



HAL
open science

La formation du jbel Binet (Rif externe oriental, Maroc) : und dépôt "anté-nappes" d'âge miocène supérieur : implications paléotectoniques

Michel Septfontaine

► To cite this version:

Michel Septfontaine. La formation du jbel Binet (Rif externe oriental, Maroc) : und dépôt "anté-nappes" d'âge miocène supérieur : implications paléotectoniques. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 1983, 10.5169/seals-165378 . hal-02940947

HAL Id: hal-02940947

<https://hal.science/hal-02940947>

Submitted on 16 Sep 2020

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.

La formation du jbel Binet (Rif externe oriental, Maroc) : und dépôt "anté-nappes" d'âge miocène supérieur : implications paléotectoniques

Author(en): **Septfontaine, Michel**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band(Jahr): **76(1983)**

Heft 3

Erstellt am: **8 févr. 2013**

Persistenter Link: <http://dx.doi.org/10.5169/seals-165378>

Nutzungsbedingungen

Mit dem Zugriff auf den vorliegenden Inhalt gelten die Nutzungsbedingungen als akzeptiert. Die angebotenen Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre, Forschung und für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrücke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und unter deren Einhaltung weitergegeben werden. Die Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern ist nur mit vorheriger schriftlicher Genehmigung des Konsortiums der Schweizer Hochschulbibliotheken möglich. Die Rechte für diese und andere Nutzungsarten der Inhalte liegen beim Herausgeber bzw. beim Verlag.

SEALS

Ein Dienst des *Konsortiums der Schweizer Hochschulbibliotheken*
c/o ETH-Bibliothek, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz

retro@seals.ch

<http://retro.seals.ch>

La formation du jbel Binet (Rif externe oriental, Maroc): un dépôt «anté-nappes» d'âge miocène supérieur. Implications paléotectoniques

Par MICHEL SEPTFONTAINE¹⁾

RÉSUMÉ

Les séries détritiques miocènes du Rif externe oriental (formation du jbel Binet) d'origine intrarifaine, précédemment placées dans le Miocène moyen par ENNADIFI (1974) et FEINBERG & LEBLANC (1977), sont datées du Tortonien élevé–Messinien (N17) d'après les Foraminifères planctoniques. Structuralement les massifs du Binet se présentent comme une «mosaïque» d'écailles rabotées, témoins de l'ancienne couverture décollée et glissée des nappes intrarifaines Aknoul et Bou Haddoud. L'analyse lithologique et l'étude des microfaunes benthiques montrent que ces massifs appartenaient à un dispositif chenalisé prodeltaïque en milieu marin infralittoral, à l'exception de l'écaille de l'oued Assouel qui contraste par son faciès de lobes sableux progradants et surtout par le caractère bathyal de sa microfaune. Cet ensemble hétérogène d'écailles s'est mis en place au Messinien. Parallèlement la découverte de *Globorotalia conomiozea* KENNETT dans les marnes miocènes autochtones de l'avant-pays de Mezguitem, sous le front de la «nappe pré-rifaine», indique que cette nappe s'est aussi mise en place au Messinien. On confirme ainsi l'existence d'importants mouvements de glissement dans le Rif oriental à la fin du Miocène supérieur. Les conséquences pour l'évolution structurale du Rif externe sont discutées dans le cadre des hypothèses récentes sur la géologie rifaine. On réfute notamment les arguments qui ont conduits certains auteurs (LEBLANC 1980, etc.) à proposer l'existence d'une phase de charriage burdigalienne dont les paléostrutures seraient scellées par les dépôts de la formation du jbel Binet.

ABSTRACT

The micropaleontological and sedimentological investigations of a Miocene clastic unit (jbel Binet formation) located in the eastern part of the Rif chain lead to a new stratigraphic datation (upper Tortonian–Messinian, N17) of these deposits previously considered as middle Miocene (ENNADIFI 1974; FEINBERG & LEBLANC 1977). The Binet unit is structurally composed of several tectonic sheets which constituted originally the miocene sedimentary mantle of the intrarifian nappes Aknoul and Bou Haddoud. Most of these sheets represent different parts of a channelized prodeltaic system developed in marine shallow water marls, as shown by the lithology and the benthonic foraminifera; however the “oued Assouel” sheet contrasts by its particular facies (sandstone prograding lobes) within a deep-water environment. The Binet unit was emplaced during the Messinian. On the other hand the discovery of *Globorotalia conomiozea* KENNETT in autochthonous marls (foreland of Mezguitem), beneath the front of the “Prerifian nappe”, is an argument which proves sliding movements of this nappe during the Messinian too. These messinian gliding nappes suggest more general gravitational movements in the outer Rif at the end of the upper Miocene.

In our conclusions we refute previous arguments discussed by LEBLANC (1980), etc. who proposed the existence of an upper burdigalian overthrusting phase in the eastern Rif.

¹⁾ Ministère de l'Énergie et des Mines, Division de la Géologie générale, Service de la carte, Rabat/ Institut, BP 6208, Maroc.

1. Introduction

Le présent travail s'inscrit dans le cadre de l'étude micropaléontologique des terrains de la feuille Aïn Zora au 1:50000 dont le levé est actuellement en cours par D. Leblanc.

Dans le Néogène, période essentielle durant laquelle s'effectue la structuration ultime de la chaîne rifaine, les progrès de la biostratigraphie au Maroc ont permis de préciser l'âge et la succession relative des événements paléotectoniques (phases de compression à schistosité, mise en place des nappes de glissement, etc. ...). Une échelle biostratigraphique a été élaborée dans les grandes lignes par HOTTINGER (1962) puis par FEINBERG & LORENZ (1970); mais ce sont surtout les travaux de WERNLI (1977, 1979, 1980) ainsi qu'une note de CITA & RYAN (1978) qui ont permis d'établir un cadre biostratigraphique cohérent et fiable dans l'intervalle Miocène supérieur-Pliocène.

Les terrains miocènes étudiés ici, localement connus sous la dénomination de «formation du jbel Binet», présentent un grand intérêt pour la compréhension de l'évolution structurale du Rif externe oriental (FEINBERG 1978, p. 130).

Dans notre étude les Foraminifères planctoniques apportent des arguments sérieux pour une nouvelle interprétation stratigraphique de ces terrains. Ces données sont complétées par des observations sur le cadre sédimentologique et les milieux de dépôt (paléobathymétrie).

2. Situation géographique et aperçu historique

Les terrains miocènes étudiés se situent dans le Rif oriental, à 45 km en ligne droite au nord-est de Taza. Ils forment une chaîne montagneuse basse qui s'étend du sud-ouest au nord-est, parallèlement à la piste Mezguitem-Aïn Zora (fig. 1 et 2).

De nombreux géologues se sont penchés sur la formation du jbel Binet (ou unité du Binet) en proposant des interprétations assez contradictoires de ces dépôts détritiques:

- D'une part les anciens auteurs: FALLOT et al. (1952), DURAND DELGA et al. (1962), CHOUBERT et al. in CHEVALIER (1962), MARÇAIS & SUTER (1966), considéraient que la formation du jbel Binet était une série «post nappes» disloquée d'âge miocène supérieur; mais aucune preuve paléontologique ne permettait d'étayer cette hypothèse.
- D'autre part les auteurs modernes, sur la base d'arguments micropaléontologiques interprètent l'unité du Binet comme une couverture «anté-nappes» plus ou moins décollée d'âge miocène moyen (Langhien-Serravallien). Cette couverture se serait déposée sur les nappes intrarifaines Aknoul et Bou Haddoud avant la phase de glissement de la fin du Miocène pour certains (HAMEL et al. 1968-1971; ENNADIFI 1974) ou encore entre deux phases de glissement pour d'autres (FEINBERG & LEBLANC 1977).
- A ces discussions stratigraphiques s'ajoutent encore des divergences de vue dans l'interprétation structurale. L'unité du Binet, suivant les auteurs, est considérée comme une couverture autochtone disloquée (au même titre que le Miocène supérieur des synclinaux internes) ou une couverture peu tectonisée avec des

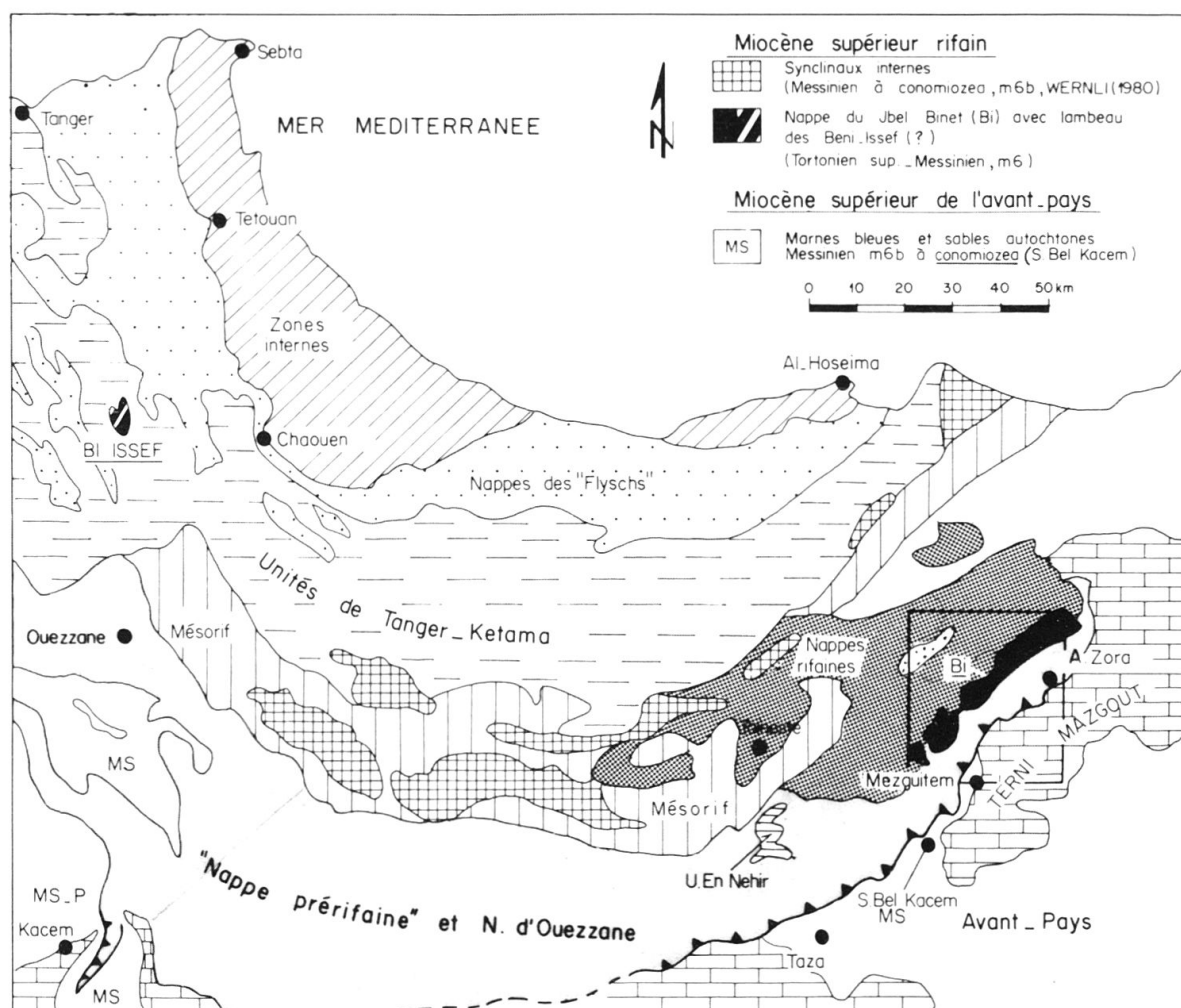


Fig. 1. Carte structurale schématique de la chaîne rifaine (Maroc septentrional). Les massifs étudiés (en noir) se situent dans le Rif externe oriental; ils reposent sur les nappes intrarifaines (gris foncé) au nord-ouest et sur le Pré-rif (gris clair) au sud-est. Le cadre indique approximativement les limites de la feuille Aïn Zora au 1:50000 en cours de levés par D. Leblanc.

décollements d'importance secondaire, ou encore comme une véritable nappe de glissement (SUTER 1980).

3. Cadre géologique, description lithologique et essai d'interprétation

3a. Cadre géologique

Les levés détaillés d'ENNADIFI (1974) complétés par les observations plus récentes de D. Leblanc servent de cadre général à notre étude. Sur la carte au 1:50000 de ENNADIFI (1974) l'unité du jbel Binet comprend deux grands ensembles décollés et glissés (massif du Tanout avec l'écaille de l'oued Assouel d'une part et massif du Binet d'autre part) situés à cheval sur la nappe de Bou Haddoud au nord-ouest et sur la nappe pré-rifaine au sud-est. D'autre part la nappe de Bou Haddoud

chevauche largement le Prérif vers le sud-est. Cette dernière unité est elle-même charriée vers le sud-est sur les marnes du Miocène moyen à supérieur²⁾ de l'avant-pays (fig. 2 et 3).

La «nappe prérimafine» (olistostrome remaniant des blocs de taille et d'âge très divers) est surmontée par les klippes glissées avec rabotage basal de la nappe d'Ouezzane d'origine intrarifaine. Enfin à l'extrémité nord-ouest de la carte figure 2, le jbel Berkane est composé de grès de la nappe numidienne (Oligocène supérieur-Miocène inférieur, FEINBERG et al. 1981), reposant tectoniquement sur la nappe d'Aknoul. Récemment LEBLANC & FEINBERG (1982) envisagent un contact stratigraphique probable du Numidien sur Aknoul.

Nos observations de terrain et une étude des photos aériennes de l'unité du Binet nous ont amené à compléter la carte quelque peu schématique de ENNADIFI (1974). En effet il est apparu que cette unité est en réalité composée d'une «mosaïque» d'écailles tectoniques rabotées, le niveau de décollement se situant soit dans la série miocène, soit à l'intérieur des nappes intrarifaines. C'est cette interprétation qui est présentée sur la carte figure 2.

On distingue les éléments tectoniques suivants, du sud-ouest au nord-est:

- Le massif du Tizeroutine qui transgresse en discordance sur la nappe de Bou Haddoud. Il est daté du m5 (Tortonien basal) par ENNADIFI (1974); l'âge du sommet de la coupe est incertain (Pliocène?). Ici le plan de décollement correspond vraisemblablement au plan de charriage de la nappe (BH) sur le Prérif.
 - Le massif complexe du jbel Tanout découpé par des failles qui isolent un ensemble d'écailles (au moins 5) mineures. Le pendage du Miocène a une direction dominante vers le nord-ouest et tourne au nord-est à l'extrémité méridionale du massif. Ce massif est complètement décollé de son substrat originel et chevauche d'environ 5 km sur le Prérif (fig. 3, coupe 3).
 - L'écaille de l'oued Assouel. Ce massif est particulièrement important car il nous a livré une microfaune autochtone d'âge m6 (Tortonien élevé-Messinien). Il est séparé du Tanout par une faille ouest-est bien visible sur le terrain. ENNADIFI (1974) a montré que le Miocène transgresse, avec discordance angulaire, sur la nappe de Bou Haddoud; sur le flanc nord-est l'écaille de l'oued Assouel chevauche le complexe prérimafin.
- Une reconnaissance effectuée sur le terrain en compagnie de D. Leblanc dans la nappe de Bou Haddoud, directement à l'ouest et au nord du massif miocène, a montré l'existence d'une «zone chaotique» dans laquelle pourrait fort bien passer le plan de charriage de cette écaille.
- Le massif du jbel Binet, divisé en trois compartiments par des failles et des décrochements. A la suite d'ENNADIFI (1974) nous considérons que ce massif est entièrement glissé sur Bou Haddoud et le complexe prérimafin. Comme au Tanout les plongements du Miocène tournent du nord-ouest vers le nord-est à l'extrémité méridionale du massif. Dans le compartiment intermédiaire (pt 1261 m) la

²⁾ Un échantillon de marne prélevé au-dessus de la molasse de base dans la coupe de Sidi Bel Kassem (coordonnées: 652.4/424.25) nous a fourni une microfaune à *G. conomiozea* (m6b) indiquant en fait un âge messinien (voir à ce sujet le travail de WERNLI 1980) pour les marnes de l'avant-pays de Mezguitem.

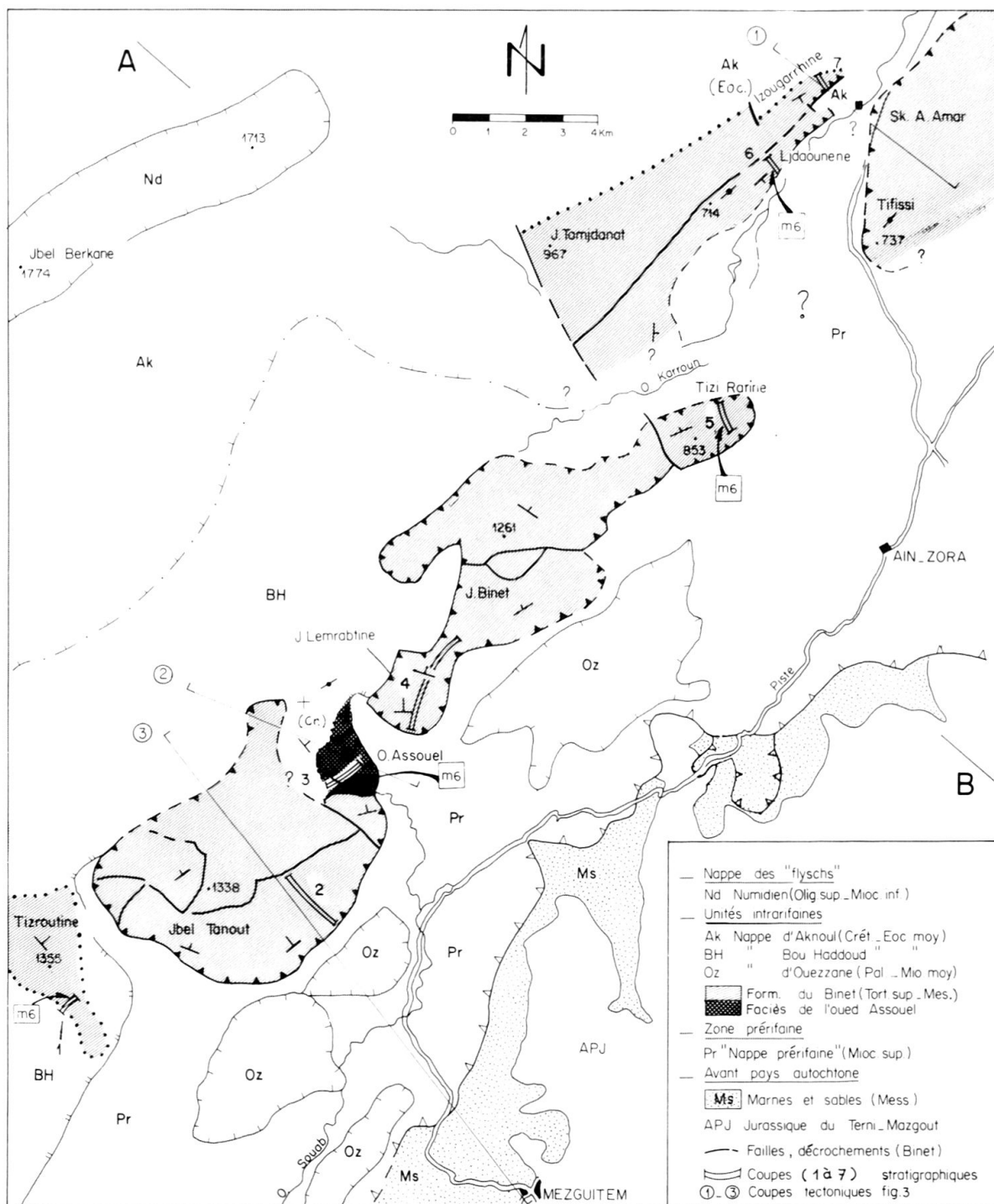


Fig.2. Carte géologique schématique de la feuille Ain Zora 1:50000; réinterprétation de la carte d'ENNADIFI (1974) d'après des informations de D. Leblanc, nos propres observations sur le terrain et l'étude des photos aériennes. A noter que, dans la région de l'oued Karroun, la trace du plan de charriage Ak/BH n'est pas cachetée par le Miocène supérieur (m6) du Binet; ce plan passe au contraire entre deux massifs miocènes glissés.

Les lignes barbelées représentent la trace des divers contacts tectoniques anormaux. Les lignes pointillées indiquent localement la transgression du Miocène supérieur sur les nappes intrarifaines. La position des échantillons qui ont fourni une microfaune m6 est indiquée par une flèche (dans 4 coupes). Coordonnées dans le texte.

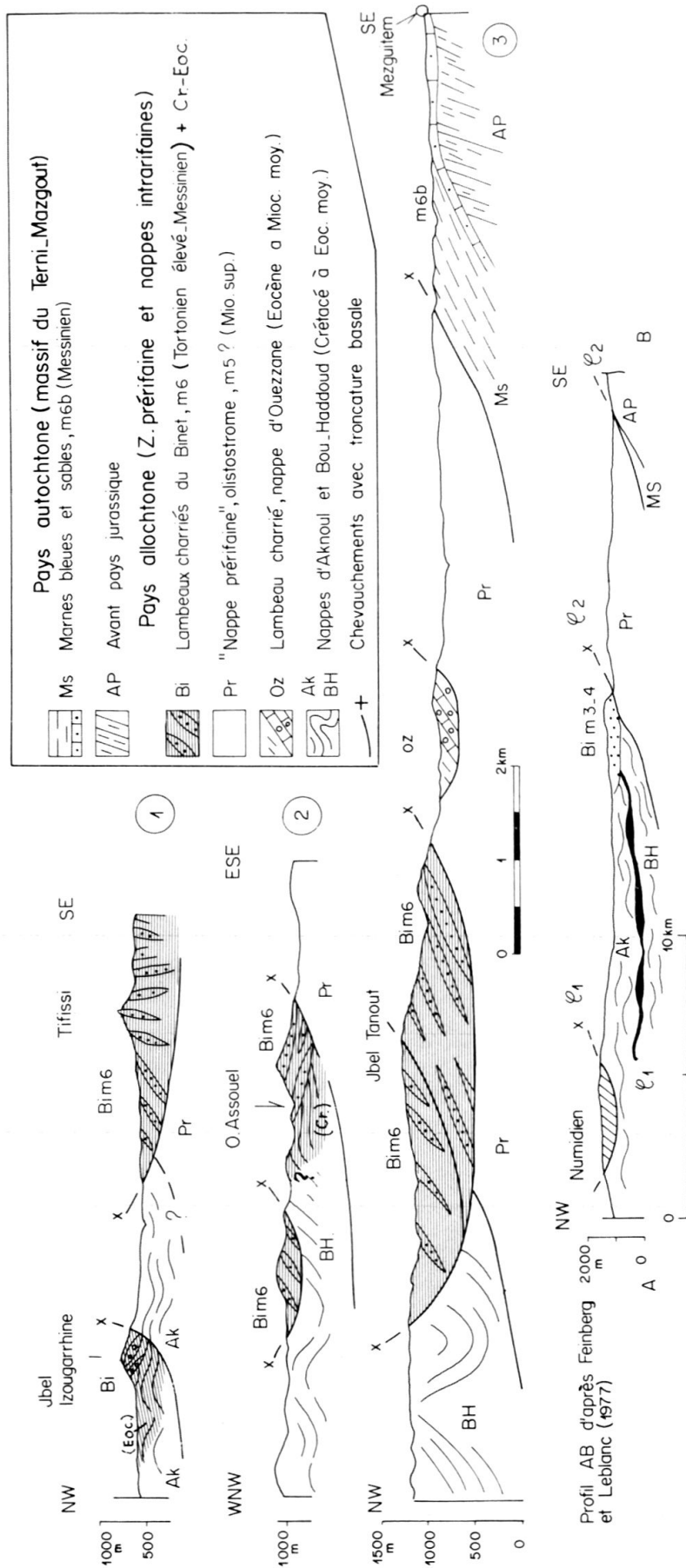


Fig. 3. Profils géologiques d'interprétation à travers le Miocène supérieur de la formation du jbel Binet. A noter le caractère glissé, avec rabotage basal, des massifs miocènes; dans les profils 1 et 2 le plan de glissement passe dans les nappes intrarifaïnes. Les profils 2 et 3 sont fortement inspirés des travaux d'ENNADIFI (1974); le profil AB résume l'interprétation de FEINBERG & LEBLANC (1977), avec le «cachetage» du plan de charriage Ak/BH par le Miocène du Binet. La position des profils est donnée sur la figure 2.

direction des couches est curieusement perpendiculaire à l'axe (SW-NE) de déversement général des nappes. Cet élément a vraisemblablement subi un mouvement de rotation. Le rabotage basal est visible dans le compartiment septentrional du Tizi Rarine où les bancs de grès sont parfois très redressés.

- Le massif du Tamjdanat qui repose en contact normal, transgressif, sur la nappe d'Aknoul, le long de sa bordure nord-ouest. Sur l'autre flanc les conglomérats rouges miocènes butent tectoniquement contre les marnes jaunes de la nappe d'Aknoul (fig. 3, profil 1). Le plan de décollement passe ici vraisemblablement dans la nappe elle-même, mais ce n'est qu'une hypothèse qui expliquerait la dissymétrie des deux flancs du massif miocène.
- Le massif du Tifissi, à l'est du souk d'Aïn Amar, est particulièrement remarquable par ses bancs de grès subverticaux (fig. 3, profil 1). La mauvaise qualité des affleurements aux pieds des falaises ne permet pas d'observer le contact avec le substratum.

En résumé l'unité du Binet apparaît largement glissée sur les nappes intrarifaines et, du moins pour les écailles du Tanout, de l'oued Assouel et du Binet, sur le Prérif. Certaines écailles miocènes comprennent à leur base une «semelle» (dont l'importance en volume n'est pas connue) appartenant aux nappes intrarifaines. En d'autres termes le plan de glissement passe à l'intérieur des nappes, dans ce cas.

Des observations ci-dessus il ressort que la couverture miocène des nappes intrarifaines (Ak, BH) est tectoniquement très disloquée et glissée. On ne peut la considérer comme une couverture homogène peu tectonisée («post-nappe») dont les dépôts scellent des événements paléotectoniques antérieurs (FEINBERG & LEBLANC 1977). D'ailleurs le plan de chevauchement de la nappe d'Aknoul sur la nappe de Bou Haddoud n'est pas scellé par le Miocène; sur la carte figure 2 on voit que la trace de cette surface paléotectonique passe entre deux écailles miocènes, celle du Tamjdanat d'une part et celle du Tizi Rarine d'autre part. La région de l'oued Karroun où passe cette surface n'est cependant pas facile à interpréter du fait de l'importance des dépôts quaternaires.

3b. Description lithologique³⁾

Sept coupes (situation sur la fig. 2) ont été levées et échantillonnées dans la formation du jbel Binet, soit du sud-ouest au nord-est (fig. 2 et 4):

1. Coupe du jbel Tizeroutine (649.00/439.45, base de la coupe. Feuille Aknoul 1:50000.)
2. Coupe du jbel Tanout (656.20/442.00, base de la coupe. Feuille Aïn Zora 1:50000.)
3. Coupe de l'oued Assouel (655.80/445.85, base de la coupe. Feuille Aïn Zora 1:50000.)
4. Coupe du jbel Lemrabtine (658.75/447.20, base de la coupe. Feuille Aïn Zora 1:50000.)

³⁾ Une description lithologique et micropaléontologique détaillée sera publiée prochainement aux «Notes et Mémoires du Maroc».

5. Coupe du Tizi Rarine (666.55/455.25, base de la coupe. Feuille Aïn Zora 1:50000.)
6. Coupe du lieu dit Ljdaounene (667.9/462.75, niveau ST 296. Feuille Midar 1:50000.)
7. Coupe à l'ouest du souk Aïn Amar (669.20/465.15, base de la coupe. Feuille Midar 1:50000.)

Les unités lithologiques reconnues sont les suivantes, de bas en haut stratigraphiquement (fig. 4):

a) *Unité biodétritique*: Cette unité est représentée, au Tizeroutine et sur la rive droite de l'oued Assouel (ENNADIFI 1974), par des bancs métriques de calcaire lumachellique (Huîtres, Pectinidés, Coraux) gréso-glauconieux, avec des passées conglomératiques; les galets remaniés proviennent de la nappe de Bou Haddoud sous-jacente. L'unité biodétritique souligne la transgression du Miocène sur les nappes intrarifaines (Ak et BH).

A l'ouest du souk Aïn Amar (jbel Izougarrhine, coupe no 7) la transgression du Miocène sur Aknoul est marquée par des lentilles conglomératiques interstratifiées dans des marnes sableuses rouges (unité conglomératique a'). Les galets de grès numidiens sont fréquents.

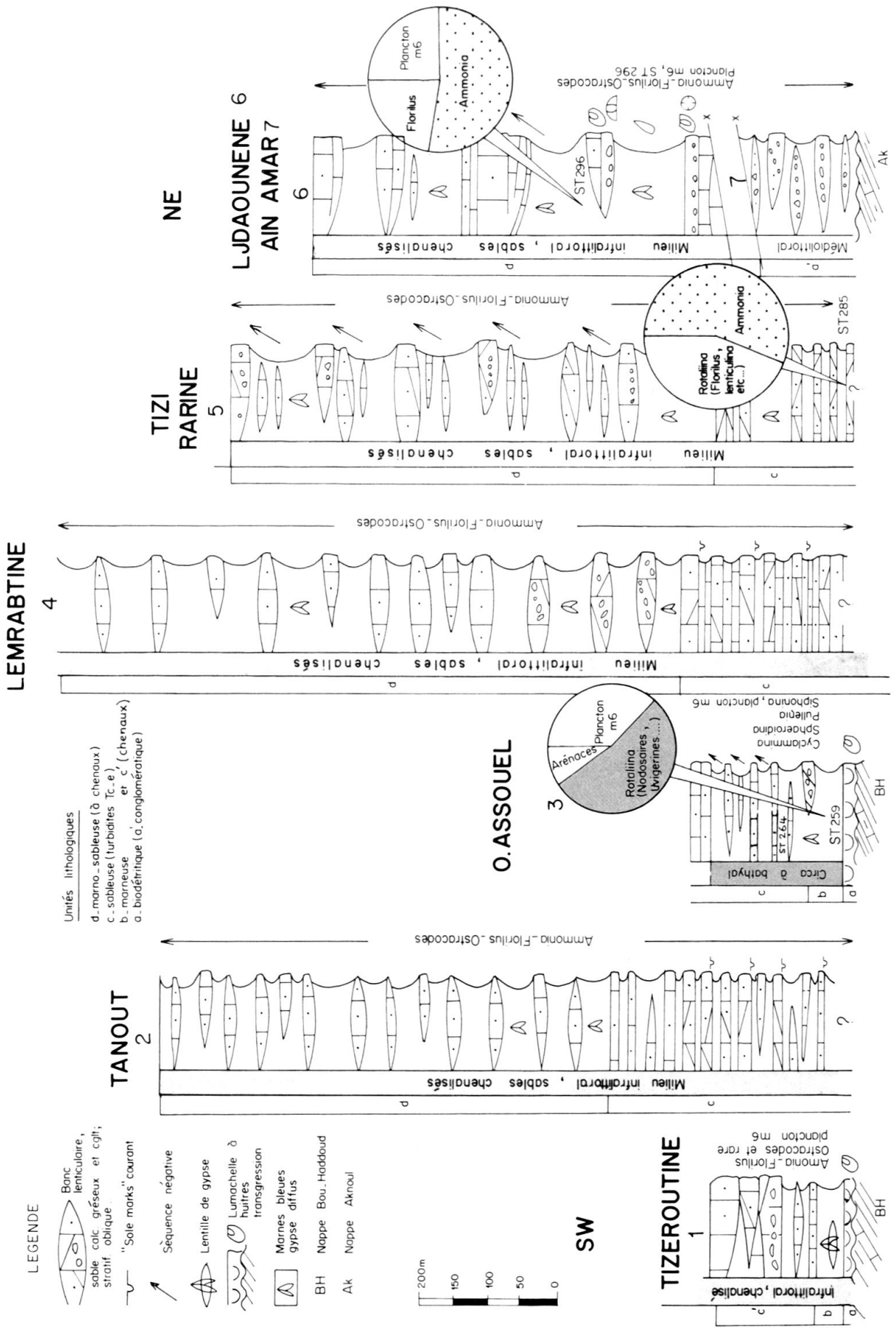
b) *Unité marneuse*: Bien développée à l'oued Assouel (no 3), elle est aussi présente au jbel Tizeroutine (no 1). C'est un niveau très épais (50 à 100 m) de marnes bleues gypseuses, localement «propres» et homogènes sauf à proximité des chenaux détritiques.

A l'oued Assouel c'est ce niveau qui nous a fourni (ST 259) des Foraminifères planctoniques autochtones avec *Globorotalia dutertrei* (D'ORB.), indiquant le Miocène supérieur. D'après les Foraminifères benthiques le milieu est franchement profond, bathyal. Interstratifié au sommet du niveau marneux on observe un important chenal conglomératique (10 m d'épaisseur en son milieu) sur une centaine de mètres. La stratification oblique est bien visible. Au dessus du chenal des petits bancs centimétriques gréseux ont été observés dans la marne.

Au Tizeroutine on note la présence d'une lentille (3 × 10 m) de gypse pur, homogène, grossièrement cristallisé, interstratifiée dans l'unité marneuse. La microfaune benthique indique un milieu marin peu profond, infralittoral.

c) *Unité sableuse*: Elle est composée de bancs (métriques et décimétriques) jaunes biodétritiques gréseux, à matériel sableux bien classé. On observe de la stratification oblique et entrecroisée, ou encore des laminations parallèles à la stratification sur toute l'épaisseur des bancs. Les structures convolutées sont rares et affectent le sommet des bancs (Tb-c). Le granoclassement est exceptionnel. Les figures de courant («groove» et «flute casts») sont fréquentes. Les bancs sont généralement continus latéralement, plus rarement lenticulaires. Les niveaux sa-

Fig. 4. Logs schématiques des coupes étudiées dans la formation du jbel Binet (Miocène supérieur m6). A noter la fréquence des corps chenalisés (barres d'embouchures) et l'importance des marnes bleues à gypse (faciès de prodelta), en milieu infralittoral (unité d). L'écaille de l'oued Assouel contraste par le caractère bathyal des dépôts marneux (comparer les diagrammes circulaires).



bleux alternent avec des marnes bleues d'épaisseur métrique. La microfaune benthique des marnes indique un milieu marin infralittoral, sauf à l'oued Assouel.

La coupe de l'oued Assouel montre des bancs sableux nettement arrangés en séquences négatives (15 à 20 m chacune). Les derniers bancs de chaque séquence sont lenticulaires; ces lentilles très effilées (5×100 à 300 m) ne sont pas comparables aux lentilles trapues de l'unité d. Une turbidite granoclassée (Ta-e) a été observée. Vers la base de cette unité un échantillon (ST 264) nous a fourni *Globorotalia plesiotumida* BLOW & BANNER et *G. dutertrei* (D'ORB.) confirmant l'âge miocène supérieur de l'écaille de l'oued Assouel. Les Foraminifères benthiques indiquent un milieu bathyal.

Au jbel Tizeroutine (coupe no 1) l'unité (c') est franchement sableuse, sans intervalles marneux, sur une centaine de mètres. Les bancs plurimétriques sont lenticulaires avec des lits horizontaux de conglomérats. La stratification oblique est fréquente. L'unité c' correspond à un dépôt de barres sableuses littorales, localement chenalisées.

d) *Unité marno-sableuse*: Dans cette unité les niveaux de marnes bleues sableuses et gypseuses sont très épais (au moins 50 m). Les bancs sableux (épaisseur moyenne 30 m) sont des calcaires gréseux biodétritiques à patine jaune, avec des lits conglomératiques parallèles à la stratification. Le sable calcaire est le plus souvent bien classé, homogène, avec de la stratification oblique. Les bancs sont typiquement lenticulaires avec des terminaisons latérales brutales (aspect lenticulaire trapu). Ces corps sableux ravinent le sédiment marneux. Un arrangement en séquences négatives est parfois visible, par exemple au Tizi Rarine (coupe no 5). Les lentilles sableuses apparaissent de manière irrégulière, latéralement et verticalement, dans la série marneuse, comme au jbel Tanout par exemple (coupe no 2). La macrofaune est pratiquement absente sauf au lieu dit Ljdaounene (coupe no 6) où le faciès grossièrement biodétritique et conglomératique est riche en gros Lamellibranches fouisseurs, Oursins (*Clypeaster*) et Gastéropodes.

Un niveau marneux (ST 296) de la coupe de Ljdaounene nous a fourni une microfaune planctonique du Miocène supérieur (m6). Le milieu des marnes bleues est, d'une manière générale, marin infralittoral dans l'unité marno-sableuse.

3c. *Interprétation paléobathymétrique et sédimentologique*

L'interprétation sédimentologique de la formation du jbel Binet est délicate. Pour ENNADIFI (1974) il s'agit (p.26): «de dépôts peu profonds probablement deltaïques». Pour FEINBERG & LEBLANC (1977) ces dépôts seraient de type molassique. Notre interprétation diffère cependant quelque peu de celle de nos prédécesseurs.

Paléobathymétrie

Nous partageons l'opinion de ces géologues en ce qui concerne la profondeur modeste des milieux de dépôts dans la plupart des massifs du Binet, la microfaune benthique le prouve. Par contre un assemblage particulier de Foraminifères benthiques

ques (à caractère profond) a été mis en évidence dans l'écaille de l'oued Assouel. Nous allons discuter la valeur paléobathymétrique de ces assemblages:

La première association, à caractère peu profond, comprend les formes suivantes: *Ammonia* sp. (parfois plus de 50%), *Florilus* sp. (abondante) ainsi que des individus plus rares des genres *Cancris*, *Elphidium* et *Cibicides*. Les genres *Pullenia* et *Uvigerina* (parfois fréquents) sont interprétés comme remaniés avec le plancton du Miocène moyen. L'indice de diversité de la microfaune autochtone est bas, voisin de 2.

Cette association classique est connue dans l'actuel sur la plate-forme continentale entre 1 et 80 m au maximum. Le genre *Ammonia* atteint parfois une fréquence de 79% sous 15 à 20 m de profondeur d'eau (D'ONOFRIO 1968).

Les dépôts vaseux du Binet se seraient donc sédimentés dans l'étage infralittoral (BLANC 1972) sous quelques dizaines de mètres d'eau. Le faible degré de diversité ainsi que l'absence des planctoniques indique un certain confinement de ces dépôts par rapport à la mer ouverte.

La deuxième association (reconnue uniquement à l'écaille de l'oued Assouel) montre un caractère franchement profond. Nous avons reconnu, dans l'ordre décroissant des fréquences: *Uvigerina* spp., *Lenticulina* sp., *Heterolepa* sp., *Pullenia bulloides* D'ORB., *Sphaeroidina bulloides* (D'ORB), *Cyclammina* spp., *Martinotiella communis* (D'ORB.), *Marginulina* (à fortes costulations), *Gonatosphaera* sp., *Neoepinides schreibersii* (D'ORB.), *Siphonina* spp., *Brizalina* sp., *Textularia* sp. et autres arénacés divers, gros agglutinants tubulaires voisins de *Bathysiphon*, etc. ... Nous avons aussi noté la présence constante de rares individus des genres *Ammonia* et *Elphidium*, interprétés comme déplacés depuis l'étage infralittoral vers des milieux profonds. Cette particularité sédimentologique conduisant à un mélange de microfaunes contemporaines de milieux différents est bien connue (BANDY & ARNAL 1960; BERGGREN & HAQ 1976; CITA & RYAN 1978).

Cette deuxième association correspond, dans l'actuel, au milieu bathyal, sous une tranche d'eau de 200 à 1000 m. Ces conditions sont voisines de celles qui caractérisaient le milieu de dépôt des marnes de Salé (WERNLI 1977; CITA & RYAN 1978).

Sédimentologie

Notre interprétation sédimentologique de la formation du jbel Binet sera discutée tout d'abord dans l'écaille de l'oued Assouel, puis dans les autres massifs:

— A l'oued Assouel l'unité biodétritique (a, fig. 4), transgressive, représente un dépôt subautochtone de sables côtiers, lumachelliques, en milieu infralittoral; la macrofaune (Huîtres, Coraux, etc.) est pratiquement en place, localement concentrée en poches sous l'action de courants de fond.

L'unité marneuse (b, coupe 3, fig. 4) correspond à un net approfondissement du bassin (milieu bathyal); la sédimentation est uniquement pélitique, sans apports détritiques grossiers. Le gypse, fréquent dans les marnes bleues, pose un problème. S'agit-il d'un gypse cristallisé en milieu profond, à partir d'une saumure à forte densité («deepwater evaporites» de SCHMALZ 1969) ou simplement d'un gypse remanié, d'origine triasique? Dans le premier cas on serait tenté de voir une relation

possible avec la crise de salinité en Méditerranée. Cette hypothèse est d'autant plus intéressante que le Messinien marneux à l'ouest du «détroit» de Taza (donc sous influence atlantique) ne contient pas de gypse (comm. orale J. Charrière et R. Wernli).

Au sommet de l'unité marneuse, à l'oued Assouel, s'intercale un chenal grossièrement détritique (faciès A1 de MUTTI 1979). Latéralement dans la marne bleue encadrant le chenal, on observe de petits bancs centimétriques de sable fin que nous interprétons comme des dépôts de débordement (MUTTI 1979, p. 404). Ce chenal fait partie d'un système distributaire en milieu profond, situé en amont de corps sableux progradants analogues à ceux que nous décrivons dans la suite de la coupe.

L'unité sableuse (c) correspond ici à une succession de lobes sableux progradants. Les courants de turbidité seraient peut-être à l'origine du mode de dépôt. Cependant les vraies turbidites sont très rares. Les bancs sableux sont le plus souvent bien classés, homogènes, sans structures de la base au sommet du banc. Il n'y a pas de conglomérat, les grains de sable ont une taille moyenne à fine (diamètre 125-350 μm). Au sommet de la séquence négative l'épaisseur des bancs atteint 3 à 5 m. Ces bancs massifs apparaissent comme lenticulaires (en lentilles très allongées, contrairement aux chenaux trapus du Binet), mais il est difficile de juger de la continuité des bancs intermédiaires. Nous n'avons cependant pas remarqué de véritables corps sableux chenalisés dans cette unité.

Ces dépôts pourraient correspondre à un dispositif de cône sous-marin à haute efficacité de transport (MUTTI 1979); mais il n'est pas possible de reconnaître la morphologie d'un tel dispositif sur un affleurement aussi restreint.

— Dans les autres massifs du Binet (Tanout, Binet, etc. ...) l'évolution lithologique de la base au sommet des écailles montre des analogies avec l'évolution des faciès observée à l'oued Assouel. Cependant l'arrangement et la géométrie des corps sableux sont différents et le milieu peu profond.

L'unité sableuse (c, coupes 2, 4, 5, fig. 4) est composée d'une succession de turbidites incomplètes (rattachées tentativement au type Tb-e ou faciès D de MUTTI 1979) qui ne sont pas arrangées en séquences. Dans l'unité marno-sableuse (d, fig. 4) la sédimentation pélitique domine et le gypse est parfois abondant. Le rapport sable/marne est de 20% seulement sur une verticale. Les corps sableux sont des lentilles trapues (rapport hauteur/longueur $\frac{1}{5}$ à $\frac{1}{10}$, épaisseur au centre env. 30 m) à terminaisons latérales brutales. La base des bancs sableux montre un contact tranché sur la marne bleue. Le sable est généralement fin, bien classé sur toute la hauteur des bancs, avec parfois un peu de stratification oblique et des lits horizontaux conglomératiques. Ces bancs lenticulaires sont interprétés comme les chenaux d'un système distributaire sous-marin. Il est à noter que ces chenaux ne montrent aucune évolution lithologique particulière sur des épaisseurs de 650 à 900 m et sur une distance considérable de plus de 45 km. Les chenaux ne sont jamais imbriqués les uns dans les autres. Ils apparaissent comme des «accidents» sédimentaires venant interrompre localement et irrégulièrement la sédimentation marneuse dominante. Dans quelques cas, les chenaux terminent une séquence négative de corps lenticulaires.

L'interprétation de ces structures dans un modèle sédimentologique général est délicate. On peut tout au plus imaginer que ces corps sableux méandriformes

chenalisés (barres d'embouchures) devaient parcourir une plaine sous-marine peu profonde (étage infralittoral) recouverte de sédiment vaseux (équivalent possible du sédiment pélitique d'un prodelta) au front d'un ou plusieurs systèmes deltaïques dont il ne reste aucun témoin aujourd'hui. Le sédiment le plus proximal est représenté par les conglomérats du jbel Izougarrhine remaniant des éléments d'origine continentale en milieu marin, probablement dans la zone de balancement des marées.

4. Micropaléontologie et biostratigraphie

Les espèces de Foraminifères planctoniques citées ci-dessous proviennent de trois niveaux (situation fig.2) qui ont fourni une microfaune autochtone, non remaniée:

1. Oued Assouel, ST 258-259, unité marneuse (b). (Feuille Aïn Zora, 656.05/445.90.)
2. Oued Assouel, ST 264, unité sableuse (c). (Feuille Aïn Zora, 656.40/445.90.)
3. Ljdaoune, ST 296, unité marno-sableuse (d). (Feuille Midar, 667.9/462.75.)

4a. Liste des espèces planctoniques autochtones; répartition au Maroc

La plupart des espèces de Foraminifères planctoniques reconnues dans l'unité du Binet ont déjà été décrites dans d'autres localités du Maroc (FEINBERG 1978; WERNLI 1977 et 1980). Nous ne présenterons donc pas ici leur description détaillée, mais discuterons leur répartition dans le Maroc.

Par contre une description des individus appartenant à *Globorotalia dutertrei* (D'ORB.) et *G. plesiotumida* BLOW & BANNER nous a paru indispensable car c'est principalement sur la base de ces individus que nous avons daté la formation du jbel Binet (Zone N17, Miocène supérieur).

Globigerina decoraperta TAKAYANAGI & SAITO

Pl. 1, fig. 8 et 9

Cette espèce n'a été signalée que sur la côte méditerranéenne (WERNLI 1980). Dans les échantillons du Binet *G. decoraperta* est typique et très fréquente, surtout à l'oued Assouel. Elle est aussi commune dans le Miocène supérieur du bassin de Guercif (éch. S. Courbouleix, AP 340).

Globigerina nepenthes TODD

Pl. 1, fig. 6

D'après WERNLI (1980, p. 76) cette espèce est rare sur la côte méditerranéenne; par contre elle est fréquente dans les associations faunistiques de type «atlantique». FEINBERG (1978) note que *G. nepenthes* évolue à partir de *G. druryi* dans la partie terminale de la zone à *miozea rifensis* (m4b).

Dans l'unité du Binet cette espèce est très rare; quelques spécimens ont été récoltés uniquement à l'oued Assouel (ST 258-259 et ST 264).

Globigerina praebulloides BLOW

Pl. 2, fig. 8

Cette espèce, sans grand intérêt stratigraphique, est fréquente dans le Miocène des unités allochtones de type Ouezzane. Elle est cependant particulièrement abondante dans les dépôts miocène supérieur du bassin de Guercif et de la côte méditerranéenne du Maroc (WERNLI 1980). On retrouve cette particularité de la «faune méditerranéenne» dans les échantillons du Binet (ST 258 et particulièrement ST 296).

Globigerinoides extremus BOLLI & BERMUDEZ

Pl. 2, fig. 1-3

G. extremus est fréquente dans les sédiments du Miocène supérieur-Pliocène du Nord-Maroc, aussi bien sur la côte atlantique que sur la côte méditerranéenne (WILDI & WERNLI 1977). D'après FEINBERG (1978) cette espèce apparaît à la base de la zone à *G. dutertrei*/*G. humerosa* (m6a). Dans l'unité du Binet certains échantillons (ST 264, ST 296) sont particulièrement riches en *Globigerinoides* du groupe *obliquus-extremus*.

Globigerinoides cf. *seigliei*? BERMUDEZ & BOLLI

Pl. 2, fig. 4

Cet individu un peu douteux a été rattaché tentativement à *G. seigliei*. Cette espèce est figurée par WERNLI (1980) dans son étude sur le Messinien de la côte méditerranéenne marocaine.

Globorotalia acostaensis BLOW

Pl. 1, fig. 14-15

Cette espèce est largement répartie sur tout le Maroc septentrional, depuis la côte atlantique jusqu'à la côte méditerranéenne (WERNLI 1977 et 1980). L'apparition de *G. acostaensis* définit (avec l'apparition de *G. miotumida* JENKINS) la base de la zone m5b corrélée avec la zone N16 de BLOW (1969). Cette zone est située dans le Tortonien basal.

Dans l'unité du Binet cette espèce est rare; nous l'avons récoltée principalement dans la coupe de l'oued Assouel.

Globorotalia dutertrei (D'ORBIGNY 1839)

Pl. 1, fig. 10-12; pl. 2, fig. 9

- 1839 *Globigerina dutertrei* D'ORBIGNY, in: DE LA SAGRA, pl. 4, fig. 19-21 (lectotype désigné par BANNER & BLOW 1960).
 1960 *Globigerina dutertrei*, BANNER & BLOW, p. 11, pl. 2, fig. 1.
 1970 *Globorotalia dutertrei*, FEINBERG & LORENZ, tabl. 1.
 1977 *Globorotalia dutertrei*, WERNLI, p. 159, pl. 1, fig. 5.
 1978 *Globorotalia dutertrei*, FEINBERG, pl. 11, fig. 7-9.
 1978 *Globorotalia dutertrei*, MEDIONI & WERNLI, pl. III, fig. 2.

Description. Test trochospiralé, spire moyenne à haute. Le dernier tour est formé de cinq loges subglobulaires. Les deux dernières loges montrent parfois une tendance à recouvrir la région ombilicale. L'ouverture n'est pas visible. Le diamètre du test est en moyenne de 250 µm.

Remarques. Nos exemplaires correspondent bien, dans l'ensemble, à la conception moderne de l'espèce: spire haute, cinq à six loges dans le dernier tour, migration de la dernière loge et de l'ouverture vers l'ombilic (POSTUMA, 1971; BIZON & BIZON 1972).

Répartition au Maroc. Cette espèce a été reconnue sur la côte atlantique (WERNLI 1977 et MEDIONI & WERNLI 1978; FEINBERG 1978). Nous l'avons reconnue également dans l'avant-pays de la région de Mezguitem (éch. Leblanc DL 2455) et dans la coupe de Sidi Bel Kassem sous le complexe prérifain (ST 475) associée à *Globorotalia conomiozea* KENNETT. D'une manière générale cette espèce est rare au Maroc.

Curieusement dans l'unité du Binet *G. dutertrei* a été récoltée assez fréquemment dans la coupe de l'oued Assouel, en particulier dans l'unité marneuse (ST 258-259). Elle est plus rare dans la coupe de Ljdaounene (ST 296). Un individu provient de la coupe du Tizi Rarine (ST 288).

D'après FEINBERG (1978) et WERNLI (1977) l'apparition de *G. dutertrei* définit la base de la zone m6, corrélable avec la base de la zone N17 de BLOW (1969).

Globorotalia incompta (CIFELLI)

Pl. 2, fig. 10-12

Cette espèce est décrite par WILDI & WERNLI (1977) dans le Pliocène de la côte méditerranéenne. Nos exemplaires proviennent de la coupe de Ljdaounene (ST 295).

Globorotalia plesiotumida BLOW & BANNER 1965

Pl. 1, fig. 1-5; pl. 2, fig. 6

1965 *Globorotalia* (*G.*) *tumida plesiotumida* BLOW & BANNER, BANNER & BLOW, p. 1353, fig. 2; holotype réillustré in BLOW 1969, pl. 9, fig. 7-9.

1971 *Globorotalia tumida plesiotumida*, MAZZOLA, pl. 1, fig. 1-3.

1977 *Globorotalia plesiotumida*, WERNLI, p. 169, pl. 3, fig. 1-3.

1978 *Globorotalia plesiotumida*, MEDIONI & WERNLI, pl. III, fig. 4.

1978 *Globorotalia tumida plesiotumida*, CITA & RYAN, pl. 95, fig. 8.

1980 *Globorotalia plesiotumida*, WERNLI, p. 81, pl. 2, fig. 9.

Description. Test lenticulaire biconvexe, la face ombilicale est parfois un peu plus convexe que la face spirale. La dernière loge, en vue latérale, est nettement protubérante au niveau de l'ombilic. On compte six loges dans le dernier tour, plus rarement cinq. Le dernier tour montre une tendance au déroulement; la dernière loge est nettement allongée dans la direction de la spire. Le contour équatorial du test est ovoïde, et marqué par une carène nette, parfois massive (pl. 1, fig. 2). L'ombilic est toujours fermé. La dernière loge est fréquemment endommagée probablement à la suite d'une dissolution des tests (THUNELL & HONJO 1981).

Remarques. Nos individus correspondent bien à l'holotype figuré par BANNER & BLOW (1965), en particulier les deux individus planche 1, figures 1 et 2. La taille

de nos formes est cependant inférieure (diamètre max. 380 μm au lieu de 520 μm chez l'holotype). D'autres individus récoltés à l'oued Assouel ont un diamètre max. de 400 μm à 460 μm (pl. 1, fig. 3 et 4). En Algérie TJALSMA & WONDERS (1972) ont décrit des individus de petite taille (diamètre max. 320 μm) dont l'attribution au taxon *plesiotumida*, et l'intérêt stratigraphique, sont douteux (voir remarque de WERNLI 1980, p. 81). Nos formes occupent, du point de vue de la taille, une position intermédiaire entre les grandes formes décrites par WERNLI (1977-1980) et les petites formes de TJALSMA & WONDERS.

Répartition au Maroc. *G. plesiotumida* est connue aussi bien sur la côte atlantique que sur la côte méditerranéenne (WERNLI 1977 et 1980); d'après cet auteur *G. plesiotumida* semble apparaître en même temps que *G. dutertrei* et *G. humerosa*. Au Maroc ces deux espèces définissent la zone m6a, le m6b étant la zone à *Globorotalia primitiva* (FEINBERG 1978). Selon FEINBERG la zone N17 est grosso modo (avec une incertitude à la base) corrélable avec le m6 marocain.





	NAPPES INTRARIFAINES			AUTOCHTONE	
	Unités En.Nehir (niv. m4)	Nappe d'Ouezzane (niv. m4b)	Nappe du Binet (m6)	Avant pays (m6)	Guercif (m6)
MARQUEURS BIOSTRATI.					
Gro gr. mayeri-acrostoma	Abondant	Abondant			
miozea rifensis		Fréquent			
Gro acostaensis			Rare	Abondant	Abondant
dutertrei			Fréquent		
plesiotumida					
pseudomiocenica				Abondant	Abondant
Gbi decoraperta			Fréquent	Fréquent	
nepenthes				Fréquent	
Goi bulloideus					
gr obliquus-extremus			Fréquent	Fréquent	
Turborotalita					
quinqueloba					
AUTRES ESPECES					
Globoquadrina spp.	Abondant	Abondant			
Goi gr. trilobus	Abondant	Abondant			
Orbulina spp.	Abondant	Abondant		Abondant	
Gbi praebulloides	Abondant	Abondant	Fréquent	Abondant	Abondant
druryi			Fréquent		
Légende:					
	Abondant	Gro = Globorotalia			
	Fréquent	Gbi = Globigerina			
	Rare	Goi = Globigerinoides			
	Tres rare	gr = groupe			

Fig.5. Comparaison des associations de Foraminifères planctoniques autochtones du Binet avec différents assemblages du Miocène moyen des nappes intrarifaines d'une part (ancienne attribution stratigraphique du Binet) et des assemblages du Miocène supérieur de l'avant-pays d'autre part. On notera la forte affinité (stratigraphique et paléocéologique) des microfaunes du Binet avec celles de l'avant-pays et du Guercif.

Nous avons également observé de nombreux spécimens de *G. plesiotumida* provenant du bassin de Guercif (coll. Courbouleix, AP 340) et des marnes bleues autochtones au nord de Mezguitem (coll. Leblanc, DL 2453–2454).

Dans l'unité du Binet les spécimens figurés proviennent de l'oued Assouel (ST 264) et de la coupe de Ljdaounene (ST 295) au sud-ouest de souk Aïn Amar.

Turborotalita quinqueloba (NATLAND)

Pl. 1, fig. 13

T. quinqueloba est fréquemment citée par FEINBERG (1978) dans le Miocène supérieur (m5b–m6) de l'avant-pays, jamais dans le Miocène moyen. WERNLI (1977) a observé de véritables «faunes à *Turborotalita*» dans des marnes messiniennes de la côte méditerranéenne.

Dans l'unité du Binet cette espèce est très rare, seuls quelques individus ont été récoltés à l'oued Assouel (ST 261).

*4b. Discussion biostratigraphique et remarques
sur l'âge de la formation du jbel Binet*

On peut rassembler les espèces planctoniques, présentées dans le paragraphe précédent, en trois groupes:

- Un premier groupe qui indique sans ambiguïtés la zone m6 (= N17).
Il s'agit de: *Globorotalia plesiotumida* et *Globorotalia dutertrei*.
- Un second groupe qui débute un peu plus tôt dans le Miocène supérieur, soit dans la zone m5b (= N16). Il s'agit de: *Globorotalia acostaensis*, *Globigerinoides extremus* et *Turborotalita quinqueloba*.
Remarque: d'après FEINBERG (1978) *G. extremus* apparaît dans la zone m6 au Maroc.
- Un troisième groupe dont l'apparition se fait au Miocène moyen déjà.
Il s'agit de: *Globigerina decoraperta* et *Globigerina nepenthes*.

Les autres espèces n'ont pas de signification particulière pour marquer le Miocène supérieur.

En conclusion les dépôts de la formation du jbel Binet, dans les trois localités contenant une microfaune autochtone, appartiennent à la zone m6 (= N17) du Miocène supérieur, corrélable avec le Tortonien supérieur–Messinien. Il n'est pas possible de préciser l'âge du Binet dans cet intervalle, car les marqueurs du Messinien (*G. primitiva* CITA et *G. conomiozea* KENNETT) sont absents, probablement pour des raisons paléoécologiques. Nous avons cependant observé *G. conomiozea* (typique et abondante) dans les marnes autochtones de l'avant-pays de Mezguitem, sous le complexe pré-rifain.

Bien que la microfaune planctonique d'âge m6 provienne surtout de deux localités (oued Assouel et lieu dit Ljdaounene) il nous paraît évident que l'ensemble des massifs du Binet appartient également à la fin du Miocène supérieur. On sait que le jbel Tizeroutine avait déjà été placé dans le Tortonien par les anciens auteurs

(ENNADIFI 1974). D'autre part un échantillon (ST 288) pris au Tizi Rarine nous a fourni quelques rares formes attribuables au groupe *G. dutertrei-humerosa*. La rareté ou l'absence des formes planctoniques autochtones aux jbel Tanout et Binet s'explique parfaitement par le caractère infralittoral (à salinité peut-être anormale?) du sédiment. Par contre il n'est pas étonnant que dans la coupe de l'oued Assouel (où le benthos indique un milieu de mer ouverte franchement profond) quelques échantillons contiennent une microfaune planctonique autochtone m6 relativement riche (20-30%).

Ainsi les datations de nos prédécesseurs sont basées sur une microfaune remaniée, provenant vraisemblablement du Miocène inférieur et moyen de la nappe d'Ouezzane. Nous avons pu observer à l'oued Assouel (unité marneuse) comment s'effectuait la «pollution» des marnes tortono-messiniennes par des détritiques remaniés d'âges divers. A proximité du chenal conglomératique qui affleure sur rive gauche de l'oued, nous avons prélevé des échantillons qui nous ont fourni une microfaune entièrement remaniée (du Crétacé au Miocène). Nous sommes là encore dans la zone des dépôts sableux de débordement du chenal. Dans le même niveau marneux d'autres échantillons ont été prélevés latéralement, 200 m en amont. Ceux-ci nous ont livré une microfaune autochtone peu abondante mais typique avec *Globorotalia gr. menardii* et *Globigerina nepenthes* entre autres; les formes remaniées sont rares. Enfin à 500 m en amont les échantillons ST 258-259 ne contiennent que des Foraminifères planctoniques et benthiques autochtones. Ce secteur était hors de l'influence du chenal, les marnes sont «propres» sans extraclasts.

Ainsi une meilleure connaissance de l'environnement sédimentaire permet d'effectuer un échantillonnage dirigé, où l'on recherche les niveaux susceptibles de fournir une information stratigraphique correcte. Ces niveaux étant très rares, un échantillonnage statistique ne donnerait évidemment aucun résultat satisfaisant.

4c. Remarques sur les assemblages de Foraminifères planctoniques

Les assemblages de planctoniques autochtones sont dominés par quelques espèces caractéristiques: *Globigerina praebulloides*, *Globigerina gr. druryi-decoraperta*, *Globigerinoides gr. obliquus-extremus* et *Orbulina universa*. *Globorotalia dutertrei* est aussi assez fréquente, notamment dans l'unité marneuse de l'oued Assouel (ST 258-259). Par contre les *Globorotalia* carénées sont très rares, ainsi que *Globigerina nepenthes* et les Sphaeroidinelles.

Enfin il faut souligner l'absence de certains taxa habituellement fréquents dans le Miocène supérieur: les Globoquadrines et le groupe des *Globorotalia* «scituloïdes». Sur la figure 6 nous avons présenté une comparaison entre des assemblages du Miocène moyen (unités En Nehir et Ouezzane) et supérieur (avant pays) d'une part avec les assemblages observés dans la formation du jbel Binet d'autre part. Il existe de nettes affinités entre les assemblages décrits dans cette formation et ceux connus dans les marnes autochtones de l'avant-pays et du bassin de Guercif (WERNLI 1980). Ces affinités sont dues à l'équivalence des niveaux stratigraphiques (m6) mais aussi à certaines particularités paléocéologiques de ces séries (espèces liées au faciès).

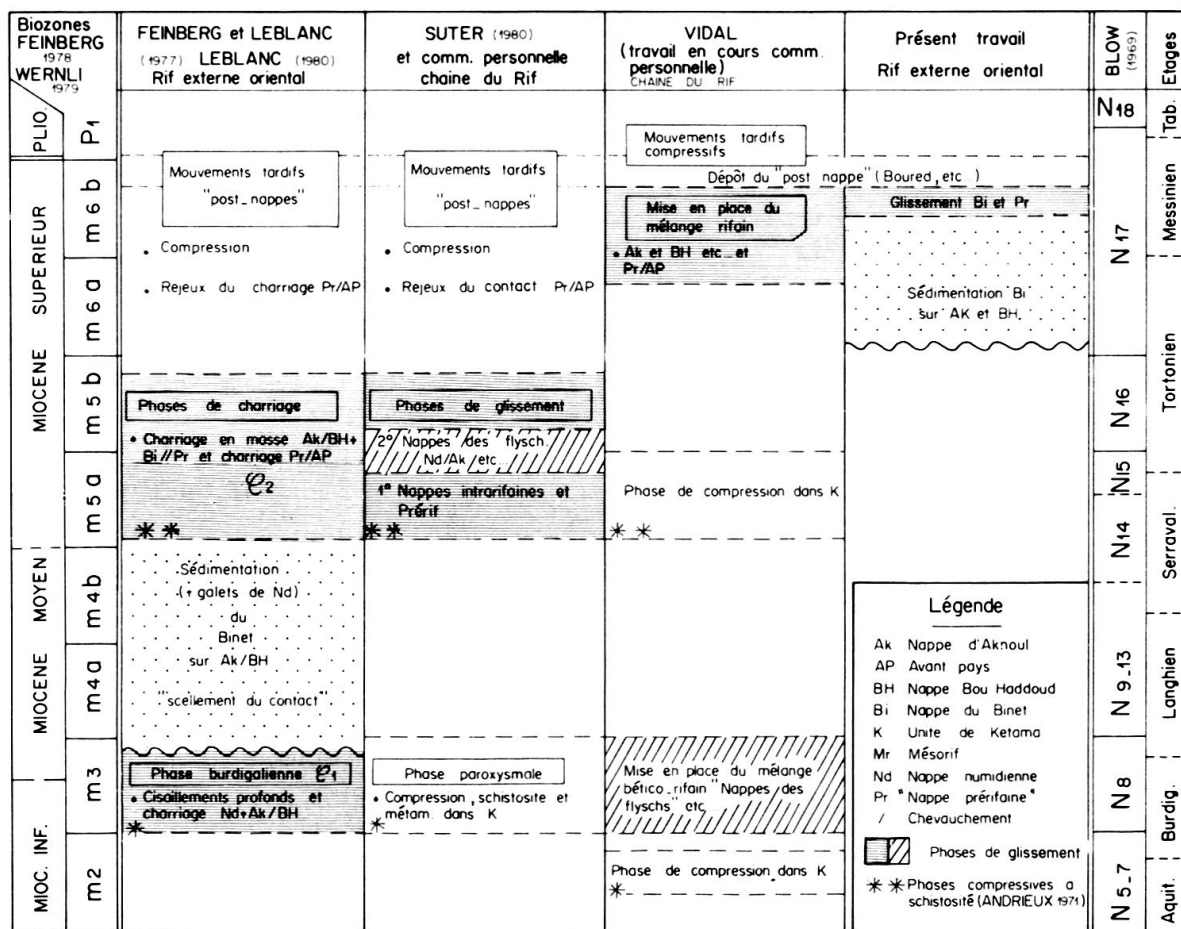


Fig. 6. Compilation des diverses interprétations récentes sur l'évolution structurale de la chaîne rifaine. Nos résultats sur le Miocène du Binet sont présentés dans la colonne de droite (comparer avec l'interprétation de FEINBERG & LEBLANC 1977, colonne de gauche). La phase de glissement au Messinien correspond à la mise en place des écailles du Binet et de la «nappe pré-rifaine». Au Maroc le Miocène supérieur débute conventionnellement avec la zone m5a.

On peut aussi tenter une comparaison avec les assemblages décrits par WERNLI (1980, p.77) au Messinien. Ainsi la microfaune planctonique du Binet diffère radicalement de la microfaune de type «atlantique» (à *Globorotalia* «menardines» et «scituloïdes» associées aux Globoquadrines); par contre elle montre des affinités avec les associations de la côte méditerranéenne d'une part (à l'exception de *G.miotumida conomiozea* absente du Binet) et avec les associations du domaine «endémique» de WERNLI (1980) comprenant le bassin de Guercif d'autre part.

Ainsi la microfaune planctonique du Binet montre de nettes affinités avec les assemblages messiniens du Maroc oriental, mais se différencie par contre des microfaunes à caractère «atlantique» des synclinaux internes.

5. Conséquences géologiques et paléotectoniques

Les nouveaux résultats biostratigraphiques (conduisant à dater la formation du jbel Binet du Tortonien élevé-Messinien, m6), ainsi que les particularités tectoni-

ques et sédimentologiques discutées plus haut, ne sont pas sans conséquences pour l'interprétation de l'évolution structurale du Rif externe oriental:

La phase burdigalienne de charriage n'est pas prouvée dans le Rif oriental.

Nous sommes amenés à réfuter certains arguments géologiques et stratigraphiques prouvant l'existence de phase(s) de charriage avant la fin du Miocène moyen (FEINBERG & LEBLANC 1977; LEBLANC 1980). En effet nous avons montré (fig. 2) que l'unité du Binet ne scelle pas le contact paléotectonique de la nappe de Bou Haddoud sur la nappe d'Aknoul; la trace de la surface de charriage entre ces deux nappes passe entre les massifs miocènes du jbel Binet et du jbel Tamjdanat qui sont sans continuité structurale. On n'observe nulle part un «cachetage» de ce plan de charriage par le Miocène. D'ailleurs même si ce cachetage était démontré en un autre lieu (ce qui nous paraît difficile vu le caractère fragmenté de la couverture miocène) son âge miocène terminal ne permettrait plus de distinguer une phase burdigalienne de charriage, suivant la proposition des auteurs précités. La discordance angulaire à l'oued Assouel et au Tizeroutine indique tout au plus que le Crétacé-Paléocène de Bou Haddoud a été plissé avant le Miocène supérieur.

Remarques sur l'existence d'une phase de charriage burdigalienne dans le Rif en général

Dans d'autres secteurs du Rif divers arguments sédimentologiques («marnes à blocs» de la région de Zoumi, LESPINASSE 1977), stratigraphiques (Miocène moyen des Beni-Issef «scellant» une phase paléotectonique, DIDON & FEINBERG (1979)) ou encore tectoniques (phases à schistosité d'ANDRIEUX (1971) et Miocène inférieur schistosé de LEBLANC (1979)), seraient en faveur de l'existence d'une phase burdigalienne de charriage accompagnée de glissements gravitatifs. Sans vouloir discuter les arguments géologiques qui sont suffisamment convaincants, il convient cependant de considérer avec la plus grande prudence les arguments stratigraphiques permettant de dater ces événements. En effet une datation par défaut (des planctoniques autochtones) est toujours un risque dans des niveaux contenant manifestement déjà des microfaunes remaniées. A ce sujet on peut lire les remarques de LESPINASSE (1977, p.784) et de DIDON & FEINBERG (1979, p.185) sur les remaniements de Crétacé et d'Eocène dans la plupart de leurs échantillons. Dans l'état actuel des connaissances on ne peut donc attribuer un âge précis aux séries miocènes des Beni-Issef (Miocène supérieur possible par analogie avec le Binet) et de Zoumi. Rappelons que des arguments stratigraphiques analogues avaient été présentés, pour dater le Binet du Miocène moyen, par FEINBERG & LEBLANC (1977) qui voyaient même, au jbel Lemrabtine, une succession verticale logique dans les microfaunes remaniées (Praeorbulines et Orbulines).

Enfin une incertitude subsiste également quant à la datation de la phase à schistosité affectant le Miocène inférieur du Mésorif. LEBLANC (1979) envisage de placer cette phase soit dans le Miocène inférieur, soit à la fin du Miocène moyen.

Une révision de l'âge des séries miocènes détritiques («marnes à blocs» de Zoumi et série des Beni-Issef) et de l'âge des phases à schistosité dans le Mésorif et

la zone intrarifaine s'impose donc avant de se prononcer, à l'échelle du Rif externe, pour ou contre une phase de charriage au Miocène inférieur.

L'âge de la mise en place de la «nappe prériefaine»

Les marnes autochtones de l'avant-pays de Mezguitem, sous l'olistostrome prériefain synchronappe, nous ont livré une belle microfaune à *G. conomiozea* (m6b) datant le Messinien d'après WERNLI (1980). Là encore on tend vers un important rajeunissement de l'âge des marnes miocènes puisque la coupe en question étudiée à Sidi Bel Kassem était datée du Serravallien-Tortonien inférieur (m5) par FEINBERG (1978). Or l'extrême base des marnes contient déjà des microfaunes messiniennes. Ainsi le front de l'olistostrome (ou de la «nappe prériefaine» suivant l'interprétation des auteurs) repose sur les marnes messiniennes dans le Rif oriental. La mise en place de cette «nappe prériefaine» sur l'avant-pays est donc aussi très tardive⁴).

Problème de l'ampleur des mouvements de glissement messiniens

Le caractère allochtone des massifs de l'unité du Binet (Miocène supérieur comprenant ou non une semelle arrachée aux nappes intrarifaines) suggère l'existence d'importants mouvements de glissement pendant le Messinien vraisemblablement. Ces mouvements ont affecté la couverture miocène supérieur des nappes intrarifaines et il n'est pas exclu que le charriage de la nappe d'Aknoul sur la nappe de Bou Haddoud date lui aussi de cette époque.

Toute la question est maintenant de savoir si les mouvements de charriage messiniens qui ont affecté les écaillés de la nappe du Binet (avec leurs semelles de Crétacé-Paléocène intrarifain) et la «nappe prériefaine» correspondent au glissement général des nappes vers l'avant-pays, ou s'il s'agit de simples rejeux tectoniques d'importance mineure. Sur le tableau figure 6 la phase de glissement messinienne (impliquant le Binet et la «nappe prériefaine») dans le Rif externe oriental est mise en regard avec les diverses hypothèses qui s'affrontent au sujet de l'évolution paléotectonique de la chaîne rifaine. On voit ainsi que cette phase messinienne pourrait correspondre soit à la mise en place du «mélange rifain» de Vidal (comm. pers.) soit à des mouvements tardifs faisant rejouer des accidents antérieurs, selon les interprétations de Leblanc (1980) et Suter (comm. pers.).

Dans l'état actuel des connaissances il n'est pas encore possible de prendre franchement position pour l'une ou l'autre de ces interprétations.

Le cas des unités de type En Nehir

Nos investigations dans le Miocène du Binet nous ont aussi amenés à proposer quelques modifications sur la carte au 1:500 000 du Rif (SUTER 1980). Sur ce document les unités de type En Nehir (LEBLANC 1979) à faciès détritique sont assimilées à la nappe du Binet. Or une coupe levée dans une de ces unités (jbel

⁴) Rappelons que dans le Gharb la «nappe prériefaine» s'est mise en place dans les marnes autochtones du Miocène supérieur-Pliocène (FEINBERG 1978; SUTER 1980).

Azdem) nous a livré une riche microfaune du Miocène inférieur à moyen, sans traces de remaniements. Par contraste avec les associations (autochtones et remaniées) observées dans les marnes du Binet, les microfaunes provenant du jbel Azdem sont composées en majorité de *Globorotalia* gr. *mayeri-acrostoma* avec *Globigerinoides bisphericus* et des Praeorbulines. On ne retrouve pas d'espèces remaniées du Crétacé ou du Paléogène, comme c'est fréquemment le cas au Binet. Ces assemblages sont parfaitement comparables à ceux que nous avons observé dans le Miocène inférieur à moyen de la nappe d'Ouezzane. En conséquence les unités de type En Nehir sont à rapprocher de cette dernière nappe avec un faciès nettement plus proximal (turbidites massives avec «dish structures» Ta-e) que les séries détritiques habituelles de la nappe d'Ouezzane (où dominent les turbidites incomplètes du type Tb-e, etc. ...).

6. Conclusions

La formation du jbel Binet, dont l'âge précis a longtemps été controversé, est datée du Tortonien élevé-Messinien (m6 au Maroc = zone N17 de BLOW 1969) sur la base d'une microfaune planctonique autochtone à *Globorotalia dutertrei* et *G. plesiotumida*.

Du point de vue sédimentologique et paléobathymétrique les dépôts du Binet (unité d) se rattachent à un système distributaire chenalisé (analogue aux barres d'embouchures à la limite de la pente deltaïque et du prodelta) en milieu marin infralittoral. L'unité c est un dépôt plus distal, mis en place par courant de turbidité, toujours en milieu infralittoral. Dans le massif de l'oued Assouel, tectoniquement indépendant des autres écaïlles du Binet, cette unité (c) est caractérisée par une succession de lobes sédimentaires sableux en progradation dans un milieu bathyal.

Structuralement les différents massifs de l'unité du Binet sont interprétés comme un ensemble d'écaïlles tectoniques glissées et rabotées sur les nappes intrarifaines et le Prérif. On sait déjà (ENNADIFI 1974) que ces écaïlles représentent la couverture miocène décollée des nappes intrarifaines Aknoul et Bou Haddoud. Cependant la distribution actuelle de ces écaïlles ne reflète pas leur distribution paléogéographique originelle, avant les glissements. La juxtaposition anormale du massif de l'oued Assouel (montrant des caractéristiques lithologiques et paléobathymétriques particulières) avec le reste des écaïlles du Binet suggère plutôt un important mouvement relatif entre certaines écaïlles.

Dans l'avant-pays de Mezguitem la présence de *G. conomiozea* dans les marnes autochtones (à Sidi Bel Kassem) sous le front de la «nappe prériefaine» indique là aussi un mouvement très tardif (messinien) de glissement de cette nappe. On est ainsi amené à reconnaître une certaine importance aux mouvements de glissement qui affectent à la fois les écaïlles du Binet et le complexe prériefain à la fin du Miocène supérieur. Il n'est pas exclu que les nappes intrarifaines d'Aknoul et de Bou Haddoud aient aussi été impliquées dans ces mouvements.

Les résultats présentés dans le présent travail nous ont conduit à réfuter les arguments avancés par FEINBERG & LEBLANC (1977) et LEBLANC (1980) pour prouver l'existence d'une phase de charriage anté-langhienne dans le Rif oriental. Structuralement les massifs miocènes du Binet ne scellent pas le plan de chevauche-

ment de la nappe d'Aknoul sur Bou Haddoud et stratigraphiquement la série du Binet «rajeunie» au m6 (Miocène supérieur) ne peut évidemment plus être utilisée pour dater d'éventuels événements paléotectoniques antérieurs au m3-4 (Miocène moyen, ancienne attribution stratigraphique du Binet).

Dans d'autres secteurs du Rif, les arguments stratigraphiques avancés par LESPINASSE (1977) et DIDON & FEINBERG (1979) en faveur d'une phase burdigalienne de charriage ne sont pas convaincants. Comme dans le cas du Binet les remaniements de microfaunes sont communs dans les niveaux miocènes détritiques étudiés par ces auteurs. Une révision de ces séries («marnes à blocs» de Zoumi, Miocène des Beni-Issef, etc. ...) s'impose donc.

La série tortono-messinienne du Binet (considérée pour certains comme une véritable nappe: ENNADIFI 1974; SUTER 1980) a été largement impliquée, avec le complexe pré-rifain, dans une phase messinienne de glissement (fig. 6). C'est donc un miocène «anté-nappe» si l'on suit l'hypothèse de Vidal (comm. pers.); pour cet auteur le Messinien est l'âge de la mise en place du «mélange rifain» sur l'avant-pays. Le véritable «post-nappe» serait représenté par les dépôts du Messinien tardif à *conomiozea* des synclinaux internes (étudiés par WERNLI 1980) qui n'ont subi que des mouvements de compression. On ne peut cependant pas exclure dans l'état des connaissances, que les mouvements messiniens de glissement du Binet ne soient que des rejeux (subjectivement assez spectaculaires) de contacts paléotectoniques antérieurs, la structuration principale du Rif externe étant accomplie déjà à la limite Miocène moyen-Miocène supérieur (LEBLANC 1980; SUTER, comm. pers.).

Remerciements

Ma gratitude va à MM. M. Ben Said, directeur de la Géologie, et M. Dahmani, chef de la Division de la Géologie générale (Ministère de l'Energie et des Mines, Rabat), qui ont autorisé la publication du présent travail.

Je suis tout particulièrement reconnaissant aux géologues rifains, MM. G. Suter, D. Leblanc et J.-Cl. Vidal, qui m'ont initié à la géologie de cette passionnante chaîne de montagne tant sur le terrain qu'au laboratoire. M. W. Wildi a eu l'amabilité de lire et critiquer mon manuscrit.

A Genève j'ai profité de la grande expérience, dans le Néogène marocain, de mon ami M. R. Wernli; qu'il en soit aussi remercié. Ma reconnaissance va également à M. A. Izart, de la Faculté des Sciences de Rabat, qui m'a conseillé dans l'interprétation sédimentologique des séries du Binet.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDRIEUX, J. (1971): La structure du Rif central. Etude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. - Notes Mém. Serv. géol. Maroc 235, 1-155.
- BANDY, O.L., & ARNAL, R.E. (1960): Concepts of Foraminiferal paleoecology. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 44/12, 1921-1932.
- BANNER, F.T., & BLOW, W.H. (1960): Some primary types of species belonging to the superfamily Globigerinaceae. - Contr. Cushman Found. foram. Res. 11/1, 1-41.
- (1965): Two new taxa of the Globorotaliinae (Globigerinacea, Foraminifera) assisting the determination of the late Miocene/Middle Miocene boundary. - Nature (London) 207/5004, 1351-1354.
- BERGGREN, W.A., & HAQ, B.U. (1976): The andalusian stage (late Miocene): Biostratigraphy, biochronology and paleoecology. - Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 20, 67-129.

- BIZON, G., & BIZON, J.-J. (1972): Atlas des principaux Foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen, Oligocène à Quaternaire. – Technip, Paris.
- BLANC, J. (1972): Initiation à la Géologie marine. – Doin, Paris.
- BLOW, W.H. (1969): Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. – Proc. 1st Plankt. Conf., Genève 1967, 1, 199-422.
- CHEVALIER, J.-P. (1962): Les Madréporaires miocènes du Maroc; avec une introduction stratigraphique de CHOUBERT et al. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc. 173, 1-74.
- CITA, M.B., & RYAN, W.B. (1978): Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. XI. The Bou Regreg section on the Atlantic coast of Morocco, evidence, timing and significance of a late Miocene regressive phase. – Riv. ital. Paleont. 84/4, 1051-1082.
- DIDON, J., & FEINBERG, H. (1979): Données nouvelles sur l'âge et la signification géodynamique du Miocène des Beni-Issef: importance de la tectonique burdigalienne dans le Rif septentrional (Maroc). – C.R. somm. Soc. géol. France 4, 183-187.
- D'ONOFRIO, S. (1968): Ricerche sui Foraminiferi nei fondali antistanti il delta del Po. – G. Geol. (2a), 36/1, 283-334.
- DURAND DELGA, M., HOTTINGER, L., MARCAIS, J., MATTAUER, M., MILLIARD, Y., & SUTER, G. (1962): Données actuelles sur la structure du Rif. – Mém. h.s. Soc. géol. France (Livre mémoire P. Fallot) 1, 399-422.
- ENNADEFI, Y. (1974): Etude géologique du Prérif oriental et de son avant-pays (région comprise entre Mezguitem, Ain Zora et Tizeroutine). – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 253, 1-66.
- FALLOT, P., LIZAUR, J. DE, MARCAIS, J., & SUTER, G. (1952): Maroc septentrional (chaîne du Rif). Partie A: Généralités et partie orientale de la chaîne. – 19e congr. géol. int. Alger 1952, livret guide sér. Maroc. 7, 1-62.
- FEINBERG, H. (1978): Les séries tertiaires du Prérif et des dépendances post-tectoniques du Rif (Maroc). – Thèse d'Etat, Univ. Toulouse.
- FEINBERG, H., & LEBLANC, D. (1977): Preuves de l'âge anté-langhien de charriages dans le Rif oriental (Maroc). – C.R. Acad. Sci. (Paris) (D) 285, 1387-1390.
- FEINBERG, H., & LORENZ, H.-G. (1970): Nouvelles données stratigraphiques sur le Miocène supérieur et le Pliocène du Maroc nord-occidental. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 225, 21-26.
- FEINBERG, H., HOYEZ, B., & LAHONDERE, J.-CL. (1981): Nouvelles données biostratigraphiques sur le Numidien de l'Algérie et du Maroc. – Cah. Micropaléont. 3, 93-99.
- HAMEL, C. (1971): Carte géologique du Maroc au 1:100000 Tistoutine. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 167.
- HOTTINGER, L. (1962): Documents micropaléontologiques sur le Maroc: Remarques générales et bibliographie analytique. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 21, 7-39.
- LEBLANC, D. (1979): Etude géologique du Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc). – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 281, 1-159.
- (1980): L'accident du Nekor et la structure du Rif oriental (Maroc). – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. 22/4-5, 267-277.
- LEBLANC, D., & FEINBERG, H. (1982): Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Numidien du Rif oriental (Maroc). Implications géodynamiques. – Bull. Soc. géol. France (7), 24/4, 861-865.
- LESPINASSE, P. (1977): Les marnes à blocs de la région de Zoumi: leur signification dans l'évolution structurale des zones externes du Rif (Maroc). – Bull. Soc. géol. France (7), 19/4, 781-787.
- MARÇAIS, J., & SUTER, G. (1966): Aperçu structural sur la région du Rif oriental. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 198, 35-42.
- MEDIONI, R., & WERNLI, R. (1978): Etude géologique du bassin post-nappe mio-pliocène du Charf-el-Akab (Province de Tanger, Maroc). – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 275, 107-133.
- MUTTI, E. (1979): Turbidites et cônes sous-marins profonds. – IIIe cycle romand en Sciences de la Terre: Sédimentation détritique, Fribourg, p. 353-418.
- POSTUMA, J.A. (1971): Manual of planktonic foraminifera. – Elsevier, Amsterdam.
- SCHMALZ, R.F. (1969): Deep-water evaporite deposition: a genetic model. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 53, 798-823.
- SUTER, G. (1980): Carte géologique et structurale de la chaîne rifaine au 1:500000. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 245a, b.

- THUNELL, R. C., & HONJO, S. (1981): Calcite dissolution and the modification of planktonic foraminiferal assemblages. - *Marine Micropaleont.* 6, 169-182.
- TJALSMA, R. C., & WONDERS, A. A. H. (1972): Stratigraphic position and planktonic foraminifera of Brives' classic reference sections of the Sahelian at Carnot, N. Algeria. - *Proc. (k.) nederl. Akad. Wetensch. Amsterdam* 75/1, 69-83.
- VIDAL, J.-CL. (1977): Structure actuelle et évolution depuis le Miocène de la chaîne rifaine (partie sud de l'arc de Gibraltar). - *Bull. Soc. géol. France* (7), 19/4, 789-796.
- WERNLI, R. (1977): Les foraminifères planctoniques de la limite mio-pliocène dans les environs de Rabat (Maroc). - *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 143-191.
- (1979): Le Pliocène de la Mamora (Maroc): stratigraphie et foraminifères planctoniques. - *Eclogae geol. Helv.* 72/1, 119-143.
- (1980): Le Messinien à *Globorotalia conomiozea* (foraminifère planctonique) de la côte méditerranéenne marocaine. - *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 71-93.
- (sous presse): Micropaléontologie du Néogène post-nappes du Maroc septentrional et description systématique des Foraminifères planctoniques. - *Notes Mém. Serv. géol. Maroc* 331.
- WILDI, W., & WERNLI, R. (1977): Stratigraphie et micropaléontologie des sédiments pliocènes de l'oued Laou (côte méditerranéenne marocaine). - *Arch Sci. (Genève)* 30/2, 213-228.

Planche 1

Assemblage de la zone N17 (BLOW 1969).
Grossissement des figures $\times 87,5$.
a = vue ombilicale; b = vue spirale; c = vue latérale.

- Fig. 1-5 *Globorotalia plesiotumida* BLOW & BANNER. Oued Assouel, ST 264.
Fig. 6 *Globigerina nepenthes* TODD. Oued Assouel, ST 264.
Fig. 7. *Globigerina* aff. *decoraperta* TAKAYANAGI & SAITO. Oued Assouel, ST 258.
Fig. 8-9 *Globigerina decoraperta* TAKAYANAGI & SAITO. Oued Assouel, ST 258.
Fig. 10-12 *Globorotalia dutertrei* (D'ORBIGNY). Oued Assouel, ST 258.
Fig. 13 *Turborotalita quinqueloba* (NATLAND). Oued Assouel, ST 261.
Fig. 14 *Globorotalia acostaensis* BLOW. Oued Assouel, ST 264.
Fig. 15 *Globorotalia acostaensis* BLOW. Oued Assouel, ST 259.

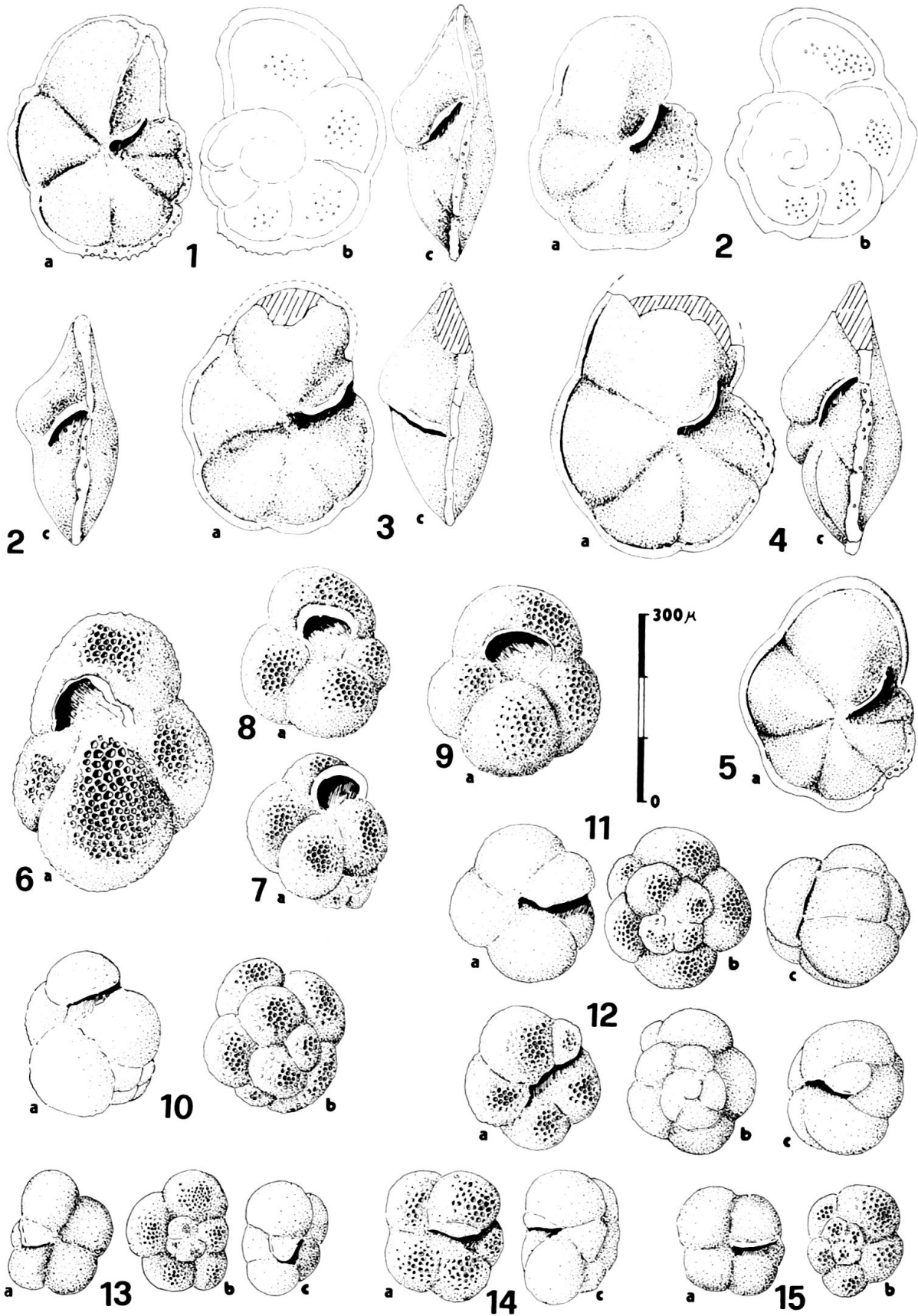


Planche 2

Assemblage de la zone N17 (BLOW 1969).
Grossissement des figures $\times 87,5$.
a = vue ombilicale, b = vue spirale, c = vue latérale.

- Fig. 1 *Globigerinoides extremus* BOLLI & BERMUDEZ. Oued Assouel, ST 261.
Fig. 2-3 *Globigerinoides extremus* BOLLI & BERMUDEZ. Oued Assouel, ST 264.
Fig. 4 *Globigerinoides* cf. *seigliei*? BERMUDEZ & BOLLI. Oued Assouel, ST 258.
Fig. 5 *Globorotalia* cf. *plesiotumida*? BLOW & BANNER. Ljdaounene, ST 295.
Fig. 6 *Globorotalia plesiotumida* BLOW & BANNER. Ljdaounene, ST 296.
Fig. 7 *Globigerinoides* gr. *obliquus-extremus*. Ljdaounene, ST 296.
Fig. 8 *Globigerina praebulloides* BLOW. Ljdaounene, ST 296.
Fig. 9 *Globorotalia dutertrei* (D'ORBIGNY). Ljdaounene, ST 296.
Fig. 10-12 *Globorotalia incompta* (CIFELLI). Ljdaounene, ST 296.

