

## LES EVENEMENTS TECTONIQUES ET VOLCANIQUES RESPONSABLES DE LA REGRESSION MESSINIENNE DANS LE MAROC SEPTENTRIONAL : EXEMPLE DU BASSIN D'IADDOUYINE (SEGANGANE - RIF ORIENTAL - MAROC)

Jean Luc MOREL<sup>1</sup>

### ملخص

جان لوك موريل

الاحداث البنيوية والبركانية المتسببة في الانحسار الميسيني في المغرب الشمالي : مثال حوض إعادوين (زغنان، الريف الشرقي، المغرب)

يلخص التاريخ الجيولوجي والبنيوي لحوض إعادوين وحده التطور البنيوي - الترسيبي للريف الشمالي الغربي. أولا - حث كتلة حديثة البنية، ثانيا - طغيان ميسيني متزامن محليا مع تمدد، بركنة أولى، ثالثا - طور بنيوي تضاعفي مهم مسبب لانكشاف الحوض وحتى لانحسار عام، رابعا - حدة بركانية (بركنة جبل ثوروكو).

### RÉSUMÉ

L'histoire géologique et structurale du bassin d'Iaddouyine résume à lui seul, l'évolution tectono-sédimentaire du Rif Nord-oriental : a) érosion à l'air libre d'un massif récemment structuré; b) transgression messinienne, localement contemporaine d'une distension, premier volcanisme; c) phase tectonique importante en compression, aboutissant à l'émersion du bassin, voire à une régression généralisée; d) paroxysme volcanique (volcanisme de Gourougou).

### SUMMARY

The tectonic and volcanic events which account for the Messinian transgression in Northern Morocco; as an example the Iaddouyine Basin (Segangane - Eastern Rif - Morocco). The geological and structural history of the Iaddouyine basin gives a summary of the tectono-sedimentary evolution of the NE Rif: a) continental erosion of a recently structured massif; b) messinian transgression, locally contemporaneous of a distension, initiation of the volcanism; c) important compressional phase resulting in the emersion of the basin, even a generalised regression; d) volcanic paroxysm (Gourougou volcanism).

Le bassin d'Iaddouyine (fig. 1, 2, 3) est situé au Sud du massif volcanique néogène du Gourougou et au Nord du massif métamorphique des Beni Bou Ifrou. Dans cette partie de l'orogène rifain se trouvent les premiers affleurements messiniens post-nappes de la côte méditerranéenne maghrébine et ce depuis Tanger.

<sup>1</sup> Laboratoire de Géologie Historique, U.A. 730, B.P. 504, 91405 Orsay Cedex.

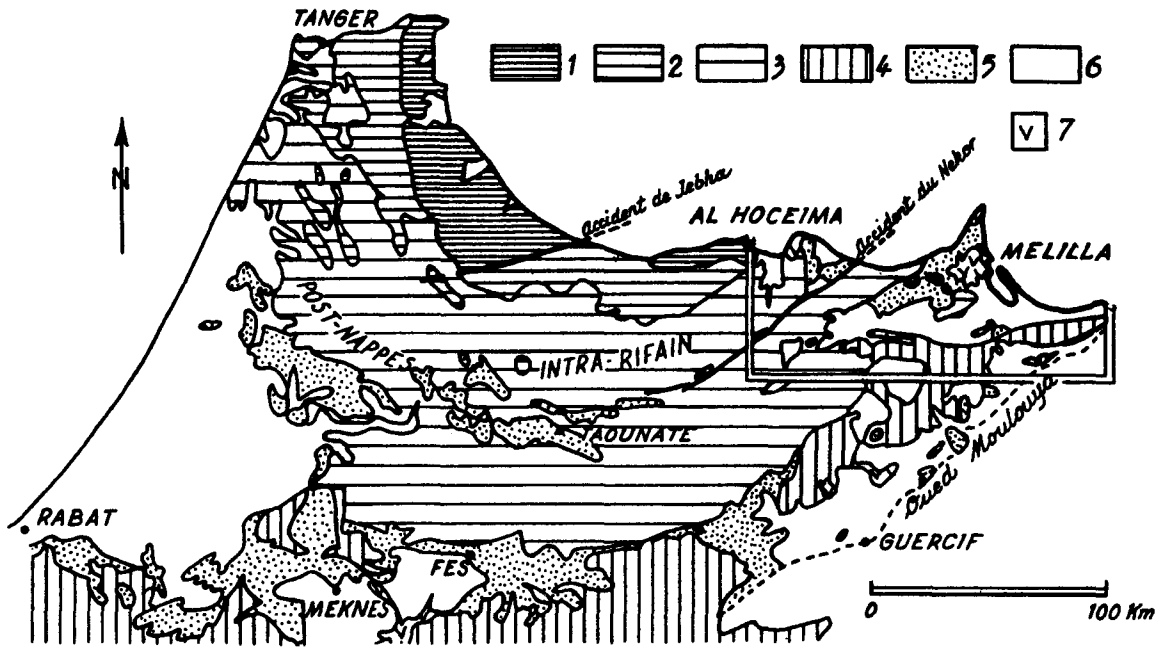


Fig. 1 - Les formations post-nappes du Rif. 1 : zone interne; 2 : nappes de flyschs; 3 : zone externe; 4 : avant-pays; 5 : Miocène supérieur post-nappes; 6 : Plio-Quaternaire indifférencié; 7 : volcanisme Néogène et Quaternaire.

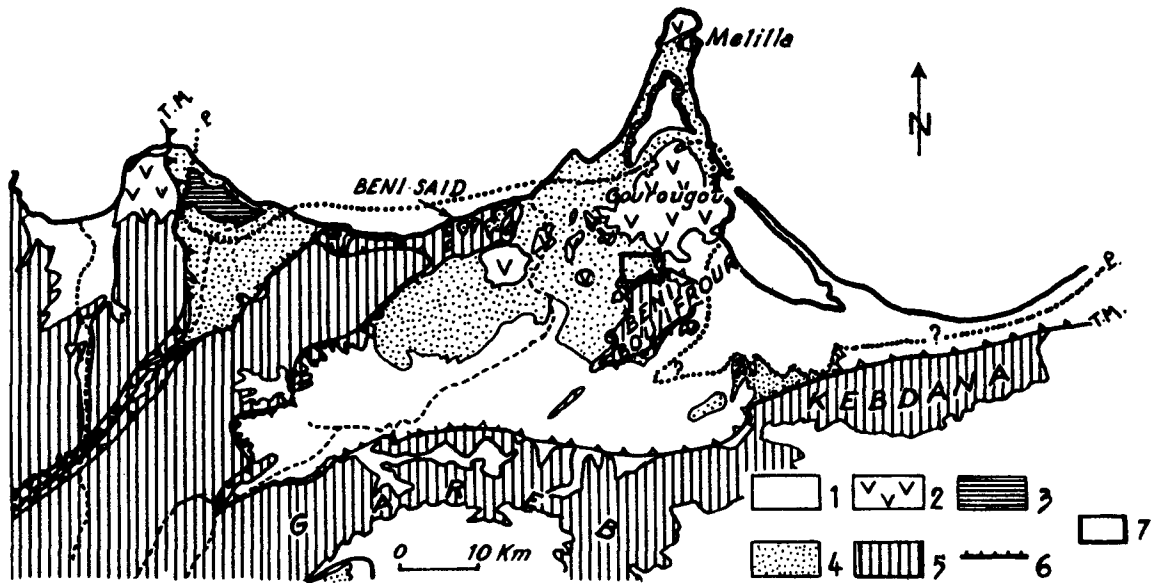


Fig. 2 - La régression messinienne dans le Rif oriental. 1 : Plio-Quaternaire continental indifférencié; 2 : volcanisme néogène; 3 : Pliocène marin; 4 : Messinien marin; 5 : substratum anté-tortonien; 6 : accidents majeurs; T.M. : limite de l'extension maximum de la mer messinienne; P. : limite inférieure du Pliocène marin.

Ce bassin (fig. 2) illustre à lui seul l'évolution géologique et structurale du Rif Oriental durant la période messinienne. En effet, dans ce secteur (fig. 3) les relations entre les formations sédimentaires messiniennes et leur substratum d'une part, et les effets de la tectonique sur la sédimentation d'autre part, peuvent être analysées. Ces relations permettent d'établir une chronologie relative des phases tectoniques observées dans le Rif oriental. Cette chronologie peut être étendue à l'ensemble du Rif. Les conséquences tectoniques et paléogéographique amènent des implications importantes quant à la compréhension de l'évolution de la Méditerranée occidentale pendant le Miocène supérieur.

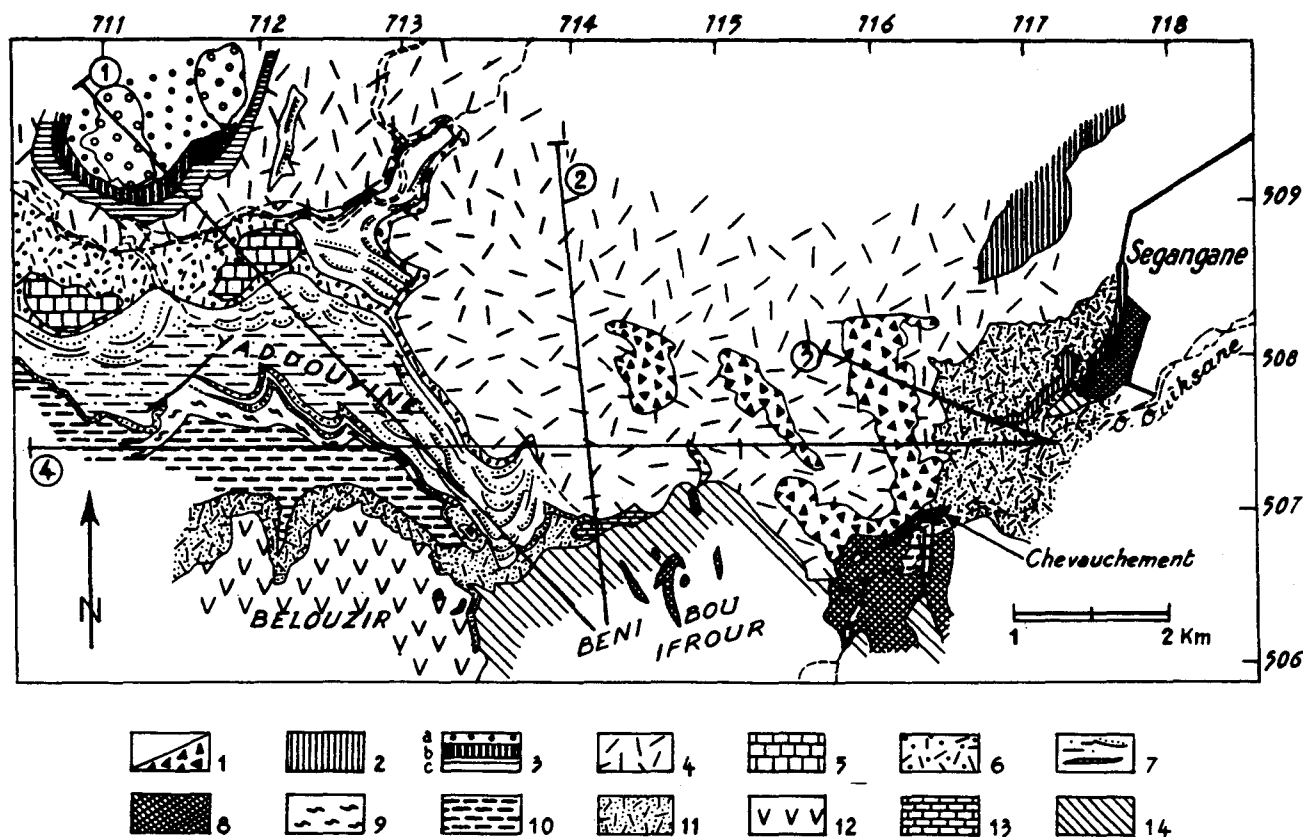


Fig. 3 - Carte géologique du bassin de Iaddouine  
(W de Ségangane).

C : Ensemble supérieur : 1 : Conglomérats et brèches continentales ; 2 : volcan du Gourougou ; 3 : série saumâtre à continentale, a : grès grossiers, b : argiles gypseuses, c : argiles et limons ; 4 : tufs supérieurs.  
B : Ensemble inférieur : 5 : calcaires lacustres ; 6 : tufs et grès ; 7 : sables marneux et bancs gréseux ; 8 : grano-diorites ; 9 : marnes vertes ; 10 : marnes sableuses ; 11 : tufs inférieurs ; 12 : volcan de Bélouzir ; 13 : récif corallien. A : Substratum : 14 : calcschistes et quartzites.

## HISTOIRE TECTO-SÉDIMENTAIRE DU BASSIN D'IADDOUYINE

Dans ce travail ne seront présentées que les formations datées ou attribuées au Messinien. La carte géologique (fig. 3) montre les très nombreux changements latéraux de faciès qui font l'intérêt de ce secteur. Du point de vue structural, on peut différencier les formations en trois ensembles :

1) le substratum (fig. 3 et fig. 4) est constitué d'une série métamorphique structurée pendant les dernières phases "alpines" rifaines. Ce massif des Beni Bou Ifrouf n'est pas sans rappeler celui des Tamsamane dont la structure est attribuée au Miocène moyen - Tortonien (ANDRIEUX, 1971; FRIZON de LAMOTTE, 1979);

2) l'ensemble inférieur correspond à l'histoire sédimentaire du bassin, en milieu marin puis lacustre, depuis la transgression jusqu'à la régression terminale;

3) l'ensemble supérieur enregistre l'évolution continentale du bassin, en particulier la sédimentation des volcanites, à l'air libre.

Passer en revue toutes les coupes et logs détaillés, dépasserait les limites de cette note. Sur le montage des coupes de la figure 4, ont été rassemblées les données lithologiques qui permettent de définir la géométrie des corps sédimentaires. On remarquera que l'ensemble inférieur très marneux et gréseux à l'Ouest passe latéralement vers l'Est aux tufs inférieurs de Ségangane. Ainsi, on peut résumer l'évolution tectono-sédimentaire de cette région, en six épisodes majeurs.

1) Après sa structuration, le massif des Beni Bou Ifrouf subit une altération aérienne. Celle-ci aboutit à la formation d'une brèche peu évoluée où des éléments de schistes, quartzite, calcaire métamorphique, sont emballés dans une matrice argilo-sableuse. Elle est peu indurée et peut avoir une épaisseur de 20m. Par endroits, des conglomérats rouges, continentaux, témoignent de chenaux qui ravaient ce substrat. Le fait qu'il y ait peu de conglomérats et surtout que les produits d'altération soient restés sur place, indique que le massif, alors émergé, avait un relief peu accentué.

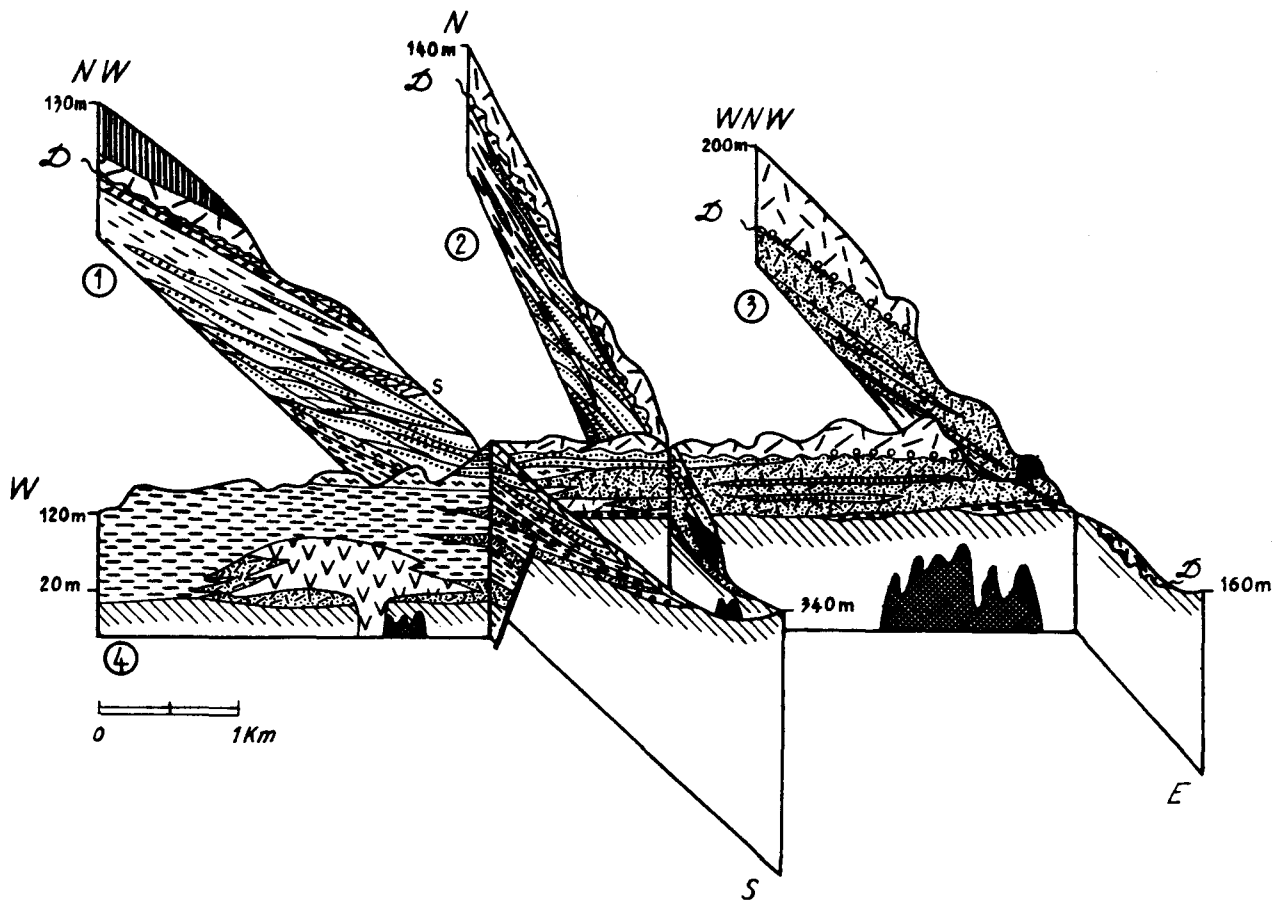
2) La mer envahit la région. Cette transgression marquée par un conglomérat de base, submerge le continent (la limite actuelle des formations marines correspondant assez régulièrement aux limites de la transgression). Quelques éperons, restés en relief dans le substratum, sont colonisés par des huîtres et balanes. La sédimentation marine est troublée par l'apport de matériaux volcano-détritiques.














a) A l'Ouest, les marnes s'interstratifient dans les tufs provenant du volcan Bélouzir.

b) A l'Est, les dépôts de pyroclastites masquent rapidement l'apport marin. Seules, les stratifications obliques et entrecroisées témoignent d'une sédimentation aquatique (sur la coupe 3, fig. 4, les tufs inférieurs reposent sur des sables et marnes marines).

Ces manifestations volcaniques sont contemporaines d'une phase locale de distension, celle-ci se traduit par des failles synsédimentaires (fig. 5) qui abaissent la partie Ouest du bassin. Ce couloir de failles orienté NO-N10 est parallèle à la bordure occidentale du massif des Beni Bou Ifrouf. Bien que les tectoglyphes soient peu nombreux dans ce type de matériel, on a pu observer quelques stries. Les mesures indiquent une extension vers le NW.

3) La troisième grande période est franchement marine. Le bassin communique avec le large. Bien que la macrofaune et que la microfaune indiquent un milieu benthique, les niveaux marneux fins contiennent de nombreux foraminifères planctoniques parfois remarquablement conservés. La sédimentation, sur les bordures, reste assez terrigène, cependant, quelques récifs se développent.



-  Formation continentale lagunaire à limnique
-  Tufs supérieurs discordants
-  Calcaires lacustres
-  Grès (talus de progradation vers le Nord)
-  Sables marneux et bancs gréseux; S: slumps
-  Marnes vertes à cinérites
-  Tufs inférieurs
-  Récifs
-  Marnes sableuses et cgts. de base
-  Substratum altéré et cgts. rouges
-  Dôme coulée de Segangane
-  Granodiorites
-  Volcan du Belouzir

Nota: la perspective des coupes ① ② et ③ est approximative

Fig. 4 : Variations latérales de faciès du bassin de Iyaddouine

4) Ce bref moment de tranquillité est brusquement interrompu par une crise d'instabilité régionale. Les dépôts deviennent grossiers (grès, microconglomérats). Les bancs présentent souvent du boudinage synsédimentaire et des slumps. Des grès et sables se déposent en un vaste cône d'épandage (fig. 3 et fig. 4) avec de nombreuses stratifications obliques entrecroisées. Tous ces phénomènes synsédimentaires indiquent un sens d'approvisionnement du Sud vers le Nord. Cette sédimentation témoigne donc d'une reprise de l'érosion, donc d'un soulèvement du substratum émergé, méridional des Beni Bou Ifrou. Ce soulèvement atteint tout le bassin puisqu'après le dépôt marin des grès (par endroit à lumachelles de lamellibranches) s'installe un régime lacustre (fig. 3). Quand il n'y a pas de calcaire lacustre, on peut observer des paléodunes et des encroûtements ferrugineux remaniant les grès et sables. Ce déséquilibre régional est dû à une phase tectonique compressive très vigoureuse. En effet, dans l'oued Ouiksane, on a pu observer le chevauchement du substratum sur la série marine de la base (fig. 3 et fig. 6). Il est cacheté par les tufs supérieurs. Ce chevauchement occupe donc une position structurale relative équivalente à celle des grès de l'Ouest. Sur le miroir de cette faille chevauchante, les quelques stries conservées mettent en évidence une direction de raccourcissement WNW-ESE (fig. 6). Celle-ci a été observée sur plusieurs autres sites microtectoniques localisés dans le substratum et les laves du Bélouzir. Un autre effet de cette compression est le basculement de tout l'ensemble et, comme nous l'avons vu plus haut, l'émersion de la région. Les formations qui vont être déposées postérieurement, seront alors discordantes (fig. 3 et fig. 4). Il en est ainsi des tufs supérieurs qui, près de Ségangane (fig. 4, coupe 3), débutent par un véritable conglomérat de base discordant sur les tufs inférieurs. Ce conglomérat dont les éléments peuvent atteindre le mètre, contient les premiers niveaux de magnétite détritique. Cette observation confirme le soulèvement du massif des Beni Bou Ifrou, très riche en minéral de fer.

5) Suite à cette instabilité tectonique, toute la région connaît un paroxysme volcanique responsable du recouvrement de la région par les tufs supérieurs (discordants sur les formations sous-jacentes).

6) La dernière étape de l'histoire tectono-sédimentaire du secteur d'Iaddouyine, est caractérisée par une régression généralisée. En effet, le soulèvement décrit ci-dessus et le comblement du bassin par l'accumulation pyroclastique aboutissent au retrait définitif de la mer. Au NW existe une série de formations continentales : limons, croûtes calcaires, lacustres, paléosols, marnes à gypses, révélant une sédimentation lacustre intermittente. La coexistence des calcaires, croûtes et gypses fait penser à un dépôt de type sebkra.

#### AGE DE CE BASSIN

Les marnes inférieures de l'oued Ouiksane contiennent la microfaune suivante : *Globorotalia dutertrei*, *G. acostaensis*, *G. humerosa*, *Globogerinoides obliquus*, *Globigerina menardi*, *G. acostaensis*, *G. continuosa*, *Globigerinoides trilobus*, *G. obliquus* (échantillon K 50.82). Cette association indique un Miocène supérieur (m6), mais ne contenant pas de marqueur caractéristique, nous ne pouvons pas dater précisément ces marnes. Toutefois leurs faciès (marnes sableuses, grès calcaire à bryozoaires) sont comparables à ceux des formations, datées du Messinien, du Kert (GUILLEMIN et HOUZAY, 1982).

Toutes les marnes de l'ensemble inférieur (sur la carte : marnes sableuses, marnes vertes, sables marneux) contiennent des microfaunes, quelquefois remarquablement bien conservées. Seul, un échantillon (R 21.83) contient un marqueur caractéristique : *Globorotalia conomiozea* indiquant

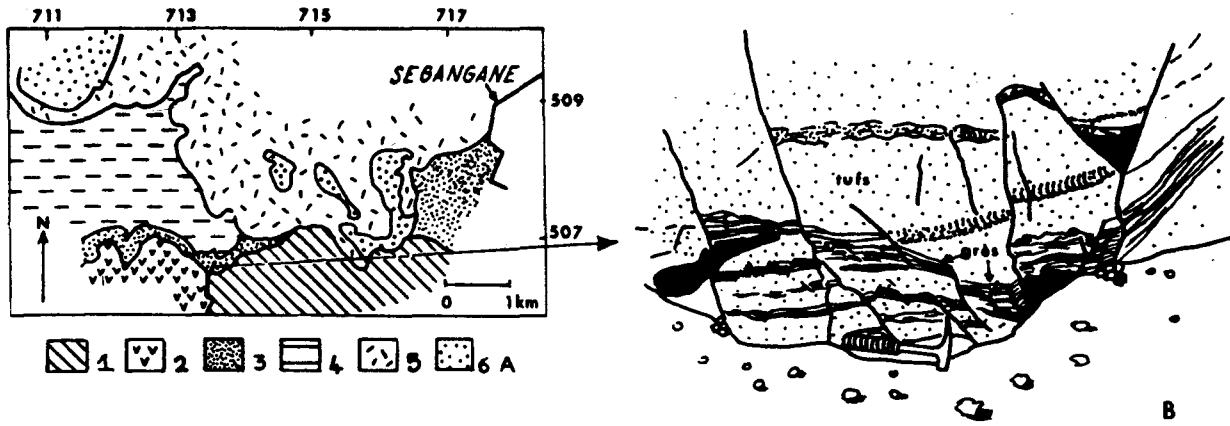


Fig. 5 - Failles normales synsédimentaires dans les tufs et grès d'Achouitarène.

A : localisation ; 1 : substratum ; 2 : volcan du Bélouzir ;  
 3 : Tufs inférieurs ; 4 : marnes sableuses ; 5 : tufs supérieurs ; 6 : formation continentale ; B : a l'affleurement (quelques failles portent de fines stries) :

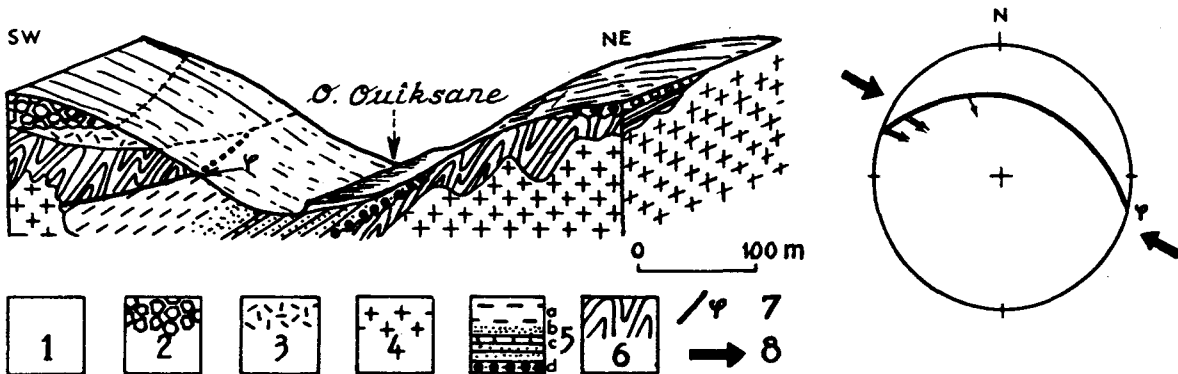


Fig. 6 - Chevauchement de l'Oued Ouiksane.

1 : terrasse quaternaire ; 2 : conglomérat plio-quaternaire ;  
 3 : tufs de Ségangane (= tufs supérieurs) ; 4 : grano-diorites ;  
 5 : Messinien marin, a : marnes, b : grès, c : grès et calcaires biodétritiques, d : conglomérat de base ; 6 : schistes des Beni Bou Ifrou ; 7 : plan de chevauchement ;  
 8 : direction de raccourcissement.

le Messinien (zone m6b du Maroc). Il est associé à *Globorotalia acostaensis*, *Globorotalia praebulloides*, *G. bulloides*. Par conséquent, on peut affirmer que l'ensemble inférieur du bassin d'Iaddouyine est messinien. Par contre, l'ensemble supérieur continental ne peut être daté directement. Les coulées de Gourougou, qui recouvrent au Nord les formations du bassin étudié ici, sont datées (BELLON *in* HERNANDEZ, 1983) entre 7,5 et 6,9 Ma. Ces datations (Tortonien supérieur) ne sont donc pas en accord avec la biostratigraphie (Messinien). Ce désaccord est général pour toute la région de Melilla (HERNANDEZ, 1983), où les datations absolues sont toujours décalées (plus anciennes) que les biozonations basées sur les foraminifères. Pour l'instant, nous ne pouvons pas expliquer ce fait.

### CONCLUSION

On peut résumer l'histoire du bassin d'Iaddouyine dans le tableau suivant :

Oscillation marine	volcanisme	tectonique	âge
évolution continentale	++++		Messinien ?
régression	+++	compression	Messinien
	-	+soulèvement	
transgression	++	distension (locale ?)	Messinien
évolution continentale	+ ?		Tort. ?
Structuration du substratum			Tort. sup. à Mioc. moy.

Tableau 1 : Evolution du Rif pendant le Miocène

Cette évolution est la même que celle observée pour tout le Rif oriental, cette histoire a été symbolisée sur la figure 2.

1) La mer messinienne est transgressive, soit sur les formations du Tortonien supérieur comme à Melilla (GUILLEMIN, 1976), soit comme ici, directement sur le substratum. Ce dernier cas semble le plus fréquent : ainsi des faciès littoraux, datés messiniens, sont perchés à 355m sur le socle des Beni Saïd (GUILLEMIN et HOUZAY, 1982). Le substratum montre très souvent une altération continentale (paragraphe I-1), qui a abouti au façonnement d'une topographie "infra-messinienne" (BARATHON, 1972).

Par conséquent, cette région a été émergée avant le Messinien; cette émergence est responsable du façonnement d'une topographie tortonienne générale dans tout le Rif oriental.

2) Le soulèvement tortonien est-il général pour tout le Rif ? Plus à l'Ouest, entre Al Hoceïma et Tanger, aucun affleurement de Messinien marin n'a été observé. Dans ce secteur, le Pliocène marin est directement transgressif sur et dans un paléorelief très accidenté que WILDI et WERNLI (1977) attribuent au Pontien. Pour MAURER (1968) cette ancienne topographie se surimpose



sans doute à un relief plus ancien. Dans la région de Taounate (fig. 1), la sédimentation post-nappes datée du Messinien (WERNLI, 1980) débute par un conglomérat rouge, ou par un conglomérat minéralisé (BOUCHTA, 1976) qui repose sur le substratum érodé. En conséquence, *j'attribue au Tortonien supérieur la vieille topographie rifaine. Il y a eu, à cette époque, un soulèvement général, qui est responsable de l'émergence du Rif.*

3) A cette phase d'émergence, succède la transgression messinienne. Seules, les zones périphériques du Rif sont atteintes par la mer. Cette invasion marine est favorisée par l'effondrement de certains bassins. Nous avons mis en évidence ci-dessus, une phase de distension sur la bordure NW du massif des Beni Bou Ifrou. GUILLEMIN (1976) avait pressenti son existence à Melilla. Plus tard, cet auteur et HOUZAY (GUILLEMIN et HOUZAY, 1982) ont démontré le jeu normal de failles sur la bordure orientale des Beni Saïd. Cette phase est, à mon avis, responsable de la géométrie des bassins messiniens. D'anciens accidents, tels que l'accident Nord-Gareb (MOREL, 1980), et l'accident du Nékou (FRIZON DE LAMOTTE, 1979; HOUZAY, 1975) ont joué en failles normales au début du Messinien. Il faut donc envisager, au moins pour tout le Rif oriental, l'existence d'une phase en distension responsable du morcellement de la région en horst (actuellement les reliefs constitués de substratum) et en graben (bassins néogènes). Dans le Rif, à cause du manque d'affleurements de Messinien marin, les effets de cette phase distensive sont peu visibles. Toutefois, j'ai pu montrer l'existence de failles normales synsédimentaires à la base d'un des bassins post-nappes intrarifains à Bou Adal (DUMONT et MOREL, 1980). De même AIT BRAHIM (1984) signale l'existence de tels accidents non loin de Tahar Souk. Ces quelques observations, à la base des bassins post-nappes intrarifains, joints à leur allure étroite et à leur alignement selon une direction, laissent supposer que la géométrie est due à cette phase distensive. *Il est donc probable qu'au début du Messinien, ces grabens alignés constituaient un couloir étroit entre l'Atlantique et la Méditerranée.*

4) S'il est difficile de trouver les structures dues à cette phase distensive, c'est parce que celles-ci ont été reprises lors de la phase de compression anté-Pliocène. Cette phase de raccourcissement est responsable, nous l'avons vu plus haut, du chevauchement de l'Oued Ouiksane et du soulèvement général du massif des Beni Bou Ifrou. Ces effets sont très importants du point de vue paléogéographique puisque le soulèvement et le comblement des bassins qui en résultent, aboutissent à la régression généralisée dans tout le Rif oriental. Les effets de cet épisode compressif sont connus dans tout le Rif (MOREL, 1984; KERCHAoui et MOREL, 1984). Directement après ce "paroxysme post-nappes", commence le volcanisme principal du Gourougou (HERNANDEZ, 1983). Par conséquent, *je considère cette phase compressive fini-messinienne comme le fait majeur de l'histoire miocène post-nappes du Rif.* Elle a pour effet le soulèvement généralisé de l'orogène rifain. Alors que, pendant le Tortonien supérieur, le Rif central et septentrional constituait une île isolée au milieu de la mer, *au Messinien, ce soulèvement provoque la régression définitive de la mer miocène.* Même si l'on tient compte des effets dus à l'abaissement eustatiques de la fin du Messinien (VAIL, MITCHUM et THOMPSON, 1977), on doit considérer l'émergence du Rif comme étant liée directement à un épisode tectonique compressif général. Toute la paléogéographie de la Méditerranée occidentale à la fin du Messinien doit, sans doute, être liée à cet événement majeur.

## BIBLIOGRAPHIE

- AIT BRAHIM, L. (1983). *Etude de la déformation du Néogène à l'Actuel sur la bordure sud-rifaine dans le contexte du rapprochement des plaques Afrique-Europe (Bassin du Saïss, rides Pré-rifaines, bassins post-nappes du Rif central)*. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Mohamed V, Rabat, Maroc, 178 p.
- ANDRIEUX, J. (1971). - La structure du Rif central. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 235 : 155 p.
- BARATHON, J.J. (1972). - Sédimentation néogène, néotectonique et évolution récente du bassin de Kbdani et de ses bordures. *Rev. Géogr. du Maroc*, 22 : 61-73.
- BOUCHTA, R. (1976). - La minéralisation plombo-zincifère du conglomérat de base du Miocène post-nappes (Rif). *Rapport interne, Ministère de l'Energie et des Mines, Rabat, Maroc*.
- DUMONT, J.F. & MOREL, J.L. (1981). - Le Rif au Plio-Quaternaire : un arc induit par le rapprochement Afrique-Europe. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 243, sous presse.
- FRIZON DE LAMOTTE, D. (1979). - *Contribution à l'étude de l'évolution structurale du Rif oriental (Maroc)*. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Orsay, 153 p.
- GUILLEMIN, M. (1976). - *Les formations néogènes et quaternaires de Melilla, Nador et leurs déformations*. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Orléans, 215 p.
- GUILLEMIN, M. & HOUZAY, J.P. (1982). - Le néogène post-nappes et le Quaternaire du Rif nord-oriental. Stratigraphie et tectonique des bassins de Melilla, du Kert, de Boudinar et du piedmont des Kbdana. *Notes et Mem. Serv. géol. Maroc*, 314 : 7-239.
- HERNANDEZ, J. (1983). - *Le volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc)*. Thèse Sci. Paris 6 ; 393 p.
- HOUZAY, J.P. (1975). - *Géologie du Bassin de Boudinar (Rif oriental, Maroc)*. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Paris 6 ; 227 p.
- KERCHAOUI, S. & MOREL, J.L. (1984). - Tectonique compressive intra-messinienne dans le Rif oriental (Maroc). Conséquences structurales. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 299, 11, 18 : 1279-1282.
- MAURER, G. (1968). - *Les montagnes du Rif central. Etude géomorphologique*. Thèse Lettre, Inst. Sci. Chérifien, Géol. et Géogr. Phys., 4 : 499 p.
- MOREL, J.L. (1980). - *Contribution à l'étude géologique et structurale de la région de Midar (Rif oriental, Maroc)*. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Orsay, 177 p.
- MOREL, J.L. (1984). - Tectonique compressive au Messinien dans le Rif (Maroc). Conséquences structurales. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 298, II, 4 : 137-140.
- VAIL, R.; MITCHUM, J.R. & THOMPSON, S. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4 : global of relative changes of sea level., *A.A. P.G.*, 26 : 83-97.
- WERNLI, R. (1980). - Le Messinien à Globorotalia conomiozea (foraminifère planctonique) de la côte méditerranéenne marocaine. *Eclogae Geol. Helv.*, 73/1 : 71-93.
- 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.