou Msaad est un bombement à coeur de Trias situé à environ 5km au SE de Guercif.

Sur le flanc W de la structure, à la faveur d'un lit d'oued traversant le pli de part en part, on note de bas en haut au-dessus de pélites rouges et des basaltes du Trias, la série suivante :

Niveau 1b1 : 10m environ de limons argileux brun-rouille à marbrures blanches verdâtres et à gros blocs de grès jurassiques.

Niveau 1b2 : 15m environ de grès à ciment calcaire très abondant présentant vers la base un véritable banc calcaire. Ce banc contient de nombreux Lamelli-branches (Huîtres surtout) et des Coraux. En lame mince on reconnaît dans une biomicrite quartzitique outre des Madreporaires, des Lithothamniées et débris de Lamellibranches. Ces calcaires ne sont pas sans rappeler les faciès de la bordure du Moyen Atlas.

Niveau 1b3 : 8m environ de grès gris, finement lités sur 2m, passant à des calcaires gréseux vacuolaires à débris d'Huîtres.

Fig. A6 : COUPE DU MARABOUT MOULAY AEK JILALI.

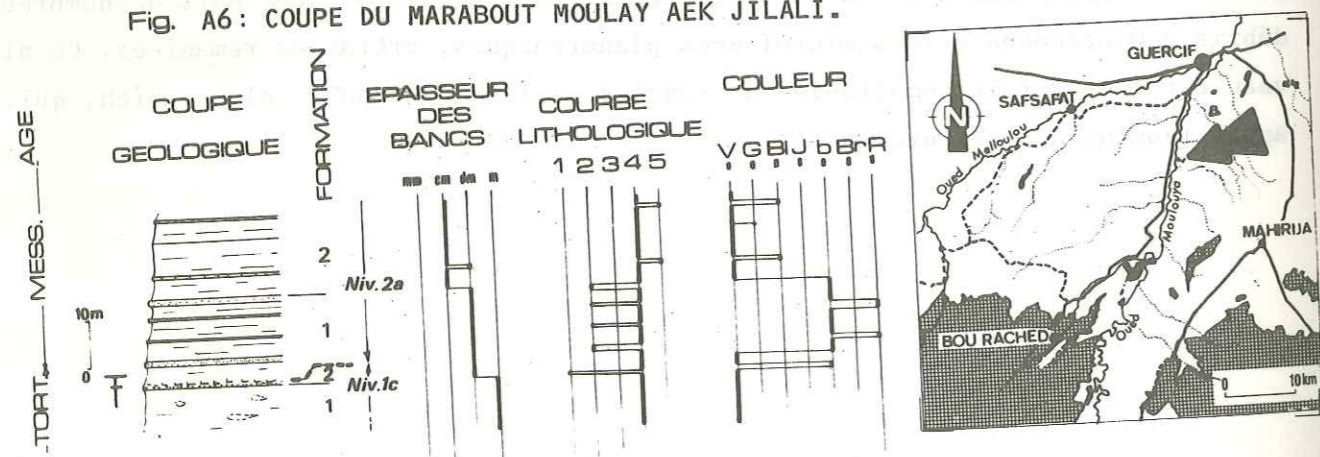


Fig. A6 : COUPE DU MARABOUT MOULAY AEK JILALI.

500m à l'E du Marabout Moulay Aek Jilali, on relève de bas en haut la succession suivante :

Niveau 1c1 : Des marnes gris-verdâtre à gros nodules calcaires jaunes pouvant atteindre 1m de diamètre.

Niveau 1c2 : 1m de conglomérats ferrugineux à Huîtres. Cette couche détritifique toujours riche en Ostracés marque la fin du régime marin et le début du cycle régressif laguno-lacustre. Son extension quasi générale dans le bassin en fait un excellent niveau repère.

Niveau 2a1 : 20m environ d'une alternance de marnes litées beiges, vertes, parfois rosées et de grès beiges en bancs décimétriques et métriques.

Niveau 2a2 : des marnes gris-verdâtre finement litées à gypse, calcaires lacustres, blanchâtres et lignites que l'on retrouve dans la coupe de Khenndek el Haouaïch.

Fig. A5: COUPE DU GADET HEDDAD.

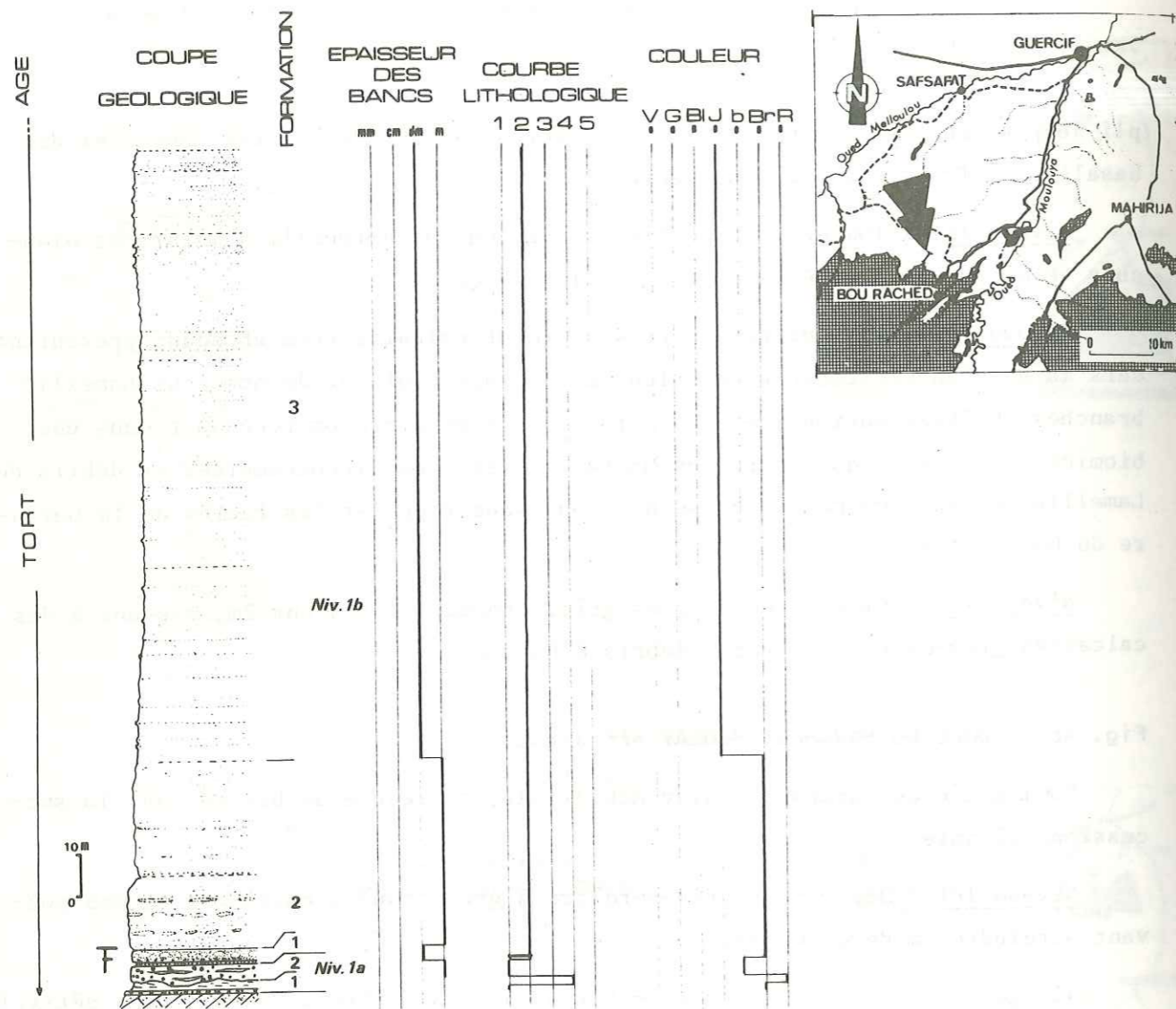


Fig. A5 : COUPE DU GADET HEDDAD.

Immédiatement à l'E du Gadet Heddad, le ravin affluent droit du Seheb er Rbiz montre de bas en haut et au-dessus des grès jurassiques la coupe suivante :

Niveau 1a1 : 1m environ de brèche à blocs de grès très anguleux dans un ciment argilo-sableux.

Niveau 1a2 : 4m de conglomérats à galets gréseux décimétriques bien roulés et à lentilles argileuses.

Niveau 1b1 : 2,5m environ de grès grossiers micro-conglomératiques à ciment calcaire possédant un débit en boules. A la base on note un banc de grès plus fin de 50cm. Ce niveau contient quelques débris de Lamellibranches et Gastéropodes marins.

Niveau 1b2 : 40m de grès grossiers en bancs massifs à débit en boules.

Niveau 1b3 : au moins 150m de grès jaunes mieux lités présentant des formes d'érosion cavernueuses et alvéolaires et à nombreux niveaux fossilifères (débris d'Echinides et Lamellibranches). Vers leur sommet et latéralement, ces grès se chargent progressivement en argile et passent aux couches marneuses du centre du bassin (niveau 1c).

On remarque dans cette coupe, qu'apparaissent des dépôts conglomératiques (niveau 1a) peu épais à la base de la série gréseuse (niveau 1b). C'est le cas le plus courant sur la bordure du Moyen Atlas.

Les couches tout à fait basales (niveau 1a1) sont très bréchiformes et peuvent avoir une origine en partie continentale.

Fig. A7 : COUPE DE L'OUED KHENNDEK EL-HAOUAICH.

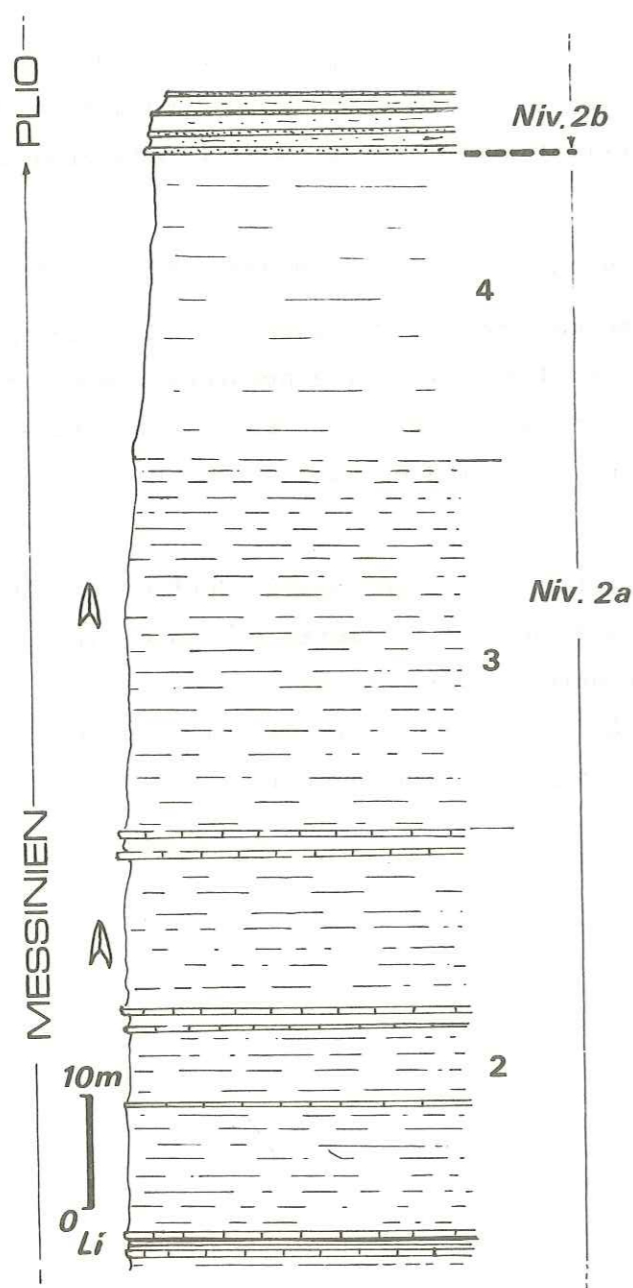


Fig. A7 : COUPE DE L'OUED KHENNDEK EL-HAOUAICH.

Partant de la route Guercif Bou Rached et remontant le cours de cet affluent gauche de la Moulouya, on relève, de la base vers le sommet la série suivante :

Niveau 2a2 : 50m environ de marnes gris-verdâtre à gypse et calcaires lacustres.

Les calcaires lacustres sont blancs, pulvérulents en bancs d'épaisseur variable allant de 5cm à 2m. Ils sont presque toujours associés à des couches ligniteuses de 1 à 5cm. On remarque également de fins lits d'environ 5cm de calcaires plus compacts à patine jaune. Ces couches calcaires renferment une faune de Gastéropodes à *Melania turberculata* MULL ; *Melanopsis tuberculata* MULL ; *Hydrobia* sp.

Les niveaux argileux, quant à eux, ont fourni des ostracodes, des débris de Gastéropodes, des Oogones de Charophytes ainsi que de rares Foraminifères benthiques.

Niveau 2a3 : 25m environ de marnes gris-verdâtre à très nombreux lits de gypse de 0,1 à 10cm bien stratifiés présentant des figures sédimentaires rappelant des ripple-marks.

Niveau 2a4 : 20m environ de marnes gris-verdâtre sans lit de gypse dont la stratification est soulignée par de fins lits roses millimétriques.

Ces couches argileuses sont surmontées au Garet Dziouat de 80 à 100m de grès et marnes ocre-rose appartenant à la série continentale supérieure.

Fig. A8 : COUPE DE TENIET OREIRA.

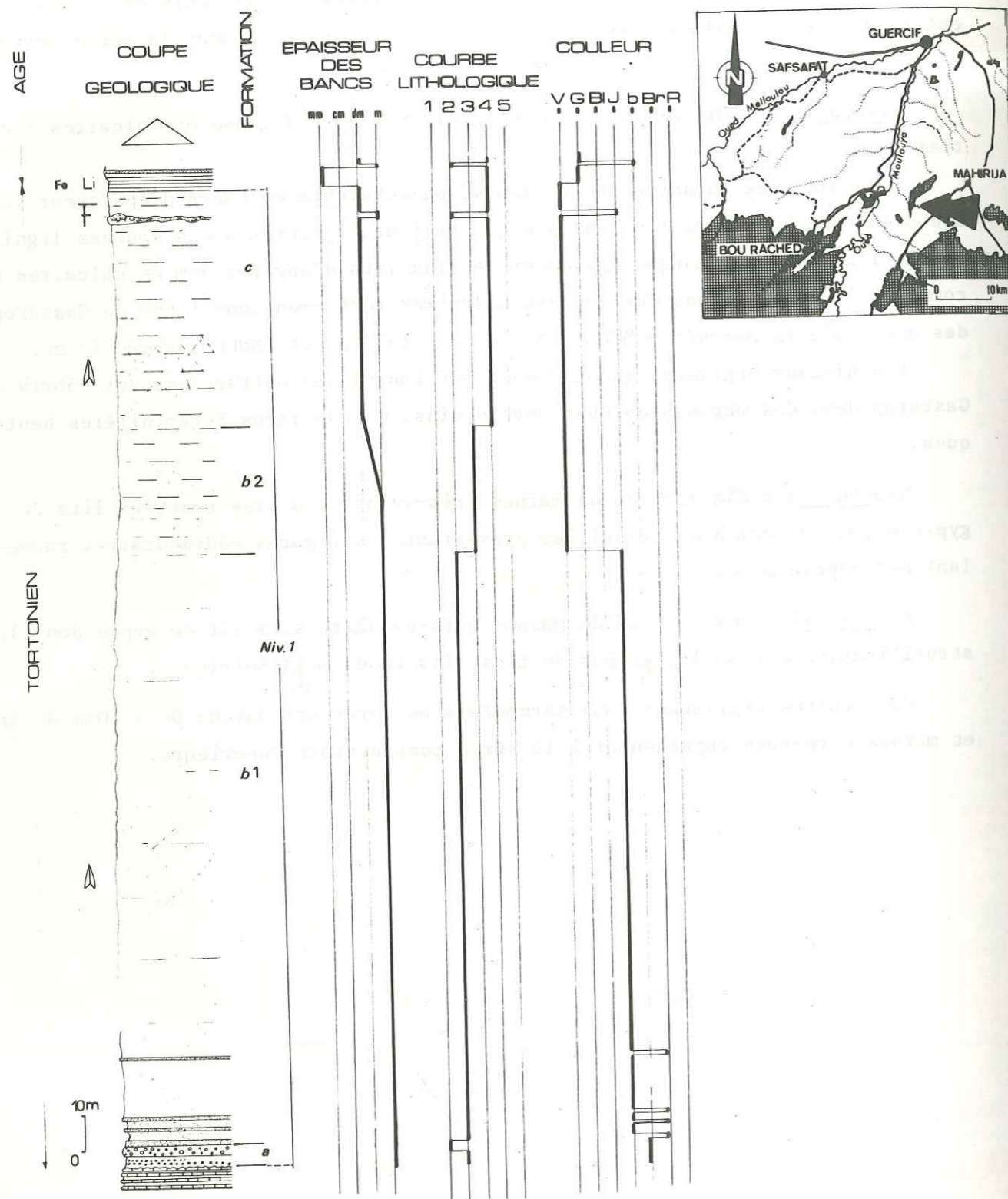


Fig. A8 : COUPE DE TENIET OREIRA.

Le massif jurassique du Jebel Haloua est traversé par un oued, affluent droit de la Moulouya dont les ravinements du versant E révèlent une série néogène presque complète, aux couches fortement redressées.

Au-dessus des marnes et calcaires du Jurassique, on relève successivement de bas en haut en discordance à peine marquée :

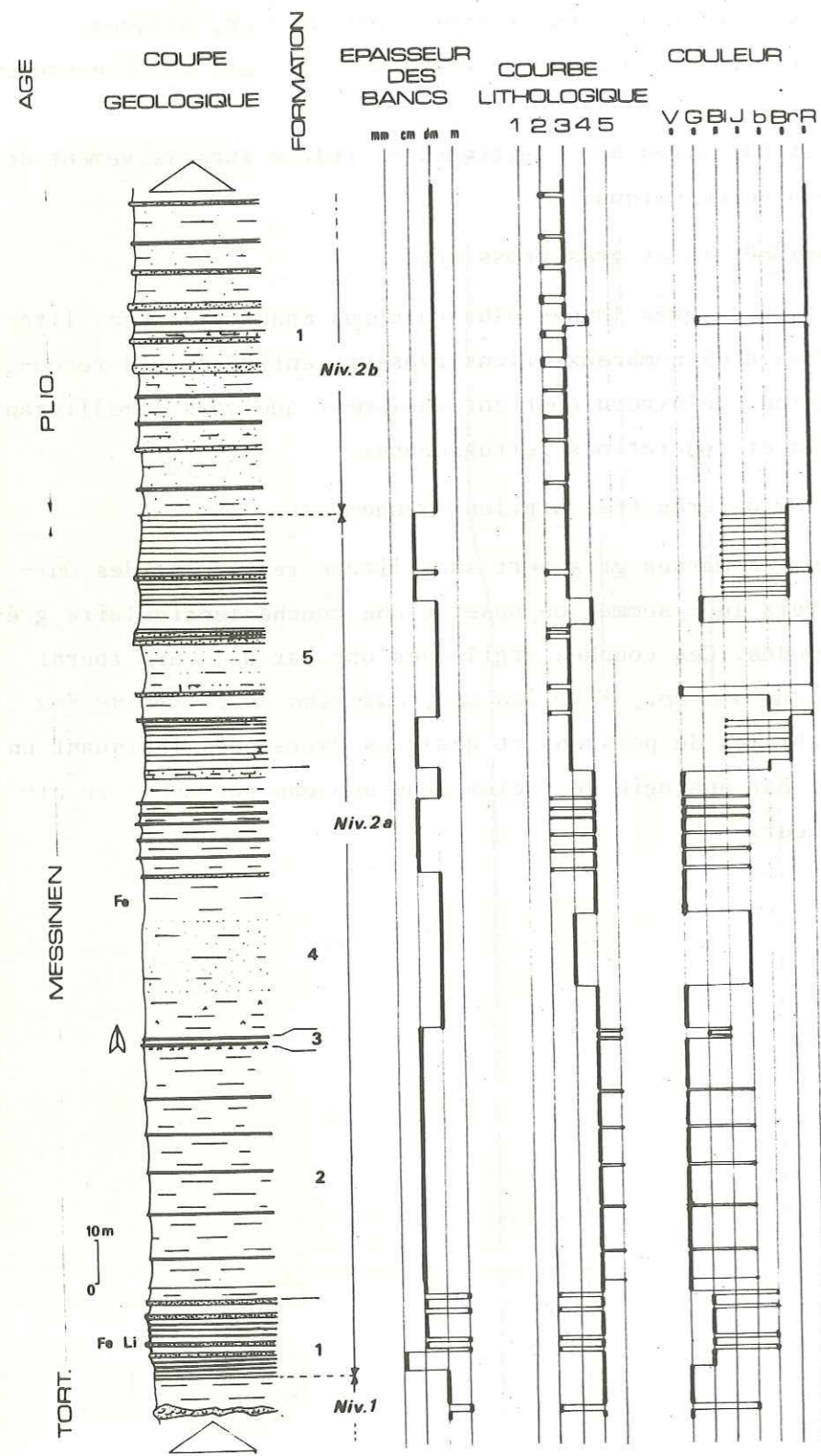
Niveau 1a : 5m de conglomérats et grès grossiers.

Niveau 1b1 : environ 160m de grès jaunes plus ou moins indurés et sans litage net. On remarque la présence de nombreux filons gypseux centimétriques recoupant souvent la stratification. Ce niveau contient également quelques lamellibranches et de nombreuses pistes et concrétions ferrugineuses.

Niveau 1b2 : environ 40m de grès très argileux jaune-vert.

Niveau 1c : environ 40m de marnes gris-vert sans litage renfermant des Our-sins du genre *Brissospis*. Vers leur sommet on observe une couche lenticulaire gré-seuse à Ostracés et Arthropodes. Ces couches argileuses ont par ailleurs fourni une microfaune benthique à *Ammonia sp.*, *Florilus sp.*, *Ulimina sp.*, *Fursenkoina sp.*, ainsi que des dents labiales de poissons et quelques Ostracodes indiquant un milieu marin très littoral. Par analogie de faciès nous pouvons rattacher ce niveau 1a au Tortonien supérieur.

Fig. A8 : COUPE DE TENIET OREIRA.



Niveau 2a1 : 20m environ de marnes gris-vert à nombreux diasthèmes ferrugineux et ligniteux et à passées gréseuses. Ce niveau est riche en Gastéropodes pulmonés.

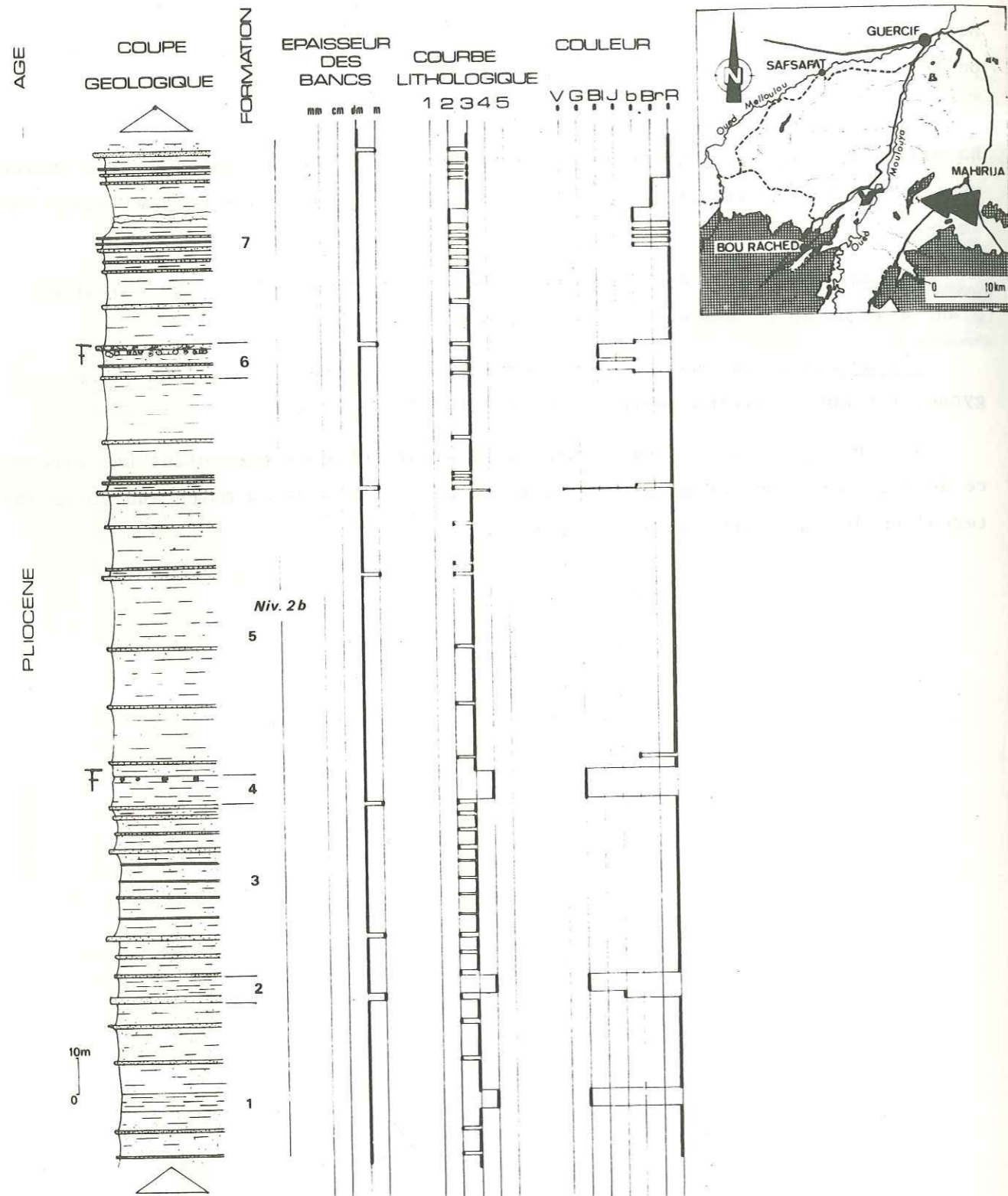
Niveau 2a2 : 45m environ de marnes gypseuses à fins bancs calcaires jaunes. La base des bancs est souvent ferrugineuse et montre des traces végétales carbonneuses. Les bancs calcaires renferment quelques rares Gastéropodes de petite taille.

Niveau 2a3 : 1m de marnes grises très gypseuses avec deux lits calcaires blanc crayeux de 10cm à nombreux Gastéropodes.

Niveau 2a4 : 50m environ de marnes vertes et de sables argileux jaunes à gypse et nombreux grains ferrugineux et rares Ostracodes.

Niveau 2a5 : 60m environ de marnes finement rubanées présentant une alternance de lits brun-rose et gris-blanchâtre et de marnes plus ou moins sableuses intercalées de bancs gréseux ocre-roses.

Fig. A8 : COUPE DE TENIET OREIRA.



Au-dessus des couches messiniennes ci-dessus décrites, on reconnaît de bas en haut la séquence suivante :

Niveau 2b1 : 100m environ de marnes gréseuses gypseuses et de grès ocre-rose intercalés de deux niveaux de marnes gris-blanchâtre. La coupure entre le Messinien et le Pliocène est principalement basé sur l'apparition de couches roses à dominante gréseuse.

Niveau 2b2 : 5m environ de grès jaunes grossiers surmontés de marnes grises à nodules calcaires.

Niveau 2b3 : 50m environ de grès ocres et de marnes roses.

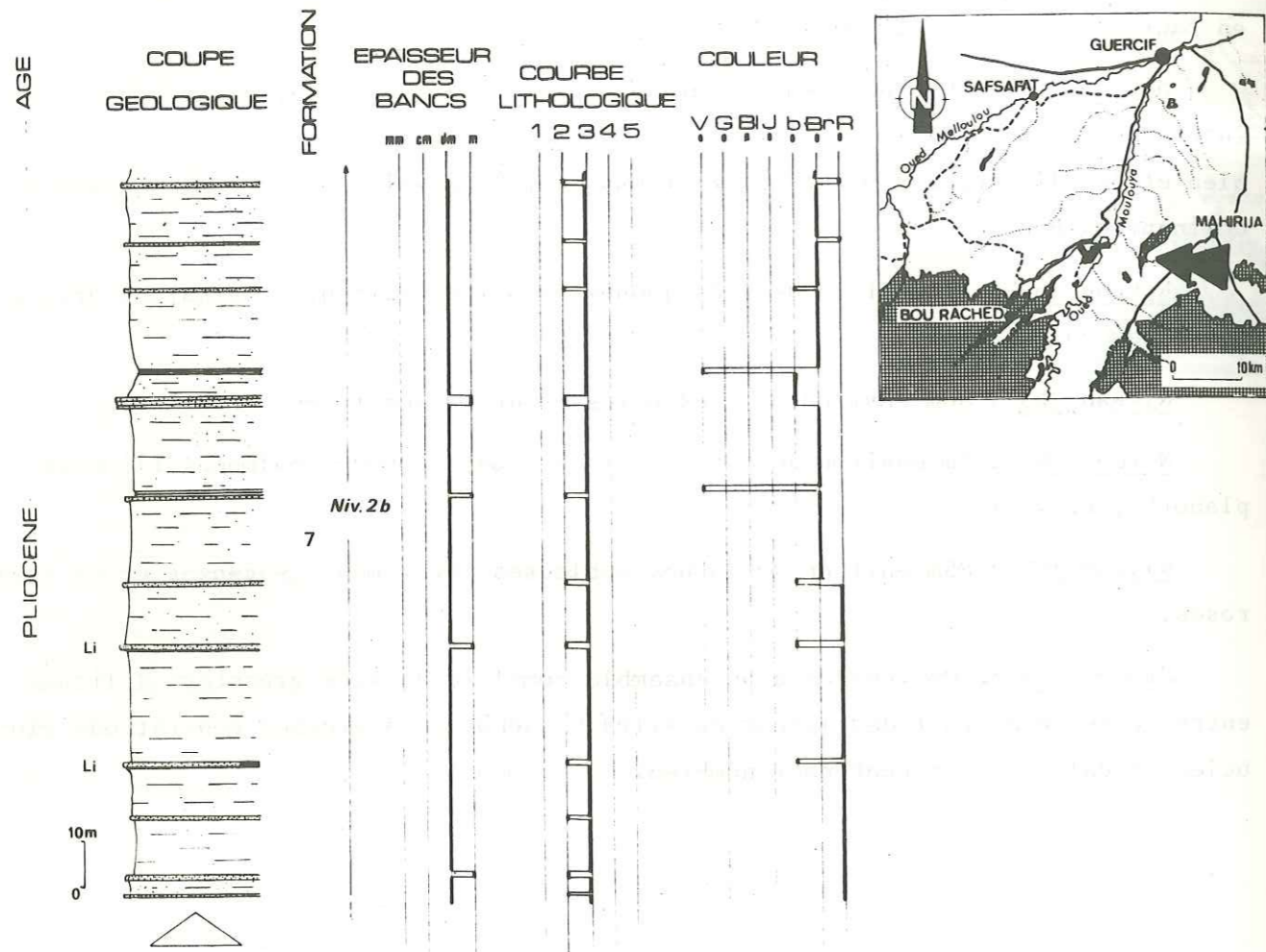
Niveau 2b4 : 5m environ de marnes grises à Gastéropodes pulmonés (limnées, planorbe, etc...).

Niveau 2b5 : 85m environ de marnes sableuses légèrement gypseuses et de grès roses.

Niveau 2b6 : 10m environ d'un ensemble complexe de grès grossiers à litage entrecroisé surmontant des marnes et silts blanchâtres à grosses concrétions globuleuses calcaires et contenant nombreux Gastéropodes.

... / ...

Fig. A8 : COUPE DE TENIET OREIRA.



Niveau 2b7 : 200m environ de marnes sableuses brun-rose intercalées de grès à cailloutis et à débris de Lamellibranches très roulés. Vers le sommet les marnes ont fourni à côté de quelques rares Foraminifères remaniés et roulés de nombreux débris d'Ostracodes et de Gastéropodes, et quelques oogones de Charophytes indiquant un milieu à dominante ducicole.

Fig. A9: COUPE DU KOUDIAT EL GRHINA.

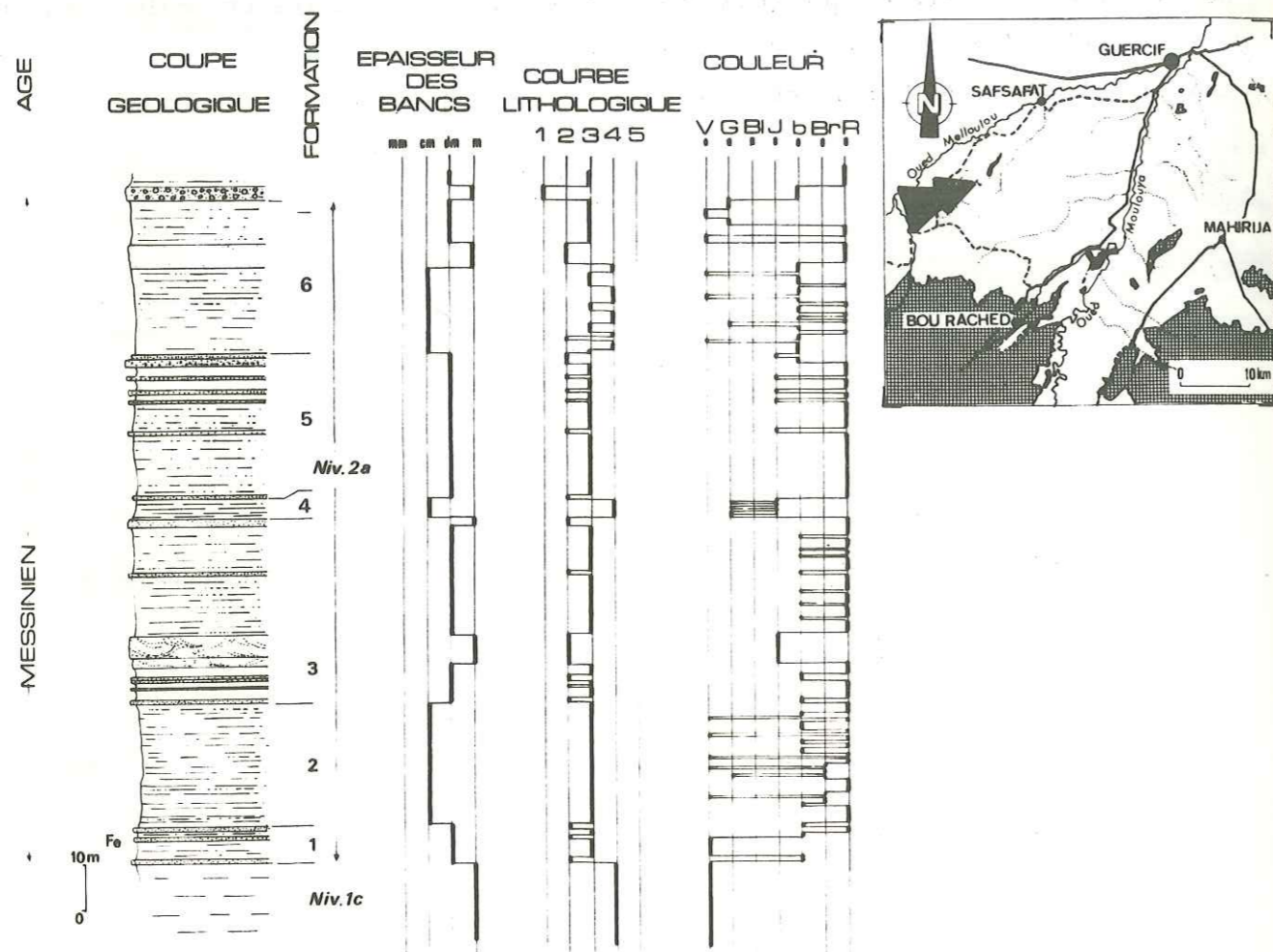


Fig. A9 : COUPE DU KOUDIAT EL GRHINA.

Dans la partie S de l'anticlinal de Kef el Deba et sur le versant occidental, l'oued immédiatement au N du Koudiat el Grhina, recoupe les couches de la série régressive.

Au-dessus des marnes vertes du Tortonien, on reconnaît de la base vers le sommet :

Niveau 2a1 : 7m environ de marnes jaune-verdâtre et de grès beiges à nombreux grains ferrugineux.

Niveau 2a2 : 25m environ de marnes sableuses rubanées vertes, beiges et roses.

Niveau 2a3 : 30m environ de grès et marnes roses et beiges intercalés de bancs de grès plus grossiers à litage entrecroisé.

Niveau 2a4 : 5m environ de marnes beige-grisâtre finement litées.

Niveau 2a5 : 30m environ de marnes sableuses beige-rose et de grès jaunes surmontés d'un banc de grès grossier à petits galets.

Niveau 2a6 : 35m environ de marnes rubanées grises et roses et de marnes sableuses beiges et vertes avec un niveau grés-argileux rose. Les marnes sableuses beiges ont fourni des débris émoussés de Lamellibranches et de la microfaune semble indiquer un remaniement.

Ces niveaux sont surmontés d'une formation conglomératique appartenant à la série continentale supérieure du cycle régressif.

Fig. A10 : COUPE DU FLANC SE DU DIAPIR DE KHORJIA.

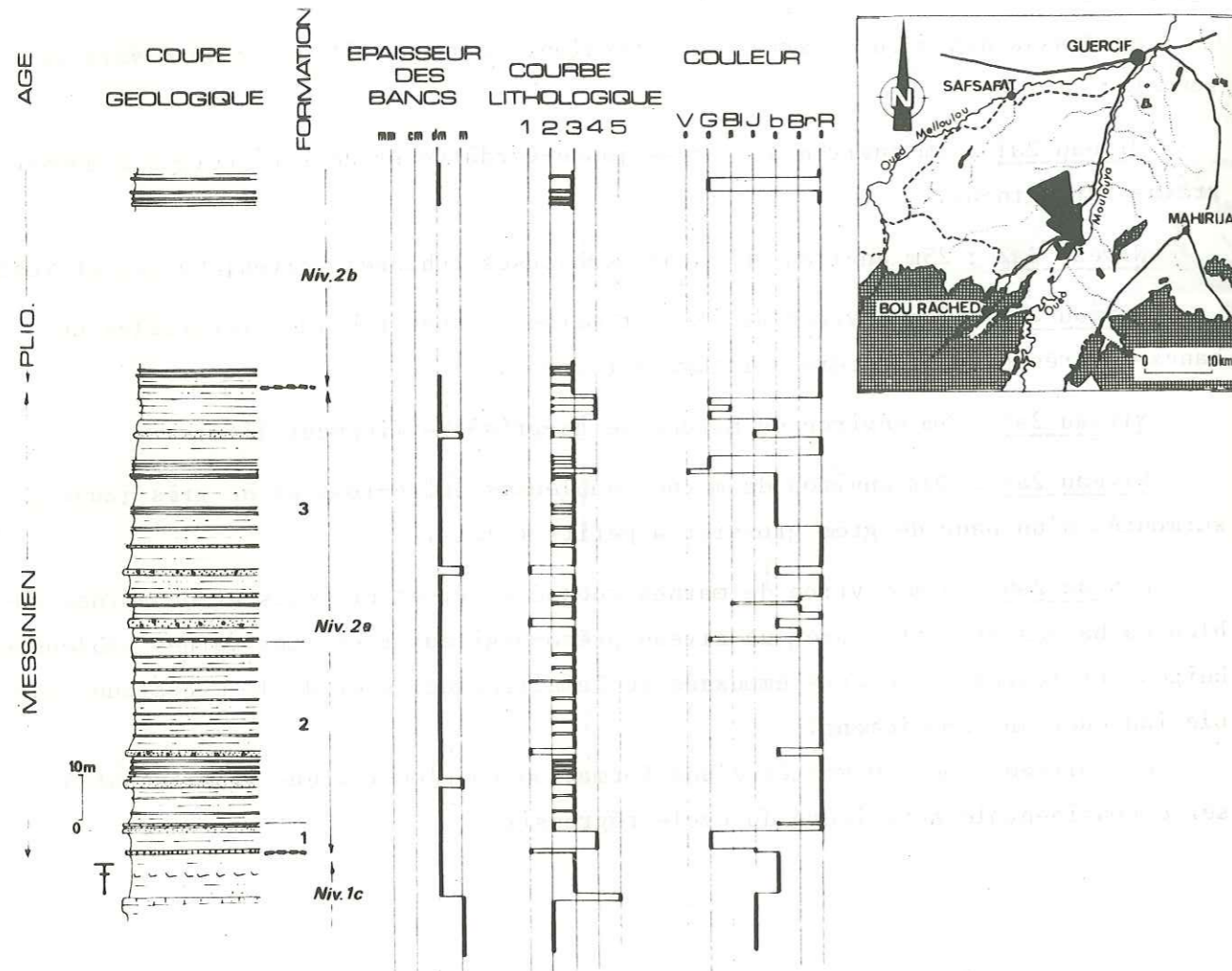


Fig. A10 : COUPE DU FLANC SE DU DIAPIR DE KHORJIA.

En rive droite de la Moulouya, à l'E du Douar de Khorjia, une coupe N-S au-dessus des grès calcaires et des marnes sableuses à Ostracés du Tortonien, donne la série suivante :

- Niveau 2a1 : 8m environ d'une formation complexe montrant de bas en haut :
- 1m de conglomérats à petits galets ;
 - 5m environ de marnes gris-verdâtre ayant livré une faune lagunaire à Ostracodes nombreux, à Gastéropodes et à rares Foraminifères benthiques *Ammonia tepida* ;
 - 2m de grès en plaquettes beige-rose très clair.

Niveau 2a2 : 40m environ de grès et limons roses intercalés de quelques bancs micro-conglomératiques.

Niveau 2a3 : 50m environ de grès et limons beiges et roses intercalés de conglomérats et de marnes gris-vert. Les couches marneuses gris-vert ont livré de nombreux Ostracodes et des débris de Poissons.

Ces niveaux sont surmontés par une série monotone de grès et limons roses appartenant à la formation continentale supérieure.

Fig. A11 : COUPE DE L'OUED MOHAND.

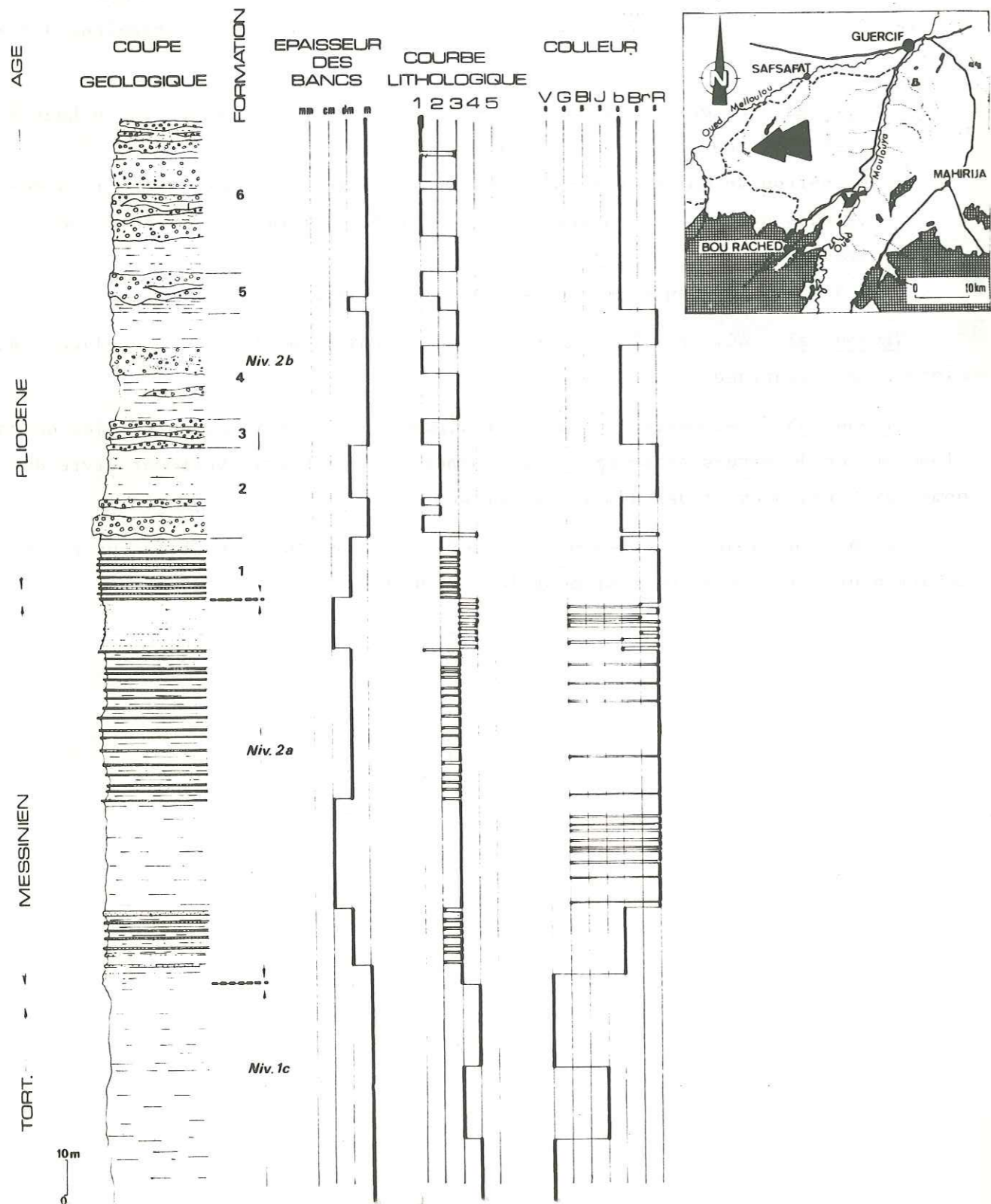


Fig. A11 : COUPE DE L'OUED MOHAND.

Après avoir entaillé d'E en W les marnes vertes du Tortonien, les marnes sableuses rubanées et les grès beiges et ocre-rose du Messinien, l'oued Mohand recoupe successivement de bas en haut :

Niveau 2b1 : 20m environ de grès fins ocre-rose et gris en bancs d'environ 50cm intercalés de marnes sableuses roses légèrement gypseuses et se terminant par des grès gris-beige plus grossiers.

Niveau 2b2 : 25m environ de conglomérats et sables argileux beige et rose. Les conglomérats de la base, ravinant un niveau métrique de limons roses lités, contiennent des galets calcaires à patine rousse et grise dont la taille varie de 1 à 20cm. Le ciment peu abondant est grés-argileux.

Niveau 2b3 : 8m environ de conglomérats en bancs irréguliers métriques alternés de limons sableux beiges.

Niveau 2b4 : 20m environ de sables limoneux roses recoupés par un gros banc de conglomérats présentant des chenaux soulignés par des passées gréseuses.

Niveau 2b5 : 10m environ de conglomérats très mal stratifiés ravinant des grès sableux lités beiges. Vers le sommet les conglomérats montrent de très gros galets de grès jurassiques.

Niveau 2b6 : 30m au moins de conglomérats et limons beiges à stratification très irrégulière.

Fig. A12 : COUPE DU KOUDIAT MITCH.

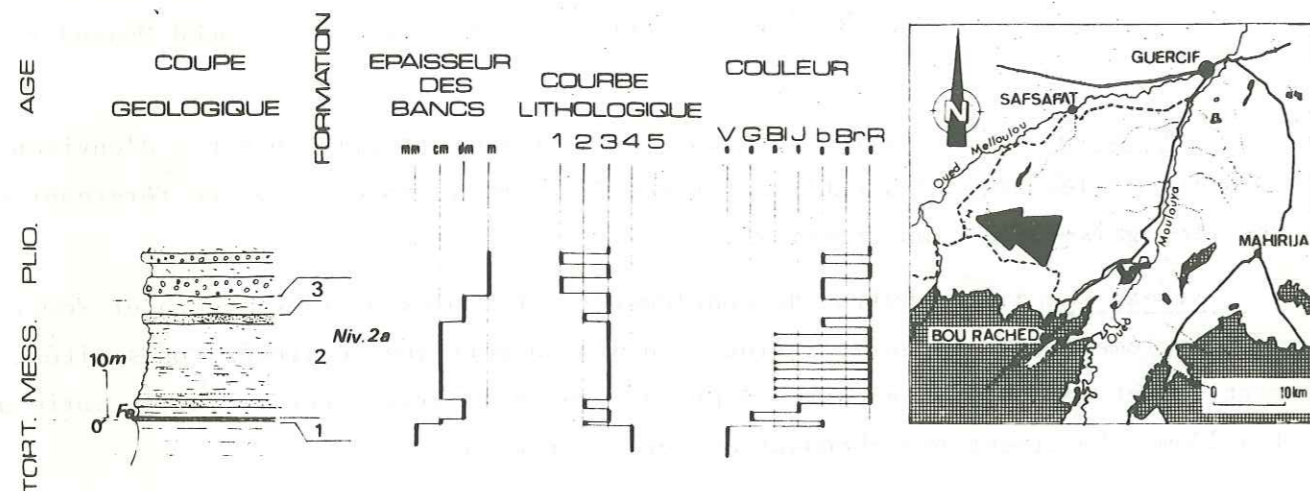


Fig. A12 : COUPE DU KOUDIAT MITCH.

Au-dessus des marnes grises à Ostracés du Tortonien on relève de la base au sommet la succession suivante :

Niveau 2a1 : 10cm de grès beige portant un lit centimétrique très ferrugineux

Niveau 2a2 : 25m de marnes sableuses et de grès en plaquette intercalés de bancs gréseux à litage entrecroisé.

Niveau 2a3 : 4m de limons roses et gris.

La coupe se poursuit par des conglomérats alternés de grès roses que nous avons attribués à la formation supérieure pliocène.

Fig. A13 : COUPE DES NIVEAUX LACUSTRES DE L'OUED EL AHMAR.

Ainsi on reconnait de bas en haut :

Niveau 2b2.1 : des argiles sableuses roses et vertes.

Niveau 2b2.2 : 40m environ de marnes vertes et grises très pâles intercalées de quelques niveaux blanchâtres plus calcaires et d'un fin lit ligniteux au-dessus duquel abondent les Gastéropodes dont : *Melania tuberculata* MULL ; *Melanoopsis* sp. et quelques Pulmonés. Les marnes ont fourni pour leur part quelques Ostracodes. On remarque, d'autre part, au sein des niveaux blanchâtres quelques concrétions calcaires en masses globuleuses constituées de couches successives brun-beige croissant à partir d'un vide tubulaire parfois comblé d'argile.

Niveau 2b2.3 : 5m environ de marnes sableuses jaunes et verdâtres intercalées de fins lits charbonneux.

Niveau 2b2.4 : 10m environ de marnes sableuses rose-beige surmontées par un banc calcaire blanchâtre. Ce niveau a fourni quelques rares Ostracodes, des Charophytes et des Gastéropodes.

Fig. A13 : COUPE DES NIVEAUX LACUSTRES DE L'OUED EL AHMAR.

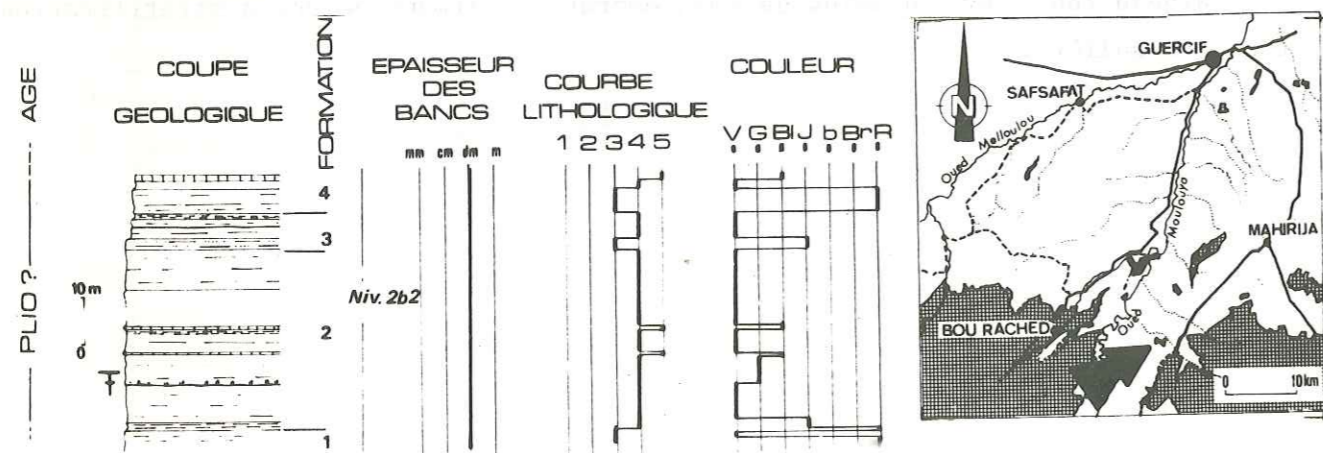


Fig. A14: COUPE DU KOUDIAT RJEM EL FKIH.

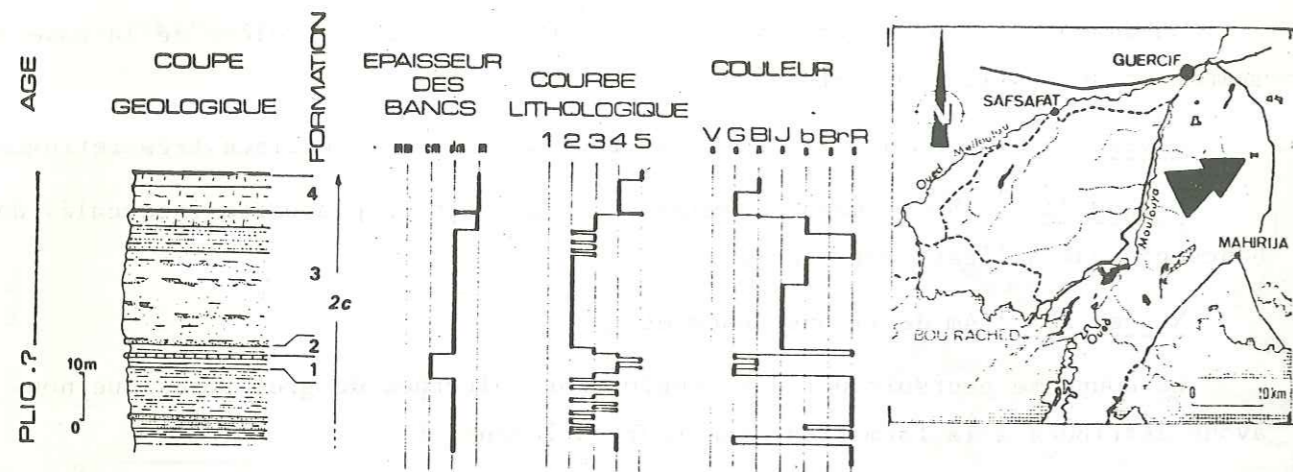


Fig. A14 : COUPE DU KOUDIAT RJEM EL FKIH.

Au-dessus des grès et limons roses pliocènes du bassin de l'oued en Nouamer, on relève la succession suivante :

Niveau 2c1 : 3m environ de calcaires blancs crayeux à gypse et de marnes grises et roses.

Niveau 2c2 : 2m environ de limons gris-blanc et ocre-rose.

Niveau 2c3 : 25m environ de grès jaunes grossiers à la base, puis fins et plus argileux au sommet, présentant un litage oblique très confus.

Niveau 2c4 : 5 à 10m de limons blancs crayeux à nodules calcaires et à fines traces charbonneuses débutant par un banc de calcaires blancs mal stratifiés d'environ 30cm. Ces limons sont recouverts par une croûte pédologique calcaire d'environ 1m.

Fig. A15: COUPE DU TAKAROUMT.

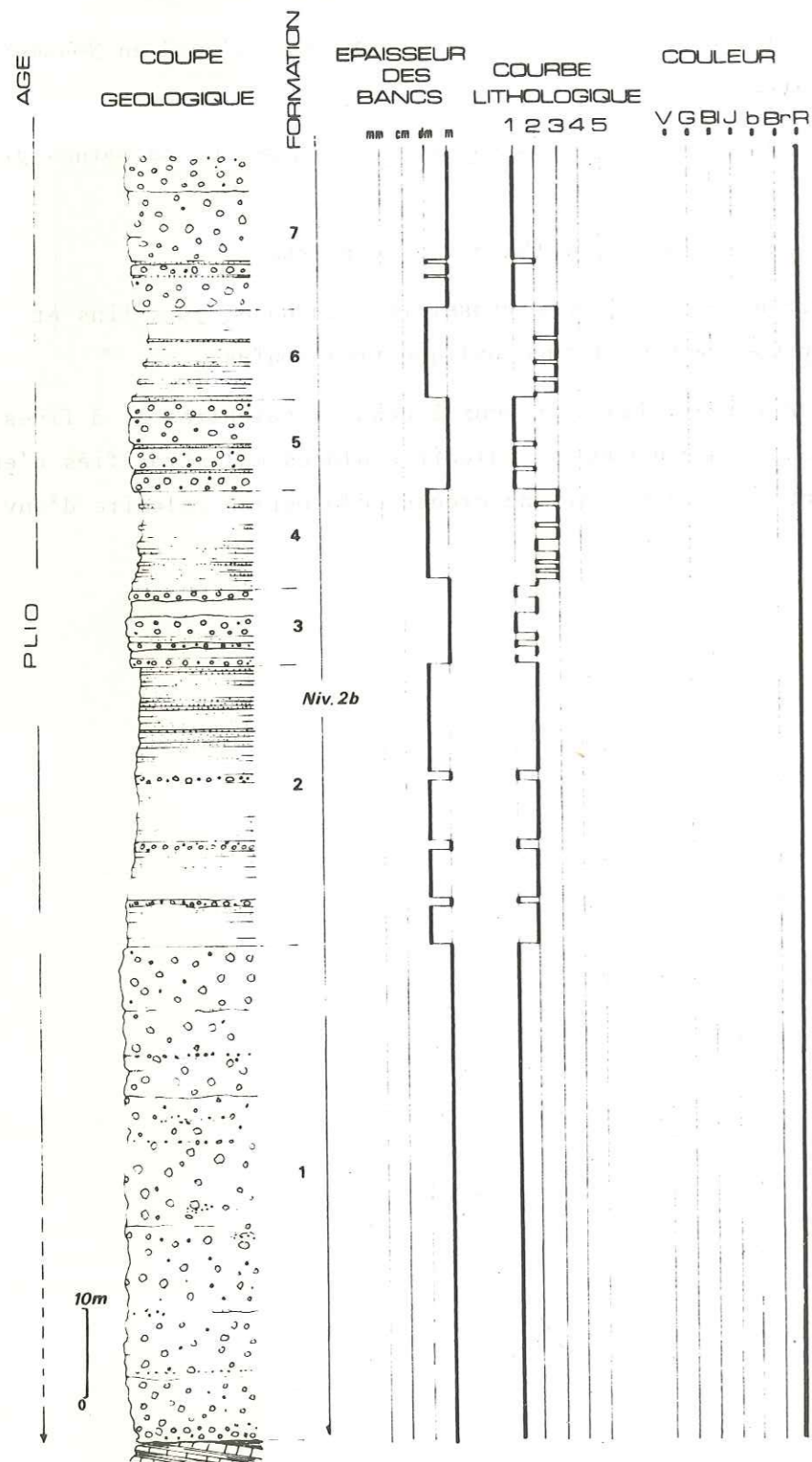


Fig. A15 : COUPE DU TAKAROUMT.

En rive gauche de la Moulouya, le Takaroumt est représenté par une vaste dalle de conglomérats, épaisse d'environ 150m, reposant directement sur le "substratum" jurassique du Moyen Atlas.

Au SE du Takaroumt cette dalle s'engage dans une structure très redressée et fournit une coupe illustrant la série conglomératique. Ainsi, au-dessus d'une alternance régulière de calcaires argileux et de marnes jurassiques on relève la séquence suivante :

Niveau 2b1 : 50m environ de conglomérats en bancs massifs présentant de très gros galets dont la taille dépasse parfois le mètre.

Niveau 2b2 : 35m environ de grès grossiers en bancs de 50 à 80cm intercalés de quelques niveaux métriques de conglomérats à galets décimétriques.

Niveau 2b3 : 10m environ de conglomérats grossiers en bancs massifs intercalés de grès.

Niveau 2b4 : 15m environ d'une alternance de grès et de sables argileux.

Niveau 2b5 : 15m environ de conglomérats massifs à galets décimétriques et à minces bancs gréseux.

Niveau 2b6 : 10m environ de marnes gréseuses alternées de grès.

Niveau 2b7 : 20m environ de conglomérats massifs.

Cette coupe se poursuit de façon très monotone jusqu'à la Moulouya et dans l'oued Ouahar. L'épaisseur totale de la série peut être évaluée à environ 200 à 300m.

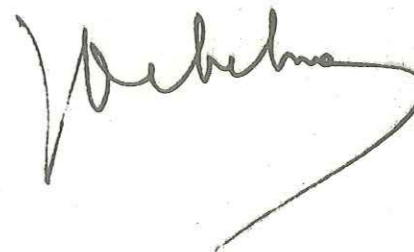


Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le

Le Président de la thèse



Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 4 novembre 1977

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale



Dr G. CAU





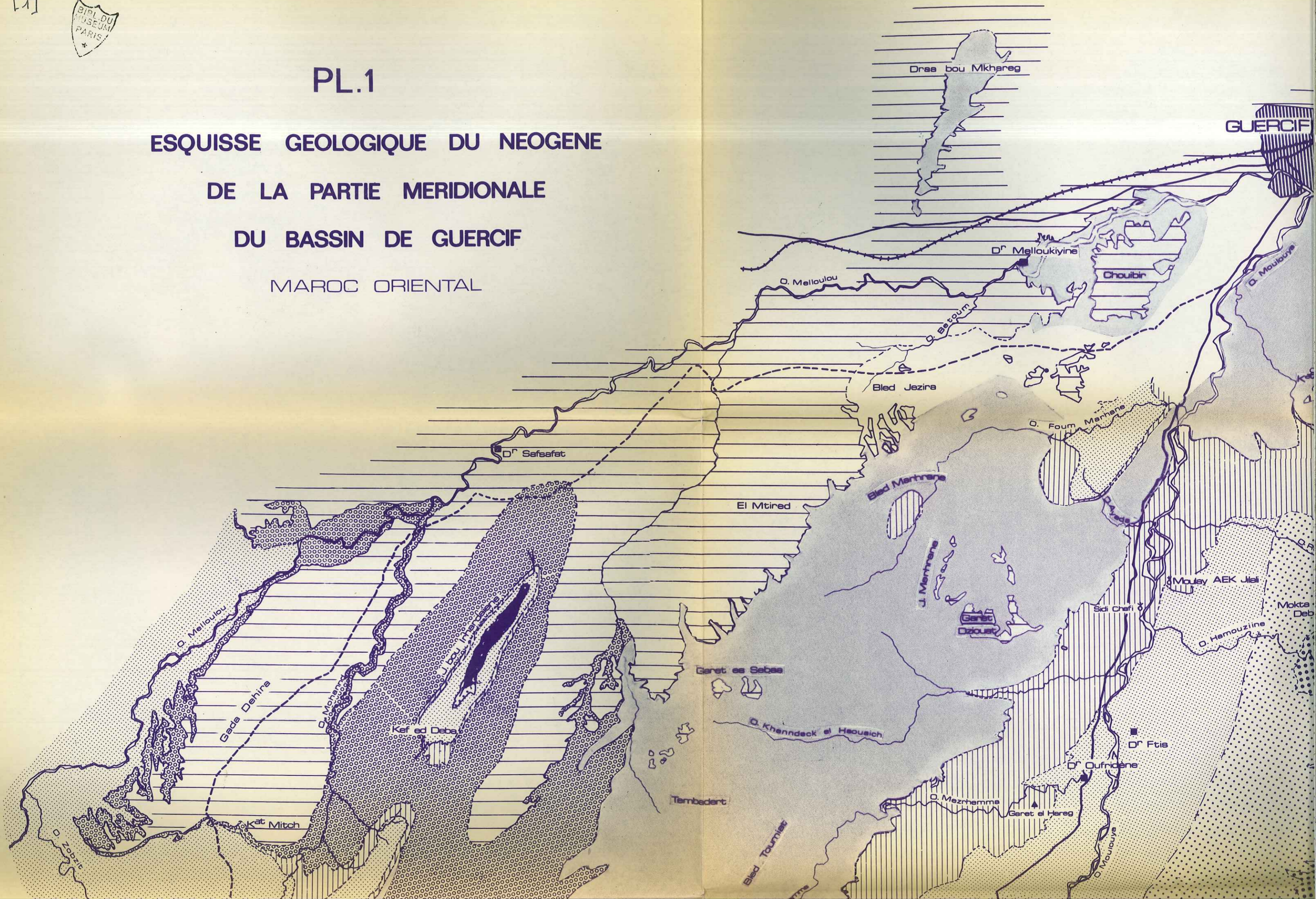
PL.1

ESQUISSE GEOLOGIQUE DU NEOGENE

DE LA PARTIE MERIDIONALE

DU BASSIN DE GUERCIF

MAROC ORIENTAL



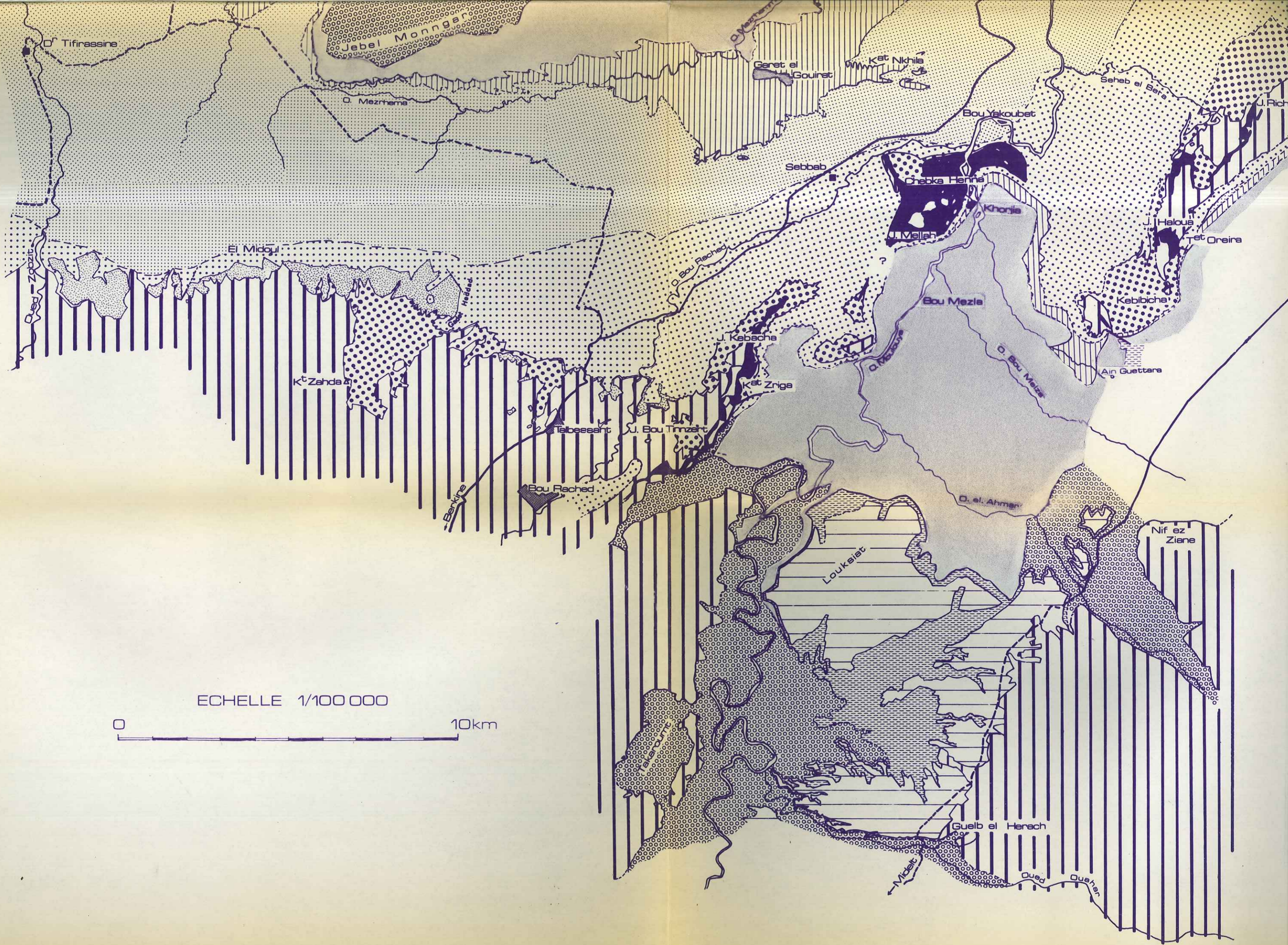
DU NEOGENE

FRIDIONALE

GUERCIF

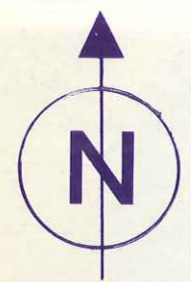
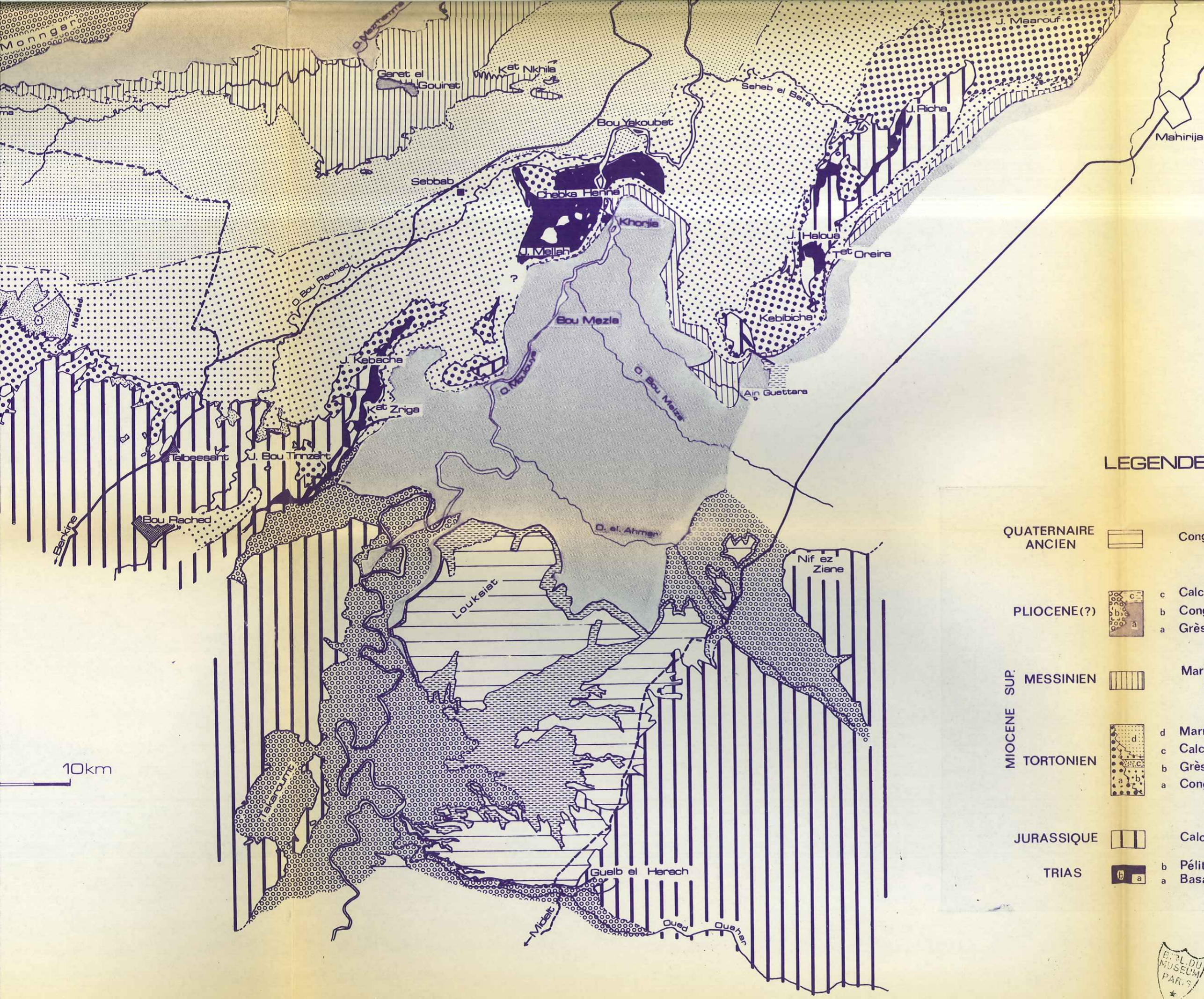
TAL





ECHELLE 1/100 000





LEGENDE

QUATERNAIRE ANCIEN		Conglomérats et/ou surfaces encroutées
PLIOCENE (?)		c Calcaires lacustres et grès
		b Conglomérats
		a Grès et limons sableux
MIOCENE SUP.		
MESSINIEN		Marnes parfois gréseuses et calcaires laguno lacustres à lignites
MIOCENE TORTONIEN		d Marnes
		c Calcaires biodétritiques
		b Grès
		a Conglomérats
JURASSIQUE		Calcaires, dolomies, marnes, grès
TRIAS		b Pélites rouges à évaporites
		a Basaltes

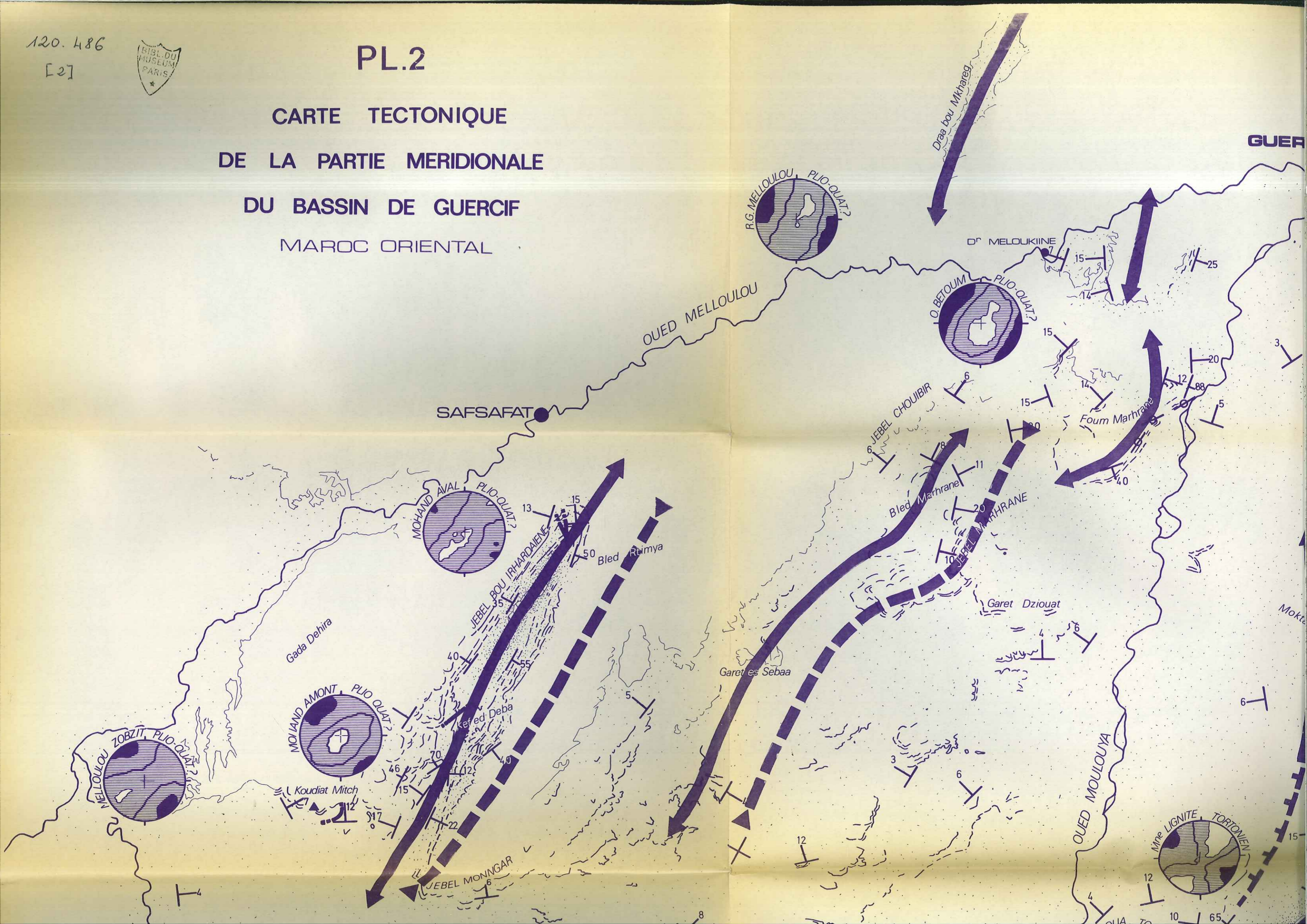
10km

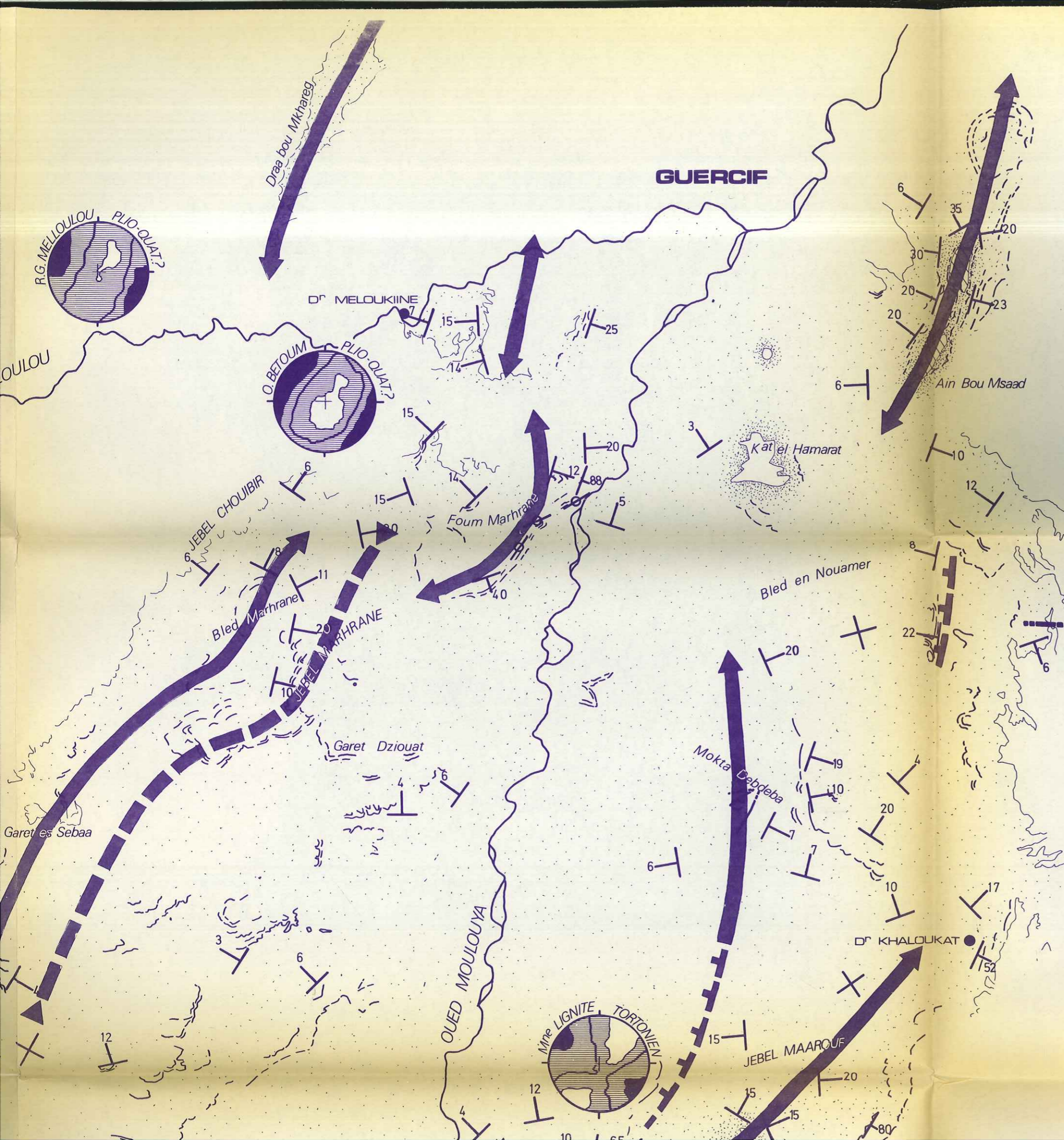




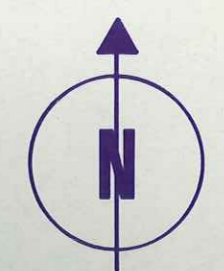
PL.2

CARTE TECTONIQUE DE LA PARTIE MERIDIONALE DU BASSIN DE GUERCIF MAROC ORIENTAL





Grinat Sefla



● AIN FRITISSA

TAFRATA

