

Les côtes de la Tunisie. Variations du niveau marin depuis le Tyrrhénien

Travail réalisé dans le cadre de l'ERA 345 du CNRS

Roland Paskoff, Paul Sanlaville

Citer ce document / Cite this document :

Paskoff Roland, Sanlaville Paul. Les côtes de la Tunisie. Variations du niveau marin depuis le Tyrrhénien. Travail réalisé dans le cadre de l'ERA 345 du CNRS. Lyon : Maison de l'Orient et de la Méditerranée Jean Pouilloux, 1983. pp. 3-192. (Collection de la Maison de l'Orient méditerranéen. Série géographique et préhistorique, 14);

https://www.persee.fr/doc/mom_0243-2439_1983_mon_14_1

Fichier pdf généré le 02/05/2018

COLLECTION DE LA MAISON DE L'ORIENT MÉDITERRANÉEN N° 14
SÉRIE GÉOGRAPHIQUE ET PRÉHISTORIQUE, 2

LES CÔTES DE LA TUNISIE

VARIATIONS DU NIVEAU MARIN DEPUIS LE TYRRHÉNIEN

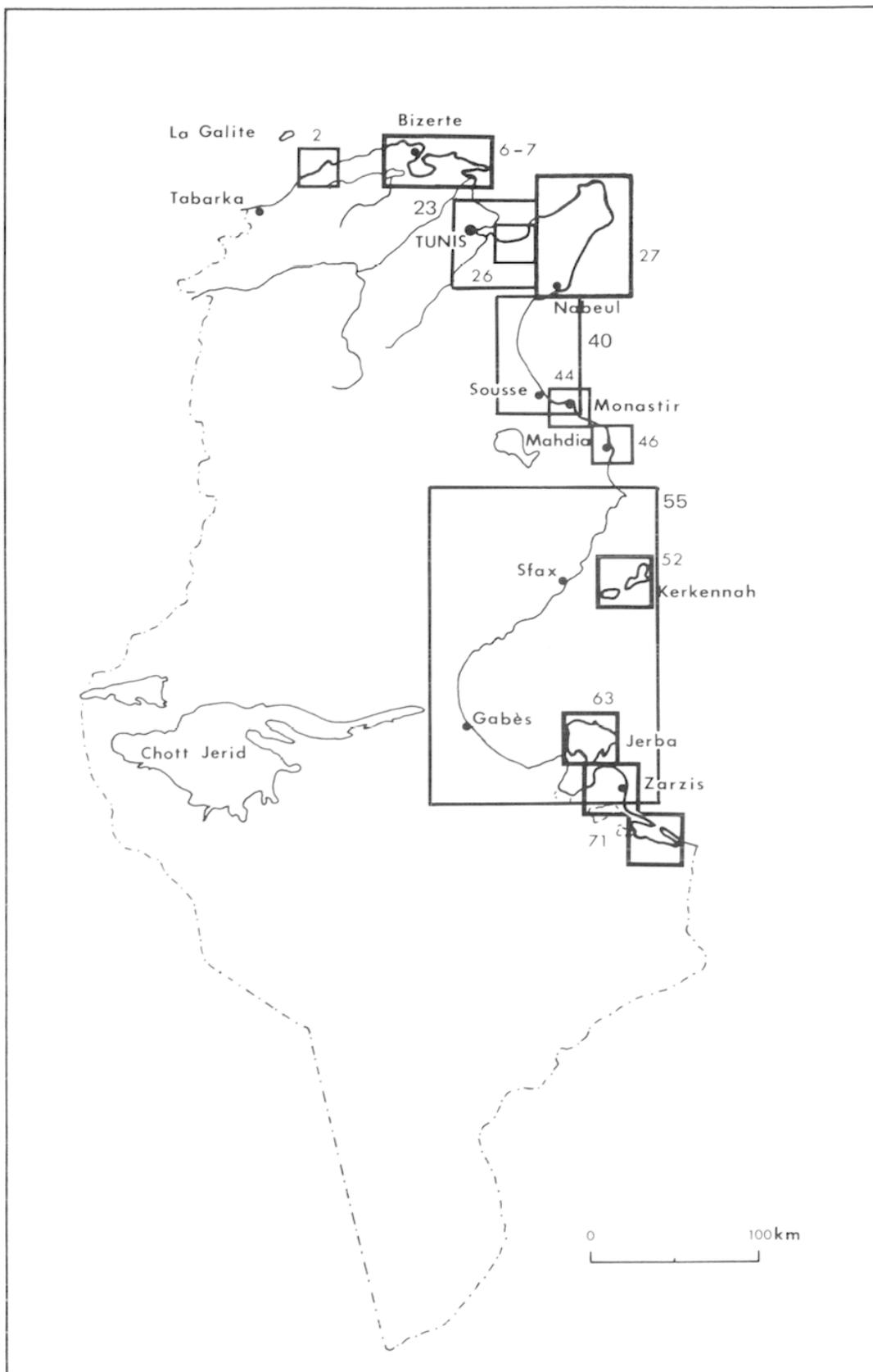
Travail réalisé dans le cadre de l'ERA 345 du CNRS

par
Roland PASKOFF
Professeur à l'Université de Tunis
et
Paul SANLAVILLE
Maître de recherche au C.N.R.S.



*Ouvrage publié avec le concours du Centre National
de la Recherche Scientifique*

Maison de l'Orient
1 rue Raulin F-69007 Lyon



*Carte générale de la Tunisie
(Les cartons de repérage renvoient aux figures dans le texte)*

AVANT PROPOS

Etendus et riches en faune, les dépôts tyrrhéniens de la Tunisie sont connus depuis la seconde moitié du XIX^e siècle et, dans certains secteurs, ils ont déjà fait l'objet d'études détaillées, surtout au cours de la décennie qui a suivi la fin de la deuxième guerre mondiale. Les recherches se sont ralenties pendant un temps au lendemain de l'indépendance du pays. Nous les avons reprises depuis 1974, au rythme d'environ trois semaines d'investigation sur le terrain chaque année, en y associant des étudiants du Département de Géographie de l'Université de Tunis, Raouf Karray, Mongi Bourgou, Hédi Ben Oueddou et Samir Mathlouti, qui ont préparé sous notre direction des thèses de troisième cycle et des mémoires de maîtrise. Ameur Oueslati mérite une mention particulière : il a étroitement participé à nos recherches pendant les trois dernières années et sa thèse sur l'île de Jerba et l'archipel des Kerkennah est maintenant un ouvrage de référence fondamental pour la stratigraphie du Quaternaire récent.

L'organisation, en 1979, sous l'égide de la Sous-commission Méditerranée-Mer Noire des lignes de rivage de l'INQUA et sous notre direction scientifique (Paskoff et Sanlaville, 1979), d'une excursion consacrée au Tyrrhénien de la Tunisie, a permis de regrouper pendant une semaine sur le terrain de nombreux spécialistes venus des divers horizons des Sciences de la Terre. Les discussions qui ont eu lieu au cours d'une table ronde finale nous ont été très utiles en nous incitant à préciser nos points de vue et en nous ouvrant des perspectives nouvelles.

A deux reprises, en 1976 et en 1982, l'un de nous (P.S.) a séjourné en Tunisie à l'invitation des autorités de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de l'Université de Tunis, auxquelles il tient à exprimer ses remerciements. Les déplacements nécessités par nos recherches ont été exclusivement financés par l'E.R.A. 345 du C.N.R.S.. A son responsable, le professeur André Guilcher, qui ne nous a jamais ménagé ses encouragements, nous sommes heureux de dédier ce travail.

RAPPEL HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LE TYRRHÉNIEN DE LA TUNISIE

Les côtes de la Tunisie sont riches en dépôts marins et éoliens du Pléistocène supérieur qui ont depuis longtemps retenu l'attention des chercheurs. Déjà, dans sa relation de voyage en Afrique du Nord, publiée en 1851, Overweg mentionne l'existence de *Strombus mediterraneus* (= *Strombus bubonius*) dans des terrains récents entre Hammamet et Sousse. C'est là, semble-t-il, la première référence à des couches à Strombes en Tunisie (Morin, 1972). Issel, qui devait créer le terme de *Tyrrhénien* en 1914, visite l'île de la Galite en 1877 : la présence de Strombes lui échappe mais il note l'existence d'un conglomérat marin quaternaire à *Purpura haemastoma*.

Il y a maintenant plus d'un siècle que des scientifiques français prennent une part essentielle dans le progrès des connaissances sur le Tyrrhénien de la Tunisie.

La fin du XIX^e siècle voit le développement des recherches pionnières. Dans le rapport, imprimé en 1884, de sa mission dans la Régence de Tunis en 1877, Pomel consacre plusieurs pages au Quaternaire marin. Les environs de Monastir retiennent particulièrement son attention ; il en donne des coupes et y observe la présence du Strombe, qu'il a également rencontré à Hergla et au sud-ouest d'Hammamet. Ce Gastéropode est aussi signalé à Jerba et dans l'archipel des Kerkennah par Doumet-Adanson (1888) qui visite ces îles en 1883-1884. Aubert, auteur de la première carte géologique d'ensemble de la Tunisie au 1 : 800 000 (1892), décrit les dunes et les dépôts de plage anciens des environs de Bizerte et de la péninsule du Cap Bon. Il attire l'attention sur l'existence d'un cordon littoral fossile à Strombes qui peut se suivre sur de longs secteurs de la côte des Golfes d'Hammamet et de Gabès.

Avec le début du XX^e siècle, l'attention des chercheurs se concentre sur le plateau de Monastir, site remarquable par l'extension de ses dépôts marins quaternaires, riches en faune, tout particulièrement en *Strombus*

bubonius et autres représentants du cortège sénégalien. La première étude précise est due à Flick et Pervinquière (1904) : ces auteurs donnent une liste détaillée des espèces recueillies et ils émettent l'idée que les formations de plage qui les contiennent sont déformées par la tectonique. Presque à la même époque, de Lamothe (1905), après une prospection attentive accompagnée de levés topographiques, exprime un point de vue différent : deux niveaux, tous deux caractérisés par des Strombes, l'un culminant à 30-32 m, l'autre à 15-20 m, peuvent être distingués à proximité de l'agglomération de Monastir ; ils ont une origine eustatique et ils ne sont pas déformés. Quelques années plus tard, Depéret (1918) rattache le premier niveau au Tyrrhénien et considère que le second est le produit d'un cycle marin indépendant auquel il donne le nom de *Monastirien*. Ce nouvel étage est inséré sans difficulté dans la chronologie classique du Quaternaire marin et utilisé même en dehors de la Méditerranée. Par la suite, Zeuner (1945) distingue un haut Monastirien (15-20 m) et un bas Monastirien (6-8 m).

L'entre-deux-guerres est dominé par les recherches géologiques de Solignac dont l'œuvre scientifique, remarquable par son étendue et sa variété, ne néglige pas le Quaternaire marin. Sur les cartes au 1 : 200 000 qu'il lève et publie entre 1924 et 1935, dans sa thèse (1927) sur la Tunisie septentrionale et dans la notice de la nouvelle carte au 1 : 500 000 de la Tunisie (1931), cet auteur mentionne de nombreuses plages anciennes, qu'il rapporte au Pléistocène supérieur. Dans la dernière publication, il reconnaît que la distinction entre le Tyrrhénien et le Monastirien, qu'il avait d'abord admise, n'a pas lieu d'être car, pour lui, il n'y a, à Monastir, qu'une seule plage à Strombes d'âge tyrrhénien.

Un regain d'intérêt pour le Quaternaire marin se manifeste dans les années qui suivent la deuxième guerre mondiale. Il est illustré essentiellement par les travaux de Castany qui étudie de nombreux sites tyrrhéniens entre Bizerte et Zarzis. En collaboration avec Gobert et Harson (1956), il a le grand mérite de trancher le débat qui, à propos du plateau de Monastir, opposait depuis le début du siècle les tenants de deux niveaux à Strombes d'origine eustatique, et ceux qui suspectaient l'occurrence de déformations tectoniques importantes et récentes. Des recherches minutieuses apportent la démonstration que le plateau correspond à un seul niveau à Strombes, d'âge tyrrhénien, bombé et faillé. Castany propose donc d'abandonner le terme de Monastirien qui, de fait, disparaîtra progressivement de la littérature scientifique. Par la suite (1962), il publie un article de synthèse dans lequel il distingue, à propos du Tyrrhénien de la Tunisie, deux pulsations transgressives, séparées par une régression. La première (Tyrrhénien I) a laissé sur la côte orientale du pays, immédiatement en arrière du rivage actuel, un cordon littoral, qualifié de « dune an-

cienne », généralement constitué par des grès calcaires oolithiques. La seconde (Tyrrhénien II) est attestée par une plage à Strombes qui butte contre le bourrelet du Tyrrhénien I, vers 8-10 m au-dessus du niveau actuel de la mer, sauf là où des déformations se sont traduites par des soulèvements ou des affaissements. Cette plage, riche en faune qui inclut plusieurs représentants du cortège sénégalien, présente souvent un faciès grossier. Elle peut être recouverte par des formations dunaires grésifiées, mises en place lors de la régression qui a suivi son dépôt.

Jauzein (1967), qui assimile la plage à Strombes au Néotyrrhénien de la Méditerranée et à l'Ouljien du Maroc, complète ce schéma en signalant sous la dune ancienne, et associée à elle, l'existence d'une plage, apparemment à faune banale, qui culmine à 12-15 m et qu'il rapporte à l'Eutyrrhénien. Dans la péninsule du Cap Bon, sous cette plage et séparés d'elle par une couche de limons sableux rouges, se remarquent des sables à *Cardium* : ils indiquent un niveau marin quaternaire plus ancien encore, sans qu'il soit possible de préciser son âge.

Les industries associées à ces dépôts marins sont rares. Le préhistorien Gobert, dont le nom est inséparable des recherches sur les formations quaternaires littorales de la Tunisie rapporte (1962) que des pièces de type moustérien ont été trouvées dans la plage à Strombes ; de l'outillage atérien se rencontre dans des sables argileux rouges, postérieurs à la grésification des dunes qui recouvrent cette plage.

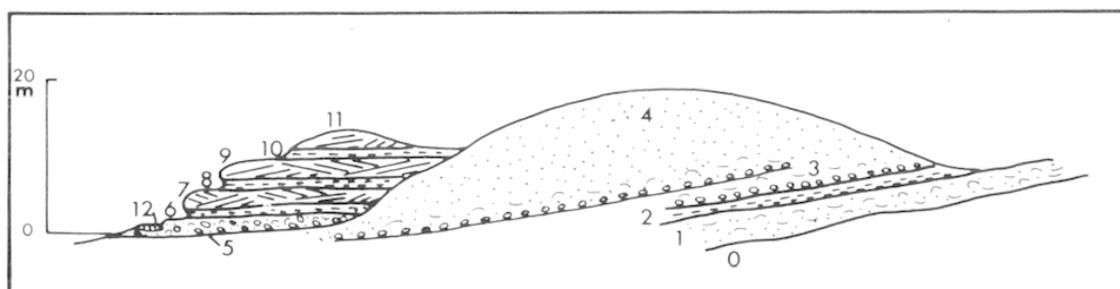


Fig. 1. Coupe synthétique et interprétative du Quaternaire récent de la côte de Tunisie.

0 : substratum prétyrrhénien. 1 : dépôts marins littoraux de la formation Douira. 2 : sables limoneux rouges continentaux. 3 : dépôts de plage à Strombes de la formation Rejiche. 4 : éolianite de la formation Rejiche. 5 : conglomérat de plage à Strombes de la formation Chebba. 6 : sables limoneux rouges continentaux de la formation Aïn Oktor. 7 : éolianite coquillière de la formation Cap Blanc (membre inférieur). 8 : sables limoneux rouges continentaux de la formation Sidi Daoud. 9 : éolianite coquillière de la formation Cap Blanc (membre supérieur). 10 : sables limoneux rouges continentaux de la formation Dar Chichou. 11 : éolianite de la formation Sidi Salem. 12 : dépôt de plage holocène.

Nous proposons aujourd'hui un schéma du Tyrrhénien de la Tunisie qui modifie et précise celui établi par nos prédécesseurs (Paskoff et Sanlaville, 1980 ; 1982). Il se fonde sur de nouvelles observations qui ont bénéficié du développement économique du littoral du pays au cours de la dernière décennie : en effet, parallèlement à la croissance des villes, à l'extension des ports, à l'édification de grands complexes touristiques, les carrières se sont multipliées, élargies, approfondies. Le Tyrrhénien est plus complexe qu'on ne le croyait puisque cinq formations sédimentaires, clairement indépendantes, liées à des transgressions marines du Quaternaire récent, peuvent être identifiées (*fig.1*).

La plus ancienne formation tyrrhénienne, la *formation Douira*, est représentée par des dépôts littoraux à faune banale, dont l'âge radiométrique moyen se situe vers 120-125 000 ans. Une couche continentale, témoignant d'une régression, la sépare de la *formation Rejiche*, plus récente, d'âge eutyrrhénien, très développée sur tout le littoral tunisien, de la frontière algérienne à la frontière libyenne. Sa partie basale est constituée par des sédiments de plage ou d'avant plage, riches en faune, particulièrement en *Strombus bubonius*, dans lesquels des ravinements intraformationnels signalent des oscillations du niveau de la mer. Les cimentations en *beach-rock* sont fréquentes. Vers le haut, les dépôts marins passent souvent à du matériel fin et homométrique, accumulé par le vent. L'ensemble s'exprime dans la topographie par un bourrelet grésifié. Sur la côte du centre et du sud du pays, la formation Rejiche est remarquable par son abondance en oolithes. Un retrait de la mer, suivi d'une nouvelle avancée, explique son ravinement par une plage à faciès conglomératique qui, elle aussi, contient des Strombes. Les galets et les sables cimentés de cette plage indiquent un rivage très proche de l'actuel, mais antérieur à la dernière époque glaciaire. On les désigne sous l'appellation de *formation Chebba* qui est rapportée au Néotyrrhénien. La partie supérieure de la formation Chebba est ravinée et surmontée par des dépôts continentaux rougeâtres, ruisselés ou colluvionnés ; des cailloutis sont emballés dans une matrice fine abondante qui provient en grande partie du remaniement de matériaux pédologiques. C'est la *formation Aïn Oktor* qui marque le début du Würm. Sur la côte nord de la Tunisie et sur la façade occidentale de la péninsule du Cap Bon, elle est recouverte par une éolianite qui se divise en deux membres, séparés par une couche de sables limoneux rouges continentaux que l'on désigne sous le nom de *formation Sidi Daoud*. La fraction coquillière est abondante dans l'éolianite et elle suggère que le matériel de cette dernière a une origine marine proche. Cependant, le litage incliné et la présence d'*Helix* attestent un dépôt par le vent. Ce grès dunaire constitue la *formation Cap Blanc* et, pour nous, ses deux membres traduisent deux oscillations eustatiques positives, intervenues très probablement pendant la première partie du Würm, qui ont rapproché le niveau de la mer de sa position actuelle, sans toutefois l'atteindre.

Dans l'extrême-sud de la Tunisie, autour de la mer de bou Grara, sur l'île de Jerba et dans les environs de Zarzis, la *formation Tlét* qui groupe des sables coquilliers grésifiés, épandus par le vent, représente vraisemblablement l'équivalent du membre supérieur de la formation Cap Blanc. Toujours dans l'extrême-sud du pays, un bourrelet de grès éolien, riche en oolithes, médiocrement cimenté, suit sur de longs segments la côte actuelle. Il représente la *formation Sidi Salem*. Il s'agit d'une ancienne dune bordière édiflée alors que la transgression holocène approchait de sa culmination et que le niveau de la mer se situait légèrement au-dessous de la position qui est la sienne aujourd'hui. Sur le littoral du nord du pays, en particulier dans la péninsule du Cap Bon, on retrouve un dépôt homologue, fait de sables coquilliers, légèrement grésifiés, qui sont séparés du membre supérieur de la formation Cap Blanc par les sables limoneux rouges de la *formation Dar Chichou*, d'âge fini-würmien.

Tel est, dans ses grandes lignes, le schéma nouveau que nous proposons pour le Quaternaire récent de la côte de la Tunisie. Il sera développé dans les chapitres qui suivent.

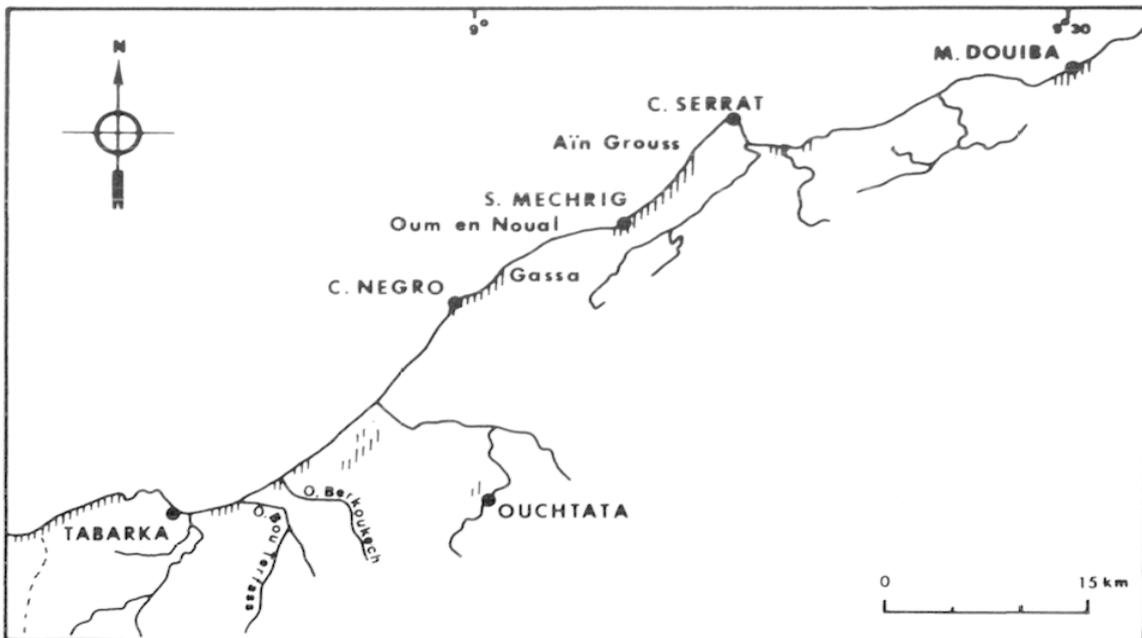


Fig. 2. Localisation des affleurements des dépôts marins et éoliens du Pléistocène supérieur sur la côte du nord de la Tunisie, à l'ouest de la région de Bizerte.

Première Partie

LE LITTORAL AU NORD DU CAP BON

Chapitre 1

LA COTE NORD DE LA TUNISIE A L'OUEST DE LA RÉGION DE BIZERTE

La côte nord de la Tunisie, battue par la houle du nord-ouest, est, sur la plus grande partie de sa longueur, bordée par des escarpements accores qui rendent son accès malaisé. Là où le rivage est bas, des champs de dunes étendus gênent l'observation. Bien que limitées à des secteurs localisés, nos prospections ont permis d'identifier des dépôts marins et continentaux, attribuables au Pléistocène supérieur, qui représentent le prolongement en Tunisie de ceux décrits par Morel et Hilly (1956) sur la côte de l'est algérien.

Les environs de Tabarka

Lorsque l'on s'éloigne de Tabarka vers l'est, en suivant le rivage, on rencontre, à partir de l'hôtel Morjane et jusqu'à la plage située à l'embouchure de l'Oued bou Terfess (*fig. 2*), une petite falaise, haute de quelques mètres et taillée dans un grès coquillier à litage dunaire. Bien qu'aucun dépôt marin ancien n'apparaisse à la base, on peut considérer que cette éolienne, par son faciès et sa position, appartient à la formation Cap Blanc. Elle est surmontée par des sables ocres qui semblent provenir de sa décalcification et qui sont eux-mêmes recouverts par des sables gris, parfois noirs, fixés par un maquis. Là où la végétation a été détruite, on remarque en surface un outillage abondant, dans lequel coexistent des lamelles de silex et des pièces, plus grossières, de grès, que Sahly (1978) rapporte à l'Ibéromaurusien.

Au-delà de l'Oued bou Terfess, près de l'embouchure de l'Oued Berkoukech, sur la rive gauche, l'éolianite réapparaît : elle présente ici des cheminées de décarbonatation bourrées de sables argileux rouges, tout à fait semblables à celles décrites par Morel (1967a) à la Grande Plage d'el Kala (Algérie).

C'est très probablement la même éolianite qui affleure localement entre les dunes actuelles, dans l'erg littoral d'Ouchtata, étudié par Gottis (1952-53). Elle est ici, par endroits, couverte de sables rouges qui proviennent de son altération et de sa décalcification, et au sein desquels se rencontrent des racines épigénisées par du calcaire. Sur ces sables, au Ragoubet Belgacem ben Ali, gît une industrie atérienne (Gobert et Harson, 1958).

Le Cap Négro

De part et d'autre du Cap Négro, on remarque à quelques mètres au-dessus du niveau actuel de la mer un dépôt littoral grossier, sans coquilles. Sa position suggère un âge tyrrhénien. Il recouvre une plate-forme d'abrasion qui rabote des bancs inclinés du flysch numidien et qui disparaît sous d'épaisses accumulations détritiques colluviales et torrentielles, probablement d'époque würmienne. Ces accumulations forment, par coalescence, un glacis construit, incliné de quelques degrés vers le rivage, où il est tranché par une falaise haute d'une quinzaine de mètres. Si au nord-est du cap un seul glacis est visible dans le paysage, immédiatement au sud, on remarque deux niveaux topographiques, comme l'ont noté Brosche *et al.* (1976). Il s'agit, soit de l'emboîtement de deux générations de formations détritiques, toutes les deux postérieures à la plage ancienne sous-jacente, soit d'un replat d'érosion aux dépens d'un seul ensemble de dépôts clastiques.

A environ 4 km au nord-est du Cap Négro, au lieu-dit Gassa, à un endroit où les reliefs côtiers ne dominant pas aussi directement le rivage que plus au sud, une falaise donne une coupe qui a été décrite par Miossec (1977a) : un dépôt littoral de gros galets qui monte jusqu'à près de 10 m d'altitude -on se trouve ici en mode battu- est surmonté par un niveau de sables limoneux rouges peu épais, eux-mêmes couverts par des sables coquilliers grésifiés, d'origine éolienne, et rapportés à la formation Cap Blanc.

Sidi Mechrig

Au nord-est de Sidi Mechrig et jusqu'à Aïn Grouss, sur environ 6 km, affleurent le long de la côte des grès dunaires coquilliers, troués de cylindres de décarbonatation, qui appartiennent vraisemblablement à la for-

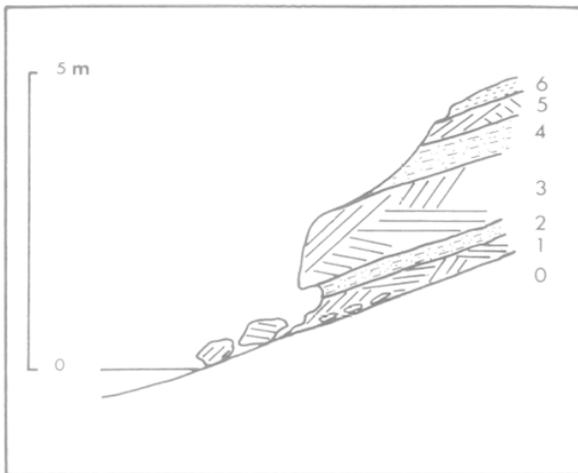


Fig. 3. Coupe d'Aïn Grouss.

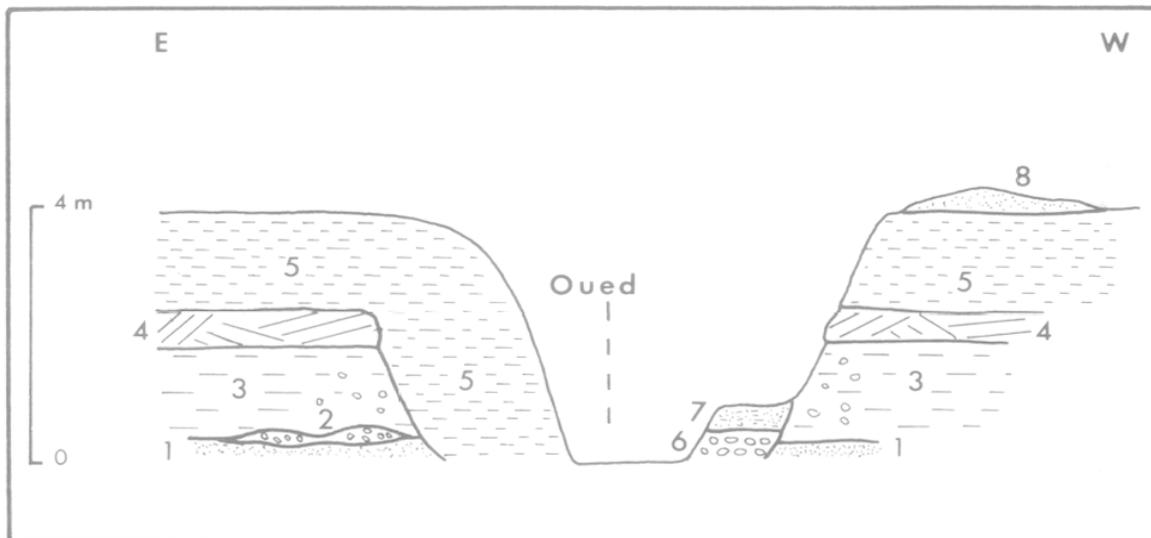


Fig. 4. Coupe d'Oum en Noual.

mation Cap Blanc. Il ne s'agit en tout cas pas d'une *panchina* marine, comme l'avait cru Solignac (1927). A Aïn Grouss, on voit de haut en bas, sur une falaise d'environ 5 m de hauteur (fig. 3) :

- (6) couche superficielle noirâtre ;
- (5) dalle fine de grès éolien ;
- (4) sables argileux rouges (environ 1 m d'épaisseur) ;
- (3) grès éolien coquillier ;
- (2) sables argileux rouges (0,80 m d'épaisseur) contenant des *Helix* et de rares éclats de grès grossièrement taillés ;
- (1) grès éolien coquillier englobant quelques gros galets épars et reposant sur un substratum de flysch (0).

A l'ouest de Sidi Mechrig, les falaises du lieu-dit Oum en Noual, échan-crées par de courts oueds, permettent d'observer, sur une hauteur de 4 m, la succession suivante, décrite de l'unité la plus récente à la plus ancienne (*fig. 4*) :

- (8) sables dunaires fixés ;
- (7) dépôt de terrasse d'oued, noirâtre, à tessons de poterie ;
- (6) couche de galets marins, probablement holocène ;
- (5) accumulation continentale puissante qui a remblayé, au point de l'ef-facer complètement, le cours d'un oued préalablement incisé dans les ter-rains sous-jacents ; le matériel fin, de couleur ocre, domine, mais il de-vient sombre vers le haut ;
- (4) grès coquillier, d'environ 0,60 m d'épaisseur, qui pourrait appartenir à la formation Cap Blanc ;
- (3) dépôt continental constitué par de la marne remaniée et des frag-ments caillouteux ;
- (2) poudingue à coquilles marines, sans doute tyrrhénien (formation Chebba ?) ;
- (1) grès fin induré.

Il faut enfin signaler l'existence, à l'extrémité occidentale de ces falaises d'Oum en Noual, de deux niveaux d'érosion marine dans la roche en pla-ce (flysch numidien), l'un vers + 5 m, l'autre autour de + 15 m. Les galets de grès qui jonchent le haut niveau sont souvent rendus méconnaissables par l'altération, alors que ceux du bas niveau -le seul probablement tyr-rhénien- bien émoussés, sont restés frais. Dans les deux cas, la faune est absente.

Marsa Douïba

Ce site nous a été indiqué par A. Miossec. A l'embouchure de l'Oued el Mahou, sur la rive droite, on remarque une falaise morte dont le pied, vers + 8 m, est jalonné de galets marins.

A environ 700 m au-delà, en direction du nord-est, une avancée rocheu-se de la côte correspond à un mamelon qui porte des ruines romaines (*fig.5*). Cette éminence s'identifie à un bourrelet dunaire consolidé (3), at-tribuable à la formation Cap Blanc. L'éolianite repose, par l'intermédiaire d'une couche de sables limoneux rouges (2), sur un dépôt marin (1) formé d'un conglomérat basal et d'un grès quartzeux coquillier à lits de galets, d'âge probablement tyrrhénien. Postérieurement à sa consolidation, la dune ancienne a été partiellement érodée et recouverte par un épandage de blocs (4) dû à un oued qui s'y est ensuite incisé avant de mettre en pla-ce une basse terrasse de matériel fin (5).

Au total, les dépôts marins observables et attribuables au Tyrrhénien sont rares sur la côte nord de la Tunisie, à l'ouest de la région de Bizerte. Certes, le littoral n'a pas été prospecté sur toute sa longueur, mais la

même constatation peut être faite sur la côte de l'est algérien, pourtant attentivement parcourue par J. Morel entre la baie de Skikda et la frontière tunisienne. Pour rendre compte de cette rareté, on peut penser que les témoins des rivages du dernier interglaciaire ont été abaissés au-dessous du niveau actuel de la mer par des phénomènes de subsidence ou encore qu'ils ont été détruits par l'érosion mécanique des vagues, très efficace sur ce littoral à falaises vives. Mais si ces témoins ne se voient pas, c'est le plus souvent parce qu'ils ont été enfouis, pendant le Würm, soit sous des éboulis de pente ou des déjections torrentielles, soit, et c'est le cas le plus fréquent, sous de grosses épaisseurs de grès dunaires coquilliers.

Les dépôts marins anciens identifiés au Cap Négro, à Sidi Mechrig et à Marsa Douiba, ont été attribués hypothétiquement au Tyrrhénien, uniquement sur la base de leur position morphologique et stratigraphique, et il est évidemment difficile de dire s'ils appartiennent à la formation Rejiche ou à la formation Chebba. La datation de 31 000 ans *B.P.*, par la méthode du ^{14}C , de coquilles prélevées dans une plage à + 6 m près de Chetaïbi, à une quarantaine de kilomètres à l'ouest d'Annaba (Morel, 1974), doit être accueillie avec circonspection car cet âge indique que l'on se trouve à la limite d'utilisation de la méthode employée. D'ailleurs, la présence de pièces moustéroïdes associées aux coquilles va à l'encontre de la datation obtenue, d'où nos réserves sur la validité de celle-ci. De fait, cette plage ancienne de Chetaïbi, comme celles de l'ouest tunisien, appartient plus vraisemblablement soit à l'Eutyrrhénien, soit au Néotyrrhénien.

Les grès dunaires, épais et étendus, qui caractérisent de longs secteurs de la côte nord de la Tunisie à l'ouest de la région de Bizerte et que nous rapportons à la formation Cap Blanc, méritent de retenir l'attention. Ils sont postérieurs aux dépôts littoraux considérés comme tyrrhéniens et ils n'en représentent pas le faciès éolien régressif, car ils en sont franchement séparés par un niveau continental rouge (formation Aïn Oktor) que

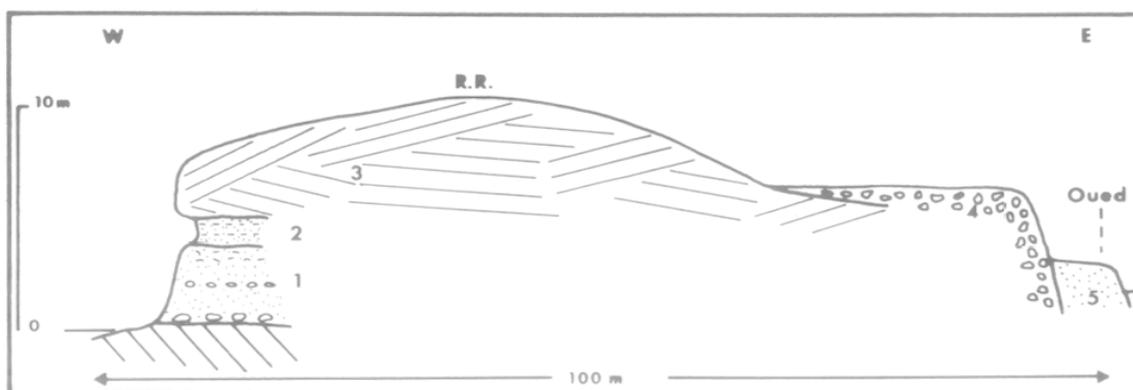


Fig. 5. Coupe de Marsa Douiba.

l'on peut voir aussi bien au Cap N gros (Gassa) qu'à Sidi Mechrig (Oum en Noual) et à Marsa Douiba. Ces grès contiennent une forte proportion de débris d'organismes marins (tests de Mollusques, plaques et piquants d'Oursins, Algues calcaires). S'y ajoutent des éléments minéraux divers, mais le quartz n'occupe souvent qu'une place secondaire. Aussi, Hilly (1957), qui les a étudiés dans la région d'Annaba, signale-t-il, à juste titre, que le terme de calcarénite serait plus approprié que celui de grès, consacré par l'usage. Le grain de la roche, qui a une teinte dominante ocre à jaunâtre, est moyen à grossier. Le ciment calcitique ne remplit pas entièrement les vides, d'où un aspect poreux, et il arrive même que, par endroits, subsistent des passées sableuses. La surface est encroûtée sur quelques millimètres d'épaisseur. Le litage, souvent incliné, traduit une origine éolienne que confirme la présence de Pulmonés terrestres, aux coquilles intactes malgré leur fragilité. La position de ces dunes anciennes indique qu'au moment de leur mise en place le niveau de la mer était plus bas que l'actuel et que les vents dominants avaient la même direction que ceux d'aujourd'hui.

La coupe d'Aïn Grouss, au nord-est de Sidi Mechrig, montre qu'il existe en réalité deux générations de grès dunaires (*fig. 3*). On y voit deux éolianites - l'une représente le membre inférieur, l'autre le membre supérieur de la formation Cap Blanc - séparées par un niveau de sables argileux rouges à *Helix* (couche 2, formation Sidi Daoud) ; la coupure est franche entre les deux formations gréseuses. A son tour, l'éolianite supérieure est surmontée, sans termes de passage, par une nouvelle couche de sables, également argileux et rouges (couche 4, formation Dar Chichou). Le même dispositif a été décrit par Morel (1967b) dans les environs d'el Kala, en Algérie. Cet auteur pense - et nous partageons son opinion - que les sables coquilliers des éolianites se sont mis en place à partir de plages proches, situées au-dessous du zéro actuel et que découvrirait une mer en régression. Mais, nous nous éloignons de lui à propos de l'origine des sables argileux rouges. En effet, Morel pense, et c'est également l'avis d'Hilly (1957), qu'eux aussi ont une origine éolienne : ils seraient venus de loin, transportés par les vents dominants du nord-ouest à partir du plateau continental largement émergé, lors des régressions marines. Pour justifier leur point de vue, Morel et Hilly s'appuient sur le bon classement des grains de quartz et sur les traces d'éolisation qu'ils portent. Mais, l'absence totale de débris organiques d'origine marine s'accorde mal avec cette hypothèse. Pour notre part, nous interprétons ces niveaux de sables, mêlés d'argile et colorés par le fer, comme les produits de l'altération et de la décarbonatation, à l'abri d'un couvert végétal attesté par la présence fréquente de fourreaux calcaires de racines, des sables coquilliers sous-jacents postérieurement à leur consolidation. En effet, les cheminées de décalcification qui trouent les éolianites n'ont pu se développer qu'après la lapidification des dunes. Il arrive que les sables rouges ne soient plus

en place parce qu'ils ont été colluvionnés sur des distances plus ou moins grandes ; dans ce cas, ils emballent des cailloutis. Ce colluvionnement prouve l'occurrence de phases de rhexistasie qui, ailleurs, se sont manifestées par l'accumulation de déjections torrentielles : à Marsa Douiba (*fig. 5*), l'éolianite inférieure, la seule qui existe en cet endroit, est enfouie en partie sous les apports grossiers d'un oued ; à Oum en Noual (Sidi Mechrig, *fig. 4*), la même éolianite (4) est recouverte par des débris fins transportés par des écoulements (5).

D'un point de vue chronologique, nous pensons que ces éolianites sont postérieures au Néotyrrhénien et qu'elles appartiennent à la formation Cap Blanc, par analogie avec celles qui apparaissent dans les coupes plus complètes de la région de Bizerte et que nous présenterons dans le chapitre suivant. Elles datent très probablement de la première partie du Würm si l'on en juge par l'industrie moustérienne à débitage Levallois qu'elles contiennent dans les environs d'el Kala (Algérie) ; les pièces atériennes se rencontrent seulement dans la seconde génération de sables argileux rouges (formation Sidi Daoud) (Morel, 1974).

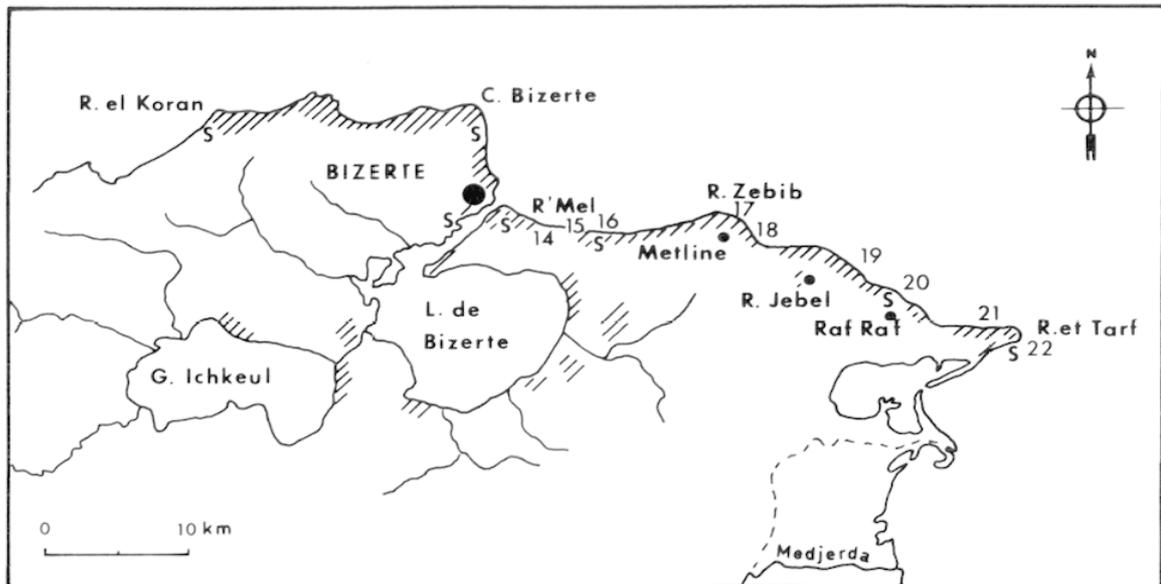


Fig. 6. Localisation des affleurements des dépôts marins et éoliens du Pléistocène supérieur dans la région de Bizerte.

S : site à Strombes.

Les nombres qui correspondent à des numéros de figures localisent les coupes représentées sur ces figures.

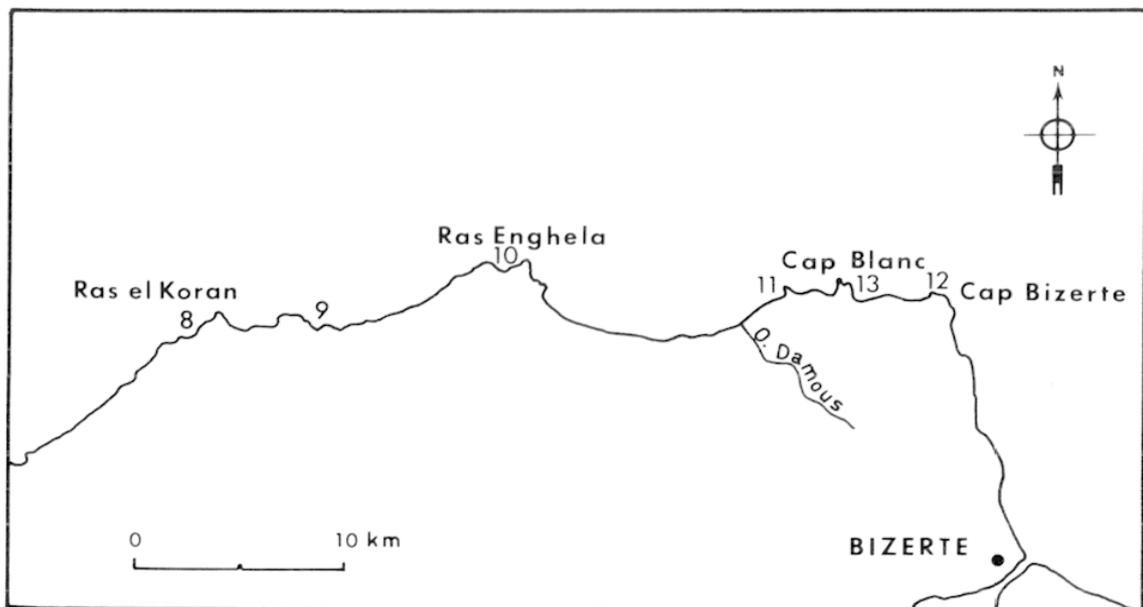


Fig. 7. Localisation des coupes décrites entre Ras el Koran et le Cap Bizerte.

Les nombres qui correspondent à des numéros de figures localisent les coupes représentées sur ces figures.

Chapitre 2

LA RÉGION DE BIZERTE

Du Ras el Koran au Ras et Tarf, les dépôts marins et éoliens du Quaternaire supérieur sont bien développés, non seulement tout au long du littoral mais aussi autour du système lacustre de Bizerte (Garaet Ichkeul, lac de Bizerte) qui représente le résidu d'un ancien golfe tyrrhénien (*fig. 6*).

Du Ras el Koran au Cap Bizerte.

Ce secteur est caractérisé par l'existence d'une plate-forme du type *rasa* qui s'interpose entre les reliefs côtiers et le rivage (Solignac, 1927 ; Crampon, 1971 ; Miossec, 1977b). Étroite à l'est de l'Oued Damous (*fig. 7*), elle s'élargit vers l'ouest pour atteindre une ampleur de plus de 2 km au droit du Ras Enghela, avant de se rétrécir de nouveau au-delà. Souvent couverte par de petites dunes mobiles, la plate-forme ne dépasse pas l'altitude de 20 – 25 m. Limitée vers l'intérieur par un abrupt dont la dénivellation peut atteindre 150 m, voire davantage, elle s'incline vers la mer qui y taille des falaises, de hauteur variable mais généralement inférieure à 10 m. Ces falaises donnent d'excellentes coupes qui aident à comprendre la genèse complexe de la plate-forme.

A cet égard, la succession qui apparaît sur plusieurs centaines de mètres de long à l'ouest de Ras el Koran mérite d'être déchiffrée. C'est ce que nous avons fait avec d'autres collègues (Herm *et al.*, 1981). La coupe synthétique de la *fig. 8* montre de haut en bas :

- (10) sables quartzeux actuels de couleur claire ;
- (9) sables quartzeux, de teinte rouge-jaunâtre, meubles, surmontés d'une mince pellicule indurée en cours de démantèlement (quelques décimètres) ;



Fig. 8. Coupe de Ras el Koran.

- (8) sables gris à gris-noir, contenant des coquilles de Gastéropodes terrestres et une industrie à lamelles (0,20 à 0,30 m) ;
- (7) dépôt marin (*Cerithium*, *Nassa*) à la base, lagunaire au sommet (*Bitium*, *Theridium*), passant latéralement à un grès dunaire coquillier à *Helix* ; l'ensemble est surmonté par une croûte lamellaire très résistante ; trois datations par la méthode du ^{14}C (MC-2182, 2183 et 2184) sur des tests prélevés dans les sédiments marins et lagunaires ont donné des âges égaux ou supérieurs à 35 000 ans *B.P.* ;
- (6) dépôt colluvial sablo-limoneux, rouge à jaunâtre, dans des poches et des cheminées qui affectent les dépôts sous-jacents (5 et 4) ;
- (5) plage très riche en macrofaune (*Astrea rugosa* LINNÉ, *Theridium vulgata* (BRUG.), *Clanculus corallinus* (GMELIN), *Colubraria reticulata* (BLAINV.), *Gibbula drepanensis* (BRUG.), *Mitrella scripta* (LINNÉ)) et en galets mal émoussés, souvent lithophagés ; cette plage ravine nettement la formation sur laquelle elle repose ;
- (4) grès coquillier dunaire (présence d'*Helix*), passant latéralement à un grès de faciès marin attesté par de la macrofaune, qui peut avoir plus d'1 m d'épaisseur ;
- (3) marne sableuse gris-vert, à faune lagunaire (*Loripes lacteus* (LINNÉ), *Cerastoderma glaucum* (BRUG.), *Chamelea gallina* (LINNÉ), *Theridium vulgata* (BRUG.), *Gibbula racketti* (PAYRAUDEAU), *Neverita josephina* RISSO, *Pisania maculosa* (LAM.), *Hinnia angulata* (PAYR.), *Hinnia reticulata mamillata* RISSO, *Helicidae*, 0,30 à 0,80 m) ;
- (2) grès marin coquillier, grossier, riche en faune : *Venus verrucosa* LINNÉ, *Glycymeris violacescens* (LAM.), *Cerastoderma glaucum* (BRUG.), *Conus mediterraneus* (BRUG.), *Monodonta turbinata* (BORN.), *Patella caerulea* (LINNÉ) ; il est épais de quelques décimètres ;
- (1) plage de galets à macrofaune et Mélobésiées : discontinue et peu épaisse, elle repose sur un substratum grés-marneux (flysch numidien).

La séquence inférieure (1 à 4) correspond à un cyclothème : conglomérat de base littoral et transgression (1) ; grès infralittoral de maximum de transgression (2) ; dépôt lagunaire médiolittoral de régression (3) ; éolianite supralittorale de régression (4). Par le volume de sédiments accumulés qu'elle représente, on peut la rapporter avec vraisemblance à la formation Rejiche. Elle a été tronquée par une nouvelle avancée de la mer, après que l'éolianite (4) a eu le temps de se consolider, puisque des galets, provenant de celle-ci, sont incorporés à la plage conglomératique ravinante (5), attribuée à la formation Chebba. Un exemplaire assez bien conservé de *Strombus bubonius*, qui a été trouvé sur le site, provient probablement de cette plage. C'est là l'endroit le plus occidental de la côte tunisienne où la présence du Strombe est attestée, si l'on excepte le gisement de l'île de la Galite (Durand Delga, 1956 ; Jauzein, 1967). Mais, le grand intérêt de la coupe de Ras el Koran est de montrer le passage latéral à des dépôts franchement littoraux d'un grès éolien (7) qui, par sa position stratigraphique, peut être rattaché à la formation Cap Blanc. Le phénomène est exceptionnel sur la côte tunisienne où les lignes de rivage intrawürmiennes correspondant à cette formation sont submergées parce qu'elle sont restées au-dessous du zéro topographique actuel. L'émersion est probablement due ici à un soulèvement tectonique, suggéré aussi par l'examen de la coupe. Du côté de l'ouest, seuls se voient dans la falaise les termes inférieurs de la série ; les termes supérieurs apparaissent lorsqu'on se déplace vers l'est, tandis que les premiers s'effacent. Comme la hauteur de la falaise ne varie guère, on est conduit à penser que la plateforme, tranchée par elle, résulte d'un rabotage final par le ruissellement continental. Mais, on ne remarque pas de dépôts corrélatifs de cet aplatissement. Il y a là un problème morphologique en cours d'étude par Miossec (1980).

La coupe que l'on peut lever sur la falaise occidentale du petit promontoire situé au pied sud-est de la vigie de Ras el Koran (*fig. 9*) apporte des preuves en faveur de l'occurrence de mouvements tectoniques récents et d'une érosion aréale subaérienne de la plateforme, sans doute au cours de la dernière époque pluviale du Würm. Sur un substratum constitué par le complexe triasique (0) apparaissent des termes du Quaternaire récent déjà vus dans la coupe précédente : formation Rejiche, comprenant un membre marin grossier, peu développé (1), et un membre éolien fin, consolidé (2) ; formation Chebba : plage conglomératique et coquillière (3) ; sables limoneux rouge vif à cailloutis de la formation Aïn Oktor (4), enfin éolianite de la formation Cap Blanc, très coquillière et vacuolaire (5). Le dépôt marin et l'éolianite de la formation Rejiche sont nettement affectés par des failles directes (F), orientées N 90°, mais aussi par des failles inverses (f), de rejet métrique, qui rebroussent les roches du Trias (observations de Cl. Martinez). Ces accidents ne s'expriment pas dans la topographie, plane et légèrement inclinée vers la mer. Cette topo-

graphie correspond à un glacis, parsemé de nebkas (d), qui tranche aussi bien l'éolianite de la formation Rejiche et celle de la formation Cap Blanc que le Trias couvert d'une croûte lamellaire (c).

La petite plage de fond de baie, située en contrebas et immédiatement à l'est du phare de Ras Enghela, mérite d'être examinée. Nous donnons ici une coupe (*fig.10*) qui complète celle déjà publiée par Miossec (1977b). A son extrémité orientale, la plage est dominée par une falaise, haute d'environ 5 m et partiellement voilée par des sables éoliens actuels (d). L'escarpement, taillé dans du matériel triasique (0), est couronné par une *panchina* (1), à macrofaune dispersée et rares galets, que nous attribuons, au vu de sa position, à la formation Rejiche. A son pied, émergeant de l'estran sableux (s), un pointement rocheux correspond à un dépôt conglomératique, hétérométrique et fortement cimenté (2) : il est constitué par des éléments de couleur foncée, d'émoussé variable, souvent lithophagés, auxquels se mêlent des blocs tombés de la *panchina*. Parmi d'abondantes coquilles marines, entières et brisées, dominant les *Conus*. La matrice rougeâtre, limoneuse, suggère le remaniement par le ruissellement, avant leur consolidation, de sédiments grossiers de plage qui appartiennent probablement à la formation Chebba. Le grès coquillier sus-jacent (3), à *Helix*, est une éolianite, rapportée à la formation Cap Blanc. L'intérêt de ce site est de démontrer clairement, dans la morphologie, l'indépendance de deux cycles marins, très probablement tyrrhéniens. Un dispositif semblable se retrouve, selon Miossec (1977b), à environ 1 km au sud-ouest du phare de Ras Enghela, près de l'embouchure de l'Oued el Khenssir.

Nos recherches permettent de préciser la stratigraphie des dépôts du Pléistocène supérieur qui affleurent dans les falaises entre l'embouchure de l'Oued Damous et le Cap Blanc. Aubert (1892) en a donné la première coupe. Le site a été revisité par Solignac (1927), puis par Gruet (1951) qui y a découvert de l'outillage, enfin par Castany (1953a). Ces deux derniers auteurs ont décrit, de haut en bas, la succession suivante : une dune récente avec industrie de l'Ibéromaurusien et du Néolithique ; des sables rouges à outillage atérien ; une dune consolidée à *Helix* recouverte d'une croûte calcaire zonée ; une plage ancienne fossilifère, avec galets à la base et quartzites taillés du Moustérien, rapportée au Tyrrhénien ; substratum de l'Eocène ou de l'Oligocène.

En fait, la stratigraphie est plus complexe (*fig.11*). D'abord, la plage (2), qui correspond à celle qualifiée d'« ancienne » par Castany et que nous attribuons à la formation Chebba, ravine par endroits un grès coquillier (1). Celui-ci, qui peut dépasser 2 m d'épaisseur, présente une base nettement marine (macrofaune, blocs repris du substratum et lithophagés) tandis que sa partie sommitale, avec des *Helix*, traduit un milieu de dépôt supralittoral à influences éoliennes. On pense à la formation Rejiche. Il y a donc deux unités marines et non une seule. Ensuite, il est souvent donné

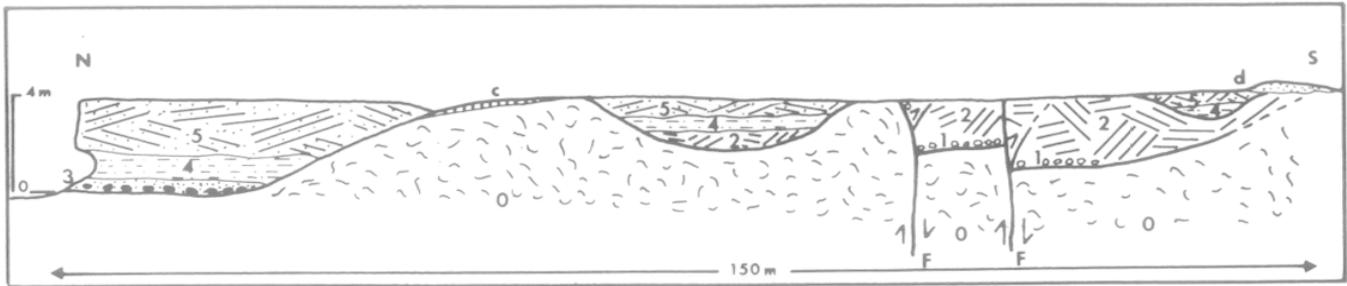


Fig. 9. Coupe au pied de la vigie de Ras el Koran.

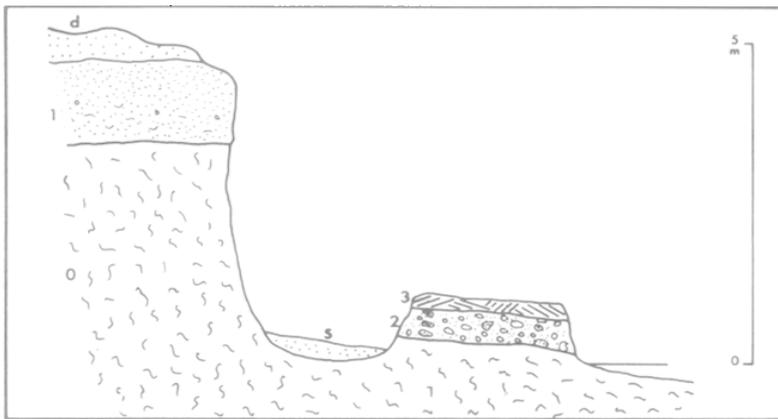


Fig. 10. Coupe près du phare de Ras Enghela.

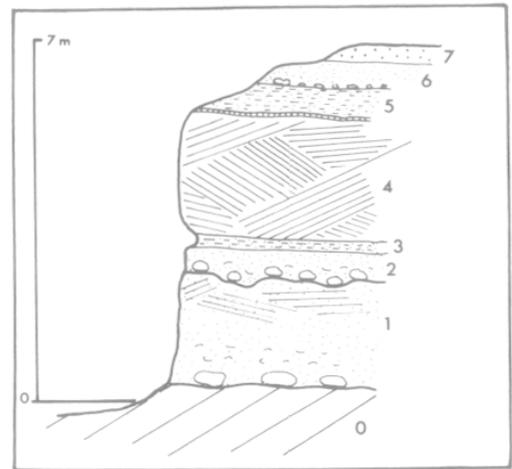


Fig. 11. Coupe synthétique des dépôts du Pléistocène supérieur entre l'Oued Damous et le Cap Blanc.

d'observer deux couches sableuses rouges d'âge würmien. L'inférieure (3), rapportée à la formation Aïn Oktor, souvent mince, s'intercale entre la plage (2) et l'éolianite (4) de la formation Cap Blanc. La supérieure (5), parce qu'elle contient des pièces atériennes, appartient à la formation Sidi Daoud. Elle se termine par un cailloutis que recouvre des sables gris (6), riches en lamelles ibéromaurusiennes. Le tout est coiffé par des sables clairs actuels (7), déplacés par le vent.

En arrière de la plage dite des Grottes, située immédiatement à l'est du Cap Blanc et à mi-chemin entre ce dernier et le Cap Bizerte, une falaise, atteinte seulement par les vagues de tempêtes, donne une coupe (fig. 12) qui exige de l'attention pour être déchiffrée, mais qui est intéressante car elle complète celle de la figure 11. On y retrouve les traces de deux cycles marins indépendants (formation Rejiche et formation Chebba). Il est possible d'observer le pied de falaise, façonné vers +2 m, par la deuxième transgression dans les dépôts (1) de celle qui l'avait précédée, et jalonné

Photo 1



Photo 1. Le Cap Blanc, taillé dans les calcaires lutétiens, au nord de Bizerte. Au premier plan, la plage des Grottes en arrière de laquelle la falaise montre des dépôts de plage tyrrhéniens (formations Rejiche et Chebba), recouverts par des éolianites würmiennes (formation Cap Blanc). Cliché P. Sanlaville.

par un conglomérat littoral (2). Au-dessus de ce dernier et séparée de lui par une couche continentale rougeâtre (3), attribuable à la formation Aïn Oktor, s'est accumulée l'éolianite de la formation Cap Blanc. Un joint de sables limoneux rouges à *Helix* (5), rapporté à la formation Sidi Daoud, la divise en deux membres (4 et 6), le membre supérieur étant recouvert par une croûte lamellaire (7). Le joint de sables rouges (5) ne correspond pas à un dépôt interdunaire localisé, mais bien à un phénomène général qui a interrompu un temps la sédimentation éolienne. On retrouve la même disposition, un peu plus à l'est, à proximité du Cap Bizerte.

En allant vers le versant oriental du Cap Blanc, la coupe que nous venons de décrire se suit en se modifiant (*fig. 13*). La formation Rejiche devient plus complexe : des niveaux lagunaires alternent avec des grès littoraux et des sables consolidés de haut de plage (1). L'éolianite de la formation Cap Blanc est réduite à son membre inférieur (3). Mais, l'intéressant est de voir les deux niveaux rouges continentaux würmiens prendre un faciès différent, celui de colluvions d'aspect grossièrement ordonné, au moins dans les colluvions inférieures (2), constituées par des cailloutis de calcaire éocène qui font penser à des gélifracts. Les colluvions supérieures (4), qui contiennent des restes de foyer, sont scellées par une croûte

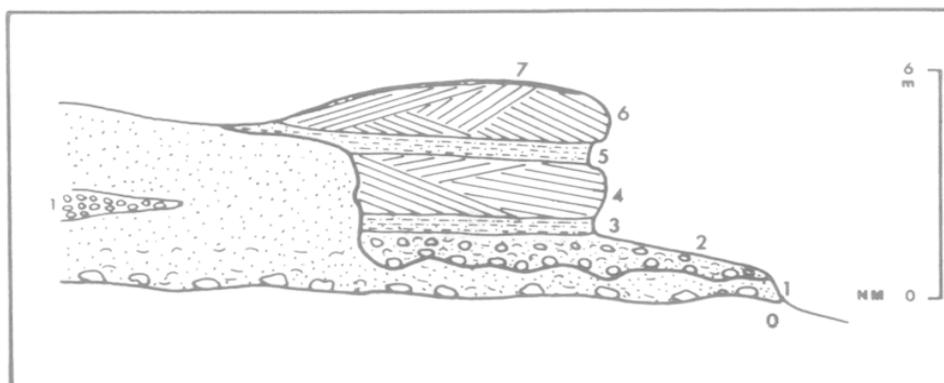


Fig. 12. Coupe entre le Cap Blanc et le Cap Bizerte.

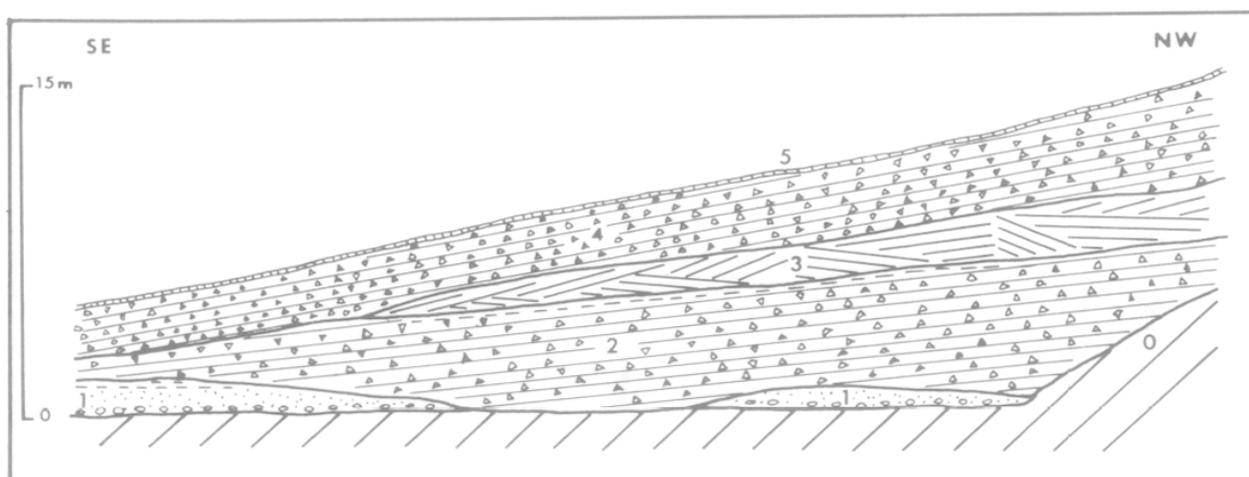


Fig. 13. Coupe sur le versant oriental du Cap Blanc.

lamellaire (5). Des coquilles d'*Helix*, prélevées à la base et au sommet de ces colluvions, et datées par la méthode du ^{14}C ont donné respectivement des âges de $32\,700 \pm 1\,200$ et de $32\,300 \pm 1\,200$ ans *B.P.* (MC-2520 et MC-2521).

Ainsi, sur la frange côtière de la Tunisie, entre Ras el Koran et le Cap Bizerte, la stratigraphie des dépôts du Pléistocène supérieur traduit une succession d'épisodes marins et de phases continentales, rythmée par des oscillations glacio-eustatiques du niveau de la mer et des changements climatiques.

L'existence de deux pulsations transgressives est bien attestée. La première est attribuée à l'Eutyrrhénien, encore qu'aucun Strombe n'ait jusqu'ici été trouvé dans ses dépôts. Ces derniers, par le volume qu'ils représentent et les caractères qu'ils revêtent (alternance de sédiments fins, infralittoraux, littoraux, supralittoraux) montrent, en effet, de fortes analogies avec ceux, spécifiques de la formation Rejiche, étudiés ailleurs sur la

côte orientale de la Tunisie. Quant aux conglomérats de plage abandonnés par la seconde pulsation du niveau de la mer, tout parle en faveur de leur assimilation à la formation Chebba, néotyrrhénienne : faciès, position stratigraphique et morphologique, contenu en outillage moustérien, présence probable du Strombe.

L'éolianite coquillière de la formation Cap Blanc, déjà longuement évoquée dans le chapitre précédent, se retrouve ici avec des caractères sédimentologiques semblables et, au moins localement, avec une claire division en deux membres. Elle ne repose jamais directement sur la plage néotyrrhénienne : elle en est séparée par un dépôt continental (formation Aïn Oktor), ce qui indique qu'elle représente, non la dune de régression de cette plage, mais la manifestation supralittorale d'une pulsation marine plus récente. L'industrie atérienne apparaît seulement dans le dépôt continental de la formation Sidi Daoud, celui qui couvre l'éolianite Cap Blanc ou, lorsque cette dernière présente deux membres, celui qui surmonte le membre inférieur. A ce propos, les datations radiométriques d'environ 32 000 ans, obtenues pour des coquilles d'*Helix*, prélevées dans ce dépôt continental supérieur, s'accordent assez bien avec ce que l'on sait de la position chronologique de l'Atérien au Maghreb (40 000 – 25 000 ans, Camps, 1974). Le Cap Blanc a été choisi comme localité éponyme de l'éolianite coquillière post-tyrrhénienne, qui affleure largement sur toute la côte de la Tunisie septentrionale et nord-orientale, parce que, d'une part, on la trouve présente à proximité avec ses deux membres nettement distincts et que, d'autre part, elle est bien calée dans la stratigraphie des dépôts continentaux du Würm, stratigraphie confirmée ici par de l'outillage préhistorique et des datations radiométriques.

La stratigraphie des sédiments du Pléistocène supérieur qui affleurent entre Ras el Koran et le Cap Bizerte est comparable, terme à terme, avec celle décrite sur le littoral algérien, à l'ouest d'Alger, entre Bérard et Tipasa (Roubet, 1967) : grès marins inférieurs, plage conglomératique à Strombes ravinante, niveau rouge inférieur, dune consolidée, niveau rouge supérieur à industrie atérienne. Entre les deux secteurs, séparés par environ 700 km, l'analogie est frappante.

L'existence de mouvements tectoniques récents dans la région de Bizerte est suspectée depuis longtemps. Solignac (1927) qui avait attribué, à tort, des dépôts de plage anciens qui affleurent entre l'Oued Damous et le Cap Blanc au Sicilien, donc à un haut niveau marin eustatique selon les vues alors en vogue, avait envisagé un effondrement de l'ordre de 100 m pour expliquer leur position au niveau actuel de la mer. Castany (1953a) avait cru que la plage néotyrrhénienne était déformée car il l'avait observée à des altitudes variables, oubliant, comme le lui a fait remarquer Gigout (1957), que toute plage a une pente naturelle et que seules peuvent être significatives d'éventuelles différences dans la position altimétrique de l'ancien rivage. Or, celui-ci n'est que ponctuellement et rarement ob-

servable. Ceci dit, des indices probants de néotectonique existent, en particulier dans les alentours de Ras el Koran : failles qui dénivellent des couches; affleurement sur la plate-forme côtière de dépôts de plus en plus récents en allant d'ouest en est, ce qui suggère un soulèvement dans cette direction. Mais, ces déformations récentes ne s'expriment pas dans la topographie par suite d'un rabotage final en glaciaires vers la fin du Würm.

Du Cap Bizerte au Ras Zebib

Les dépôts tyrrhéniens se poursuivent au sud du Cap Bizerte (*fig. 6*). D'abord étroitement limités à la côte actuelle, ils s'élargissent à l'approche de la ville de Bizerte. Ils affleurent aussi sur les bords du lac de Bizerte et de la Garaet Ichkeul. Leur existence, sinon leur âge exact, est connu depuis longtemps (Le Mesle, 1888 ; de Lamothe, 1911 ; Solignac, 1927). Le site classique du Villafranchien de Tunisie, décrit par Arambourg et Arnould (1949) sur la rive nord-orientale de la Garaet Ichkeul, montre des couches fossilifères fortement inclinées, attribuées aujourd'hui plutôt au Pliocène supérieur (Jaeger, 1971), recouvertes en discordance, vers + 10 m, par des sédiments à *Cardium* et petites Huîtres que Gigout (1957) et Castany (1962) attribuent au Tyrrhénien.

Trois études récentes ont apporté quelques précisions sur le Quaternaire marin des environs de Bizerte. Mathlouti (1980) a découvert des Strombes en plusieurs endroits (*fig. 6*), ce qui atteste un âge tyrrhénien, jusqu'ici seulement supposé. Pour cet auteur, l'essentiel de ce Quaternaire appartient à la formation Rejiche dont le maximum transgressif est bien visible au pied du J. ben Nagrou : à proximité de la jonction de la piste qui vient de la plage du R'mel avec la route Tunis-Bizerte, on peut voir à la base du versant de calcaire éocène, vers + 10 m, une encoche caractéristique bourrée de sédiments coquilliers que surmontent des sables dunaires grésifiés. Ce maximum transgressif est aussi observable, toujours vers + 10 m, dans la grande carrière située immédiatement à l'ouest de Mennzel Abd-er-Rahmane, sur la rive nord du lac de Bizerte. Quant au bourrelet de grès coquillier qui, à l'est de Mennzel Djemil, entre Hennchir el Ahmari et Hennchir el Kheraib, marque la topographie à une altitude voisine de 10 m, il indique une large communication entre ce qui est aujourd'hui le lac de Bizerte et la mer, à l'époque du dépôt de la formation Rejiche. Quant à la formation Chebba, un seul affleurement pourrait lui être attribué : il apparaît sur l'estran à environ 1 km au sud du Cap Bizerte et ne s'étend guère ; il contient *Strombus bubonius*.

Soussi (1981) s'est plus particulièrement intéressé au Quaternaire marin des abords du lac de Bizerte. Il a levé des coupes et prélevé des échantillons de *Cardium* qu'il a fait dater par la méthode du ^{14}C au Centre Scientifique de Monaco (J. et Y. Thommeret). Ont été obtenus, pour trois échantillons, des âges égaux ou supérieurs à 35 000 ans B.P., mais aussi,

pour quatre échantillons, des âges compris entre 27 000 et 20 000 ans, à partir de coquilles prélevées dans des dépôts situés à des altitudes inférieures à 5 m. Soussi pense que, dans ce dernier cas, il pourrait s'agir de sédiments équivalents, avec un faciès littoral ou infralittoral, des grès dunaires de la formation Cap Blanc ; ils auraient initialement été mis en place sous le niveau marin actuel et postérieurement soulevés. Encore faudrait-il être sûr que les résultats obtenus correspondent bien à la réalité. Un doute subsiste car, il y a 20 000 ans, on était, ou peu s'en faut, au cœur de la dernière glaciation, avec un niveau de la mer situé à 100 m au moins au-dessous de son niveau actuel. Le laps de temps écoulé est si court qu'il paraît impossible d'admettre un exhaussement d'une telle ampleur. Une contamination des coquilles par des carbonates plus récents n'est-elle pas une explication plus crédible pour ces âges radiométriques étonnamment jeunes ? La question est posée par Ouakad (1982) à propos des datations qu'il a obtenues (entre 23 000 et 13 200 *B.P.*) pour des dépôts littoraux qui affleurent sur le rivage nord-est de la Garaet Ichkeul. Au demeurant, les différents résultats sont peu concordants et il est difficile d'en tirer un enseignement définitif.

Au-delà de la plage de sable et du champ de dunes du R'mel, qui font suite vers l'est, pendant quelques kilomètres, au port de Bizerte, le rivage devient rocheux et le reste jusqu'au Ras Zebib. Il est constitué fondamentalement par des grès coquilliers d'origine éolienne, couverts par des placages discontinus de sables limoneux rouges qui, localement, bouchent des cheminées de décarbonatation. Au contact de ces éolianites, la corrosion, par l'eau de mer et les organismes végétaux et animaux qui y vivent, a développé des formes classiques sur les bords de la Méditerranée : trottoir dans l'étage médiolittoral, avec des ébauches de vasques et un bourrelet externe construit, mares à encorbellement et lapiés dans l'étage supralittoral. A l'époque romaine, de grandes carrières ont été ouvertes dans ces grès. Le plancher de beaucoup d'entre elles est aujourd'hui inondé de façon permanente sous plusieurs dizaines de centimètres d'eau, ce qui témoigne d'un relèvement du niveau marin depuis l'Antiquité. On verra, chemin faisant, que le phénomène est général sur les côtes de la Tunisie ; on est donc en droit de lui assigner une origine eustatique (Paskoff *et al.*, 1981). Les fronts d'extraction des carrières font apparaître la superposition de deux éolianites (*fig. 14*). L'inférieure contient des *Helix*, mais ne montre pas de stratification caractéristique ; c'est elle qui a fourni la pierre de taille. La supérieure, moins épaisse, et au grain plus grossier, est caractérisée au contraire par un litage incliné, spécifique d'une mise en place par le vent. En l'absence d'intercalations de niveaux marins ou colluviaux qui fourniraient des repères chronologiques, il est difficile d'attribuer avec certitude ces éolianites à telle ou telle formation (Rejiche, Cap Blanc). Cependant, la supérieure, par son faciès, appartient probablement à la formation Cap Blanc.

Photo 2

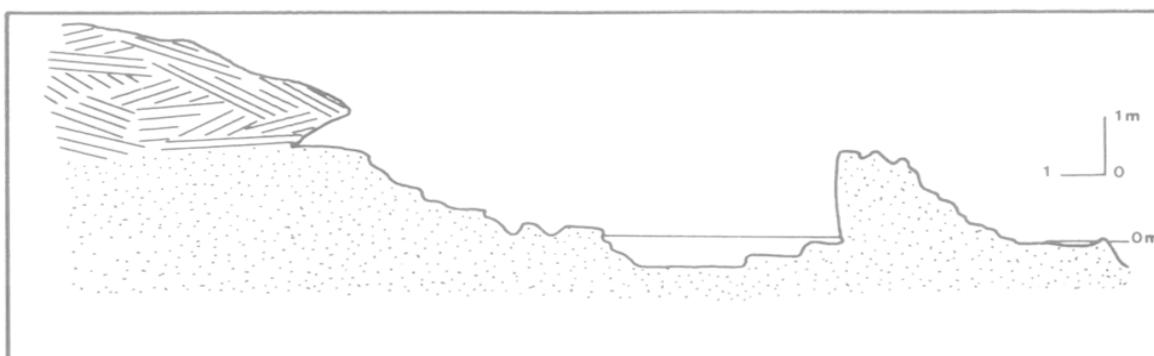


Fig. 14. Coupe à travers deux éolianites superposées à l'est de la plage du R'mel.



Photo 2. La côte du R'mel, à l'est de Bizerte. Superposition de deux éolianites révélée par une carrière antique. L'éolianite supérieure, au litage dunaire très caractéristique, est probablement würmienne (formation Cap Blanc). Cliché R. Paskoff.

En se rapprochant du Ras Zebib, au pied des hauteurs de Metline qui dominant la côte de plus de 200 m, des lentilles de dépôts colluviaux et torrentiels se remarquent dans les grès coquilliers plaqués sur les versants parfois jusqu'à 150 m d'altitude. Ces grès appartiennent à la formation Cap Blanc, car de telles intercalations ne se présentent jamais dans les éolianites de la formation Rejiche ; elles indiquent des épisodes passagers d'activité des versants pendant une période de mise en place par le vent de sables d'origine marine. Les grès sont ravinés par des accumulations de cailloutis, encroûtées en surface, qui indiquent un arrêt des phénomènes éoliens jusque là prépondérants et l'intervention exclusive de phénomènes morphogéniques liés à l'écoulement de l'eau sur les pentes rocheuses. Sous les grès dunaires se remarquent des dépôts littoraux anciens qui se suivent sur plusieurs kilomètres et qui se raccordent avec la plage tyrrhénienne décrite *infra*, au Ras Zebib même.

C'est seulement dans la partie médiane du secteur compris entre le port de Bizerte et le Ras Zebib que sont bien visibles à l'affleurement des dépôts de plage attribuables au Tyrrhénien. En un endroit, là où une petite falaise révèle des grès tendres jaunâtres à Pectinidés, datés du Pliocène, il est possible d'observer dans de bonnes conditions une série marine du Quaternaire supérieur qui a été déformée par une tectonique en compression. Il y a là un site remarquable qui a déjà été signalé par Pimienta (1959). Nous en avons revu la stratigraphie tandis que la nature et la chronologie des déformations étaient précisées par Ben Ayed, Bobier et Viguié (Ben Ayed *et al.*, 1979). La succession des terrains, de haut en bas, est la suivante (fig. 15) :

- (7) grès dunaire, peu épais (0,20 m) ;
- (6) limons sableux rouges (0,30 m) ;
- (5) sables bioclastiques consolidés, emballant de nombreux galets lithophagés et bouchant des poches d'érosion creusées aux dépens de (4) ; faune abondante parmi laquelle D. Herm a déterminé : *Pecten jacobaeus* LINNÉ, *Glycymeris violacescens* (LAM.), *Lopha stentina* (PAYRAUDEAU), *Rudicardium tuberculatum* (LINNÉ), *Cerastoderma glaucum* (BRUG.), *Strombus bubonius* LAM., *Conus mediterraneus* BRUG., *Patella lusitanica* GMELIN, *Patella caerulea* LINNÉ, *Monodonta turbinata* (BORN), *Theridium rupestris* (RISSO), *Sphaeronassa mutabilis* (LINNÉ), *Naticarius millepunctatus* (LAM.) ; 0,20 à 0,30 m d'épaisseur ; dépôt littoral ;
- (4) sables grossiers bioclastiques, fossilifères (abondantes coquilles de *Cardium* et de *Glycymeris*), peu consolidés ; dépôt de plage et d'avant-plage (1,30 m) ;
- (3) sables grésifiés de haut de plage, en feuillets entrecroisés, (0,50 m) ;
- (2) conglomérat à galets de grès et coquilles usées (0,30 m) ;
- (1) sables de plage consolidés (0,40 m) en discordance angulaire sur des grès marneux fossilifères, riches en *Pecten*, du Pliocène (0).

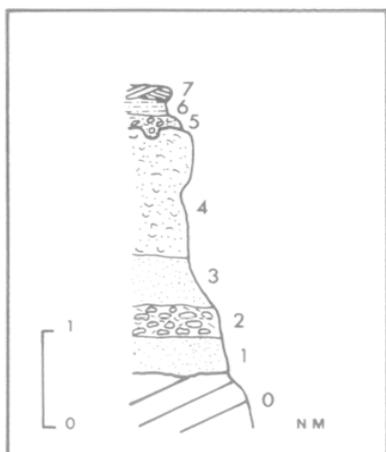


Fig. 15. Stratigraphie de l'anticlinal du R'mel.

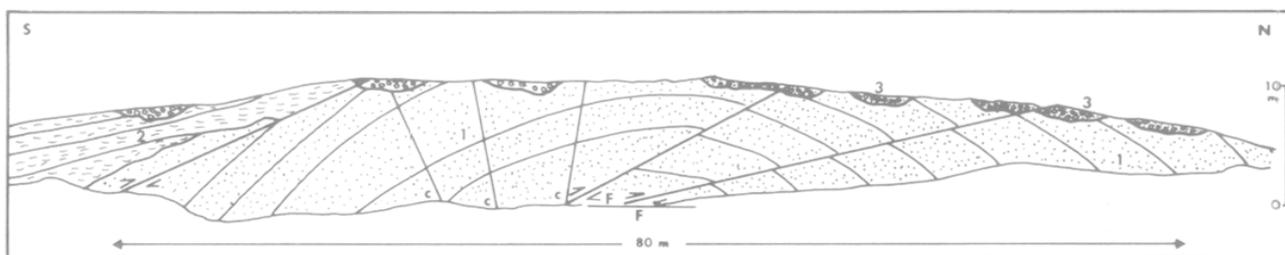


Fig. 16. Coupe nord-sud à travers l'anticlinal du R'mel.

1 : grès pliocènes. 2 : formation Rejiche. 3 : formation Chebba.

On peut considérer que les dépôts (1) à (4), qui marquent différentes positions de la ligne de rivage au cours d'un même cycle marin, correspondent à la formation Rejiche. Le niveau (5) a toutes les caractéristiques de la formation Chebba et, par sa position stratigraphique, le grès (7) doit être rattaché à la formation Cap Blanc.

En cet endroit la séquence des événements paraît avoir été la suivante (fig. 16) :

- après le Villafranchien et avant l'Eutyrrhénien, une compression à peu près nord-sud est à l'origine de la déformation anticlinale des couches pliocènes (1) ; cette déformation est de direction axiale N 80°, large d'une centaine de mètres et légèrement dissymétrique (pendage de 40° du flanc sud et de 25° du flanc nord) ;
- la transgression eutyrrhénienne arase l'anticlinal et laisse les couches (1) à (4) de la fig. 15 ou la couche (2) de la fig. 16 ;
- la voûte anticlinale rejoue car les dépôts de la formation Rejiche apparaissent déformés, selon une direction axiale N 85° ; sur les deux flancs, le pendage ne dépasse pas 20° ; des cassures (c) dans la charnière de l'ondulation datent peut-être de cet épisode ;

Photo 3



Photo 3. L'anticlinal du R'mel, à l'est de Bizerte. Dépôts tyrrhéniens (formations Rejiche et Chebba) déformés par une structure anticlinale à cœur de grès tendres pliocènes. Cliché R. Paskoff.



Photo 4. Flanc nord de l'anticlinal du R'mel, à l'est de Bizerte. Surface de chevauchement d'une faille inverse, de rejet métrique, qui affecte la formation Chebba, néotyrrhénienne. Cliché R. Paskoff.

– le pli est de nouveau recouvert par la mer pendant le Néotyrrhénien, comme l'attestent les placages de la formation Chebba (3) sur la partie la plus haute de la structure ;
 – la compression se manifeste encore, mais elle change sensiblement d'orientation pour devenir N 140° comme l'indiquent des plans striés ; elle porte les dépôts de la formation Chebba jusqu'à 10 m d'altitude ; ces dépôts sont aussi affectés par des failles inverses (f), de faible rejet, qui découpent l'anticlinal ; sur le flanc nord du pli, on remarque une surface de chevauchement de 0,60 m de portée, inclinée vers le sud.

Photo 4

La structure anticlinale du R'mel qui vient d'être décrite constitue un exemple remarquable de tectonique en compression post-tyrrhénienne. Elle traduit des contraintes nord-sud très récentes dont l'origine est à chercher dans le rapprochement de la plaque africaine avec celle de l'Eurasie.

Du Ras Zebib au Ras et Tarf

Entre le Ras Zebib et le Ras et Tarf, les dépôts marins et éoliens du Pléistocène supérieur existent à peu près partout le long de la côte ; ils échappent à la vue seulement là où ils sont masqués par les accumulations actuelles de sable des plages et des dunes. Leur grand développement a déjà été signalé par Burolet (1951) et ils ont été cartographiés au 1:50 000 par Oueslati (1977). On se limitera ici à décrire certains sites plus significatifs que d'autres.

Au Ras Zebib même (*fig. 17*), une petite plate-forme d'abrasion, située vers 1-2 m au-dessus du niveau moyen de la mer, tranche des bancs de calcaire d'âge éocène (0). On y remarque des placages discontinus d'un

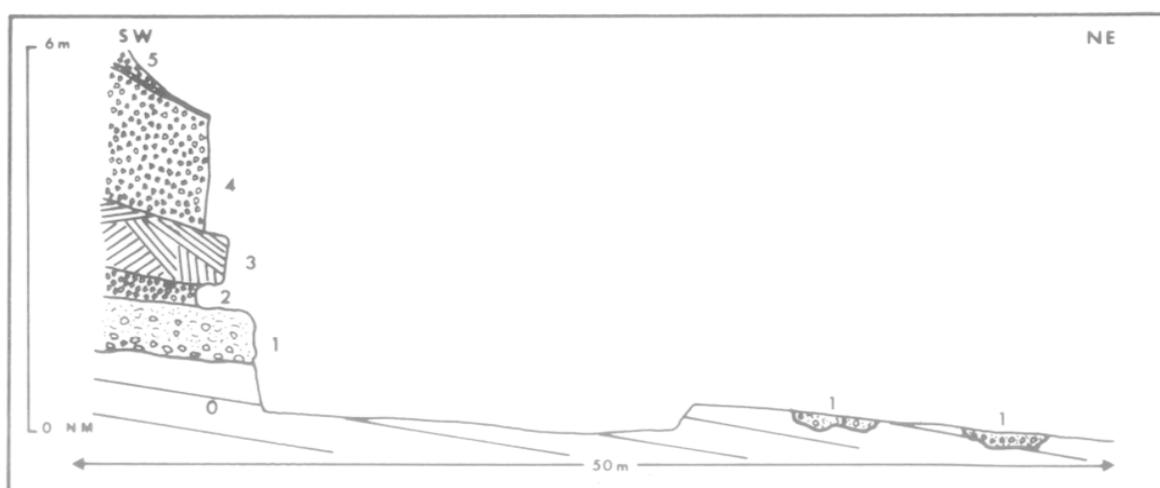


Fig. 17. Coupe à la pointe du Ras Zebib.

conglomérat hétérométrique, aux galets mal roulés et lithophagés, bien cimenté, fossilifère et recouvert d'une croûte lamellaire (1). Par sa position et ses caractères, ce conglomérat peut être rapporté à la formation Chebba. Mais, en l'absence de Strombes et de ravinement d'une formation marine antérieure qui serait Rejiche, cette attribution reste hypothétique. A l'amont de la plate-forme, là où elle vient buter contre un versant rocheux, une carrière permet de voir vers + 2-3 m un dépôt de plage de galets lithophagés, surmonté par un niveau biodétritique, riche en coquilles entières et brisées, qui emballe des cailloux anguleux tombés du versant et à peine retouchés par l'action des vagues (1). D. Herm a déterminé la faune suivante : *Patella caerulea* LINNÉ, *Patella (Patellastra) ferruginea* GMELIN, *Monodonta (Osilinus) turbinata* (BORN), *Bivonia triquetra* (Bivona), *Theridium rupestre* (RISSO), *Thais haemastoma* (LINNÉ), *Columbella rustica* (LINNÉ), *Mitra cornicula cornea* LAM., *Conus (Puncticulus) mediterraneus* HWAS, *Glycymeris pilosa* (LINNÉ) et *Loripes lacteus lacteus* (LINNÉ). Il s'agit d'espèces autochtones adaptées à un milieu rocheux, battu par la houle, couvert d'Algues et situé dans la partie la plus haute de l'étage infralittoral. Vers le haut, le niveau biodétritique a été remanié par le ruissellement lors de la régression de la mer. L'ensemble du dépôt marin a une épaisseur de l'ordre du mètre. Il est très probable qu'il y a continuité entre lui et les placages conglomératiques de la plate-forme, mais l'ouverture de la carrière ne permet plus de s'en assurer.

Le dépôt marin encastré dans le versant correspond pratiquement à la position du rivage lors du maximum de la transgression à laquelle il est associé, très probablement celle du Néotyrrhénien. Il est successivement surmonté, par (2) des colluvions caillouteuses (0,50 m), par (3) un grès dunaire coquillier (1 à 1,5 m), de nouveau par (4) des colluvions caillouteuses (2 à 4 m) surmontées d'une croûte lamellaire ; ces trois termes sédimentaires contiennent des *Helix* en abondance. Le grès dunaire appartient à la formation Cap Blanc et, comme celui du versant oriental du Cap Blanc, il se situe entre deux épisodes d'épandages colluviaux. Des dépôts de pente récents, meubles, recouvrent le tout (5).

Signalons en passant qu'au sommet du J. bou Choucha qui domine le Ras Zebib, une plage marine quaternaire, prétyrrhénienne, a été décrite à 200 m d'altitude (Herm *et al.*, 1975a).

Un peu au sud du Ras Zebib, immédiatement au-delà des vestiges de la thonaire de Tournarha, un cône de déjection, hérité de la dernière époque pluviale, est taillé en falaise par la mer. On relève dans l'axe du cône, de haut en bas, la stratigraphie suivante (*fig. 18*) :

- (9) dépôt torrentiel, lité, à cailloux calcaires subanguleux (épaisseur : 6 m) ;
- (8) éolianite (environ 1 m) ;
- (7) dépôt torrentiel à matrice claire et cailloux subémoussés (2 à 3 m) ; il passe latéralement à un limon jaune rougeâtre à concrétions calcaires ;

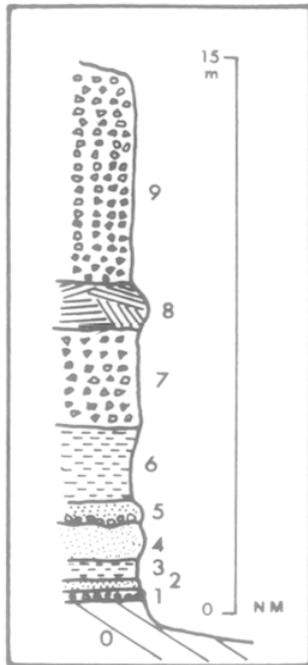


Fig. 18. Coupe à environ 700 m au sud du Ras Zebib.

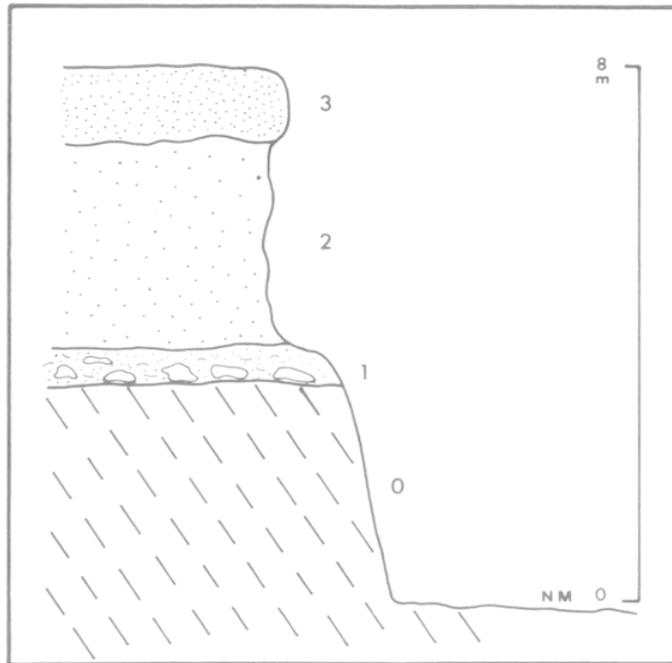


Fig. 19. Coupe à environ 3 km à l'est de Ras Jebel.



Photo 5. Vue prise vers le sud depuis le Ras Zebib, à l'est de Bizerte. Glacis de dépôts colluviaux d'âge würmien. La falaise montre sous l'accumulation continentale des sédiments de plage tyrrhéniens. Cliché P. Sanlaville.

- (6) sables limoneux rouges, enrichis en carbonates ; présence d'*Helix* (2 m) ;
- (5) sédiments marins, peut-être partiellement remaniés par le ruissellement, ravinant le dépôt sous-jacent ; à la partie supérieure, grès coquillier grossier, fortement induré ; à la base blocs et galets de grès parfois lithophagés, coquilles (0,70 m) ;
- (4) grès jaune quartzeux, à grain fin, très cimenté, contenant d'abondants débris de coquilles et des *Helix* (1 m) ;
- (3) marnes plastiques, vert-jaune, à faunule continentale (0,50 m) ;
- (2) grès jaune, fin, quartzeux (0,20 m) ;
- (1) dalle bréchique incluant des galets lithophagés à émoussé marin, sans faune (0,10 m) ;
- (0) substratum calcaire éocène.

Aucun Strombe n'a été trouvé. Néanmoins, on peut rattacher les dépôts (1) à (4), qui mettent en évidence un petit cycle sédimentaire (traces d'une transgression, puis d'une régression), à la formation Rejiche, le dépôt (5) à la formation Chebba et le dépôt (8) à la formation Cap Blanc. L'accumulation torrentielle (7 et 9) s'est faite en fonction d'un niveau marin nettement plus bas que l'actuel et elle a été interrompue pendant un temps, celui nécessaire à la mise en place de l'éolianite (8). L'épandage des sables limoneux rouges (6), rapportés à la formation Aïn Oktor, suggère le décapage de sols et de dépôts superficiels rubéfiés à partir de versants situés en arrière de la côte, postérieurement au retrait de la mer qui a laissé les sédiments de plage (5).

En se rapprochant de Ras Jebel, entre Chott Mami et Aïn ech Cherchar, le rivage est constitué par de petites plages qui alternent avec des falaises de hauteur modeste, taillées dans des dépôts marins et éoliens du Pléistocène supérieur, à rapporter très probablement à la formation Rejiche. La côte est en recul et, parce qu'elle a vraisemblablement disparu par érosion, la formation Chebba n'apparaît pas, sauf en de rares endroits où des placages conglomératiques discontinus, visibles sur l'estran actuel, peuvent à la rigueur lui être attribués. Quant aux grès dunaires qui affleurent largement, à distance du littoral, près de l'agglomération de Ras Jebel où ils sont depuis longtemps le siège de carrières, ils appartiennent sans doute à la formation Rejiche car ils ne rappellent pas, par leur grain fin, leur texture peu vacuolaire et l'absence de litage caractéristique, les éolianites de la formation Cap Blanc.

D'Aïn ech Cherchar jusqu'à l'approche de l'Oued Sanndid, existent des falaises vives, hautes de 5 à 10 m. Une coupe type montre du sommet à la base (*fig. 19*) :

- (3) éolianite (épaisseur : 1 m) ;
- (2) sables argileux clairs, à nodules calcaires ; coquilles de Gastéropodes d'eau douce ; *Helix* (3 m) ;

- (1) plage à gros blocs et coquilles marines (0,50 m) ;
- (0) substratum marneux pliocène.

La séquence (1) à (3) est attribuée à la formation Rejiche.

Le site d'el Feratas (*fig. 20*), localisé à 2 km au nord de Raf Raf, près du village de Sounine, a été mentionné par Gigout (1957) et Oueslati (1977). Une *rasa*, large de 200 m, inclinée de quelques degrés, tranche des grès jaunâtres du Pliocène (0) et se termine à environ 10 m d'altitude, au pied d'un ressaut sur lequel sont plaqués des sables éoliens grésifiés (2). Dans l'incision d'un ravin, on remarque des sédiments marins grossiers qui semblent disparaître vers +17 m. Sur la plate-forme, jusqu'à 6-7 m au-dessus du niveau de la mer, existent des dépôts conglomératiques coquilliers (1) qui bouchent des anfractuosités et qui contiennent *Strombus bubonius*. Ils ont été rougis par des limons qui les ont recouverts et dont on trouve des restes ici et là. Peut-être ces dépôts appartiennent-ils à la formation Chebba ? Quant à la *rasa*, elle est essentiellement l'œuvre de la transgression eutyrrhénienne.

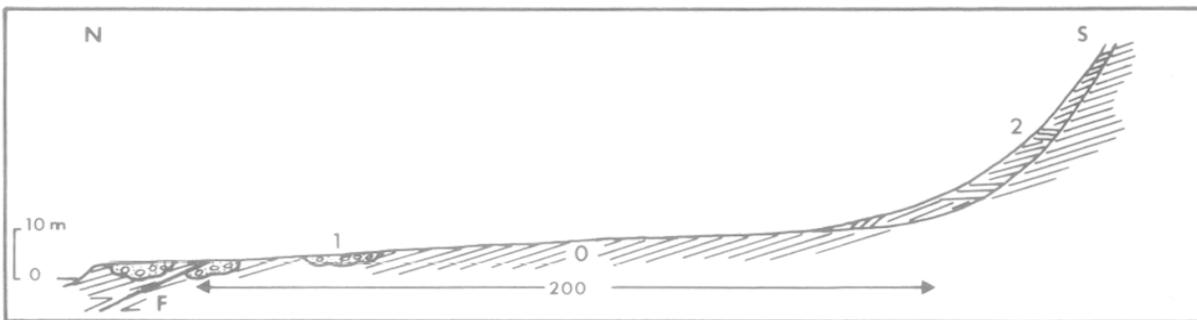


Fig. 20. Coupe à travers la rasa d'el Feratas.

Un fait digne d'intérêt a échappé à nos prédécesseurs : l'existence d'une faille inverse (f), au tracé est-ouest, de portée métrique, inclinée de 15 à 20° vers le nord, qui affecte le conglomérat à Strombes. Il y a donc là un accident très récent, lié à une compression nord-sud. On se rappelle que c'est un type semblable de contraintes qui a déformé les couches tyrrhéniennes en anticlinal au R'mel (*supra* p. 31). Selon Cl. Martinez auquel nous avons montré le site d'el Feratas, la faille inverse aurait postérieurement joué en faille directe, à en juger par l'existence de petites fractures antithétiques dans le compartiment supérieur.

Au-delà de la plate-forme d'el Feratas qui se rétrécit vers l'est et disparaît au Ras Mestir, une autre *rasa*, située vers +10-15 m et large en moyenne de 300 m, se développe dans du flysch miocène entre Aïn el Mahloul et Ras el Blat. L'origine marine de l'aplanissement est attestée par 2 à 3 m



Photo 6. Environs de Raf Raf (Tunisie nord-orientale), vue prise vers le sud, depuis le Ras Mes-tir. Plate-forme d'abrasion d'âge tyrrhénien (rasa), tronquant vers + 10 - 15 m du flysch miocène. Les dépôts de la formation Rejiche (Eutyrrhénien) forment une corniche au sommet de la falaise actuelle. Cliché R. Paskoff.

de dépôts coquilliers de plage, de haut de plage, de lagune, voire de dune (présence d'*Helix*), appartenant très probablement à la formation Rejiche. Du côté de la mer, la *rasa* est tranchée par une falaise vive de 7 à 8 m de haut. En surface elle est recouverte par du matériel continental plutôt fin, étalé à partir des versants qui la limitent à l'arrière. Quelques dalles conglomératiques qui se distinguent parfois au niveau de l'estran actuel représentent peut-être des éléments de la formation Chebba. Quant aux éolianites qui affleurent largement aux alentours de l'agglomération de Raf Raf, leur faciès et leur litage autorisent à les rattacher à la formation Cap Blanc.

En se dirigeant vers le Ras et Tarf et au-delà de la plage de Raf Raf, la côte devient rocheuse à partir d'Aïn ed Demina. En cet endroit des dépôts marins attribuables au Tyrrhénien réapparaissent. On remarque, de haut en bas, sur une falaise de 3 m de dénivellation (*fig. 21*) :

– (5) dune actuelle ;

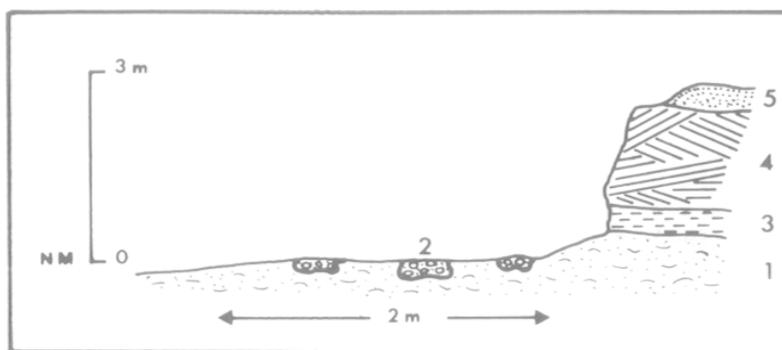


Fig. 21. Coupe à Aïn ed Demina.

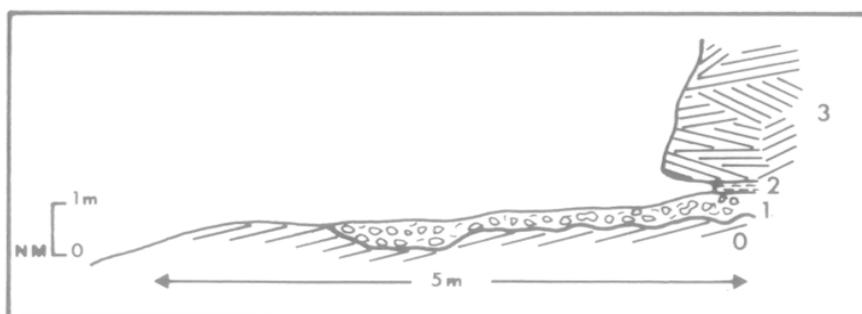


Fig. 22. Coupe à la pointe du Ras et Tarf.

- (4) éolianite de la formation Cap Blanc, à fourreaux de racines (2 m) ;
- (3) sables limoneux ocre rouge, probablement de la formation Aïn Ok-tor ;
- (1) grès marin à *Cardium* et *Glycymeris* de la formation Rejiche, taillé en platier, pratiquement au niveau actuel de la mer ; il s'agit d'un platier ancien car, dans des anfractuosités (mares et sillons fossiles) sont conservés les restes d'un conglomérat hétérométrique (galets lithophagés, blocs de grès repris de (1), coquilles) caractéristique, par sa position stratigraphique, sa situation morphologique et son faciès, de la formation Chebba (2). A proximité, le plancher de carrières antiques qui exploitaient le grès (1) est inondé de façon permanente sous au moins 0,30 m d'eau.

La presqu'île à la pointe de laquelle se trouve le Ras et Tarf correspond à un crêt de grès pliocènes dont le front regarde vers le nord et qui atteint 240 m d'altitude. Des placages de grès dunaires appartenant à la formation Cap Blanc existent sur son versant septentrional jusqu'à plus de 100 m au-dessus du niveau de la mer.

A l'extrémité même du Ras et Tarf (fig. 22), immédiatement au-dessous de modestes ruines antiques déchaussées par les vagues de tempête, affleure un dépôt riche en *Strombus bubonius*. Il se situe à environ 1 m au-dessus du niveau moyen de la mer (1) et ravine des grès jaunâtres pliocènes (0) dans lesquels abondent les Huîtres et les Pectinidés. Le dépôt à Strombes présente un faciès de type littoral : des galets de toutes tailles,

depuis des blocs jusqu'à des graviers, presque toujours lithophagés et souvent couverts par un enduit calcaire dû à des Algues encroûtantes, sont emballés dans un sable biodétritique et fortement cimentés. Ces fragments rocheux proviennent dans leur grande majorité des grès pliocènes sous-jacents, mais d'autres, de nature calcaire et diversement colorés, ont une origine plus lointaine. Cette plage ancienne a une épaisseur variable (une dizaine à plusieurs dizaines de centimètres) car l'étroite surface d'abrasion sur laquelle elle repose est accidentée de cavités plus ou moins profondes. Dans la faune, très abondante, D. Herm a déterminé : *Patella (Patellastra) lusitanica* GMELIN, *Patella (Patellastra) ferruginea* GMELIN, *Patella (Patella) caerulea* LINNÉ, *Diodora italica* DEFRANCE, *Astraea rugosa* (LINNÉ), *Bivonia triqueter* (BIVONA), *Theridium rupestre* (RISSO), *Naticarius stercusmuscarum* (GMELIN) (= *N. millepunctatus* (LAM.)), *Polinices lacteus* (GUILDING), *Strombus bubonius* LAMARCK, *Purpura (Acanthina) cf. gallica* GERVAIS, *Columbella rustica* (LINNÉ), *Buccinum (Euthria) corneum* (LINNÉ), *Cymatium (Cabestana) cutaceum* (LINNÉ), *Semicassis (Tylocassis) undulata* (GMELIN), *Conus (Puncticulus) mediterraneus* HWASS, *Glycymeris pilosa* (LINNÉ), *Glycymeris violacescens* (LAM.), *Acanthocardia erinacea* (LAM.), *Acanthocardia echinata mucronata* (MONTEROSATO), *Pilaria rudis* (POLI), *Chione gallina* (LINNÉ) et *Chione radiata* (BROCCHI). Il s'agit d'une faune autochtone qui vivait dans un milieu littoral rocheux comportant çà et là des parties sableuses. Cependant cette faune est différente de celle qui vit aujourd'hui sur la côte car elle contient des représentants caractéristiques de la zooprovince lusitano-sénégalienne (*Strombus bubonius* LAMARCK et *Polinices lacteus* (GUILDING)) qui ont disparu de la Méditerranée pendant le Würm ; par sa composition et la fréquence de certaines espèces, elle rappelle tout à fait celle que Malatesta (1960) a décrite dans des dépôts tyrrhéniens de Sicile (Herm *et al.*, 1975b). La formation de plage (1), scellée par une mince croûte calcaire, a été colorée en rouge, par imprégnation, à partir de limons rouges sus-jacents (2) ; ces limons, minces, ont été étalés par le ruissellement (formation Aïn Oktor) avant que ne se mette en place une dune, aujourd'hui consolidée, épaisse de plusieurs mètres (3). Cette dune appartient de toute évidence à la formation Cap Blanc et il est très probable que la plage conglomératique à Strombes (1) représente la formation Chebba. Mais, pour en être sûr, il faudrait qu'on la voit à cet endroit raviner la formation Rejiche, ce qui n'est pas le cas. C'est peut-être à la formation Rejiche qu'il convient de rapporter des grès coquilliers, différents des grès pliocènes, qui affleurent sur la côte sud de la presqu'île du Ras et Tarf, entre sa pointe et le marabout de Sidi Ali el Mekki. Ces grès coquilliers sont surmontés par une éolianite qui pourrait, elle aussi, appartenir à la formation Rejiche. Mais il est difficile de s'en assurer car les conditions d'observation sont mauvaises : des dépôts colluviaux würmiens et holocènes drapent les versants qui, de surcroît, sont boisés.

C'est au total une stratigraphie complexe des dépôts du Quaternaire supérieur qu'offre la région de Bizerte. L'étude qui vient d'en être faite appelle plusieurs remarques. Il faut d'abord insister sur le grand développement des éolianites d'âge würmien (formation Cap Blanc). Elles ont été mises en place, au cours de différents épisodes, par des vents comparables, en direction, aux vents dominants d'aujourd'hui, à partir de plages situées au-dessous du niveau marin actuel. A d'autres périodes, l'activité éolienne cédait le pas à l'action de l'eau qui déplaçait des débris clastiques sur des versants maintenant figés. On retiendra aussi l'existence de déformations incontestables, en particulier celles liées à des contraintes en compression, qui affectent des dépôts d'âge tyrrhénien. Phénomènes eustatiques, climatiques et tectoniques ont ainsi conjugué leurs effets pour modeler la physionomie de la frange côtière de la Tunisie nord-orientale au cours du Quaternaire supérieur.

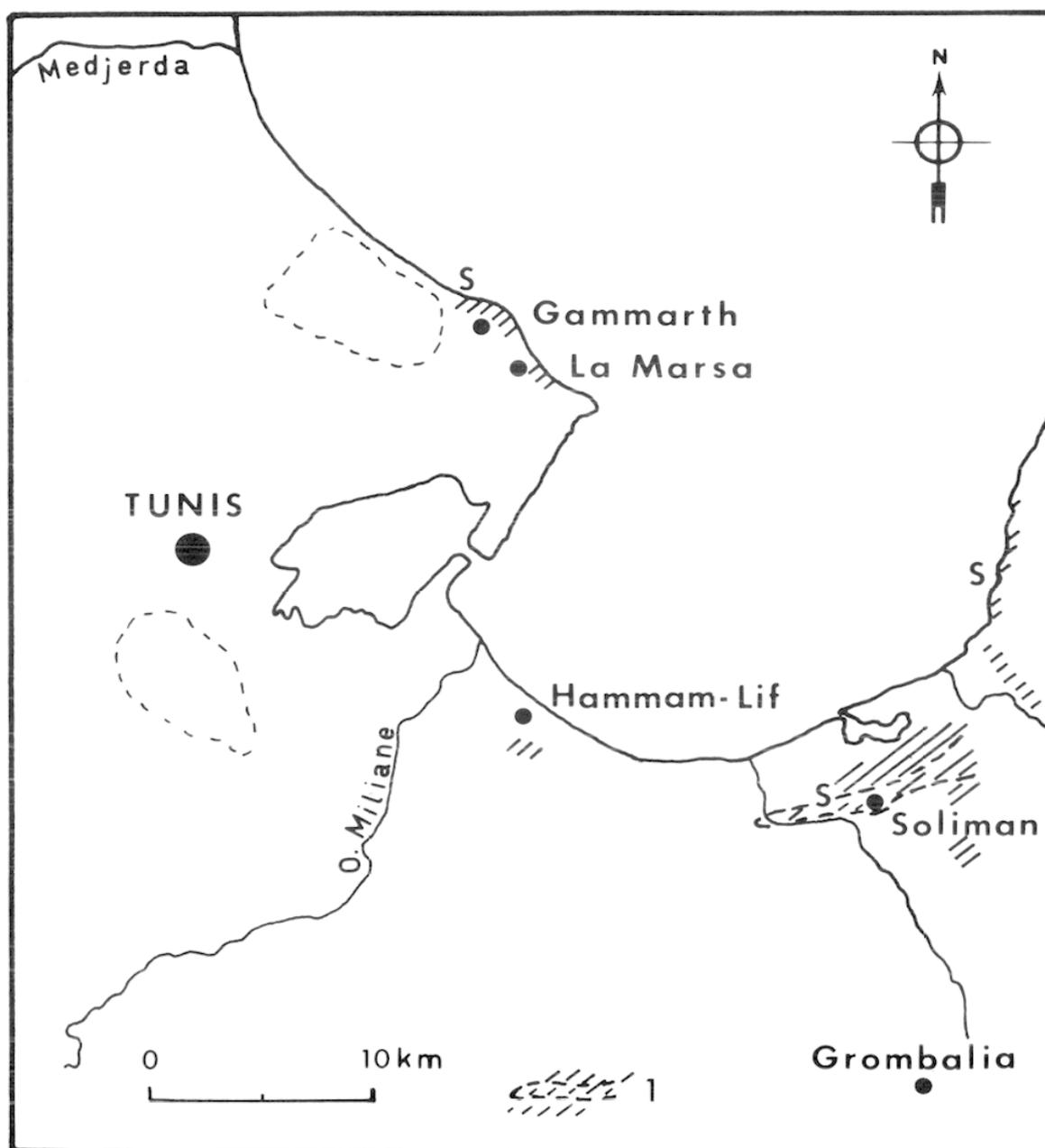


Fig. 23. Localisation des affleurements des dépôts marins et éoliens du Pléistocène supérieur sur la côte du Golfe de Tunis.

1 : cordon littoral de la formation Rejiche. S : site à Strombes.

Chapitre 3

LA CÔTE DU GOLFE DE TUNIS

Un important remblaiement, d'origine continentale, caractérise depuis la fin de la transgression holocène la côte du Golfe de Tunis. Il est dû, au nord, au fleuve Medjerda qui a édifié un delta étendu, au sud, à l'Oued Miliane qui, dans une moindre mesure, est aussi responsable de phénomènes de colmatage. De cet alluvionnement auquel sont liés des faits de subsidence, résultent des conditions peu favorables à l'observation de traces émergées d'anciens stationnements de la mer pendant le dernier interglaciaire. A cet égard, trois secteurs seulement méritent de retenir l'attention : les abords de Gammarth-La Marsa, les environs d'Hammam-Lif et les alentours de Soliman, situés respectivement au nord-est, au sud-est et à l'est de la ville de Tunis (*fig. 23*).

Le secteur Gammarth-La Marsa.

Dans les falaises vives et sur les estrans qui les précèdent, affleure ici et là un dépôt littoral ancien, conglomératique et fossilifère.

Là où commence le rivage rocheux qui fait suite à la plage sud du delta de la Medjerda (plage de Raouad), existent des traces de carrières antiques, submergées de façon permanente par la mer ; elles ont été ouvertes dans des grès pliocènes aplanis sur lesquels subsistent des placages d'un dépôt grossier à Strombes, lui-même surmonté par des limons rouges à *Helix*. Immédiatement à l'est de la plage de La Marsa, on peut observer, en section, un ancien pied de falaise qui place le rivage de l'époque à 5 m au-dessus du niveau moyen actuel de la mer. Mais, la meilleure coupe est celle qui apparaît au lieu-dit la Baie des Singes (Colleuil, 1976), à environ 500 m à l'ouest du Cap Gammarth. On relève de haut en bas (*fig. 24*) :

– (4) matériaux fins ruisselés à tessons de poterie ;

Photo 7

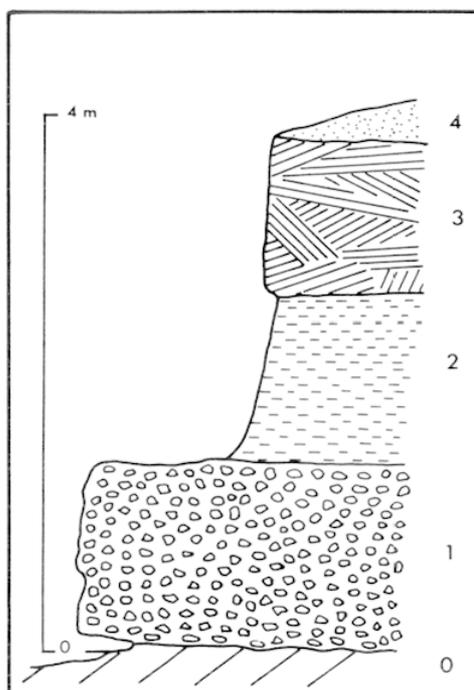


Fig. 24. Coupe de la baie des Singes.

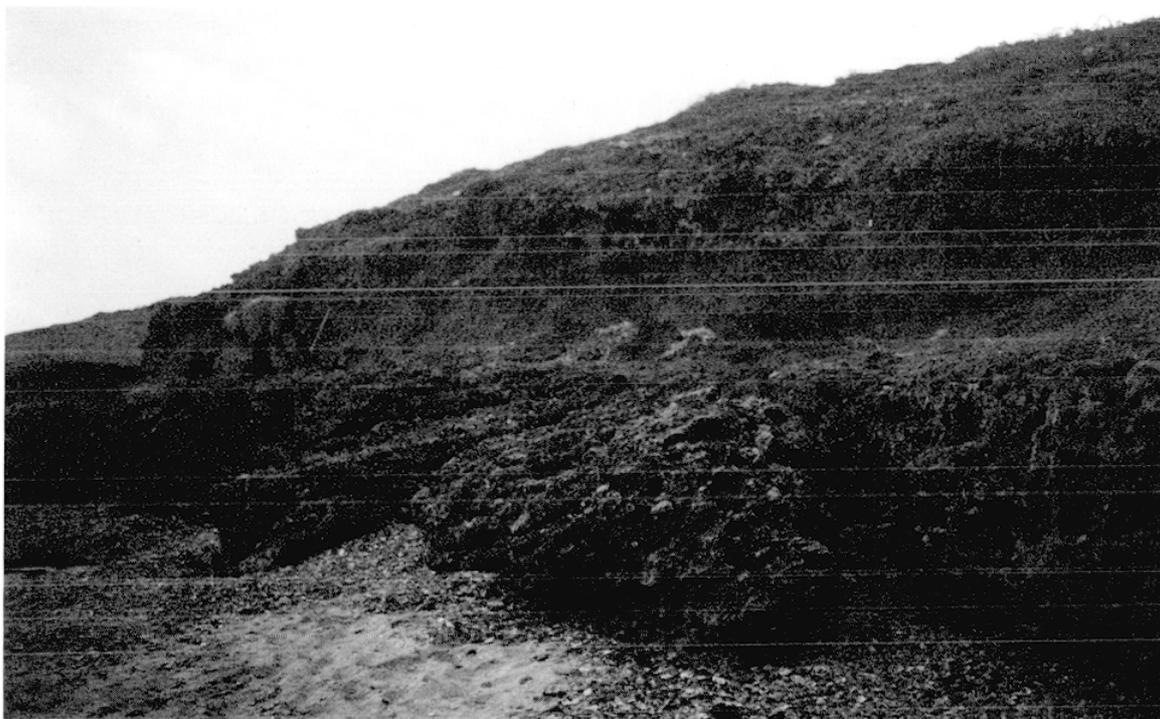


Photo 7. Coupe de la falaise de la baie des Singes, dans le Golfe de Tunis. On distingue, de la base au sommet, un dépôt conglomératique à Strombes, une couche rouge et une éolianite (formation Cap Blanc). Cliché R. Paskoff.

- (3) éolianite de la formation Cap Blanc (environ 1 m d'épaisseur) ;
- (2) limons argileux rouges à petits cailloutis (qui appartiennent probablement à la formation Aïn Oktor) ; vers le haut, ils sont enrichis en pou-pées et nodules calcaires ; vers le bas, ils incorporent de la faune marine empruntée au dépôt sous-jacent (1,20 m) ;
- (1) dépôt conglomératique à galets lithophagés, fortement cimenté, fos-silifère ; les Strombes sont abondants (1,50 m) ;
- (0) substratum d'argiles continentales rouges, d'âge indéterminé, qui af-fleure au niveau moyen de la mer.

Il est possible d'observer à + 3 m l'altitude maximale atteinte par la mer qui a laissé le conglomérat (1). Le problème est de dater ce dernier. Il est bien tyrrhénien mais appartient-il à la formation Rejiche ou à la formation Chebba ? La seule observation du terrain ne permet pas d'en décider. La datation Io-U par M. Bernat de trois Strombes contenant entre 94 et 100 % d'aragonite a donné les âges suivants : 90 000, 80 000 et 62 000 ans. Le conglomérat pourrait donc bien être néotyrrhénien.

Les environs d'Hamam-Lif

Juste à l'entrée d'Hamam-Lif, en venant de Tunis, une grande carrière ouverte sur le flanc nord du J. er Rorouf, contrefort occidental du J. bou Kournine, donne une coupe qui a retenu l'attention à plusieurs reprises (Guillien et Rondeau, 1966 ; Lajmi, 1968 ; Arnould, 1979 ; Arnould *et al.*, 1979 ; Bartels et Steinmann, 1980). Cette coupe (*fig. 25*) montre des formations qui s'appuient sur un versant de calcaires éocènes (0) correspondant probablement à une ancienne falaise marine d'âge tyrrhénien. On re-marque de haut en bas :

Photo 8

- (3) un éboulis de pente à disposition ordonnée dans lequel alternent, in-clinés de 25° à 30°, des lits d'éclats calcaires anguleux, plutôt aplatis, de taille centimétrique à décimétrique, et des niveaux fins de teinte rougeâ-tre, faits de limons sableux ; il est épais d'une quinzaine de mètres et contient des *Helix* ; aucune croûte ne le scelle, mais cet éboulis n'est plus fonctionnel car il est couvert par un sol sur lequel pousse une garrigue à thuya et romarin ;
- (2) une accumulation de sables biodétritiques inégalement grésifiés, très bien classés (So voisin de 1,2), ici et là à litage incliné ; à la base existent des tests bien conservés de Mollusques continentaux : *Eobania vermiculata* (MÜLER), *Mastus pupa* (BRUG.), *Rumina decollata* (LINNÉ), *Helix melanostoma* LINNÉ, *Archelix* sp. et *Leucrochroa* sp. ; une accumulation de gros blocs calcaires, de taille métrique, aux angles vifs, est incluse dans ces sables (environ 15 m d'épaisseur maximale visible) ;
- (1) une couche d'argiles rouges, signalée par Lajmi (1968), mais qui n'est pas visible dans l'état actuel de la carrière.

Les sables grésifiés, apportés par le vent à partir d'une plage proche, doivent être attribués à la formation Cap Blanc dont ils présentent les ca-

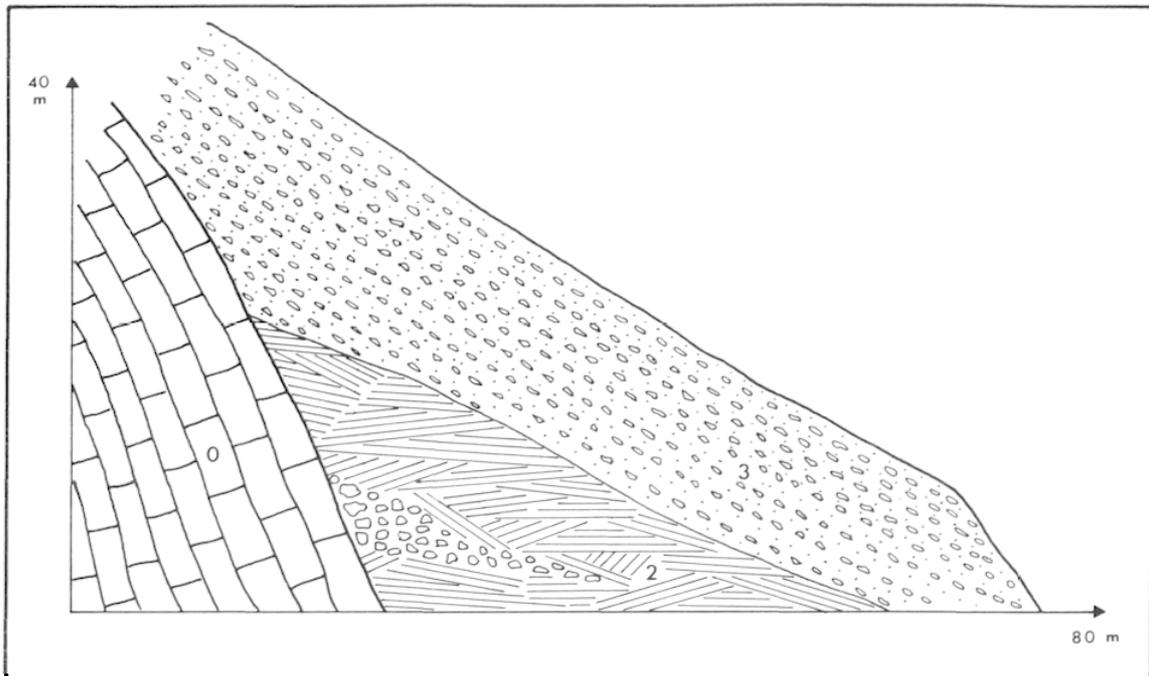


Fig. 25. Coupe dans la grande carrière d'Hammam-Lif.



Photo 8. Carrière d'Hammam-Lif, dans le Golfe de Tunis. Un éboulis de pente, à disposition grossièrement ordonnée, ravine une éolianite würmienne (formation Cap Blanc). Cliché R. Pas-koff.

ractères spécifiques. L'inclusion de gros blocs est interprétée comme la manifestation d'un éboulis accidentel, lié à un événement sismique, hypothèse tout à fait plausible dans ce secteur terminal de la Dorsale tunisienne, situé dans le prolongement du grand accident du Zaghouan.

Quant à l'éboulis supérieur, il témoigne non seulement d'un éloignement de la mer mais aussi d'une péjoration du climat. En effet, son allure ordonnée semble bien indiquer, en dépit de sa basse altitude (quelques mètres seulement au-dessus du niveau actuel de la mer), une intervention du gel et de la neige dans sa genèse, intervention probablement facilitée par la gélivité de la roche calcaire et l'orientation du versant, tourné vers le nord.

On est donc tenté d'attribuer cet éboulis au Pléniwürm, l'absence de croûte sommitale suggérant que sa mise en place s'est poursuivie jusqu'à une époque tardive. Cependant, cette hypothèse n'est pas confirmée par des datations radiométriques de coquilles d'*Helix* par la méthode du ^{14}C . Bartels et Steinmann (1980) ont obtenu des âges de 24 750 ans *B.P.* pour des tests prélevés à la base des sables éoliens et de 27 300 ans *B.P.* pour d'autres récoltés dans l'éboulis supérieur. Des datations faites à notre demande, pour des échantillons recueillis à peu de chose près aux mêmes endroits, ont donné dans les deux cas des âges supérieurs à 35 000 ans (Laboratoire de radiogéologie, Université de Bordeaux I; MC-2456). L'éboulis supérieur serait donc plutôt contemporain de la mise en place des sables limoneux rouges continentaux de la formation Sidi Daoud.

Très probablement de la même époque aussi sont les cônes de déjection qui s'étalent au pied nord du J. bou Kournine. Ils ne sont plus fonctionnels aujourd'hui car ils apparaissent profondément incisés par les mêmes oueds qui autrefois les ont construits. Leur front est tronqué par une falaise morte, séparée de la plage actuelle par une basse plaine côtière d'accumulation, large d'environ 1 km. Des coquilles marines, prélevées dans les dépôts de cette plaine, à proximité de la carrière du J. er Rorouf, ont été datées par la méthode du ^{14}C de 2 075 ans *B.P.* (Laboratoire de radiogéologie, Université de Bordeaux I). Emboîtés dans les restes de ces grands cônes et posés sur la plaine côtière, existent de petits cônes surbaissés qui contiennent des tessons de poterie d'époque romaine ; ils représentent la contrepartie de l'érosion des versants déclenchée par la déforestation du J. bou Kournine pendant l'Antiquité.

Les alentours de Soliman

Le Quaternaire marin est largement développé dans les alentours de Soliman (*fig. 26*) aussi bien en étendue qu'en profondeur. Il a été étudié avec soin par Schoeller (1939) qui, aux observations de surface, a ajouté des enseignements fournis par de nombreux puits et forages. Plus récem-

ment, ses affleurements ont été cartographiés au 1:50 000 tant d'un point de vue géologique (Bujalka *et al.*, 1972) que géomorphologique (Karray, 1977 ; Karray et Paskoff, 1977).

En se limitant au Quaternaire marin et éolien récent, on distingue, au droit de Soliman, de l'intérieur vers la mer, les trois unités suivantes :

- les dépôts lagunaires de l'Hennchir bou Charaï : caractérisés par la présence d'abondants *Cardium*, ce sont des sables grésifiés que l'on rencontre à peu de mètres de profondeur dans les puits ; leur épaisseur dépasse la vingtaine de mètres et on les trouve jusqu'à 20-22 m au-dessus du niveau actuel de la mer ;
- les dunes consolidées de Soliman : elles s'expriment dans la topographie par un ensemble de collines qui atteignent 33 m d'altitude et qui se disposent en un arc de cercle, long de 12 km, à concavité tournée vers la mer ; elles constituent un bourrelet continu jouant un rôle de barrage pour les oueds qui drainent la plaine de Soliman ; elles ont été édifiées par des vents du nord-ouest, comme en témoigne un modelé bien conservé de crêtes parallèles et allongées vers le sud-est ;
- les dépôts marins de Soliman : ils se situent en avant des dunes anciennes mais aussi au-dessous d'elles ; ce sont des grès tendres très fossilifères ; on peut les suivre depuis 7-8 m jusqu'à 3-4 m d'altitude ; au-delà, ils sont recouverts par des sédiments plus récents, de faciès lagunaire, d'âge holocène.

Schoeller (1939) s'était heurté à deux problèmes que, de son aveu même, il n'avait pas pu résoudre de manière totalement satisfaisante :

- l'âge exact de ces dépôts de lagune, de dune et de plage : il n'avait pas trouvé de Strombes mais, compte tenu de leur position et de la croûte calcaire qui les recouvre, il les avait tous attribués au Tyrrhénien-Monastirien (cet auteur ne trouvait pas justifiée la séparation en deux étages proposée par Depéret) ;
- les rapports entre ces dépôts : il inclinait à penser, mais sans preuve de terrain, qu'ils appartenaient tous à un même cycle sédimentaire, la plage de 7-8 m et le cordon dunaire marquant un stade dans la régression de la mer qui, lors de son maximum transgressif, avait laissé des sédiments lagunaires jusque vers 20-22 m.

Nos observations permettent de verser au dossier de nouveaux éléments d'appréciation.

Une grande carrière, ouverte dans le bourrelet dunaire à l'ouest de Soliman, révèle la stratigraphie suivante, décrite de haut en bas :

- croûte calcaire sommitale ;
- sables éoliens, médiocrement consolidés, surtout quartzeux, contenant des *Helix* ; épaisseur : 10 m ;
- sables coquilliers, avec des lits de lumachelle ; vers la base apparaissent des galets calcaires multicolores, très bien émoussés, aplatis, parfois lithophagés ; la faune est peu variée mais abondante ; *Glycymeris violacescens*



Fig. 26. Localisation des affleurements des dépôts marins et éoliens du Pléistocène supérieur aux alentours de Soliman (d'après Bujalka et al., 1972, et Karray, 1977).

1 : dépôts lagunaires de l'Hennchir bou Charaï (formation Douira). 2 : dunes consolidées de Soliman (formation Rejiche). 3 : dépôts marins de Soliman (formation Rejiche). 4 : éolianites würmiennes (formation Cap Blanc).

(LAM.) est de loin l'espèce la plus fréquente ; D. Herm a aussi déterminé : *Cerastoderma glaucum* (BRUG.), *Rudicardium tuberculatum* (LINNÉ), *Mac-tracorrallina* (LINNÉ) ; surtout, et c'est là une découverte importante, une columelle de *Strombus bubonius* LAM. a été trouvée dans ces sédiments littoraux dont l'épaisseur visible est de 3 m.

Ainsi est maintenant prouvé l'âge tyrrhénien des dépôts de plage de Soliman. La coupe qui vient d'être décrite montre un passage sans rupture de ces dépôts de plage aux sables éoliens sus-jacents. C'est là un caractère spécifique de la formation Rejiche à laquelle nous rapportons donc l'ensemble plage-dune de Soliman. On retrouvera ce même dispositif,

avec une expression morphologique très nette, sur de longs secteurs de la côte orientale de la Tunisie. Cette interprétation s'oppose à celle de Jauzein (1967) qui voyait dans le bourrelet dunaire une construction post-néotyrrhénienne.

De fait, il existe bien des éolianites würmiennes mais elles ont échappé à l'attention de nos prédécesseurs. Elles affleurent, à l'est de la Sebkha el Melah, au bord de la mer qui y taille de petites falaises, au nord de l'Oued Bezirk où elles forment des collines molles, enfin au sud d'Aïn Oktor où elles sont plaquées contre la retombée du J. bou Korbous. Leur matériel est un sable coquillier, mal consolidé, riche en *Helix*, disposé en feuillets inclinés. Ces éolianites constituent aussi de hauts-fonds rocheux immergés à proximité même du rivage. Elles ont donc été mises en place alors que le niveau de la mer était plus bas que celui d'aujourd'hui. Elles s'identifient à la formation Cap Blanc. Mais certaines d'entre elles, médiocrement consolidées, sont peut-être d'âge holocène et, dans ce cas, elles relèvent de la formation Sidi Salem. Quant aux dépôts lagunaires de l'Hennchir bou Charaï, nous pensons qu'ils appartiennent bien au Tyrrhénien, comme le croyait déjà Schoeller (1939). Mais, à la différence de cet auteur, nous les rattachons à un cycle marin autre et plus ancien que celui qui a laissé la plage et la dune de Soliman (formation Rejiche). Une opinion semblable a déjà été exprimée à ce sujet par Grosse (1969). Pour nous, les dépôts lagunaires de l'Hennchir bou Charaï correspondent à la formation Douira. Certes, nous n'avons pas trouvé de coupe montrant ces dépôts séparés de ceux de Soliman par un niveau continental attestant une régression, mais nous allons voir qu'une telle séquence existe bien dans le Cap Bon. Or, dans les environs de Soliman, nous sommes déjà à la racine de cette péninsule. L'interprétation est donc basée sur l'analogie au sein d'une même province.

Chapitre 4

LA CÔTE OCCIDENTALE DU CAP BON

Montagneuse, accidentée et d'accès difficile, la côte occidentale du Cap Bon, directement exposée aux vents et à la houle du nord-ouest, s'apparente par beaucoup de traits aux régions littorales que nous avons étudiées dans les chapitres précédents (*fig. 27*).

Kchouk (1963) s'est particulièrement intéressé à cette côte. Il ne signale pas de dépôts marins quaternaires mais une série dunaire, puissante et étendue, dans laquelle il identifie, de bas en haut :

- une éolianite coquillière inférieure ;
- un niveau de limons rouges à Hélicidés, compacts et riches en calcaire ;
- une éolianite supérieure encroûtée ;
- un niveau de limons rouges (limons de Dar Chichou) ;
- des dunes plus ou moins stabilisées.

L'auteur pense que cette série, sauf les dunes non consolidées datées de l'Holocène et les limons rouges de Dar Chichou attribués au Würm, est d'âge tyrrhénien. Il interprète le premier niveau de limons rouges comme une coupure stratigraphique qui sépare deux phases, bien distinctes, de sédimentation éolienne d'un matériel coquillier fourni par des plages voisines.

En fait, sur cette côte dominant les éolianites de la formation Cap Blanc, mais des dépôts marins mis en place au cours du dernier interglaciaire existent également.

De Sidi Rais à l'embouchure de l'Oued el Abid

La côte entre Sidi Rais et le Ras Fortas est caractérisée par des falaises vives, élevées et escarpées, taillées dans des grès de l'Oligocène inférieur, sur lesquelles se remarquent des placages discontinus d'éolianites coquil-

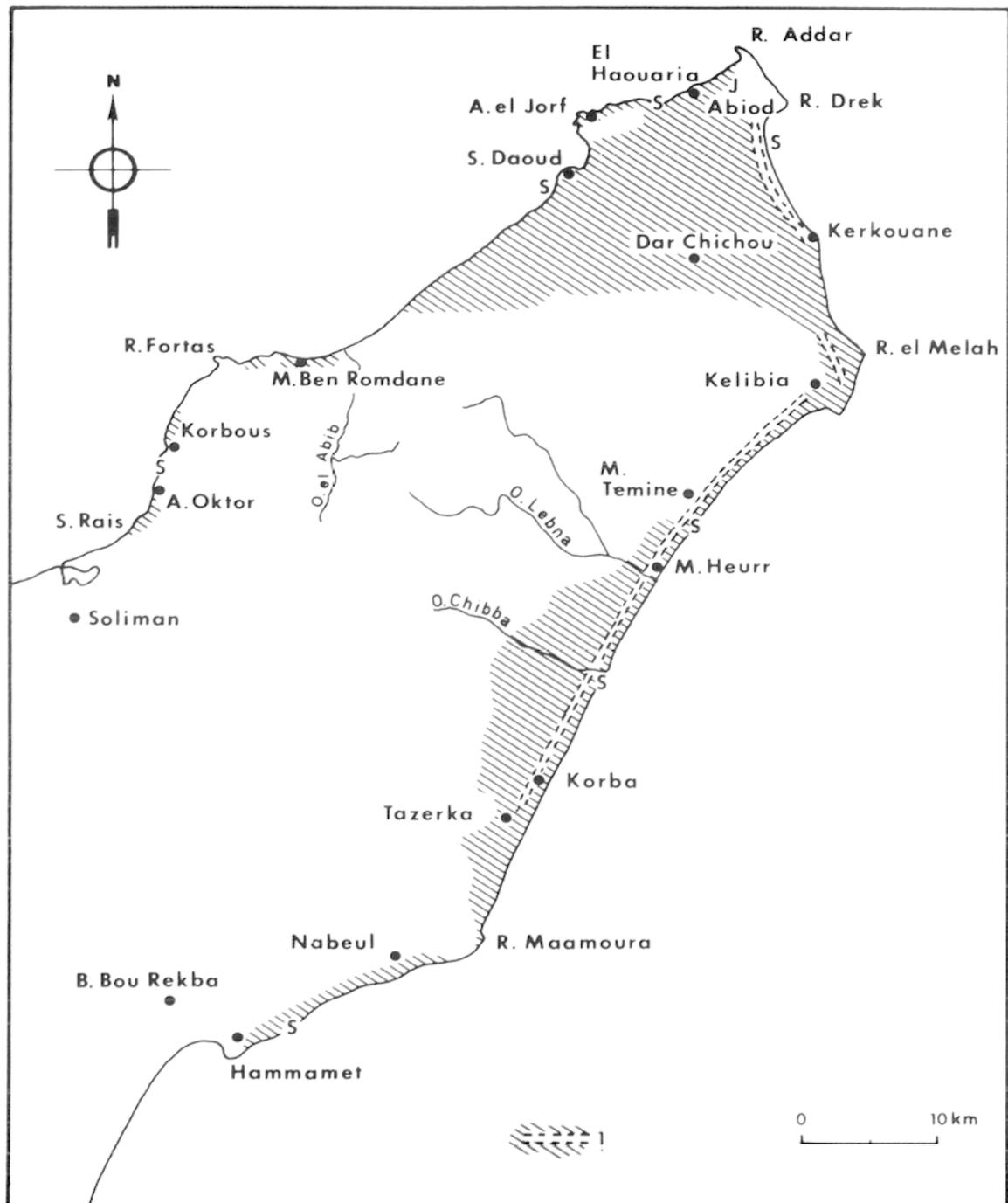


Fig. 27. Localisation des affleurements des dépôts marins et éoliens du Pléistocène supérieur sur les côtes de la péninsule du Cap Bon.

1 : cordon littoral de la formation Rejiche. S : site à Strombes.

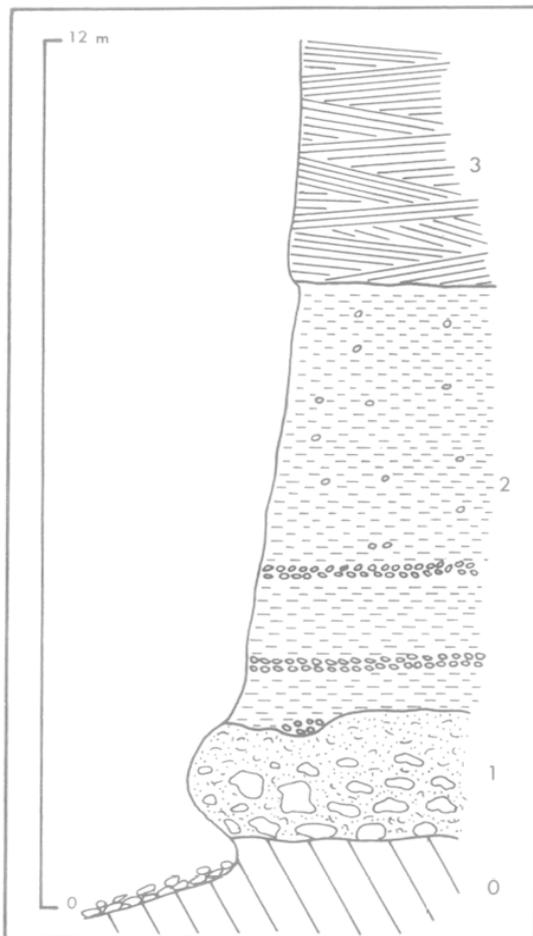


Fig. 28. Coupe d'Ain Oktor.

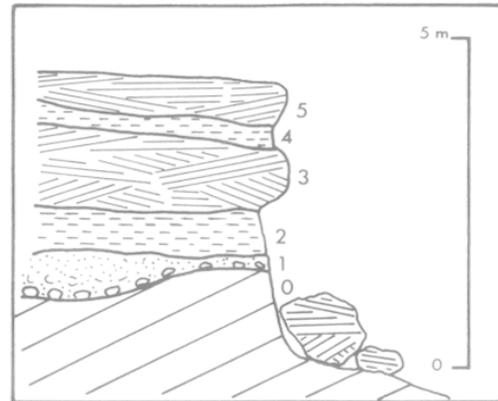


Fig. 29. Coupe à l'ouest de la plage de Marsa ben Romdane.

lières qui appartiennent à la formation Cap Blanc. Là où existent de petites anses relativement abritées de la houle, affleurent parfois, à peu de hauteur au-dessus du niveau actuel de la mer, des dépôts marins anciens qui sont très probablement d'âge tyrrhénien. La coupe la plus intéressante est celle qui peut être observée au lieu-dit Ain Oktor (fig. 28). Elle a été signalée pour la première fois par Schoeller (1939). Nous l'avons étudiée en collaboration avec R. Karray et D. Herm (Herm *et al.*, 1975b).

Au-dessus de la grève actuelle, s'observe un conglomérat transgressif (1) sur des grès oligocènes (0). Son faciès est très grossier : d'énormes blocs assez émoussés voisinent avec des galets bien usés qui proviennent du substratum. Certains d'entre eux ont été taraudés par des lithophages. Beaucoup sont recouverts par des Algues calcaires (*Corallinaceae*), principalement par *Lithoporella* sp., moins fréquemment par *Melobesia* sp. et par quelques Foraminifères sessiles comme *Gypsina* sp. Le ciment coquillier est très dur. La faune suivante a été récoltée : *Patella caerulea* LINNÉ,

Jujubinus striatus (LINNÉ), *Strombus bubonius* LAMARCK, *Pygnodonta cochlear* (POLI) et *Glycymeris pilosa* (LINNÉ). Il s'agit de Mollusques autochtones, caractéristiques du niveau le plus haut de la zone infralittorale et adaptés à un biotope en partie rocheux, en partie sableux. Au-dessus du conglomérat, des sables enrichis de fins débris de coquilles et de valves bien conservées de *Glycymeris* ont été cimentés en un grès épais de 30 à 50 cm. Ces valves ont été transportées depuis un biotope sableux infralittoral et accumulées sur une plage. La formation marine, avec son conglomérat et son grès, atteint environ 2 m d'épaisseur. Elle est ravinée par des limons sableux rouges (2) de plusieurs mètres de puissance ; ils emballent, surtout dans leur partie inférieure, des cailloutis et de nombreuses coquilles de Gastéropodes continentaux dont l'âge radiométrique, obtenu par la méthode du ^{14}C , est égal ou supérieur à 35 000 ans B.P. (MC-2455). Sur ces limons repose une épaisse dune ancienne (3), à éléments coquilliers, de couleur jaune, à litage incliné ; elle est médiocrement consolidée. Le contact entre les limons et l'éolianite est franc : on passe d'un terme à l'autre sans transition. Les limons se terminent vers le haut par un horizon foncé et compact d'enrichissement en calcaire et en fer, d'environ 30 cm d'épaisseur, qui témoigne d'une évolution pédologique (J. Bonvallet, *comm. or.*). Cette observation montre qu'il s'est donc écoulé un certain temps entre la fin de l'épandage des limons par le ruissellement et le début du dépôt des sables par le vent. A proximité, un cône de déjection, édifié en relation avec un niveau de la mer plus bas que l'actuel, aujourd'hui incisé par l'oued qui l'a autrefois construit et taillé en falaise sur son front par la mer, semble avoir été mis en place postérieurement à l'empilement du sable de la dune (3).

Le dépôt marin (1) est bien tyrrhénien puisqu'il contient des Strombes, mais il peut appartenir aussi bien à la formation Rejiche qu'à la formation Chebba : rien ne permet ici de trancher en faveur de l'une ou de l'autre. Quant à la puissante éolianite sommitale (3), sa position stratigraphique au-dessus d'une couche continentale post-tyrrhénienne et son faciès coquillier autorisent à la rapporter avec vraisemblance à la formation Cap Blanc. Parce que les limons sableux rouges würmiens (2) sont ici bien développés, Aïn Oktor a été choisie comme la localité type de la première formation continentale post-tyrrhénienne.

Au-delà du Ras Fortas et jusqu'à l'embouchure de l'Oued el Abid, se développent les dépôts éoliens consolidés de la formation Cap Blanc. Là où des falaises les entaillent, on voit qu'un niveau continental à matrice rouge, plus ou moins épais suivant les cas, les sépare de sédiments marins coquilliers qui, jusqu'ici, n'ont pas livré de Strombes mais qui sont très probablement tyrrhéniens. Si, par endroits, ces sédiments ont un faciès et une position qui font penser à la formation Chebba, par exemple en arrière de la plage de Marsa ben Romdane, ailleurs, des sables consolidés à *Glycymeris* qui passent vers le haut à des grès à stratification entrecroisée,

comme ceux que l'on peut observer immédiatement à l'est du Ras Fortas, semblent plutôt se rattacher à la formation Rejiche. Il est probable que, dans ce secteur, les deux formations coexistent, mais nous n'avons pas trouvé de coupe susceptible de le démontrer.

A l'ouest de la plage de Marsa ben Romdane, une anse rocheuse dans laquelle les grès de la formation Cap Blanc ont fourni de la pierre de construction à l'époque antique, est bordée par des falaises qui montrent, sur 5-6 m de hauteur, la succession suivante (*fig. 29*) de haut en bas :

- (5) éolianite coquillière ;
- (4) couche de limons sableux rouges qui peut se dédoubler localement ;
- (3) éolianite coquillière ;
- (2) couche de limons sableux rouges ;
- (1) dépôt de plage avec galets et macrofaune, passant d'abord à un grès coquillier, puis à un grès quartzeux à *Helix* ;
- (0) substratum miocène.

L'intérêt de cette coupe est de montrer l'existence, en cet endroit, de deux membres dans l'éolianite de la formation Cap Blanc séparés par une couche de limons sableux rouges (formation Sidi Daoud). Quant au dépôt de plage sous-jacent, il pourrait appartenir à la formation Rejiche.

De l'embouchure de l'Oued el Abid à la pêcherie de Sidi Daoud

Les dépôts marins et éoliens du Pléistocène supérieur affleurent largement au-delà de la plage et du champ de dunes situés au nord de l'embouchure de l'Oued el Abid. Ils occupent le fossé tectonique d'el Haouaria-Dar Chichou qui, lors de la première transgression du Tyrrhénien, a probablement constitué un bras de mer, réduisant à l'état d'île le J. Abiod, localisé à l'extrémité de la péninsule du Cap Bon (Grosse, 1969).

La région de Sidi Daoud-Dar Chichou est particulièrement intéressante, mais l'observation est gênée par des recouvrements actuels de sables. Cependant, il y a ici et là des carrières, et les puits sont nombreux. En complétant les apports de nos prédécesseurs (Kchouk, 1963 ; Grosse, 1969 ; Hentati, 1976) et en intégrant les résultats des recherches de Bourgou (1982), nous proposons une coupe synthétique et interprétative (*fig. 30*) des différentes formations tyrrhéniennes, würmiennes et holocènes qui se rencontrent dans ce secteur :

- (12) dunes mobiles actuelles ;
- (11) limons roses ruisselés, récents ;
- (10) dunes stabilisées holocènes, quartzieuses, avec sol incipient ;
- (9) sables dunaires plus ou moins grésifiés, datant du tout début de l'Holocène (formation Sidi Salem) ;
- (8) limons continentaux rouges fini-würmiens de la formation Dar Chichou dont la localité type se trouve dans ce secteur côtier ;

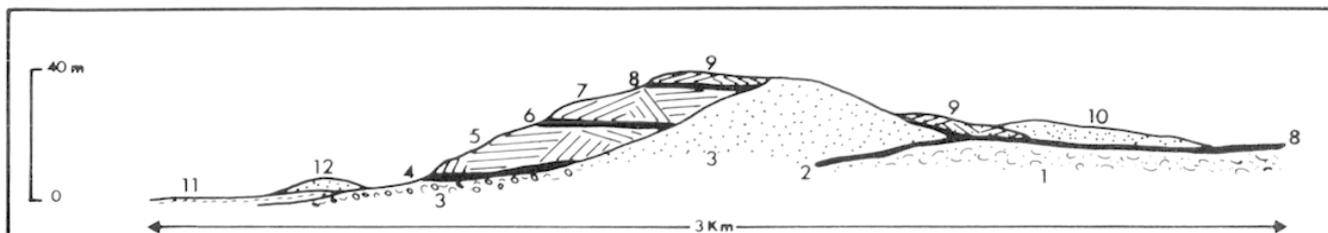


Fig. 30. Coupe synthétique et interprétative des dépôts du Pléistocène supérieur et de l'Holocène dans le secteur Sidi Daoud-Dar Chichou.

- (7) éolianite coquillière, vacuolaire, à grain grossier, couleur ocre (membre supérieur de la formation Cap Blanc) ;
- (6) limons continentaux rouges, compacts, de la formation Sidi Daoud, dont la localité type se trouve également dans ce secteur côtier ;
- (5) éolianite coquillière, vacuolaire, à grain grossier, litage dunaire (membre inférieur de la formation Cap Blanc) ;
- (4) limons continentaux rouges, indurés, de la formation Aïn Oktor ;
- (3b) éolianite quartzeuse, à grain fin, de teinte claire, fortement cimentée, encroûtée (membre éolien de la formation Rejiche) ;
- (3a) conglomérat de galets, pris dans un ciment coquillier, *Glycymeris*, *Cardium*, *Conus*, marques de karstification (membre marin de la formation Rejiche) ;
- (2) limons continentaux rouges ;
- (1) sables grésifiés, jaunâtres, fossilifères (*Cardium*, *Pectunculus*), parfois réduits à l'état de moules (formation Douira).

De la pêcherie de Sidi Daoud au Ras Addar

Au nord de Sidi Daoud et jusqu'aux approches d'el Haouaria, une plateforme du type *rasa* tranche le substratum miocène. Des dépôts littoraux attestent l'origine marine de l'aplanissement. Leur âge tyrrhénien est prouvé par la présence du *Strombe* dont un exemplaire a été trouvé au débouché de l'Oued el Hallouf. Ils sont recouverts par des grès coquilliers qui appartiennent à la formation Cap Blanc et que l'existence fréquente d'une couche intercalée de limons rouges appartenant à la formation Sidi Daoud permet de diviser en deux membres. De beaux exemples de cheminées de décarbonatation existent au pied des ruines de Guelib el Mdaoueur.



Photo 9. Environs d'el Haouaria, dans la péninsule du Cap Bon, vue prise vers le sud-ouest. Plate-forme d'abrasion façonnée pendant le Tyrrhénien, couverte par des dépôts colluviaux et dunaires, d'âge würmien, retouchés par des actions érosives continentales (rasa). Cliché P. Sanlaville.

Le site le plus intéressant de ce secteur est sans doute celui d'Aïn el Jorf. Au pied d'un ancien corps de garde, implanté sur un mamelon coiffé d'un placage d'éolianite, probablement de la formation Rejiche, s'étend une plate-forme bien développée, doucement inclinée vers la mer. Elle résulte du raboutage de marnes, lors d'une pulsation transgressive importante qui ne peut être celle, d'ampleur limitée, responsable du dépôt de la formation Chebba. Les sédiments marins, peu épais (1 à 2 m), qui tapissent sa surface et qui sont hypothétiquement rapportés à la formation Rejiche, deviennent de plus en plus grossiers au fur et à mesure que l'on se rapproche de l'ancienne ligne de rivage, située à 6-7 m d'altitude. Au pied même de l'ancienne falaise où ils prennent l'aspect d'un conglomérat, ils ont été ravinés par des apports continentaux de cailloutis emballés dans une matrice rouge, eux-mêmes fossilisés ensuite par des grès éoliens coquilliers. Or, parce que nous y avons trouvé plusieurs lamelles de silex appartenant à une industrie qui ne doit pas être plus ancienne que l'Ibéromaurusien (M. C. Cauvin, *comm. or.*), les colluvions continentales appartiennent à la formation Dar Chichou. Il en résulte que l'éolianite sommitale représente la formation Sidi Salem, d'âge holocène.

Photo 9

D'el Haouaria au Ras Addar qui constitue la pointe de la péninsule du Cap Bon, entre la retombée occidentale du J. Abiod et la mer, s'interpose un plan incliné, de largeur variable, qui peut atteindre jusqu'à une centaine de mètres. Il correspond à un aplanissement, probablement façonné et retouché à plusieurs reprises par les transgressions tyrrhéniennes, puis couvert, pendant le Würm, par une séquence répétitive d'accumulations colluviales et dunaires, épaisse ici de plusieurs mètres, car les conditions locales, topographiques et climatiques étaient favorables à un tel empilement : versants élevés (point culminant du J. Abiod : 393 m) dominant la mer, exposés de plein fouet aux forts vents du nord-ouest. Les sables éoliens ont même réussi à franchir la crête du relief, ce qui explique que l'on trouve aujourd'hui, en position sous le vent, des placages d'éolianite autour du marabout de Sidi Amor.

La *figure 31* donne une coupe synthétique dans ces dépôts du Pléistocène supérieur, tels qu'on peut les observer, de haut en bas, sur une dizaine de mètres de hauteur, dans les falaises vives entre les grandes carrières antiques d'el Haouaria (Ghar el Kebir) et le marabout de Sidi Messaoud, à l'embouchure de l'Oued el Jebli :

- (6) éolianite sommitale, mince, avec fine croûte lamellaire au sommet (formation Sidi Salem ?) ;
- (5) niveau peu épais de limons rouges (formation Dar Chichou ?) ;
- (4) éolianite coquillière, très épaisse ; les latomies d'el Haouaria y ont été creusées (formation Cap Blanc, membre supérieur) ;
- (3) couche de limons rouges avec galets d'usure marine dispersés (formation Sidi Daoud) ;
- (2) éolianite coquillière à *Helix* ; galets, parfois lithophagés, à la base (formation Cap Blanc, membre inférieur) ;
- (1) dépôt continental ; matériel marneux verdâtre, emballant des cailloux anguleux (formation Aïn Oktor, représentée ici, pour des raisons lithologiques locales, par un faciès peu fréquent) ; sur le plan de discordance, en contact avec le substratum, chapelet de galets marins, probablement déplacés par le ruissellement ;
- (0) substratum de marnes miocènes.

La *figure 32* correspond à une coupe que révèle une falaise, à environ 700 m au sud du Ras Addar :

- (6) dépôt de pente non consolidé : cailloux anguleux ;
- (5) éolianite sommitale à *Helix* abondants (environ 2 m d'épaisseur) ;
- (4) couche sablo-limoneuse compacte, cailloux épars (formation Sidi Daoud) ;
- (3) éolianite (épaisseur 4 m) ;
- (2) couche continentale mince : blocs anguleux, cailloux, galets remaniés, matrice limoneuse rouge (formation Aïn Oktor) ;
- (1) plage à galets et blocs émoussés, coquilles marines, très probablement tyrrhéniennes ;
- (0) substratum de grès quartzeux oligocènes.

Les éolianites (5) et (3) représentent donc respectivement le membre supérieur et le membre inférieur de la formation Cap Blanc. Elles ont une teinte jaunâtre. Elles contiennent beaucoup de fragments biodétritiques. Les quartz sont peu abondants. Des coquilles d'*Helix*, recueillies dans l'éolianite supérieure et datées par la méthode du ^{14}C , ont donné un âge égal ou supérieur à 35 000 ans *B.P.* (MC-2185).

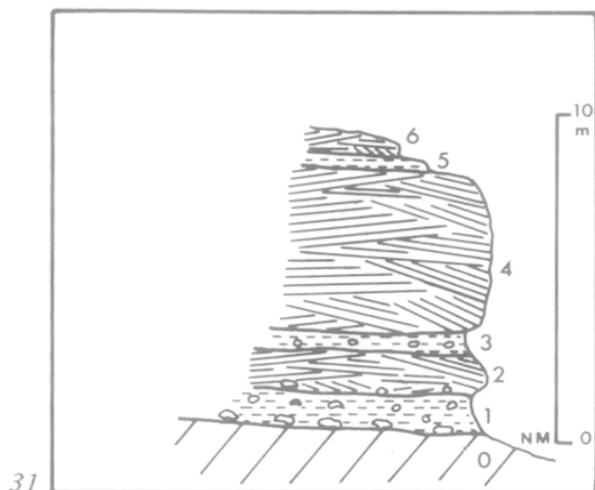


Fig. 31. Coupe synthétique des dépôts du Pléistocène supérieur visibles dans les falaises situées entre el Haouaria et l'embouchure de l'Oued el Jebli.

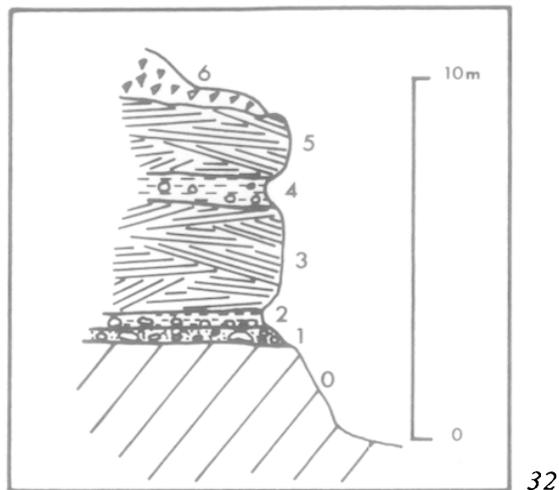


Fig. 32. Coupe dans une falaise à 700 m au sud du Ras Addar.

Au total, sur la façade occidentale du Cap Bon, il existe des dépôts marins tyrrhéniens, mais leurs affleurements sont limités parce qu'ils ont été enfouis, pendant le Würm, sous des accumulations dunaires épaisses et étendues, qui méritent de retenir une fois encore l'attention. Les observations que l'on vient de consigner s'ajoutent, en les complétant, à celles déjà mentionnées à propos de la côte nord de la Tunisie. En particulier, elles tendent à montrer que trois grandes générations d'éolianite peuvent être distinguées dans les dunes consolidées post-tyrrhéniennes, grâce aux intercalations de couches limono-sableuses rouges qui contiennent des industries préhistoriques. La plus ancienne (membre inférieur de la formation Cap Blanc) se situe entre le Moustérien et l'Atérien, la seconde (membre supérieur de la formation Cap Blanc) entre l'Atérien et l'Ibéro-maurusien, la troisième (formation Sidi Salem) encore contemporaine de l'Ibéro-maurusien ou déjà postérieure à lui. Les deux premières sont probablement, nous l'avons déjà dit, liées à des stationnements ou des débuts de régressions qui ont suivi des oscillations eustatiques positives, interve-

nues pendant la première partie du Würm, oscillations qui ont rapproché le niveau marin de sa position actuelle, sans toutefois l'atteindre. La troisième pourrait traduire une pause de la mer alors que la transgression holocène approchait de sa culmination.

A ce propos, nous devons souligner que nous ne partageons pas le point de vue de Grosse (1969). Pour cet auteur, les alternances de matériaux rougeâtres ruisselés ou colluvionnés et de sables éoliens coquilliers ne traduisent pas des changements majeurs dans le jeu des processus morphogéniques. Les uns et les autres seraient contemporains : les premiers se déposeraient dans des creux interdunaires en période d'inondation pour être, par la suite, recouverts par les seconds, au cours de leur migration. Nous pensons, au contraire, qu'à côté de dépôts rouges lenticulaires qui, en effet, ont pu s'accumuler dans des creux interdunaires, il existe des niveaux de limons et de sables rouges continus : on les retrouve d'une coupe à l'autre, ils peuvent être corrélés ; ils représentent, comme l'avait déjà noté Kchouk (1963), des coupures stratigraphiques dans le Würm. Leur mise en place correspond à des époques pendant lesquelles le niveau marin était bas et les conditions climatiques favorables à des phénomènes de ruissellement et de colluvionnement.

Deuxième partie

LA TUNISIE ORIENTALE ET MÉRIDIONALE

Chapitre 5

LA FAÇADE ORIENTALE DU CAP BON

A partir du Ras Addar, le paysage change très rapidement et l'on pénètre dans un domaine très différent de celui qui a été étudié jusqu'ici. Si sur la côte occidentale de la péninsule du Cap Bon, exposée aux vents du nord-ouest, prédominent les éolianites de la formation Cap Blanc, sur la côte orientale, plus abritée, tournée vers un milieu marin plus calme, c'est la formation Rejiche avec ses dépôts à Strombes et sa dune oolithique consolidée qui marque le paysage. L'intérêt de cette façade est aussi de montrer des affleurements étendus de la formation Douira.

Allemand-Martin (1923) a reconnu entre Bir bou Rekba et Kelibia, pratiquement continu sur une soixantaine de kilomètres, un dépôt marin qui atteint environ 20 m d'altitude et qu'il attribue au Monastirien. Entre Korba et Kelibia, une éolianite, de teinte claire, à grain fin, surmonte le dépôt marin. L'ensemble constitue, comme l'avait vu Aubert (1892), un cordon littoral fossile qui peut arriver jusqu'à 40 m de hauteur.

Jauzein (1967), dans un travail achevé avant 1962, a complété la stratigraphie de la côte orientale, dans laquelle il distingue :

- à la base, des sables à *Cardium*, reconnus jusqu'à 40 m d'altitude, attribués au Paléotyrrhénien ;
- une plage à 12-15 m, associée à une dune oolithique de régression, rapportée à l'Eutyrrhénien ;
- une plage à Strombes qui ravine le terme précédent jusqu'à 6-8 m, considérée comme néotyrrhénienne ;
- des placages dunaires grésifiés post-néotyrrhéniens.

On doit à Grosse (1969) une étude d'ensemble de l'évolution morphologique de la péninsule du Cap Bon. Cet auteur pense que les dunes consolidées des façades orientale et occidentale sont, à peu de choses près, contemporaines et se sont mises en place à l'occasion de la régression de la première partie du Würm (Würm I). A la différence de Jauzein, il ne voit sur la côte orientale que deux séries marines, celle représentée par les sables à *Cardium*, attribuée à un Tyrrhénien ancien (Tyrrhénien I), et celle matérialisée par la plage à Strombes, qui monte jusqu'à 12-15 m et à laquelle est associée une dune de régression de matériel fin. Il croit que le Néotyrrhénien est ici absent.

De fait, sur la façade orientale du Cap Bon, ce sont les deux premières formations marines tyrrhéniennes qui imposent leur empreinte à la morphologie. C'est d'abord la formation Rejiche, oolithique et riche en Strombes, qui s'exprime dans la topographie, à quelque distance en arrière de la côte actuelle, sous l'aspect d'un cordon littoral consolidé, particulièrement net lorsqu'il est dunifié, comme c'est le cas de Ras Derek à Tazerka. Quant à la formation Douira, constituée fondamentalement par des sables quartzeux jaunâtres, fossilifères, elle s'avance loin vers l'intérieur des terres dans le bassin de l'Oued Chibba, d'où un élargissement de la plaine côtière.

De Ras Derek à Kelibia

Dans ce secteur, la stratigraphie n'est pas aisée à déchiffrer parce que les bonnes coupes sont rares, à l'exception de celle donnée par le canal de drainage de la sebkha d'el Haouaria. L'examen des puits et des carrières conduit à proposer, à titre d'hypothèse de travail, pour une prospection plus poussée, le schéma synthétique représenté sur la *figure 33*. On y distingue les unités suivantes, énumérées de la plus récente à la plus ancienne ;

- (8) dune meuble actuelle ;
- (7) limons rouges ruisselés fini-würmiens et holocènes de la formation Dar Chichou ;
- (6) éolianite de la formation Cap Blanc, avec des caractères classiques : couleur ocre-jaunâtre, grain grossier, nombreux débris coquilliers, peu de quartz, pas d'oolithes, texture vacuolaire, litage dunaire, présence d'*Helix* ; elle est divisée en deux membres (6a et 6c) par une couche de limons rouges de la formation Sidi Daoud (6b) ;
- (5) couche continentale rouge de la formation Aïn Oktor : limons sableux étalés par le ruissellement ;
- (4) plage conglomératique, peu épaisse, de la formation Chebba : galets lithophagés, macrofaune ;
- (3) unité oolithique de la formation Rejiche ; sa partie inférieure marine (3a) monte jusqu'à un peu plus de 10 m : elle est avant tout gréseuse et co-

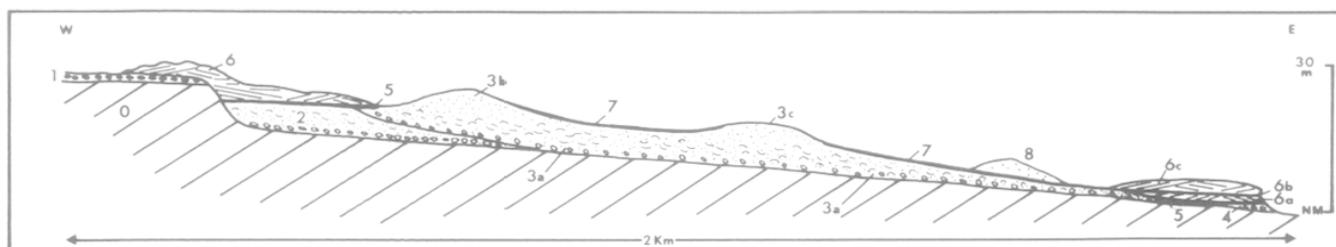


Fig. 33. Coupe synthétique et interprétative des dépôts du Quaternaire récent entre Ras Derek et Kelibia.

quillière, riche en Strombes et en Lamellibranches (*Glycymeris*, *Cardium*) ; au-dessus, proche, mais légèrement en deçà de la ligne de rivage la plus haute atteinte par la mer transgressive, vient un bourrelet dunaire consolidé (3b) qui contient des *Helix* et peut atteindre une trentaine de mètres de hauteur ; en avant de ce bourrelet principal, on remarque parfois un cordon secondaire (3c), moins élevé, qui témoigne probablement d'un stade d'arrêt dans la régression ;

- (2) sables grésifiés, quartzeux, grisâtres à jaunâtres, fossilifères, contenant vers leur base un ou plusieurs niveaux de gros blocs très émoussés ; ils sont hypothétiquement attribués à la formation Douira ;
- (1) glacis continental à couverture de galets, d'âge inconnu ;
- (0) substratum de grès miocènes.

Les sables grésifiés (2) s'observent bien, au nord du secteur considéré, dans le fond des nombreux puits qui ont été creusés entre la plage d'el Haouaria et la station littorale (el Mistrah) du gazoduc qui traverse le détroit de Sicile. La meilleure coupe dans le membre marin de la formation Rejiche (3a) est visible dans le canal de drainage de la sebkha d'el Haouaria. A la différence de Jauzein *et al.* (1975), nous ne voyons pas en cet endroit de ravinement des dépôts de la transgression eutyrrhénienne par ceux de la pulsation néotyrrhénienne. Pour nous, tout l'ensemble est eutyrrhénien, sous différents faciès : conglomératique à la base, puis gréseux et riche en faune, en particulier en Strombes et en *Glycymeris*, avec des niveaux de galets interstratifiés ; le litage est incliné de plusieurs degrés vers la mer. Le bourrelet dunaire principal (3b) se suit pratiquement sans discontinuité, sauf au sud de Kerkouane où il s'efface sur quelque distance. De nombreuses carrières permettent d'observer sa granulométrie fine et homométrique, sa composition oolithique et la présence d'*Helix*. Le cordon secondaire (3c) se remarque près d'el Mistrah, d'Aïn Takerdouch et d'el Assaïd. Les affleurements de la formation Chebba sont discrets : les plus nets sont ceux d'el Hennacher, site où apparaît aussi l'éolianite de la formation Cap Blanc (6). Celle-ci existe également dans les environs d'el Mistrah et près de Kelibia où elle forme la pointe de Ras el Melah.

De Kelibia à Tazerka

Le cordon littoral dunifié et lapidifié de la formation Rejiche se suit sans interruption majeure de Kelibia à Tazerka. D'abord peu marqué, il prend de l'altitude à partir de Menzel Temime et, jusqu'à Menzel Heurr, il culmine entre 30 et 40 m d'altitude. Au-delà, sa hauteur n'est plus que de l'ordre d'une vingtaine de mètres.

La grande originalité de ce secteur tient à la présence, en arrière de ce cordon littoral fossile, d'affleurements étendus de sables à *Cardium* que nous attribuons à la formation Douira. L'existence de ces dépôts a été signalée dès 1959 par Jauzein qui les rapporte au Tyrrhénien ancien. Grosse (1969), qui partage ce point de vue sur leur âge, a essayé d'en préciser l'extension. Encore peu développés au nord de l'Oued Lebna, ils s'élargissent au sud de ce cours d'eau et dans le bassin de l'Oued Chibba on les repère encore à 6 km en arrière du rivage d'aujourd'hui. Parce que la cote maximale à laquelle on les rencontre varie entre 30 et 50 m d'altitude, Grosse pense que ces sables à *Cardium* ont été déformés. Quant aux conditions de leur dépôt, Zaouali (1967) estime qu'elles correspondent à un milieu lagunaire, aux eaux plus chaudes que celles des sebkhas littorales actuelles qui bordent le rivage dans ce secteur du Cap Bon.

Nous n'avons pas identifié avec certitude de dépôts de plage qui pourraient être rattachés à la formation Chebba, ni d'éolianite attribuable à la formation Cap Blanc. Les conglomérats à Strombes signalés par Jauzein (1967) au pied du cordon littoral fossile, du côté de la mer, et rapportés par lui au Néotyrrhénien, ne sont pas discordants sur la formation Rejiche mais, comme l'a bien vu Grosse (1969), ils sont au contraire partie intégrante de cette formation : ils en constituent des niveaux grossiers dont l'intercalation est parfois due à des ravinements intraformationnels.

On présentera ici quelques coupes significatives des rapports stratigraphiques qui existent entre les formations Douira et Rejiche.

La première (fig. 34) montre l'agencement d'ensemble des sédiments marins quaternaires dans le secteur. Elle a été levée dans la vallée de l'Oued Lebna. On voit sur la rive droite, vers 25-30 m d'altitude, là où la route Nabeul-Kelibia est proche du talweg, du côté de l'est, le rivage de la première transgression tyrrhénienne, celle qui a laissé les sables quart-

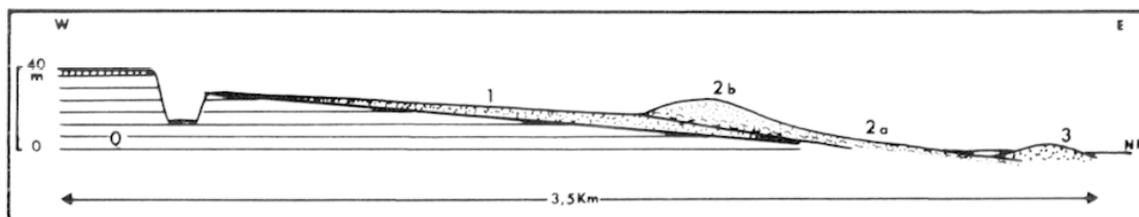


Fig. 34. Coupe le long de la vallée de l'Oued Lebna dans son cours inférieur, entre la route Nabeul-Kelibia et la mer.

zeux de la formation Douira (1). Du côté de l'ouest, sur toute la hauteur du ressaut qui atteint 35-40 m, n'affleurent que des grès pliocènes (0), à faciès astien, encroûtés en surface. A environ 2,5 km à l'est, sur les deux versants de l'oued, il est possible d'observer le ravinement de la formation Douira par la formation Rejiche oolithique dans laquelle on distingue un membre marin à la base (2a) jusqu'à 12-15 m et, au-dessus, un membre éolien (2b) qui forme un bourrelet haut d'une vingtaine de mètres. La côte actuelle, caractérisée par un cordon dunaire meuble qui isole des lagunes, constitue, à une échelle réduite, la réplique du rivage tel qu'il se présentait lors du maximum de la transgression eutyrrhénienne.



Photo 10. Carrière dans le voisinage de Menzel Temime (côte orientale de la péninsule du Cap Bon), entre Sidi Salem et Sidi Ahmed. Les sables à Cardium de la formation Douira (Tyrrhénien ancien), à la base, sont séparés de l'éolianite oolithique de la formation Rejiche (Eutyrrhénien) par une couche rouge continentale qui traduit un retrait temporaire de la mer pendant le Tyrrhénien. Cliché R. Paskoff.

Photo 10

Dans les environs de Menzel Temime, les carrières sont nombreuses et profondes au contact des deux formations tyrrhéniennes qui fournissent des matériaux de construction de type différent. Elles permettent d'observer dans de bonnes conditions les modalités de ce contact.

Celle de Sidi Salem (fig. 35) montre que l'éolianite (3b) de la formation Rejiche s'est avancée au-delà du dépôt de plage coquillier (3a) de cette formation. Sur le revers de l'ancienne dune, on voit que l'éolianite est séparée des sables légèrement grésifiés (1), à faune littorale, de la formation Douira par une couche continentale, peu épaisse, de sables quartzeux rouges (2). Cette couche souligne l'indépendance des deux formations marines tyrrhéniennes.

La carrière de Sidi Ali Dridi (fig. 36) donne une coupe comparable à la précédente : à la base, des sables quartzeux (1) à *Cardium*, de teinte jaune clair, incluant un niveau marneux et appartenant à la formation Douira ; ensuite, un dépôt colluvial (2), d'épaisseur variable, qui emballe dans une matrice ocre-sableuse des granules de quartz et des fragments légèrement grésifiés des sables sous-jacents ; enfin, l'éolianite oolithique (3) de la formation Rejiche, à litage incliné et à *Helix*.

La section visible dans la carrière d'ech Chraf est plus complexe (fig. 37) ; elle rappelle celle décrite par Jauzein (1967) à la sortie nord de Menzel Temime. Dans les deux cas, la plage transgressive (2a) de la formation Rejiche s'est avancée plus loin que l'éolianite (2c) de la même unité dont elle est séparée par un joint mince (2b) de sables limoneux rouges à *Helix*. Une telle disposition traduit un certain décalage dans le temps entre le retrait de la mer et la mise en place de la dune. La plage (2a) ravine les sables quartzeux à *Cardium* (1) de la formation Douira. Dans cette unité, D. Herm a déterminé les fossiles suivants : *Loripes lacteus lacteus* (LINNÉ), *Rudicardium tuberculatum* (LINNÉ), *Cerastoderma glaucum glaucum* (BRUG.), *Chamelea gallina* (LINNÉ), *Scrobicularia plana* (DA COSTA), *Venerupis rhomboides* (PENN.), *Dosinia lupinus lupinus* (POLI), *Mactra coral-*

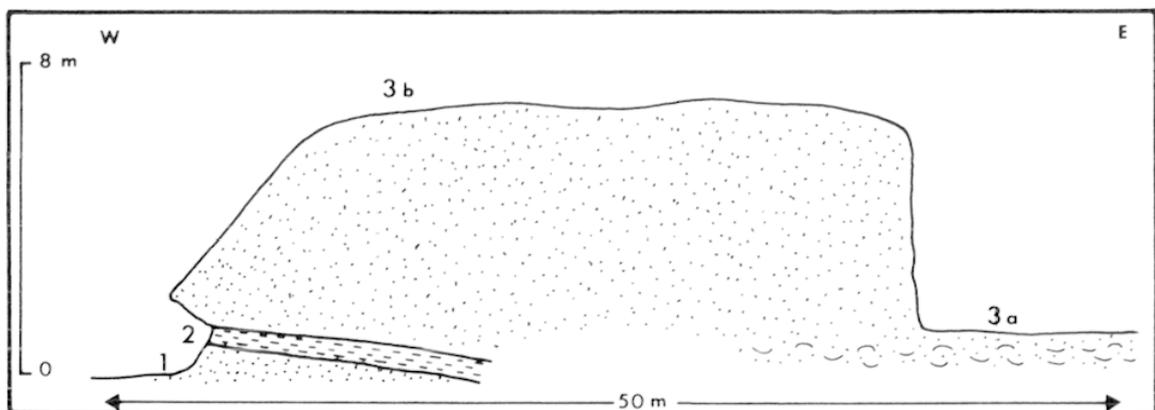


Fig. 35. Coupe de la carrière de Sidi Salem, près de Menzel Temime.

Fig. 36. Coupe de la carrière de Sidi Ali Dridi, près de Menzel Temime.

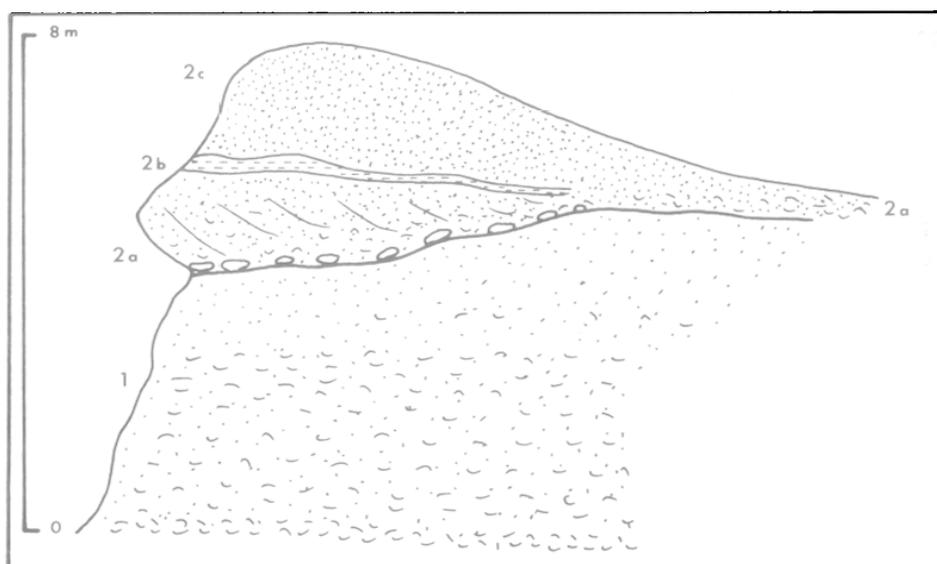
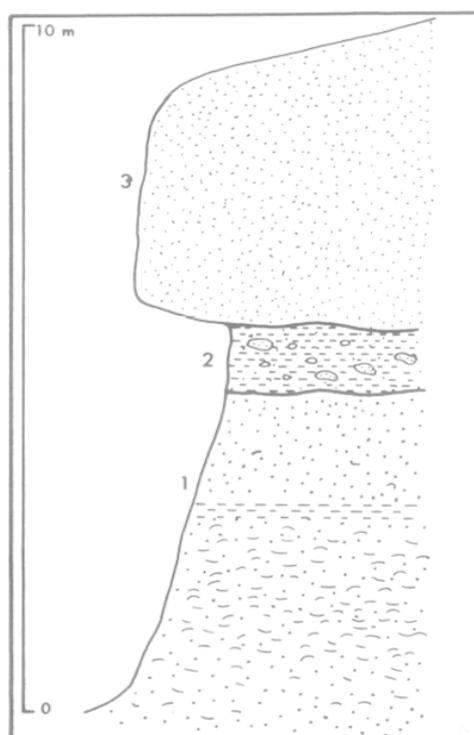


Fig. 37. Coupe de la carrière d'ech Chraf, près de Menzel Temime.

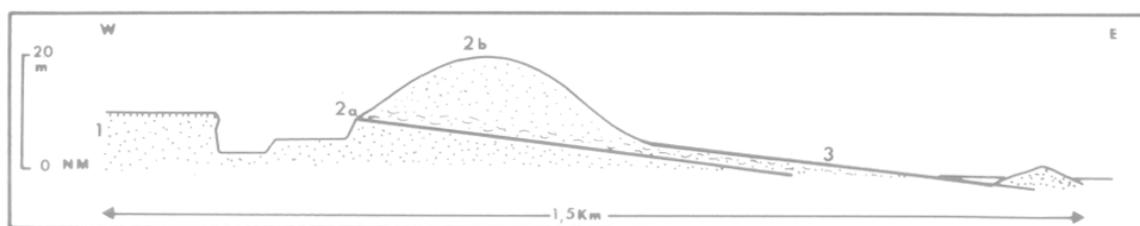


Fig. 38. Coupe le long de la vallée de l'Oued Chibba, à proximité de son embouchure.

lina (LINNÉ), *Angulus planatus* (LINNÉ), *Venerupis aurea laeta* (POLI), *Mytilus* sp., *Hinnia reticulata mamillata* RISSO, *Arcularia gibbosula* (LINNÉ).

La vallée de l'Oued Chibba, à proximité de son embouchure, permet d'observer, sur sa rive gauche, une coupe intéressante (fig. 38) qui confirme les enseignements des précédentes quant à l'existence de deux formations marines quaternaires clairement indépendantes et à leur relation stratigraphique. Toutes les deux sont riches en faune dont une liste a été donnée par Arnould (1950). L'ancienne ligne de rivage eutyrrhénienne se situe vers 10-12 m d'altitude. Elle est matérialisée par des dépôts coquilliers à *Strombes* abondants (2a), surmontés par une dune littorale oolithique consolidée (2b), elle-même tapissée, du côté de la mer, par des limons rouges (3) qui plongent sous une sebkha côtière. Plage et dune sont deux membres de la formation Rejiche, la première ravinant les sédiments (1) de la formation Douira constituée par des sables siliceux, fluents, à *Cardium* abondants, de couleur jaune clair, encroûtés en surface. Ces sables s'étendent vers l'intérieur et on peut encore les observer, à environ 4 km à l'ouest, au lieu-dit Tobag, à 22 m d'altitude dans la tranchée d'un chemin de fer désaffecté.

Une observation attentive du cordon littoral consolidé de la formation Rejiche montre sa complexité. D'abord, on vient de voir que, suivant les endroits, la construction dunaire a pu être édifiée, soit juste à l'emplacement de la ligne de rivage eutyrrhénienne la plus élevée (Oued Chibba), soit au-delà (Sidi Salem, Sidi Ali Dridi), soit en deçà (ech Chraf). Ensuite, il apparaît que, pendant le maximum transgressif, le trait de côte n'a pas été fixe : il a connu des oscillations comme on peut le constater dans les carrières qui, au nord et au sud de Korba, éventrent l'ancien cordon littoral. On y voit nettement au moins deux séries répétitives de grès de plage coquilliers surmontés de grès éoliens à *Helix*, l'une ravinant l'autre. Parmi la faune marine, D. Herm a déterminé à côté de *Strombus bubonius* LAM., *Neverita josephina* RISSO, *Glycymeris violacescens* (LAM.), *Rudicardium tuberculatum* (LINNÉ), *Chamelea gallina* (LINNÉ). Dans le matériel fin homométrique des éolianites, à côté des oolithes caractéristiques de la formation Rejiche, existent aussi en abondance des coprolithes en bâtonnets, comme l'a remarqué Grosse (1969).

De Tazerka à Hammamet

Au-delà de Tazerka, en allant vers le sud, le bourrelet dunaire consolidé de la formation Rejiche disparaît, mais l'ancien cordon littoral s'exprime encore, au moins jusqu'au Borj el Mazra, sous la forme d'une légère ride topographique constituée par un grès coquillier dans lequel les *Glycymeris* abondent.

Sur la rive droite de l'Oued Daroufa, situé à 4 km au sud de Tazerka, une coupe intéressante apparaît (fig. 39). Du sommet, situé à 20 m au-dessus du niveau de la mer, à la base, on remarque, sous le sol superficiel :

- (4) dépôt marin oolithique, contenant des *Cardium* et surtout des *Glycymeris* ; la présence d'oolithes permet de l'attribuer à la formation Rejiche ;
- (3) couche sableuse continentale, à granules et dragées de quartz dans sa partie supérieure ;
- (2) niveau argileux à nodules calcaires ;
- (1) dépôt marin de sables fins, jaunâtres, grésifiés, riches vers le haut en coquilles entières et brisées ; il est rapporté à la formation Douira.

L'altitude élevée des sédiments de la formation Rejiche doit être remarquée, d'autant plus qu'il ne s'agit pas là de la cote maximale atteinte par la transgression eutyrrhénienne : en remontant l'oued, on voit encore des témoins du dépôt marin oolithique. On soupçonne ici un mouvement de soulèvement pendant le Pléistocène supérieur.

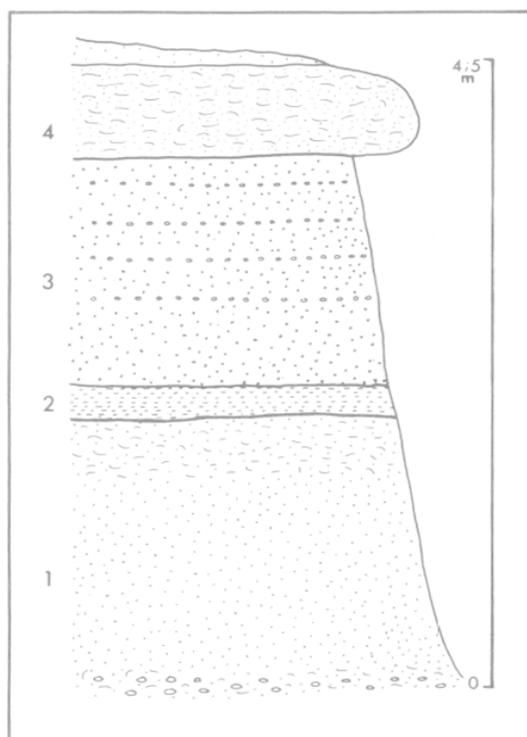


Fig. 39. Coupe de l'Oued Daroufa, au sud de Tazerka.

Les dépôts tyrrhéniens des environs de Nabeul-Hammamet ont fait l'objet d'observations cursives par Grosse (1969) et de recherches plus détaillées par Colleuil (1976). Nous partageons l'opinion du premier sur l'origine marine et l'âge tyrrhénien de l'escarpement qui limite le plateau de l'arrière-pays de Nabeul. Nous sommes d'accord avec le second sur

l'attribution à l'Eutyrrhénien des sédiments conglomératiques à Strombes qui affleurent, dans les versants des oueds, de part et d'autre de la route qui joint Nabeul à Hammamet. La coupe de l'Oued el Farh que donne Colleuil (1976), en l'accompagnant d'une liste de fossiles marins, est significative de la position morphologique et du faciès de la formation Rejiche dans ce secteur. Il mérite d'être noté qu'ici les dépôts de cette formation se suivent jusqu'à une trentaine de mètres d'altitude, comme on peut le constater dans la carrière de Sidi Jabroun au nord-est de Nabeul, ou dans l'Oued el Fahr et dans l'Oued el Manka, entre Nabeul et Hammamet. En remontant ce dernier oued, on voit très bien les sédiments conglomératiques de la formation Rejiche, qui ravinent des marnes pliocènes, se terminer en biseau vers 30 m. Une telle altitude est anormale pour l'Eutyrrhénien et, contrairement à Colleuil (1976), nous pensons que ces dépôts, comme on vient déjà de le remarquer à propos de l'Oued Daroufa, ont été déformés par soulèvement.

Colleuil (1976) a attribué au Néotyrrhénien des placages discontinus de conglomérats coquilliers qui affleurent, légèrement au-dessus du niveau actuel de la mer, sur des pointes rocheuses faites de grès pliocène (Sidi el Khafi, Sidi el Mahersi, Bit el Assa). Par leur position et leur faciès, ils semblent appartenir à la formation Chebba, mais ils pourraient aussi bien représenter des témoins de la formation Rejiche. Il y a là un doute que les seules données de terrain ne permettent pas de lever.

Par la rareté, voire l'absence, au sud de Kelibia des dunes consolidées de la formation Cap Blanc, alors que l'éolianite oolithique de la formation Rejiche est bien développée au moins jusqu'à Tazerka, la façade orientale de la péninsule du Cap Bon présente des traits que l'on retrouvera sur la côte du Golfe d'Hammamet et sur celle du Golfe de Gabès. De ce point de vue comme d'autres, le littoral oriental de la Tunisie est bien différent du littoral septentrional.

Chapitre 6

LA CÔTE DU GOLFE D'HAMMAMET

Entre le promontoire d'Hammamet au nord et la presqu'île de Monastir au sud, le long de la côte du Golfe d'Hammamet, les dépôts tyrrhéniens affleurent dans deux secteurs : entre Bir bou Rekba et Bou Ficha d'une part, entre Hergla et la Sebkhah Halk el Menzel d'autre part (*fig. 40*).

Les environs de Bou Ficha

Les dépôts à Strombes qui, aux environs de Bou Ficha, s'allongent entre l'Oued Moussa au nord et l'Oued Cherchar au sud, ont fait l'objet d'observations par Pomel (1884) et par Aubert (1892). Solignac (1927) a donné une liste de leur faune, liste complétée plus tard par Johan et Krivy (1969), qui ont aussi cartographié leurs affleurements à l'échelle du 1:50 000.

De fait, les recherches géomorphologiques menées par Karray (1977) conduisent à distinguer dans les dépôts tyrrhéniens de ce secteur deux formations. La plus ancienne est constituée par des grès très encroûtés en surface, riches en *Cardium*, qui affleurent en formant un dos de terrain discontinu jusque vers 15-20 m d'altitude, à 3 km à l'ouest du rivage actuel dans les environs de Hennchir Jedidi. Par analogie avec ce que nous avons observé sur la côte orientale de la péninsule du Cap Bon, nous la rattachons à la formation Douira.

Quant au cordon de plage fossile, non dunifié, qui culmine vers + 5-10 m et qui se suit sur une dizaine de kilomètres, à 1 km en arrière du trait de côte d'aujourd'hui, il est constitué par des dépôts littoraux à Strombes qui appartiennent à la formation Rejiche. La route Tunis-Sousse longe le pied oriental de ce bourrelet, où les conditions d'observations sont peu favorables parce qu'un camp militaire interdit en partie son accès et que manquent de bonnes coupes. Une carrière ouverte à proximité de la route, au

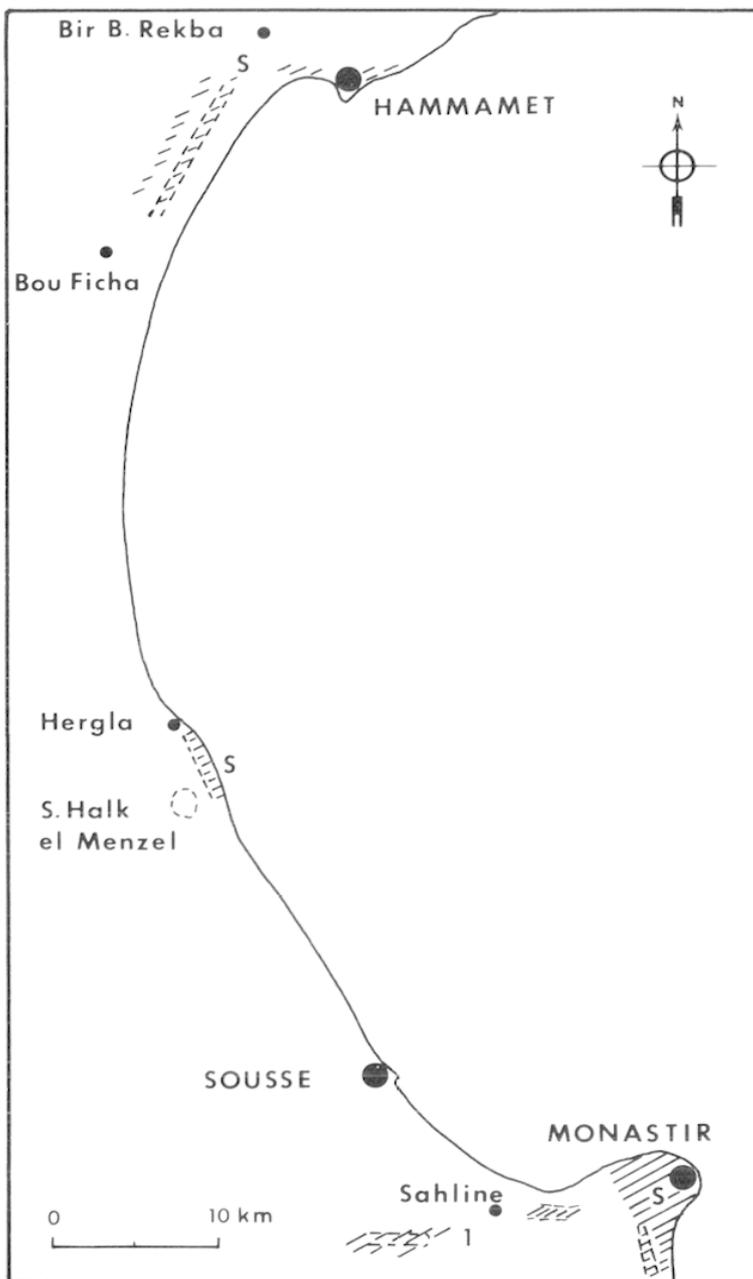


Fig. 40. Localisation des affleurements des dépôts marins et éoliens du Pléistocène supérieur sur la côte du Golfe d'Hammamet.

1 : cordon littoral de la formation Rejiche. S : site à Strombes.

km 77, juste au sud de l'Oued Moussa, montre, sur 3 m d'épaisseur, des sables grossiers fossilifères, plus ou moins consolidés, à stratification entrecroisée de plage ; vers la base, on remarque des niveaux plus conglomératiques.

Les environs d'Hergla

Pomel (1884) est, semble-t-il, le premier à avoir repéré des Strombes dans les environs d'Hergla où les dépôts marins du Quaternaire récent s'expriment dans la topographie par un bourrelet, long d'environ 6 km, haut d'une dizaine de mètres et attaqué aujourd'hui en falaise par la mer. Ce bourrelet représente un ancien cordon littoral consolidé, comme l'avait bien vu Aubert (1892). Le site est mentionné brièvement par Gobert (1962) et Castany (1953b, 1962) : ce dernier signale la présence, sur la croûte saumon villafranchienne, d'une plage à Strombes coiffée d'une éolinite. Barrot (1972), qui a examiné les lieux avec plus de détail, y voit les traces de trois formations littorales distinctes qu'il associe aux transgressions du Tyrrhénien ancien, du Tyrrhénien récent et de l'Holocène. De nouvelles observations, faites en compagnie de D. Herm qui s'est plus spécialement intéressé à la faune, permettent de préciser la stratigraphie du Quaternaire marin des environs d'Hergla (Herm *et al.*, 1980).

On décrira ici trois coupes qui nous paraissent importantes par les enseignements qu'il est possible d'en tirer.



Photo 11. Falaise du cimetière marin d'Hergla (Golfe d'Hammamet). On remarque l'encastrement de deux unités tyrrhéniennes, chacune comportant des dépôts marins à la base, éoliens au sommet. Les deux unités appartiennent probablement à la formation Rejiche (Eutyrrhénien). Cliché P. Sanlaville.

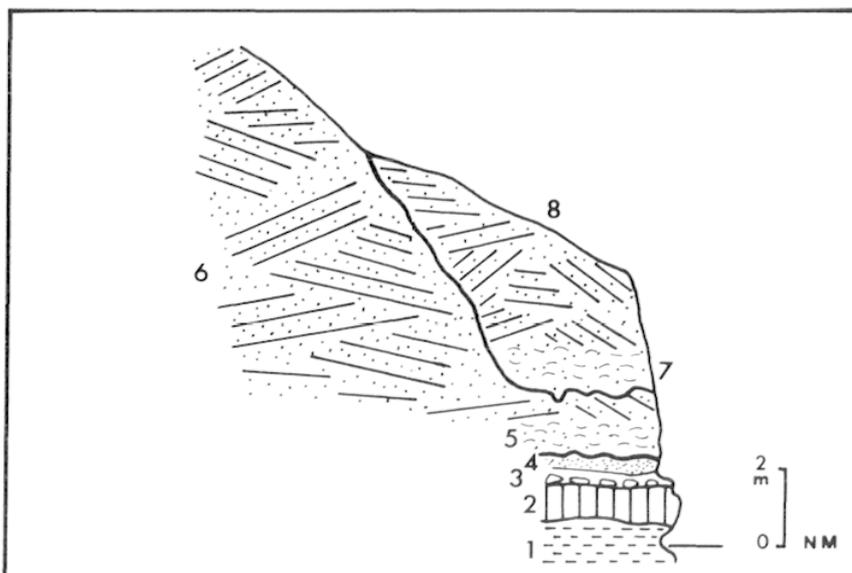


Fig. 41. Coupe au droit du cimetière marin d'Hergla.

Photo 11

La première correspond à la falaise du cimetière marin d'Hergla. Telle qu'elle est décrite ci-après, elle intègre tous les niveaux visibles en partant de la pointe rocheuse qui porte le cimetière et en se dirigeant vers le sud, sur une distance d'environ 500 m. On observe, de la base au sommet, les unités suivantes (fig. 41).

– Des marnes calcaires (1), à taches calcaires blanchâtres, recouvertes par la croûte saumon à Hélicidés (2), attribuée au Villafranchien et épaisse ici d'environ 1 m.

– Un mince conglomérat azoïque de cailloux de croûte saumon, non usés et fortement cimentés (3) ; il est probablement continental.

– Des limons sableux rouges riches en Gastéropodes terrestres : *Helix* (*Helix*) *melanostoma* DRAPARNAUD, *Eobania vermiculata* (O. F. MÜLLER), *Cerunella* (*Cerunella*) *virgata* (DA COSTA), *Cerunella* (*Xeromagna*) *cespitem* DRAPARNAUD, *Rumina decollata* (LINNÉ), *Trochoides* (*T.*) *trochoides* (POIRET), *Trochoides* (*T.*) *pyramidata* (DRAPARNAUD), *Chondrula pupa* (LINNÉ), *Cochlicella acuta* (O. F. MÜLLER) ; déterminations de H. Falkner, Munich ; épaisseur de la couche : 0,30 à 0,40 m (4).

Photo 12

– Un niveau coquillier, d'abord mince (environ 0,20 m), contenant, à côté de quelques *Helix*, *Alexia myosotis* (DRAPARNAUD), *Barleeia* sp., *Bittium tarentinum* (MTS.), *Diplodonta rotundata* (MONTAGU), *Cerastoderma glaucum* var. *rectidens* (COEN) ; c'est là un dépôt lagunaire, en arrière d'un cordon littoral. En allant vers le sud, le dépôt s'épaissit (0,80 m) ; des sables consolidés contiennent des galets de croûte et une faune caractéristique d'une plage. Les *Cardium* et les *Glycymeris*, aux valves souvent encore jointives, abondent. On trouve aussi des exemplaires de *Dosinia lupinus lupinus* (POLI), *Cerastoderma glaucum glaucum* (BRUG.), *Arca noae* LINNÉ. Tout ce niveau (5) atteste une transgression marine.



Photo 12. Falaise du cimetière marin d'Hergla (Golfe d'Hammamet). Détail de l'unité inférieure de la formation Rejiche (Eutyrrhénien). Dépôt gréseux grossier, à stratification entrecroisée, caractéristique d'une plage à haute énergie. Cliché P. Sanlaville.

- Une puissante accumulation éolienne grésifiée (6), montrant ici et là des *Helix*. C'est une calcarénite faiblement oolithique, de couleur claire, au litage dunaire caractéristique. Elle constitue le bourrelet topographique sur lequel est construit le village d'Hergla, et l'essentiel de la grande falaise vive, haute de plus de 10 m, située immédiatement au sud du cimetière marin.
- Encastré dans cette éolianite, un nouveau dépôt marin (7). Enlevé par l'érosion dans les rentrants de la ligne de côte, il se remarque seulement dans les saillants les plus prononcés, en particulier à la pointe du cimetière-

re marin où, observé de profil, l'emboîtement apparaît clairement. Ici, la base du dépôt marin se situe à 3,50 m au-dessus du niveau actuel de la mer. Le litage est horizontal ou presque, le sable consolidé de couleur jaune clair. Partout, la macrofaune est riche : à côté de *Strombus bubonius* LAM., on trouve *Glycymeris violascens* (LAM.), *Arca noae* LINNÉ, *Pygnodonta cochlear* (POLI), *Crassostrea angulata* LAM., *Rudicardium tuberculatum* (LINNÉ), *Semicassis (Tylocassis) undulata* (GMELIN), *Cymatium (Cabantana) cutaceum* (LINNÉ), *Conus (Puncticulus) mediterraneus* BRUG., *Patella caerulea* LINNÉ. Le dépôt s'est mis en place lors d'une pulsation transgressive contenue par l'éolianite supérieure qui avait eu le temps de se consolider : le plan de ravinement montre de belles marmites d'érosion ; des blocs de cette éolianite sont incorporés dans le dépôt dont l'épaisseur est de l'ordre de 0,30-0,50 m.

– Au dépôt marin succède progressivement une nouvelle éolianite (8) de 3-4 m de puissance, faiblement encroûtée en surface, de couleur plus ocre, plus vacuolaire et moins grésifiée que celle précédemment décrite (6).

Cette coupe fait donc apparaître deux dépôts marins distincts, chacun surmonté d'une éolianite, celle couplée avec le premier étant beaucoup plus développée que celle associée au second. Barrot (1972) avait vu ici les manifestations d'un Tyrrhénien ancien d'une part, d'un Tyrrhénien récent à Strombes d'autre part. Nous pensons que l'ensemble doit être rapporté à la formation Rejiche dont les caractères distinctifs se retrouvent en cet endroit : morphologie de bourrelet, sédimentation à prédominance fine, traits répétitifs (plusieurs pulsations marines de faible ampleur), association de dépôts de plage et de dépôts éoliens, faune à Strombes.

La deuxième coupe est visible à environ 2,800 km au sud de la première, à la pointe rocheuse qui limite vers le nord une petite plage de sable, en forme d'arc de cercle. On note de bas en haut la succession suivante (fig. 42).

– Un grès grossier (1), à granules de quartz, très coquillier, riche en *Glycymeris*, qui montre un pendage d'environ 40° ; épaisseur visible : 0,80 m.

– Une couche argilo-limoneuse verdâtre (2), à nodules blancs friables : 0,60 m.

– Un grès fortement cimenté (3), couvert d'une croûte lamellaire, montrant à sa base des galets d'une croûte probablement villafranchienne et de grès (1) sous-jacent ; 0,60 m.

Par analogie et continuité latérale avec des affleurements à Strombes observés dans le voisinage, le grès (3) est attribué à la formation Rejiche. La couche (2) continentale témoigne du retrait de la mer après le dépôt de la première formation tyrrhénienne, la formation Douira, à laquelle le grès grossier (1) est rapporté. Celui-ci a été nettement déformé dans l'intervalle de temps qui a séparé les deux pulsations transgressives.

La troisième coupe peut s'observer là où le cordon littoral ancien isole la Sebkha Halk el Menzel de la mer. Elle se localise à environ 1,800 km au nord du pont qui permet à la route Hergla-Sousse de franchir l'émissaire intermittent de la sebkha. Dans la falaise vive, on remarque de bas en haut les unités suivantes (fig. 43).

– Un grès marin oolithique et coquillier qui correspond à un dépôt de plage ou d'avant-plage (1). La stratification est parfois localement entrecroisée. La macrofaune est abondante ; outre *Strombus bubonius* LAM., on peut recueillir : *Arca noae* LINNÉ, *Donax trunculus trunculus* LINNÉ, *Chamelea gallina* (LINNÉ), *Loripes lacteus* (LINNÉ), *Mactra corallina* (LINNÉ),

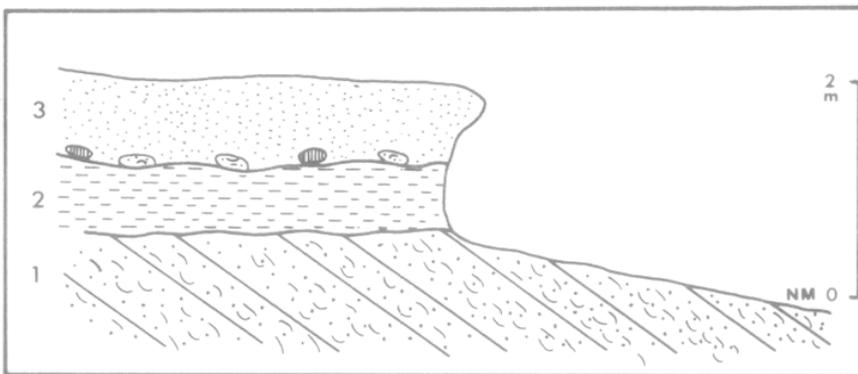


Fig. 42. Coupe à 2 800 m au sud du cimetière marin d'Hergla.

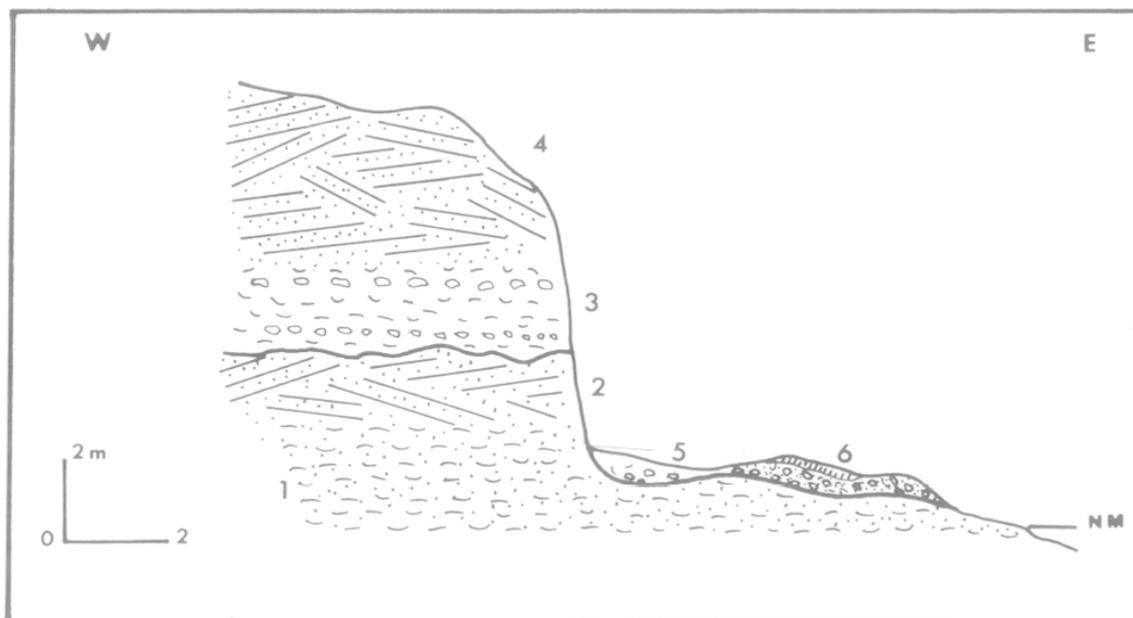


Fig. 43. Coupe à 1 800 m au nord du pont de la route Hergla-Sousse, sur l'émissaire de la Sebkha Halk el Menzel.

Rudicardium tuberculatum (LINNÉ), *Cerastoderma glaucum glaucum* (BRUG.), *Glycymeris violacescens* (LAM.), *Buccinulum corneum* (LINNÉ), *Cladocora cespitosa* (LINNÉ). Epaisseur visible : 2 m.

– Le grès du niveau antérieur se prolonge vers le haut (2) mais il perd sa faune marine, remplacée ici et là par des *Helix*. Il traduit un haut de plage qui, par endroits, revêt un faciès typiquement éolien. Epaisseur de l'ordre de 0,75 m.

– Ravinant le grès (2) se remarque un grès franchement marin (3). Il contient, à côté de *Strombus bubonius* LAM., *Glycymeris violacescens* (LAM.), *Arca noae* LINNÉ, *Cerastoderma glaucum* (BRUG.), *Donax trunculus trunculus* (LINNÉ), *Chamelea radiata* (BROCCHI), *Arcularia gibbosula* (LINNÉ), *Thais haemastoma* (LINNÉ), *Cymatium cutaceum* (LINNÉ). Ce grès témoigne d'une plage ouverte, exposée à la houle, mais aussi de fonds rocheux proches. D'eux proviennent les galets de croûte et les blocs de grès. Ils se disposent en lits réguliers, indicateurs de périodes de plus grande énergie des vagues et, peut-être aussi, de légères pulsations du niveau de la mer. La profondeur de mise en place du dépôt a dû varier de zéro à quelques mètres. Epaisseur : 2 à 3 m.

– Au-dessus enfin, une éolianite (4), à litage incliné, avec des *Helix* : encroûtée en surface, elle clôt la série. Epaisseur : 3 à 4 m.

Toute la séquence qui vient d'être décrite, à dominante fine, à Strombes dispersés, aux dépôts alternativement marins et éoliens, doit être rapportée à la formation Rejiche dont elle présente les caractères spécifiques.

En avant de la falaise, on rencontre assez fréquemment une plate-forme large d'une dizaine de mètres, taillée dans les grès inférieurs (1) de la formation Rejiche, que les vagues peuvent encore partiellement recouvrir lors des grandes tempêtes. De fait, cette plate-forme a été élaborée à une époque pendant laquelle le niveau de la mer était légèrement plus élevé que l'actuel comme l'attestent des placages peu épais et discontinus d'une formation littorale ancienne (5). Il s'agit d'un conglomérat à ciment sableux, constitué de galets de croûte villafranchienne, généralement bien usés, souvent lithophagés, et de blocs de grès ; ces derniers ont été arrachés au cordon littoral eutyrrhénien consolidé, contre lequel la mer est venue buter et qu'elle n'a pas pu franchir. Les Strombes sont abondants mais ils sont roulés, souvent brisés et réduits à leur columelle. Ils voisinent avec *Glycymeris violacescens* (BRUG.), *Chamelea gallina* (LINNÉ), *Thais haemastoma* (LINNÉ), *Trunculariopsis trunculus* (LINNÉ). Ces caractères indiquent une côte rocheuse, battue par les vagues. Un banc sableux devait recouvrir le conglomérat. Il a été presque partout décapé et il n'en subsiste que de rares témoins grésifiés qui permettent de situer le niveau relatif de la mer à cette époque vers + 2-3 m. Après une légère régression au cours de laquelle le dépôt à Strombes (5) avait eu le temps de se consolider, un bref retour de la mer est mis en évidence par des revêtement de Vermétidés (6). Toute cette formation de plage a été considérée comme flandrienne par Barrot (1972) : cet auteur pensait que les Strom-

bes avaient été repris du grès (1) sous-jacent, point de vue discutable car les Strombes sont beaucoup moins nombreux ici que là. Il faut aussi noter que les sables qui bourrent leurs coquilles sont semblables à ceux qui constituent le ciment du conglomérat dans lequel ils sont emballés. Enfin la formation montre une forte consolidation qui paraît peu compatible avec un sédiment holocène. Par contre, elle présente toutes les marques propres de la formation Chebba.

Les environs d'Hergla méritent de devenir un site classique du Tyrrhénien de la Tunisie par les bonnes coupes qu'ils offrent dans les trois formations marines – Douira, Rejiche et Chebba – que l'on peut rapporter au Quaternaire supérieur. L'existence d'une discordance angulaire entre les dépôts attribués à la formation Douira, fortement inclinés, et ceux rapportés à la formation Rejiche, apparemment peu ou pas déformés, représente une manifestation de plus de la néotectonique récente qui a affecté un peu partout les côtes de la Tunisie.

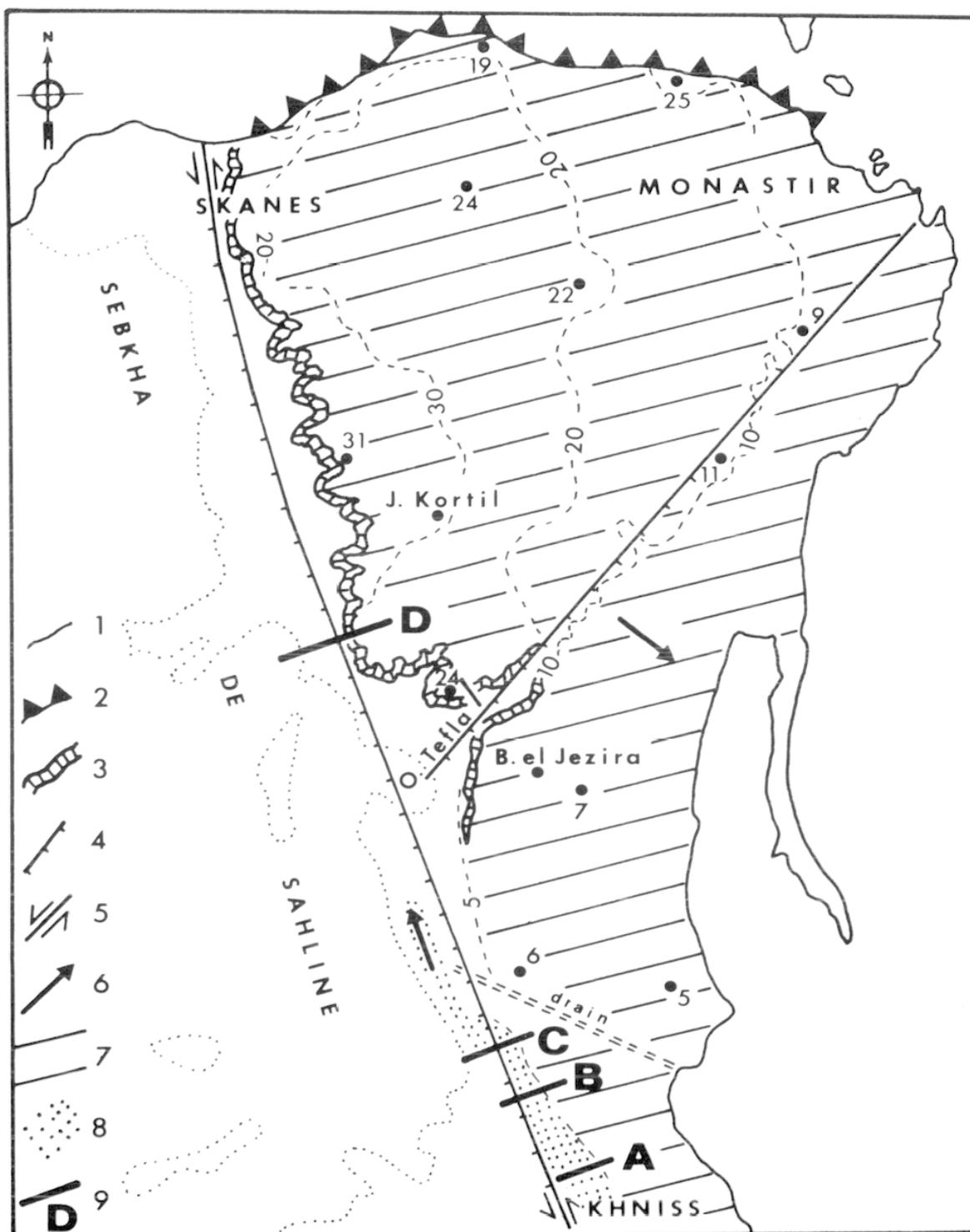


Fig. 44. Croquis géomorphologique des environs de Monastir.

1 : côte basse. 2 : falaise vive. 3 : escarpement d'origine tectonique. 4 : faille normale. 5 : décrochement. 6 : basculement. 7 : surface d'abrasion recouverte de dépôts marins eutyrrhéniens (formation Rejiche). 8 : cordon littoral eutyrrhéniens (formation Rejiche). 9 : localisation des coupes présentées dans la figure 45.

Chapitre 7

LA RÉGION DE MONASTIR

Le plateau de Monastir est certainement l'un des sites les plus célèbres et les plus étudiés du Tyrrhénien de Méditerranée ; c'est aussi l'un de ceux qui posent le plus de problèmes. Les auteurs sont restés longtemps partagés sur le nombre des niveaux à Strombes et si les déformations ne sont plus niées depuis de nombreuses années, ce n'est que très récem-



Photo 13. Vue aérienne des environs de Monastir, vue prise vers l'est. Au premier plan, le bourrelet littoral eutyrrhénien (formation Rejiche) émerge des sédiments récents de la Sebkha de Sahline sous lesquels il a été enfoui par subsidence. À l'arrière-plan, la plate-forme d'abrasion eutyrrhénienne, couverte par des plantations d'oliviers, s'abaisse vers le sud. Elle se rattache au bourrelet littoral eutyrrhénien au sud du canal de drainage de la Sebkha de Sahline. Cliché R. Pas-koff.

ment qu'a été clairement identifiée et localisée la grande faille de Monastir (Paskoff et Sanlaville, 1979 ; Kamoun *et al.* 1980 ; Kamoun, 1981). En fait, grâce à une étude minutieuse du site et à une connaissance précise de l'ensemble du Tyrrhénien de Tunisie, on peut se faire maintenant une idée assez exacte de la signification de Monastir.

Description du site et rappel historique

Les données de la morphologie

Photo 13

D'Hergla à Teboulba, la côte, orientée NW-SE, obéit à un tracé très rectiligne qu'interrompt brusquement la grande presqu'île triangulaire de Monastir. Celle-ci présente un relief simple. En bordure de la mer s'élève le plateau de Monastir ; triangle dont la base est tournée vers l'ouest, ce plateau s'incline assez fortement vers l'est et le sud-est, puisqu'il s'abaisse de 31 m à son point culminant, près de Djama Kortil, jusqu'au niveau de la mer, à l'est, en quelques kilomètres (*fig. 44*). Il retombe au contraire brutalement en falaise sur la côte nord, entre Skanès et l'extrémité du cap de Monastir, et il est bordé à l'ouest par un escarpement à peu près méridien qui peut dépasser 30 m de commandement dans la partie centrale, mais qui s'amortit progressivement vers le sud pour disparaître totalement à Khniss. Son tracé est indenté par de courts vallons, mais l'Oued Tefla y ouvre une large brèche, avec une vallée très dissymétrique dont le versant septentrional est beaucoup plus élevé que l'autre.

Ce grand talus domine une plaine basse et mal drainée, la Sebkhah de Sahline, séparée de la mer, au nord, par un cordon sableux sur lequel sont installés les grands hôtels de Skanès, mais reliée aujourd'hui à la côte orientale par un drain artificiel creusé un peu au nord de Khniss. De cette plaine marécageuse émerge, au droit de Sahline, un bourrelet haut de quelques mètres et orienté est-ouest. Il se perd ensuite vers l'est pour réapparaître plus loin, au niveau du drain, mais avec une disposition méridienne cette fois, et il se dédouble même brièvement dans la partie nord de la grande carrière de Khniss. L'ensemble est bordé, au sud et à l'ouest, par les plateaux de Bembla et de Sahline tandis qu'à l'est de Khniss le bourrelet se continue sans interruption vers Ras Dimass.

Le plateau de Monastir est taillé dans un substratum néogène – argiles plus ou moins sableuses du Miocène, grès grossiers et calcarénites du Pliocène – qui affleure sur les rebords ouest et nord du plateau de Monastir, ainsi que dans l'Oued Tefla et au fond du drain, mais que les carrières de Sahline ou de Khniss n'ont jamais atteint. Sur tout le plateau de Monastir, le Néogène est recouvert d'un dépôt marin quaternaire grésomarneux, très riche en faune, notamment en Strombes, tandis que le bourrelet de Sahline et celui de Khniss sont constitués par un grès calcaire, activement exploité en carrières, sur la signification duquel nous reviendrons plus loin.

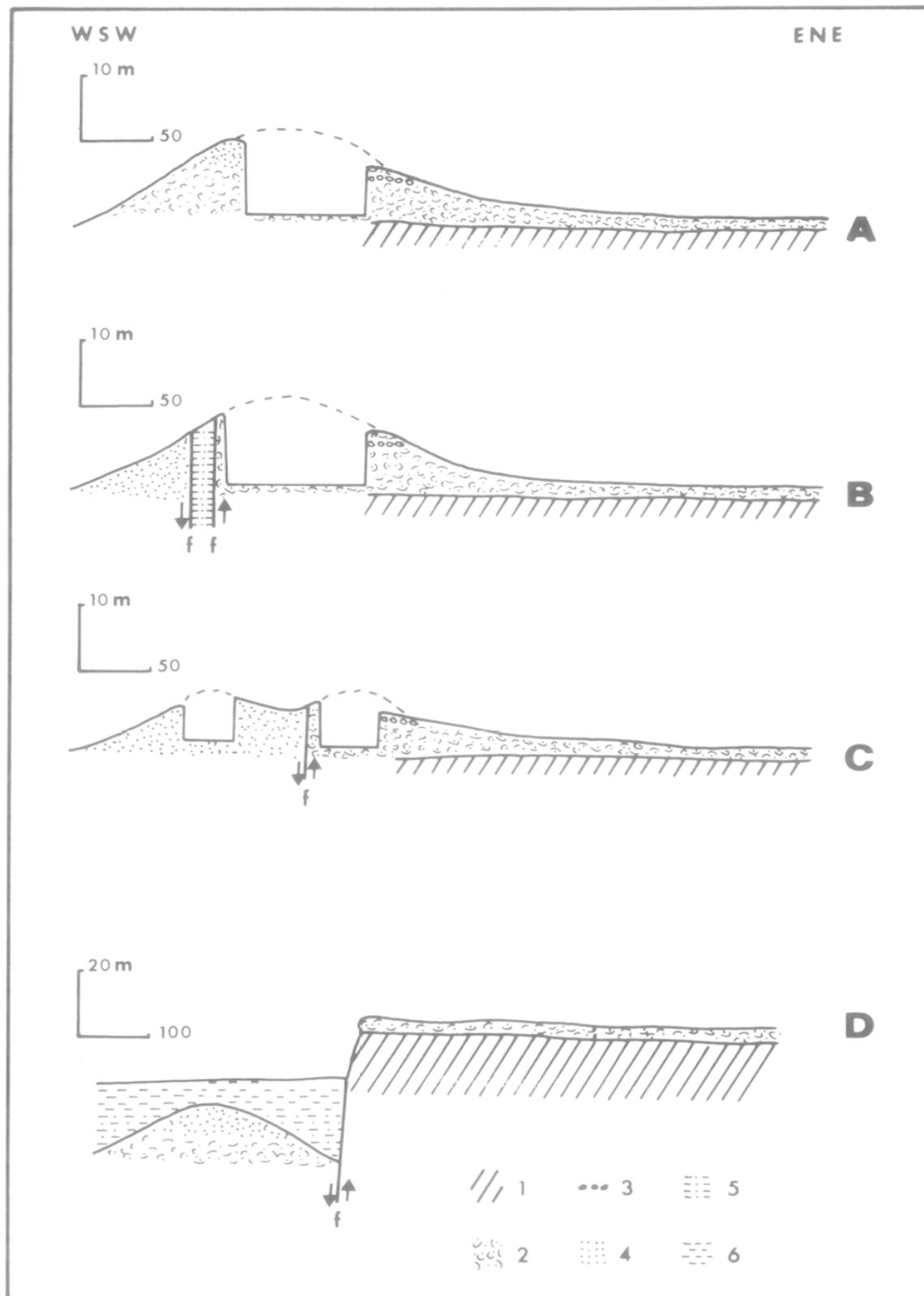


Fig. 45. Coupes le long du grand accident Skanès-Khniss.

1 : substratum néogène. 2 : dépôts marins eutyrrhéniens, sableux et coquilliers (formation Rejiche). 3 : conglomérat marin intraformationnel (formation Rejiche). 4 : membre éolien de la formation Rejiche. 5 : limons rouges würmiens. 6 : dépôts récents de sebkha.

La localisation des coupes est indiquée dans la figure 44.

Rappel des travaux antérieurs

De nombreux chercheurs se sont efforcés d'interpréter le relief et la stratigraphie de Monastir. C'est en 1884 que, pour la première fois, du Quaternaire marin a été signalé à Monastir (Pomel). Dès 1904, Flick et Pervinquière songent à des déformations pour expliquer les différences d'altitude des dépôts marins pléistocènes le long de l'escarpement occidental et sur les deux rives de l'Oued Tefla. Depuis, les auteurs qui ont étudié ce site ont eu des opinions très divergentes qui se regroupent en deux tendances opposées. Les uns optent pour l'existence de deux niveaux marins distincts, qu'ils soient séparés par une régression importante (de Lamothe, 1905 ; Depéret, 1918 ; Solignac, 1927) ou qu'ils correspondent à deux stades régressifs au cours d'un même cycle (Denizot, 1935) ; c'est dans cette optique que, pour désigner le niveau le plus bas, Depéret crée le terme de Monastirien, rapidement très utilisé, même en dehors du domaine méditerranéen. Les autres considèrent, au contraire, que l'on a un seul niveau tyrrhénien, mais déformé (Flick et Pervinquière, 1904 ; Lafite et Dumont, 1948 ; Arnould, 1949 ; Van Leckwijck, 1954).

L'étude malacologique prouve, en effet, que l'on trouve partout la même faune sur le plateau de Monastir (Solignac, 1931 ; Gobert et Harson, 1953) et un travail très minutieux de Castany, Gobert et Harson (1956) conclut à l'existence, sur le plateau de Monastir, d'une série marine unique, très riche en Strombes, le Tyrrhénien, qui ravine, à Khniss – Gigout le confirme en 1957 – une « dune ancienne », à faune pauvre et banale. Aussi, Castany *et al.* (1956) proposent-ils d'abandonner le terme de Monastirien qui est, en effet, tombé depuis en désuétude.

Des recherches récentes (Paskoff et Sanlaville, 1979 et 1981 ; Kamoun *et al.*, 1980 ; Sorel et Kamoun, 1980 ; Kamoun, 1981) ont mis en évidence la faille de Monastir, reconnue et cartographiée dès 1956 (Castany) grâce aux méthodes géophysiques. En nous basant sur la coupe de Khniss (*infra*, et *fig. 45*) et compte tenu de la découverte de Strombes dans ce que Castany appelait la « dune ancienne », nous avons cru (1979) pouvoir conclure à l'existence à Monastir de deux formations tyrrhéniennes, l'une couvrant l'ensemble du plateau, faillée et déformée, comme l'avaient démontré Castany *et al.* (1956), l'autre apparaissant seulement dans les carrières de Khniss. Cette dernière formation étant associée à une dune oolithique (formation Rejiche), nous en déduisons que la première correspondait à la formation Chebba.

Une étude plus approfondie du terrain nous conduit à abandonner ce point de vue et à affirmer que c'est la même formation qui apparaît partout, sur le plateau de Monastir comme dans les carrières de Khniss, et c'est aussi l'opinion de Sorel et Kamoun (1980) et de Kamoun (1981). Une meilleure connaissance de la stratigraphie permet en même temps de mieux apprécier l'importance des déformations.

Le Tyrrhénien de Monastir

L'unicité des dépôts du plateau de Monastir

Comme l'ont parfaitement démontré Castany *et al.* (1956), grâce surtout à l'étude malacologique, c'est la même formation tyrrhénienne que l'on observe partout sur le plateau de Monastir, mais avec des faciès assez variables, suivant la position par rapport à l'ancien littoral et suivant la profondeur du dépôt et la nature des fonds marins.

A Djama Kortil, une carrière ouverte récemment dans les sables beiges à jaunes miocènes de l'escarpement montre que ceux-ci sont surmontés, vers + 30 m, de plus de 4 m de grès coquilliers grossiers à lits de lumachelle et stratification entrecroisée typique d'un dépôt littoral. Dans la partie supérieure s'observe un niveau plus grossier, mais non ravinant, à galets de croûte et de grès marin quaternaire, riche en macrofaune, notamment en Strombes. Ce même faciès littoral se suit dans la corniche qui coiffe l'escarpement. On le voit également en bordure de l'Oued Tefla où il devient de plus en plus marno-gréseux au fur et à mesure que l'on s'éloigne vers l'est.

Dans la coupe du drain qui relie la Sebkha de Sahline à la mer, Kamoun (1981, p. 78) distingue, reposant sur les séries argilo-sableuses du Miocène, de bas en haut : un paléosol de 50 cm ; des sables plus ou moins argileux jaune-beige à Lamellibranches et surtout riches en *Arca* ; un faciès sablo-graveleux à *Cardium*, de plus en plus conglomératique vers le haut et de plus en plus riche en concrétions algaires, Strombes et Mélobésiées vers l'est. D'après cet auteur, qui suit Pratelli (1967), et bien que l'on ne puisse « pas distinguer la trace du plan de discordance », le dernier dépôt serait « nettement discordant sur l'ensemble inférieur » (*ibid.*).

Kamoun décrit une coupe semblable, près de l'usine STIVEL, le long de la route Monastir-Khniss. Nous avons nous-mêmes plusieurs fois examiné ces deux coupes : nulle part nous n'avons pu voir de discordance ou de ravinement. A notre avis, il n'y a là qu'une seule et même série marine dont le faciès varie progressivement de bas en haut et de l'ouest vers l'est, direction vers laquelle augmente l'importance des dépôts de fonds vaseux.

La falaise septentrionale montre, en discordance angulaire sur des argiles et des marnes miocènes, un dépôt gréseux fossilifère, moins grossier à l'est qu'à l'ouest ; il paraît être déformé près du cimetière de Monastir. Ce dépôt marin est surmonté de limons argileux à *Helix* (1 à 1,5 m), eux-mêmes coiffés par plusieurs mètres d'un sable dunaire consolidé qui, compte tenu du contexte géographique, semble appartenir à la formation Sidi Salem et non à la formation Cap Blanc.

Nous confirmons donc qu'il n'existe qu'une formation à Strombes sur le plateau de Monastir. Mais on connaît en Tunisie deux formations à Strombes : s'agit-il de la formation Rejiche ou de la formation Chebba ?

Le problème du « cordon littoral » de Khniss

Pour Castany *et al.* (1956) comme pour Gigout (1957), les dépôts du plateau de Monastir sont postérieurs à la « dune ancienne à faune pauvre et banale » qui constitue le bourrelet de Khniss-Ksiba el Mediouni. Toute leur argumentation repose sur l'existence, à Khniss, le long du chemin de terre qui longe la grande carrière (*fig. 44*), d'un dépôt qualifié de « cordon littoral » et considéré par eux comme une plage grossière adossée, en pied de falaise, à la dune ancienne, et donc postérieure à elle. Après l'avoir acceptée, nous récusons cette interprétation du dépôt de Khniss, pour plusieurs raisons :

– La grande carrière de Khniss offre une très belle coupe de la « dune ancienne ». C'est, en réalité, sur plus de 9 m d'épaisseur visible, un grès marin coquillier, avec lits alternativement grossiers et fins et stratification entrecroisée typique d'un milieu littoral. Plusieurs Strombes y ont été trouvés. Le faciès dunaire n'apparaît que dans la partie sud, plus élevée, de cette carrière ou dans les carrières voisines : le litage, la finesse et l'homométrie des grains sont alors caractéristiques d'un dépôt éolien. Les oolithes sont ici en proportion beaucoup plus faible que dans la région de Mahdia, mais il ne fait pas de doute que l'on a affaire à la formation Rejiche (Paskoff et Sanlaville, 1981).

Or, le faciès marin de la carrière de Khniss est absolument identique à celui du grès tyrrhénien de la carrière de Djama Kortil : il est clair qu'il s'agit du même dépôt. Malgré les mauvaises conditions d'observation de la coupe actuelle, on peut affirmer aussi que c'est la même formation qui affleure dans le drain.

En dépit des déformations, il y a donc continuité stratigraphique entre la « dune ancienne » de Castany *et al.* (1956) et les dépôts du plateau de Monastir : non seulement c'est la même formation que l'on observe sur tout le plateau de Monastir, mais ces dépôts de Monastir et la « dune ancienne » de Khniss appartiennent à la même unité stratigraphique : la formation Rejiche. Que signifie alors le « cordon littoral » de Khniss sur l'existence duquel Castany *et al.* (1956) et Gigout (1957) avaient fondé leur argumentation ?

– Tous les Quaternaristes qui ont vu ce dépôt en bordure du chemin longeant la carrière l'ont, en effet, interprété, à la suite de Castany *et al.* (1956), comme un cordon littoral postérieur à la « dune ancienne ». Ce dépôt présente, il est vrai, le faciès typique de la formation Chebba : éléments hétérométriques (galets et blocs de croûte et de grès quaternaires), macrofaune abondante avec de nombreux Strombes fortement usés. De même, il semble bien être en ravinement sur le grès sous-jacent et c'est pourquoi nous l'avons d'abord, nous aussi, considéré comme un témoin de la formation Chebba (Paskoff et Sanlaville, 1979).

Cependant, une étude plus attentive de ce dépôt permet de mieux comprendre ce qu'il représente et la conclusion à laquelle nous sommes arrivés rejoint celle proposée par Sorel et Kamoun (1980) qui ont travaillé in-

dépendamment. Visible surtout à l'angle nord-est de la grande carrière de Khniss, ce dépôt se suit assez régulièrement vers le sud, le long du chemin, sur plusieurs centaines de mètres. Mais on le voit beaucoup mieux de l'intérieur de la carrière et l'on comprend alors sa signification (*fig. 45*) : c'est, en réalité, un niveau grossier disposé à l'intérieur même de la formation Rejiche, sans discordance ni ravinement ; au-dessus de ce niveau à galets et blocs, la sédimentation biodétritique reprend, très homogène et identique à celle de la partie inférieure de la formation. Jauzein et Perthuisot (1975) l'avaient remarqué et avaient été conduits, pour l'expliquer, à placer là une dune néotyrhénienne, mais il s'agit bien d'un grès marin grossier et l'on peut affirmer qu'il n'y a en cet endroit qu'une seule et même formation. On a là seulement la marque d'une pulsation mineure du niveau de la mer au cours de la grande phase transgressive eutyrrhénienne, comme on le reverra dans de nombreuses autres coupes de la formation Rejiche. Un léger retrait de la mer, ou un changement mineur dans le tracé littoral, a permis un début de cimentation du dépôt (phénomène de *beach-rock*) ; lors de son retour, la mer a attaqué le grès de plage ainsi formé et en a incorporé des éléments sous forme de blocs ou de galets, mais le changement de niveau ou de tracé a été si faible – et la durée de la pulsation si courte – qu'il n'y a pas eu de véritable ravinement, sauf à l'emplacement de la falaise. Là où le cordon littoral de Khniss avait été remarqué, à l'angle nord-est de la carrière, on se trouve au niveau de la falaise et il y a ravinement (*fig. 45 a*), mais dès que l'on se déplace vers le sud, celui-ci disparaît, car la falaise intra-Rejiche avait une position plus interne et les blocs et galets sont en parfaite concordance stratigraphique avec le grès marin sous-jacent (*fig. 45 b*). Sur le front sud de la carrière, on retrouve les blocs en position de pied de falaise, comme au nord-est, mais les grès marins sus-jacents montrent bien qu'il s'agit d'une pulsation mineure du rivage à l'intérieur de la formation Rejiche (*fig. 45 c*). Quand ravinements il y a, il s'agit donc de ravinements intraformationnels au sein d'une même unité stratigraphique.

– Le seul raisonnement aurait dû nous amener à mettre en doute l'hypothèse – infirmée par les observations de terrain – que le Quaternaire marin du plateau de Monastir serait néotyrhénien. La connaissance du Tyrhénien de l'ensemble de la Tunisie nous a, en effet, appris que la formation Chebba, néotyrhénienne, ne représente qu'un épisode mineur dans l'histoire du Tyrhénien. Tandis que la formation Rejiche, visible à peu près partout, correspond à une phase tyrrhénienne majeure et a une nette expression morphologique, avec un important bourrelet dunaire oolithique associé à une plage sableuse riche en Strombes, la formation Chebba, très discontinue, est généralement associée à un modeste platier d'abrasion, d'extension réduite, encastré dans la formation Rejiche. On ne comprendrait donc pas pourquoi, soudainement, à Monastir, l'épisode Chebba prendrait une telle importance ni pourquoi il aurait pu façonner, fût-ce dans des séries néogènes tendres, une telle surface d'abrasion.

L'existence d'une seule formation tyrrhénienne à Monastir étant admise, comment pourrait-on, par ailleurs, expliquer que la formation Rejiche, omniprésente sur l'ensemble du littoral tunisien, serait absente ici, alors que le soulèvement du plateau de Monastir aurait dû au contraire la mettre à l'abri du retour offensif de la mer ?

Deux datations radiométriques soulignent également la non appartenance au Néotyrrhénien des dépôts marins quaternaires du plateau de Monastir : le 230 Th/234 U indique un âge de 140 000 ans pour un exemplaire de Strombe (Stearns et Thurber, 1965) et 126 000 ans pour un échantillon de *Cladocora* (C. Stearns, comm. or.). Mais, ces âges posent un problème, car ils sont plutôt ceux de la formation Douira que ceux de la formation Rejiche.

Ainsi, non seulement, comme le pensaient Castany *et al.* (1956), c'est la même formation tyrrhénienne qui affleure partout sur le plateau de Monastir, mais c'est elle encore que l'on peut voir dans la carrière de Khniss, constituant ce que ces auteurs ont improprement appelé la « dune ancienne » et qui est en fait un ancien cordon littoral. Par ailleurs, le « cordon littoral » de Khniss n'est pas un dépôt postérieur, mais correspond à une simple pulsation au cours de la phase transgressive qui a mis en place la formation Rejiche, pendant l'Eutyrrhénien.

Ajoutons que le bourrelet orienté ouest-est visible sur la bordure nord de la Sebkhah de Sahline est constitué par un grès à grain fin, surtout quartzeux, assez pauvre en oolithes ; il présente un litage dunaire caractéristique et contient des *Helix*. Remarquant sa consolidation médiocre, Jauzein (1967) l'avait attribué au Néotyrrhénien. Des puits près de Sahline montrent que le faciès devient nettement marin en profondeur (Kamoun, 1981). Ainsi ce bourrelet appartient bien à la formation Rejiche et représente le prolongement de l'ancien cordon littoral eutyrrhénien de Khniss.

Cette vue plus claire de la stratigraphie de Monastir permet de mieux apprécier les manifestations et l'importance de la tectonique récente.

La tectonique à Monastir

Très tôt a été mise en évidence, à Monastir, l'existence d'un grand accident méridien passant au pied occidental du plateau, mais, paradoxalement, les auteurs ont surtout insisté sur les accidents secondaires, plus faciles à étudier, il est vrai : le bombement du plateau et la faille de l'Oued Tefla (Castany *et al.*, 1956).

Le plateau de Monastir est, en effet, non seulement faillé et basculé vers l'est mais encore déformé. Castany *et al.* (1956) l'ont parfaitement démontré ; grâce à l'étude des différents faciès et de la répartition de la faune, ils ont pu dresser une carte structurale du Tyrrhénien de Monastir qui

nous paraît tout à fait acceptable dans ses grandes lignes. Les déformations sont d'ailleurs bien visibles dans le drain de la Sebkha de Sahline, où le Tyrrhénien est ployé en voûte avant de s'abaisser rapidement vers l'est. De même, la faille de l'Oued Tefla et des cassures annexes, sur l'Oued Cherchara, sont incontestables. La faille de l'Oued Tefla présente un regard sud ; son rejet est assez fort dans sa partie orientale (jusqu'à une quinzaine de mètres), mais il diminue très vite vers l'est, avant de disparaître : cet accident a d'ailleurs entraîné un rebroussement local des couches, sur la lèvre sud, si bien que Kamoun (1981) pense qu'il peut s'agir d'une flexure.

Mais l'accident majeur est celui qui limite à l'ouest le plateau de Monastir (*fig. 45*). C'est lui qui est responsable du soulèvement du Tyrrhénien à plus de 30 m dans le secteur de Djama Kortil, mais il explique surtout l'effondrement du bloc occidental, qui a donné naissance à la Sebkha de Sahline.

La mise en évidence sur le terrain de cet accident a été faite à peu près simultanément par nous-mêmes (Paskoff et Sanlaville, 1979, p. 39) et par Kamoun *et al.* (1980), dans la grande carrière de Khniss (grâce à l'avancée, vers l'ouest, du front de taille), dans les petites carrières voisines (au sud-ouest) et dans le drain (partie amont, près du coude).

Afin d'expliquer la présence, au nord de Khniss, de deux bourrelets parallèles, Kamoun *et al.* (1980), Sorel et Kamoun (1980) et Kamoun (1981) interprètent l'accident de Monastir essentiellement comme un décrochement qui aurait entraîné un décalage sénestre d'environ 500 m du cordon littoral. En admettant un âge voisin de 150 000 ans – qui nous paraît excessif – pour l'Eutyrrhénien, ils évaluent à 0,3 cm/an la vitesse de coulissage de la faille. Enfin, ce grand accident qui fracture intensément la calcarénite tyrrhénienne présente une orientation N 160° et paraît, d'après ces auteurs, se prolonger jusqu'au nord d'Hammamet, en bordure orientale du fossé de Grombalia, dans la péninsule du Cap Bon.

Mais le décrochement ne saurait suffire à tout expliquer. La juxtaposition de la Sebkha de Sahline et du plateau de Monastir montre que le compartiment occidental a été fortement abaissé. Les deux compartiments ont d'ailleurs joué en touches de piano : le bloc oriental s'est relevé vers le nord, direction vers laquelle plonge au contraire le bloc occidental. Le cordon littoral de Khniss disparaît, en effet, progressivement sous la sebkha (*fig. 45, d*) ; peut-être la faille de l'Oued Tefla accélère-t-elle ce double mouvement. Un déplacement vertical nous paraît également indispensable pour comprendre la juxtaposition, dans la partie nord de la carrière de Khniss, de part et d'autre de l'accident, d'un grès dunaire (membre supérieur de la formation Rejiche) à l'ouest, et d'un grès marin (membre inférieur de la même formation) à l'est (*fig. 45 b et c*). Ici le rejet vertical est d'une bonne dizaine de mètres ; il est évidemment beaucoup plus fort au droit de Djama Kortil où il atteint et même dépasse 50 m (*fig. 45d*).

Photo 14

Il est souligné par des stries verticales et correspond à un jeu en extension postérieur au décrochement (Martinez, comm. or.). La sédimentation marine telle que nous avons pu la voir dans des coupes claires (carrières de Djama Kortil et de Khniss) ne présente aucune anomalie, en dehors du niveau grossier de la partie sommitale, visible dans les deux carrières mais connu un peu partout sur la côte tunisienne depuis Soliman jusqu'à Jerba. Les accidents décrits par Kamoun *et al.* doivent-ils donc être considérés comme syn-sédimentaires ?

Ainsi, les manifestations de la néotectonique sont considérables et récentes à Monastir, car les accidents affectent des limons rouges würmiens (*fig. 45 b*). Des déformations expliquent sans doute l'absence, dans les environs de Monastir, de tout témoin attribuable à la formation Chebba : si, sur la côte nord, ils ont probablement disparu par érosion, ils sont vraisemblablement immergés sur la côte est et affaissés, à l'ouest, sous la Sebkha de Sahline. Les mouvements tectoniques continuent sans doute, comme le montrent les déformations qui affectent, selon Kamoun (1981), une mosaïque du II^e siècle après J.-C. : c'est un bombement et surtout de petites failles N 160-N 165° dont l'une décale de 9 cm les motifs, sur toute la largeur de la mosaïque.



Photo 14. Le grand accident tectonique de Monastir (faille Skanès-Khniss), vue prise vers le nord dans la grande carrière de Khniss creusée dans le bourrelet littoral eutyrrhénien. Des limons rouges würmiens, visibles derrière les enfants, sont pris dans l'accident qui place au même niveau le membre marin, à droite, et le membre éolien, à gauche, de la formation Rejiche, alors que celui-ci est normalement superposé à celui-là. Cliché P. Sanlaville.

Conclusion

Il n'y a à Monastir qu'une seule formation tyrrhénienne. Elle s'identifie avec la formation Rejiche. Le *Monastirien* n'existe donc pas, mais, grâce au soulèvement du plateau, affleurent des dépôts infralittoraux eutyrrhéniens que l'on ne trouve pas généralement ailleurs dans le pays.

La région de Monastir offre un bel exemple de néotectonique post-eutyrrhénienne complexe, avec faille décrochante à rejet, à la fois horizontal et vertical, important, accompagnée d'un bombement en anticlinal et d'un double basculement, avec persistance éventuelle de mouvements jusque dans les temps historiques.

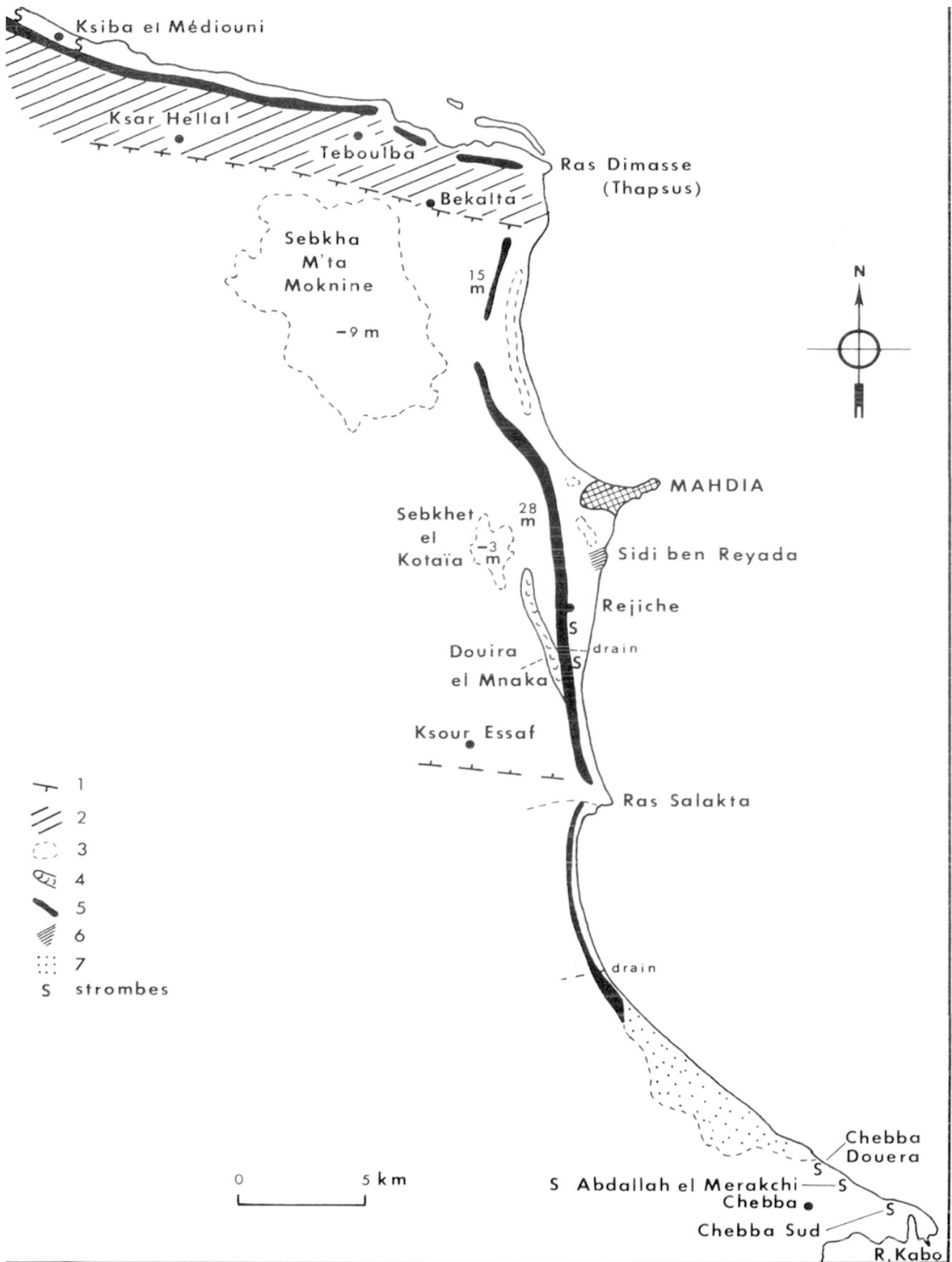


Fig. 46. Croquis géomorphologique du Sahel de Mahdia.

1 : faille (d'après Kamoun, 1981). 2 : plateau de Moknine. 3 : sebkha. 4 : cordon littoral de la formation Douira. 5 : cordon oolithique de la formation Rejjiche. 6 : cordon dunaire de la formation Sidi Salem. 7 : dunes récentes et actuelles. S : site à Strombes.

Chapitre 8

LE SAHEL DE MAHDIA

La région comprise entre Ksiba el Mediouni et Ras Kabo offre à la fois une continuité presque parfaite du bourrelet dunaire oolithique de la formation Rejiche et une série de coupes présentant la stratigraphie la plus claire et la plus complète du Tyrrhénien de Tunisie : c'est d'ailleurs là que se trouvent les localités-types qui nous ont permis de définir les trois lignes de rivage émergées du dernier interglaciaire (Paskoff et Sanlaville, 1976, 1980).

De Ksiba el Mediouni à Ras Dimasse

La côte est orientée WNW-ESE, parallèlement à l'étroit plateau de Moknine (*fig. 46*). Situé à 25-30 mètres d'altitude moyenne, celui-ci s'incline doucement à la fois vers le nord et l'est et domine, au sud, par un escarpement très net – probablement lié à une faille (Kamoun, 1981) – la dépression occupée partiellement par la Sebkha M'ta Moknine. Le plateau est constitué de Pliocène continental recouvert d'une croûte puissante. Un gradin situé vers 12-15 m s'y inscrit parfois, par exemple autour de Teboulba.

Sur la retombée septentrionale du plateau de Moknine, le bourrelet de calcaire oolithique se suit presque sans interruption depuis Khniss jusqu'à Ras Dimasse (Thapsus), percé, surtout à l'ouest, par d'importantes carrières. Celles-ci montrent que le calcaire oolithique est dunaire dans sa partie supérieure, marin au-dessous, avec assez souvent des niveaux plus grossiers à galets et macrofaune (Strombes). A Ksiba el Mediouni, Castany (1962) avait observé dans le talweg de l'Oued Sehane, au pied de la « dune ancienne », vers 6-8 m, un poudingue à galets de croûte saumon à *Helix*, blocs ou galets de dune ancienne et Strombes, qu'il attribuait à une plage postérieure au bourrelet oolithique que la mer aurait attaqué en falaise. En fait, après d'attentives observations de cet affleure-

ment et d'autres identiques, mais aussi des carrières et des puits de la région, nous pensons que ce conglomérat est, comme le cordon littoral de Khniss, un niveau grossier intercalé dans le grès marin de la formation Rejiche et qu'il ne peut donc pas être attribué à la formation Chebba, que nous n'avons d'ailleurs identifiée nulle part dans ce secteur. D'autre part, Jauzein (1959) avait vu, en cet endroit, au-dessus du conglomérat à Strombes, un placage dunaire qu'il pensait lié à la régression de la mer néotyrhénienne : nous n'avons trouvé ici aucune dune würmienne ; de fait, tous les grès dunaires qui affleurent appartiennent à la formation Rejiche.



Photo 15. Environs de Mahdia (Sahel de Sousse). Carrière de Borj Arif, creusée dans le bourrelet littoral eutyrrhénien dont le sommet atteint ici l'altitude d'environ 20 m. Exploitation du calcaire gréseux oolithique de la formation Rejiche, très prisé comme matériau de construction. Cliché P. Sanlaville.

De Ras Dimasse à Ras Salakta

La côte change brusquement d'orientation et devient à peu près méridienne, dessinant, entre les caps, deux baies à très grand rayon de courbure et à tracé régulier, de part et d'autre de la presqu'île de Mahdia. Les trois saillants sont taillés dans le substratum pliocène : Ras Dimasse et Ras Salakta se trouvent respectivement dans le prolongement des accidents de Moknine et de Ksour Essaf ; l'îlot de grès pliocène de Mahdia a été rattaché au continent par un double (peut-être même triple) tombolo,

probablement holocène. Dans les baies, la côte est sableuse et bordée d'une dune actuelle de sables clairs. Ça et là affleurent, sur l'estran, de la croûte (au sud de Ras Dimasse), des grès tyrrhéniens (au droit de Rejiche) ou des grès dunaires, mal cimentés et appartenant probablement à la formation Sidi Salem : ainsi à Sidi ben Rayada, à 3 km au sud de Mahdia, où ils donnent un léger bombement et un petit cap. C'est sur ces pointements rocheux que s'est ancré le cordon littoral actuel qui isole de petites sebkhas (notamment entre Ras Dimasse et Mahdia).

En arrière se dresse le bourrelet de calcaire oolithique de la formation Rejiche. Discontinu dans le nord, il est plus épais, plus élevé (il culmine à 28 m) et parfaitement rectiligne au droit de Mahdia et de Rejiche. Au-delà vers l'ouest, la topographie se déprime fortement : la Sebkhet el Kotaia, au sud, se tient entre -1 et -3 m mais, au nord, la Sebkha M'ta Moknine est plus nettement encore au-dessous du niveau de la mer (-9 m). Toutefois, au sud de la latitude de Rejiche, un deuxième bourrelet s'individualise, à l'ouest du premier. Haut de 11 à 13 mètres, il est oblique par rapport au bourrelet principal, avec lequel il se confond peu à peu, au sud, dans la région d'el Mnaka.

Photo 15

La formation Rejiche

Le bourrelet principal ne pose pas de problèmes particuliers, car de très vastes carrières permettent de l'étudier en détail. Dans la station éponyme, la formation Rejiche comporte deux membres. La partie supérieure est dunaire comme le montre, ici ou là, le litage (30 à 36°) ou la présence d'*Helix*. La partie inférieure, même lorsqu'elle est constituée d'oolithes parfaitement homométriques, est marine : des Strombes en position de vie, avec leurs bubons et leur pavillon, s'y observent, à Rejiche, jusque vers + 12 à + 13 mètres. Mais on y a récolté aussi : *Donax trunculus trunculus* LINNÉ, *Maetra corallina* (LINNÉ), *Dosinia lupinus lupinus* (POLI), *Chamelea gallina* (LINNÉ), *Cerastoderma glaucum* (BRUG.), *Rudicardium tuberculatum* (LINNÉ), *Callista chione* (LINNÉ), *Glycymeris violascens* (LAM.), (D. Herm, in Paskoff et Sanlaville, 1979). C'est probablement dans ce niveau qu'a été trouvé la dent d'*Elephas iolensis* décrite par Coppens et Gaudant (1976). Près de Ras Salakta, un puits, une carrière et une grotte aménagée nous ont permis de voir que le faciès marin (calcaire oolithique à macrofaune) monte pratiquement jusqu'au sommet du bourrelet (il n'a que 7 m ici) mais que s'y interstratifient deux lentilles de galets et de blocs de calcaires oolithiques avec une faune abondante (fig.47).

La formation Douira

L'élément le plus intéressant du Sahel de Mahdia est la présence d'un deuxième bourrelet, particulièrement haut (12 m) et développé à Douira, où il est creusé de vastes carrières. Sur 3 à 4 mètres d'épaisseur visible, mêlée à des galets et granules de croûte et prise dans un ciment calcaire,

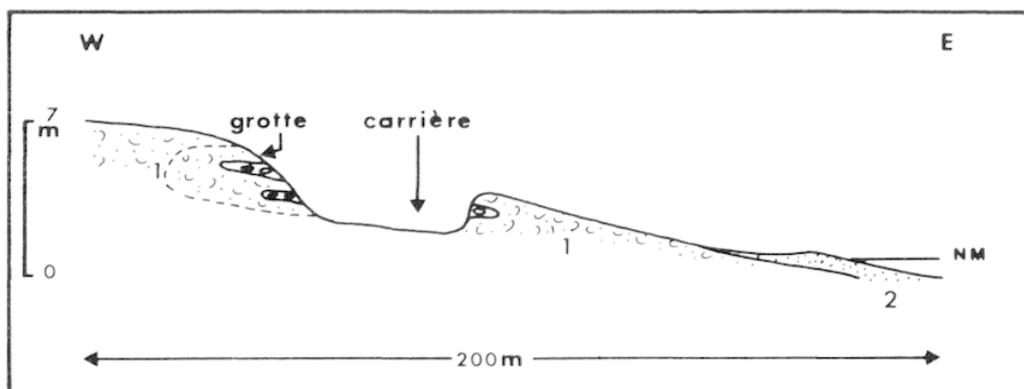


Fig. 47. Carrière près de Salakta.
1 : formation Rejiche. 2 : sables actuels.

se voit une accumulation étonnante de coquilles. Dans cette véritable lumachelle nous avons récolté *Spondylus gaederopus* LINNÉ, *Arca noae* LINNÉ, *Rudicardium tuberculatum* (LINNÉ), *Chamelea gallina* (LINNÉ) et *Glycymeris violacescens* (LAM.) (D. Herm, *in* Paskoff et Sanlaville, 1979), mais, malgré des recherches attentives, nous n'y avons trouvé ni Strombes ni d'autres éléments de la faune sénégalienne. Le faciès va du prisme détritique littoral, avec stratification entrecroisée caractéristique d'un haut de plage, à des vasières infralittorales (Blanc, 1982). Ce dépôt appartient à ce que nous avons proposé d'appeler la *formation Douira*.

Jauzein (1967) pensait que la plage visible à Douira appartenait au même cycle que la « dune calcaire ancienne » ; pour lui, cette dernière était postérieure, mais de peu, à la plage et s'était formée lors du début de la régression. Perthuisot (*in* Paskoff et Sanlaville, 1979) a repris la même hypothèse. Un drain, creusé, entre la plaine de Ksour Essaf et la mer, à travers les deux bourrelets de Douira et de Rejiche, offre une coupe excellente, dans laquelle on voit, d'ouest en est et de bas en haut, les couches suivantes (fig. 48) (Paskoff et Sanlaville, 1977) :

– (1) lumachelle constituée surtout de valves de Lamellibranches (*Glycymeris violacescens* (LAM.), *Donax trunculus* LINNÉ, *Chamelea gallina* (LINNÉ), *Mactra corallina* (LINNÉ), *Ensis minor* (CHENU), avec de nombreux graviers de croûte. Elle a jusqu'à près de 2 m d'épaisseur et se poursuit à l'ouest, dans la plaine de Ksour Essaf, avec une cimentation moindre et un faciès plus lagunaire dans lequel on rencontre : *Mactra corallina* (LINNÉ), *Chamelea gallina* (LINNÉ), *Arcularia gibbosula* (LINNÉ), *Theridium vulgata* (BRUG.) ;

– (2) couche sablo-argileuse rougeâtre, très compacte, à *Helix*. Elle a de 1 à 1,20 m d'épaisseur et son enrichissement en calcaire vers le haut (nodules et concrétions) correspond vraisemblablement à une évolution pédologique *in situ* ;

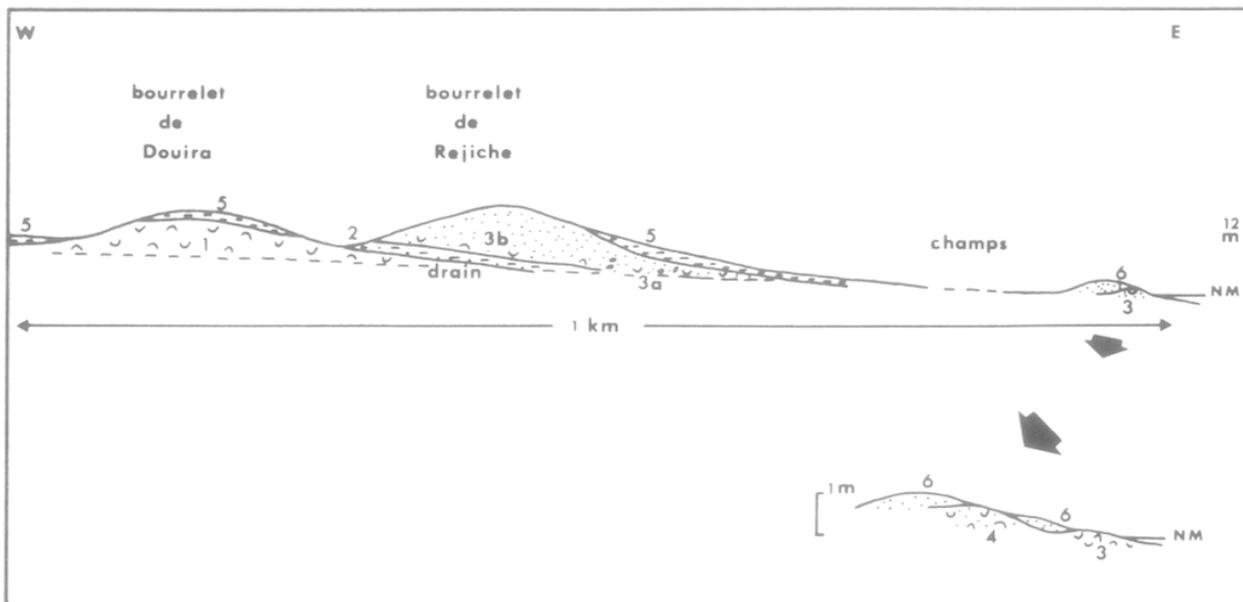


Fig. 48. Coupe du drain de Douira.

- (3a) calcaire oolithique. La couche est d'abord sableuse à la base, avec faune lagunaire et *Helix* (sur 20 à 30 cm), puis elle devient franchement marine (macrofaune, notamment Strombes), même à l'ouest de la culmination du bourrelet ; 1 à 3 m ;
- (3b) en continuité, faciès dunaire à oolithes ; 2 à 3 m ;
- (5) limons rouges tardifs (quelques décimètres à plus d'un mètre) ;
- (6) dunes récentes ou actuelles.

C'est dans ce drain et dans les carrières voisines que se marque bien l'individualité de la formation Douira (1), que nous considérons comme un dépôt marin du dernier interglaciaire, tout à fait distinct de la formation Rejiche (3a et b) et antérieur à elle.

La couche continentale (2), que Jauzein n'a pas vue et dont Perthuisot nie l'importance, a pour nous une grande signification : au droit du village de Rejiche comme à el Mnaka, plusieurs puits situés à l'ouest du bourrelet de la formation Rejiche montrent un niveau continental épais (environ 1 m) séparant deux séries marines ; la couche rouge mise en place après le retrait de la mer qui a laissé la formation Douira s'étend donc largement. Comme, par ailleurs, elle avait déjà subi un début de pédogenèse lorsque s'est produite la transgression suivante (Rejiche), on ne peut accepter l'hypothèse de nos prédécesseurs suivant laquelle les dépôts que nous rattachons à la formation Douira (1) et ceux que nous attribuons à la formation Rejiche (3) appartiendraient à une même transgression marine du dernier interglaciaire.

Cependant, la formation Douira est très proche par l'altitude, la position, l'état de conservation et le degré d'encroûtement, de la formation Rejiche et, malgré l'absence d'une faune chaude, on peut très bien considérer que la formation Douira s'est mise en place lors du dernier interglaciaire, probablement à son début, comme le suggèrent les datations radiométriques. Six datations effectuées par M. Bernat (Université de Nice) sur des coquilles de *Glycymeris* par la méthode $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ont en effet donné une moyenne de 120 à 125 000 ans. Une autre, faite à Gif-sur-Yvette par C.T. Hoang, propose un âge très voisin ($130\,000 \pm 7\,000$ ans), mais dans ce dernier cas un contrôle par la méthode du $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ a donné $94\,000 \pm 11\,000$, ce qui laisse penser que l'échantillon était défectueux. Nous estimons cependant qu'il y a de bonnes chances pour que la formation Douira se soit mise en place au début du dernier interglaciaire.

Le bourrelet que constitue la formation Douira monte jusqu'à une douzaine de mètres d'altitude tandis que la plaine voisine, où affleure un faciès lagunaire de la même formation, se tient seulement vers 5 ou 6 mètres : Kamoun (1981), qui incline à placer la formation Douira dans l'avant-dernier plutôt que dans le dernier interglaciaire, y voit la preuve d'une déformation : un bombement de direction $\text{N}160^\circ$ aurait affecté ce dépôt avant la transgression eutyrrhénienne. Il nous paraît d'autant moins nécessaire de faire intervenir ici la néotectonique qu'aucune déformation n'est visible dans les coupes : le bourrelet de Douira correspond à un cordon littoral en arrière duquel se tenait une lagune ; le phénomène est courant aujourd'hui tout au long du littoral de la Tunisie orientale. Cependant, au nord de la route Ksour Essaf-Mahdia, cet ancien cordon littoral disparaît rapidement. Il semble bien pourtant que ce soit la formation Douira que traversent certains puits à l'ouest d'Henchir Cheurfi ou de part et d'autre de la route de Thapsus à Bekalta : un mouvement de subsidence se serait produit, qui expliquerait, avec l'érosion hydro-éolienne, l'altitude très basse du plancher de la sebkha de Moknine.

Ajoutons, enfin, qu'au nord-est de Douira affleure sur l'estran un grès à faune marine qui appartient probablement à la formation Rejiche et, sur le haut de la plage, un dépôt gréseux rougeâtre (*fig. 48 bis*, couche 4), fortement induré, avec blocs et galets de grès Rejiche et abondante faune à la fois marine (les Strombes sont nombreux) et continentale (*Helix*). Le ruissellement a remanié ici un dépôt marin qui ne devait pas être encore totalement cimenté : il n'est pas possible de dire si ce dernier appartenait à la formation Rejiche ou à la formation Chebba. Cette couche rougeâtre ne paraît pas s'étendre loin vers l'intérieur, où les puits montrent seulement des dépôts gréseux homogènes qui appartiennent à la formation Rejiche.

De Ras Salakta à Ras Kabo

D'abord méridienne, la côte prend ensuite, au droit de la Sebkha Ndjila, un tracé NW-SE. Dans la première section le bourrelet de la formation Rejiche est bien individualisé et très continu, culminant régulièrement à 11 m. Dans la plaine située en arrière, à 1 m d'altitude, n'apparaît aucune trace morphologique ou stratigraphique de la formation Douira. Un ancien drain, taillé en souterrain dans la formation Rejiche entre la Sebkha Ndjila et la mer, montre, à la base, aussi bien en bordure de la sebkha que près de la mer, un grès marin à coquilles et à galets qui monte au moins à + 3 m. Au-dessus, le calcaire est formé d'oolithes homométriques sans faune marine ou continentale et sans litage visible, si bien qu'il n'est pas possible de dire jusqu'où la mer est montée. Mais là encore, on sait, d'après cette coupe, que le bourrelet topographique ne coïncide pas avec le maximum d'extension vers l'ouest de la transgression Rejiche.

Au-delà vers le sud, à cause du changement d'orientation de la côte, le bourrelet constitué par la formation Rejiche disparaît sous des accumulations dunaires, plus ou moins fixées par la végétation, qui s'étendent jusqu'à près de 2 km à l'intérieur des terres. C'est en s'approchant de Ras Kabo, au droit du bourg de Chebba, que de nouvelles coupes sont visibles, le long de la falaise littorale. Trois d'entre elles nous donneront une bonne idée de l'ensemble de la stratigraphie du Quaternaire récent.

Chebba Douera (fig. 49)

- à quelques décimètres au-dessus du niveau de la mer, une plate-forme d'abrasion, large d'une dizaine de mètres, est taillée dans un grès oolithique (4) appartenant certainement à la formation Rejiche ;
- ce grès est fortement raviné par un conglomérat grossier (5), peu épais (quelques décimètres), riche en faune : *Ostrea* sp., *Arca noae* LINNÉ, *Rudicardium tuberculatum* (LINNÉ), *Strombus bubonius* LAM., *Columbella rus-*

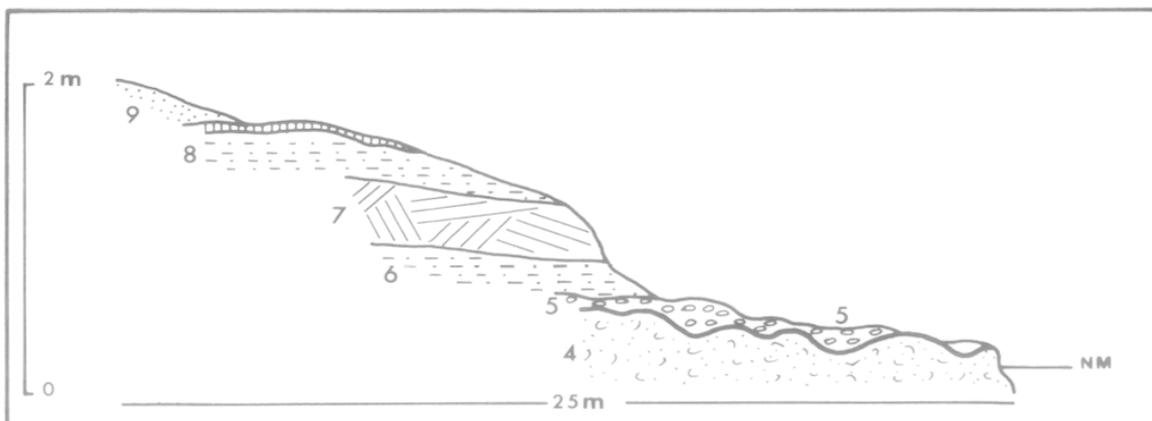


Fig. 49. Coupe de Chebba-Douera.

tica (LINNÉ), *Conus mediterraneus* BRUG., *Monodonta turbinata* (BORN), *Theridium varicosum directum* (MONTEROSSATO), *Trunculariopsis trunculus* (LINNÉ), *Nucella lapillus* (LINNÉ). On trouve ensuite, de haut en bas :

- limons rouges encroûtés à *Helix* (6) ; 50 à 60 cm ;
- grès dunaire coquillier, fin et faiblement et inégalement cimenté, à *Helix* (7) ; épaisseur très variable ;
- limons rouges (50 à 80 cm), coiffés par une croûte lamellaire (8) ;
- en arrière, dune vive actuelle (9).

Photo 16

Le grès (7) représente probablement la formation Cap Blanc. Le conglomérat (5) est tout à fait caractéristique de la formation Chebba : il en a le faciès (éléments très hétérométriques, parfois anguleux mais fréquemment lithophagés ; galets et blocs du grès sous-jacent ; faune abondante, avec des Strombes), la position stratigraphique (entre le calcaire gréseux oolithique et des colluvions rougeâtres qui ont recouvert le conglomérat (5) avant sa cimentation, l'imprégnant et le rougissant dans sa masse) et la morphologie (une plate-forme de corrosion, avec cuvettes et lapiés caractéristiques, qui taille à faible altitude le grès de la formation Rejiche et que la mer retrouve aujourd'hui au moment des tempêtes, en dégageant les couches plus tendres sus-jacentes). Cette coupe est, avec



Photo 16. Chebba (Sahel de Sousse), petit port de pêche de Douera, à l'ouest du bourg, localité-type de la formation Chebba (Néotyrrhénien). Vue de détail de la formation Chebba : conglomérat hétérométrique aux éléments souvent lithophagés, macrofaune abondante (un Strombe, coupé en deux selon son grand axe, est visible), matrice colorée de rouge. Cliché R. Paskoff.

celle décrite près de Bizerte, à l'est du Cap Blanc (*fig. 12*), celle relevée dans l'ancien cordon littoral au sud d'Hergla (*fig. 43*) et celle observée à el Gala dans le nord de Jerba (*fig. 64*), une des plus convaincantes de l'existence d'un épisode transgressif tyrrhénien postérieur à l'Eutyrrhénien. C'est la raison pour laquelle Chebba a été choisi comme site éponyme de la dernière pulsation marine tyrrhénienne.

Sidi Abdallah el Merakchi (fig. 50)

Le marabout de Sidi Abdallah el Merakchi est installé sur un pointement de calcaire oolithique (formation Rejiche), mais celui-ci n'est pas partout visible dans les falaises voisines, car il est souvent caché par des dépôts plus récents. A peu de distance au nord du marabout, nous avons relevé la coupe suivante :

- (6) couche rouge à *Helix* avec faune marine dans sa partie inférieure ;
- (5b) grès à grains et granules de quartz (empruntés au Pliocène voisin) et coquilles marines ;
- (5a) conglomérat avec galets et blocs, parfois énormes, de calcaire oolithique ;
- (3) couche marno-limoneuse à *Helix*, que l'on retrouve plus loin au sud.

Les couches 5a et 5b appartiennent probablement à la formation Chebba sans que nous puissions en être sûrs. La faune y est variée : *Ostrea* sp., *Chama gryphoides* LINNÉ, *Spondylus gaederopus* LINNÉ, *Arca pulchella* REEVE, *Mytilaster lineatus* (GMELIN), *Ctena eburnea* (GMELIN), *Dosinia lupinus lupinus* (POLI), *Loripes lacteus lacteus* (LINNÉ), *Angulus planatus* (LINNÉ), *Diodora italica* (DEFR.), *Patella caerulea* LINNÉ, *P. lusitanica* GMELIN, *Monodonta turbinata* (BORN), *Gibbula turbinoides* (DESH.), *Columbella rustica* (LINNÉ), *Conus mediterraneus* (BRUG), *Fasciolaria lignaria* (LINNÉ), *Strombus bubonius* LAM., *Balanidae*, *Melobesiae*. Le dépôt (5a) a été daté par la méthode 230 Th/ 234 U : M. BERNAT (Nice) a obtenu 81 000 ans sur un Strombe et 61 000 ans sur un Lamellibranche, et C.T. Hoang (Gif-sur-Yvette) 93 000 ± 3 000 (53 000 ± 3 000 au Pa/U).

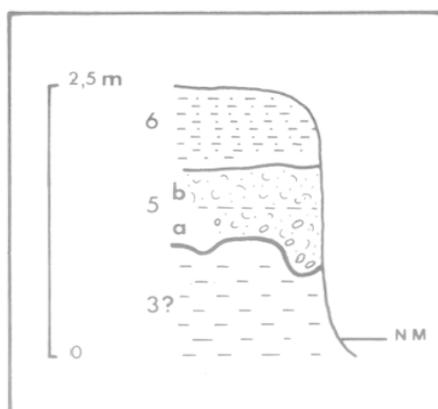


Fig. 50. Coupe de Sidi Abdallah el Merakchi, près de Chebba.

Chebba-sud (fig. 51)

Entre le bourg de Chebba et la pointe de Ras Kabo, la falaise littorale compte de 2 à 5 m de hauteur et dessine des séries de criques et de pointes. Au sud de la pointe sur laquelle est installé le restaurant « Les Pêcheurs », on peut observer la stratigraphie suivante :

Photo 17

- (5) conglomérat hétérométrique à Strombes, en ravinement. Il a de quelques décimètres à 1 m d'épaisseur et monte localement jusqu'à plus de 3 m de hauteur, sur une sorte de platier d'abrasion tronquant les dépôts sous-jacents ;
- (4) grès oolithique avec figures de sédimentation littorale, mais sans galets ni macrofaune. Il est seul à affleurer en (b) (sur 3 m d'épaisseur environ) ; ailleurs, son épaisseur est très variable ;

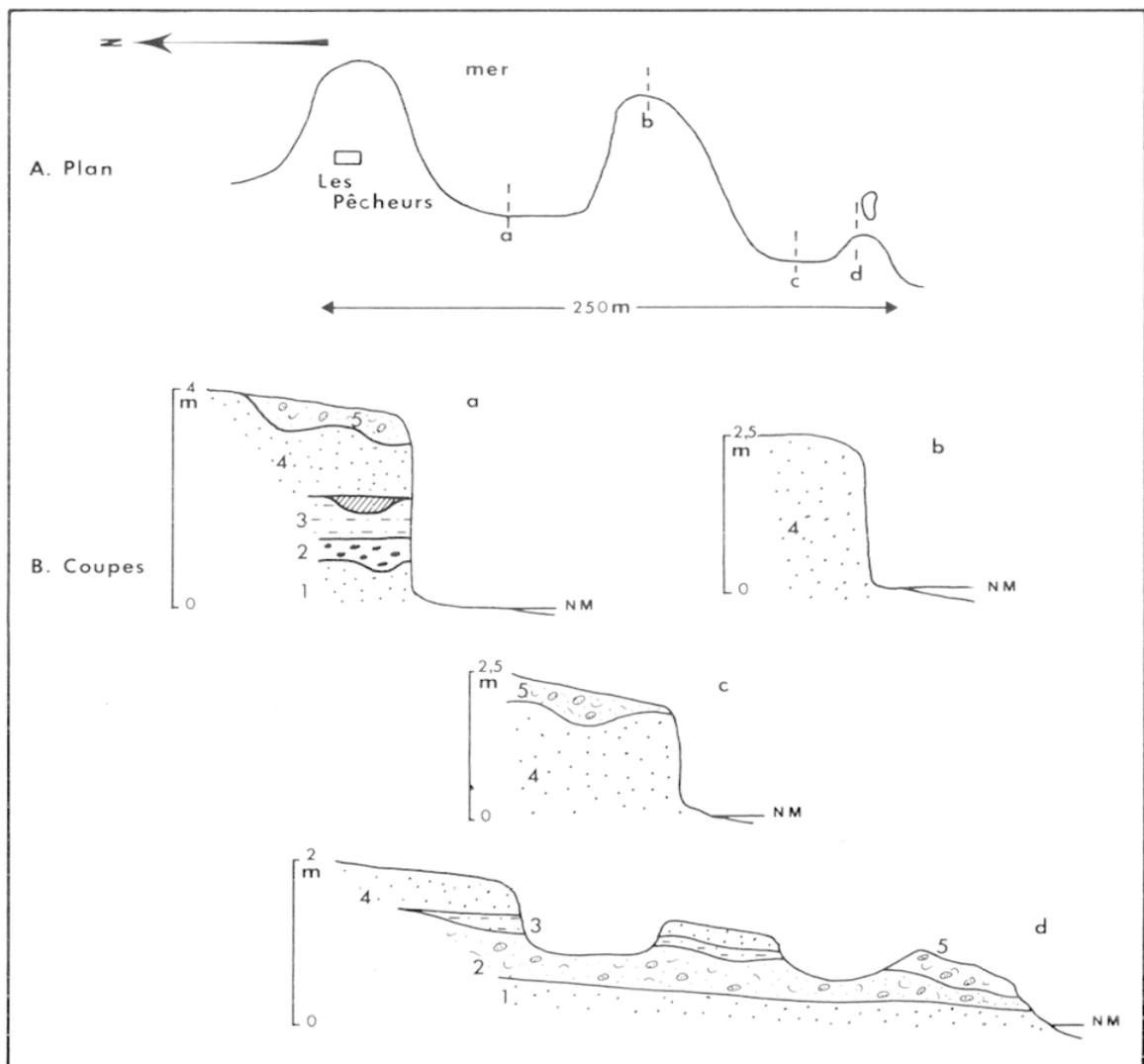


Fig. 51. Coupes de Chebba-sud.

- (3) couche continentale sablo-limoneuse ocre à jaune, avec blocs et débris de croûte, anguleux. En (a), ce niveau colluvial porte des traces de foyers marqués par des pierres noircies ;
- (2) conglomérat à macrofaune marine. Blocs et galets de croûte et du grès sous-jacent (0,50 m) ;
- (1) grès jaunâtre à grains et granules de quartz.

La couche (4) appartient, d'après son faciès, à la formation Rejiche. Le conglomérat hétérométrique qui la surmonte (5) est probablement à rapporter à la formation Chebba : notons que, comme à Chebba-Douera, les Strombes y sont relativement nombreux alors que nous n'en avons pas trouvé dans la formation Rejiche sous-jacente. Le conglomérat inférieur (2) peut être corrélé avec la formation Douira, séparée de la formation Rejiche, ici, comme à Douira, par un dépôt continental (3). La couche inférieure (1) est sans doute pliocène.



Photo 17. Chebba (Sahel de Sousse), falaise vive entre le bourg et le Ras Kabo, à proximité du restaurant Les Pêcheurs. Ravinement du grès oolithique marin de la formation Rejiche (Eutyrrhénien) par le conglomérat littoral à Strombes de la formation Chebba (Néotyrrhénien). Cliché P. Sanlaville.

Conclusion

Le Sahel de Mahdia est un secteur capital pour la connaissance du Tyrrhénien de la Tunisie, car c'est ici que s'individualisent et se caractérisent le mieux les trois formations (Douira, Rejiche et Chebba) que nous rapportons à trois mouvements transgressifs distincts du dernier interglaciaire.

La formation Rejiche se caractérise à la fois par son expression morphologique et son faciès. Elle forme un bourrelet étroit mais continu et relativement élevé qui, en gênant l'écoulement des eaux continentales, a favorisé l'apparition des sebkhas. Sa richesse en oolithes permet de l'identifier aisément. Son membre supérieur, dunaire, est ici bien développé ; son membre inférieur, marin et riche en Strombes, s'élève jusque vers 12 à 13 m et présente parfois plusieurs niveaux grossiers interstratifiés. Le niveau grossier basal s'avance souvent au-delà du bourrelet dunaire : celui-ci se situe donc un peu en retrait par rapport au maximum d'avancée de la transgression responsable du dépôt de la formation Rejiche.

Le Sahel de Mahdia est, avec la péninsule du Cap Bon, la seule région de Tunisie où s'affirme clairement l'existence d'une formation marine du Pléistocène supérieur antérieure à la formation Rejiche. La formation Douira s'exprime elle aussi dans la topographie par un bourrelet littoral et, grâce au dépôt continental qui la recouvre, elle se distingue clairement de la formation Rejiche. Malgré l'absence de faune chaude, sa position, son altitude, son faciès et les données radiométriques nous conduisent à la considérer comme tyrrhénienne.

Plusieurs coupes prouvent l'indépendance de la formation Chebba par rapport à la formation Rejiche. La stratigraphie, le faciès et surtout la morphologie (platier rocheux, à cuvettes et mares, taillé dans les calcaires oolithiques) nous donnent ainsi une certitude quant à l'existence d'un épisode transgressif postérieur à l'Eutyrrhénien, d'ampleur modeste (faible altitude, dépôt peu épais, replat d'abrasion étroit) mais révélateur d'un environnement très différent de celui qui existait pendant la transgression qui a mis en place la formation Rejiche : les phénomènes d'érosion dominant et, si le matériel déposé est peu abondant, il est du moins grossier et très hétérométrique. De tels caractères sédimentologiques indiquent vraisemblablement le début d'une phase de rexistatie correspondant à l'aube du Würm. La régression qui a suivi a vu des colluvions rougeâtres s'épandre et perturber les sédiments de la formation Chebba.

En dehors de ces colluvions rougeâtres et de limons roses omniprésents, probablement assez tardifs, les seuls autres dépôts à rapporter au Würm sont des grès dunaire peu épais et discontinus dont il n'est pas toujours facile de dire s'ils appartiennent à la formation Cap Blanc ou à la formation Sidi Salem.

Chapitre 9

LES ÎLES KERKENNAH

Situé à une vingtaine de kilomètres à l'est de Sfax, l'archipel des Kerkennah comprend deux îles principales, Cherguia et Rharbia, et des îlots, riches en dépôts tyrrhéniens (fig. 52). Sa topographie peu élevée (le point culminant est à 13 m) fait qu'il émerge à peine des faibles profondeurs



Fig. 52. Croquis structural de l'archipel des Kerkennah.

1 : point culminant, en mètres. 2 : faille ou flexure. 3 : ondulation anticlinale. 4 : parties restées émergées lors du maximum de la transgression eutyrrhénienne. 5 : cordon littoral de la formation Rejiche. 6 : site à Strombes.

qui l'entourent. Sur ses côtes le marnage est appréciable et, à l'échelle des marées de vives-eaux (l'amplitude est alors de 1,30 m), ses parties les plus basses, les sebkhas, sont partiellement submergées.

Assez curieusement, car l'archipel est peuplé et d'accès facile, la géologie des îles Kerkennah est restée jusqu'ici peu connue, encore que la présence de Strombes abondants soit signalée dès 1888 par Doumet Adanson. La nature et l'âge des roches sont sommairement figurés sur la carte géologique provisoire de la Tunisie au 1:200 000 (Solignac et Bédé, 1934). On doit à Despois (1937) quelques observations géomorphologiques et à Allemand-Martin (1940) un aperçu stratigraphique. Récemment, Burollet (1978) d'une part, Delteil et Lamboy (1979) d'autre part, ont décrit localement des indices de déformations qui affectent les dépôts tyrrhéniens. Une cartographie au 1:50 000 des terrains quaternaires vient d'être réalisée par Oueslati (1980). En collaboration avec cet auteur, nous avons publié (1981) une note de synthèse sur la stratigraphie et la néotectonique de l'archipel, dont l'essentiel, avec quelques ajouts, est reproduit ci-après.

L'ossature des îles Kerkennah est constituée par la croûte saumon à Hélicidés, attribuée au Villafranchien, qui recouvre des argiles, souvent rouges et gypsifères, mais parfois vertes, considérées comme pontiennes (formation Segui). La croûte a été déformée. Elle est affectée par une flexure ENE-WSW qui commande le tracé de la côte sud-est de Cherguia. Une faille NW-SE coupe Rharbia en deux parties inégales et des accidents parallèles expliquent la structure en horsts et en fossés du nord-est de Cherguia. Burollet (1978) signale aussi des ondulations anticlinales : dans l'est de Rharbia, celle de Jorf ; dans le sud-ouest de Cherguia, celle d'Ouled Yaneg-Borj el Hassar. Ce sont là des manifestations de la phase tectonique post-villafranchienne, très importante en Tunisie orientale et méridionale par ses effets majeurs sur la topographie (Perthuisot, 1975).

Les plus anciens dépôts marins quaternaires qui affleurent dans les îles Kerkennah appartiennent à la formation Rejiche. Leur grande extension indique que, pendant le maximum de la transgression eutyrrhénienne, l'archipel, presque entièrement submergé, était réduit à quelques îlots. L'abondance des *Strombus bubonius* rappelle celle des environs de Monastir ou encore celle des environs de Melloulèche, au nord de Sfax. Ces dépôts dont l'altitude atteint au maximum 4 m près de Mellita, à Rharbia, revêtent suivant les endroits des faciès différents.

Le faciès littoral spécifique de la formation Rejiche, un grès calcaire fin, riche en oolithes, est bien représenté. A Cherguia, il caractérise le dos de terrain qui, sur la côte sud-est, s'appuie sur la flexure de la croûte villafranchienne. Ce bourrelet se suit, avec quelques interruptions, depuis l'îlot de Gremdi jusqu'à Ouled Gacem. Il matérialise un ancien cordon de plage, localement surmonté d'une dune et édifié lors du maximum de la transgression eutyrrhénienne. Près d'Abassia, une grande carrière l'éventre : on y voit quelques niveaux conglomératiques, constitués surtout de

galets de croûte, qui suggèrent des variations dans l'énergie des vagues et sans doute, également, des oscillations du niveau de la mer. Ces intercalations grossières contiennent aussi des blocs, repris du grès sous-jacent, qui sont interprétés comme des morceaux de *beach-rock*. Le bourrelet de grès calcaire oolithique se retrouve dans l'ouest de Rharbia : autour de Mellita dont le site était alors le centre d'une grande lagune, il dessine une boucle en forme de fer à cheval. Il est accompagné, à l'ouest et au sud, par des rides parallèles et moins élevées, constituées par le même matériel, qui représentent, soit des crêtes d'avant-côte contemporaines du bourrelet principal, soit des cordons littoraux abandonnés lors de la régression de la mer eutyrrhénienne.

Mais la formation Rejiche peut offrir d'autres faciès littoraux. Là où elle battait le pied d'une falaise couronnée par la croûte villafranchienne, la mer a logiquement laissé des galets, par exemple dans le sud-ouest de Cherguia, près d'Ouled Yaneg. Là où la côte était simplement rocheuse, comme sur presque toute la façade ouest et nord de Cherguia, on rencontre, plaqués sur les platiers ou bourrés dans les anfractuosités, des dépôts coquilliers riches en *Conus* et emballant de petits galets de croûte plus ou moins émoussés. Parfois, ces fragments de croûte sont noircis dans la masse. Delteil et Lamboy (1979) voient dans cette coloration une action du feu due à l'homme. C'est là une interprétation sujette à caution. On rencontre aujourd'hui, en grand nombre, sur l'espace infralittoral, de tels cailloux noircis. J.J. Blanc (comm. écrite) pense que leur couleur sombre s'explique par un lessivage périphérique des oxydes ou hydroxydes ferriques. De la calcite magnésienne a pénétré, lors du séjour en milieu marin, par les micropores de la croûte dont le ciment initial n'a été que très peu modifié. De leur côté, Burollet *et al.* (1979) croient que le noircissement tient à la présence, en faible quantité, dans les micropores de la roche, d'un minéral argileux de néogénèse de la famille des chlorites, dont la formation paraît étroitement associée à la zone infratidale.

Quant au faciès infralittoral de la formation Rejiche, il se présente sous l'aspect d'un grès oolithique tendre légèrement marneux, dans lequel les fossiles sont toujours abondants : *Strombus*, *Cardium* et *Glycymeris* sur le rivage de Rharbia ; *Cerithium* et *Murex* dans les sebkhas de Cherguia.

Pour observer la formation Rejiche, la meilleure coupe de l'archipel est celle que donne la partie la plus occidentale de la falaise de Jorf, à Rharbia (fig. 53). On y voit le dépôt marin du maximum de la transgression eutyrrhénienne à 2,50 m au-dessus du niveau moyen actuel de la mer. Il présente le faciès caractéristique d'un milieu rocheux littoral. Il passe vers le bas à des sédiments gréseux de type infralittoral et, vers le haut, à une accumulation éolienne de sables oolithiques consolidés.

Si les dépôts de la formation Rejiche sont ainsi largement développés dans l'archipel des Kerkennah, ceux de la formation Chebba sont, au contraire, rares, voire inexistants. Sur le rivage sud-est de l'îlot de Gremdi et près d'Ettouil, à Cherguia, des sédiments grossiers, riches en Strombes,

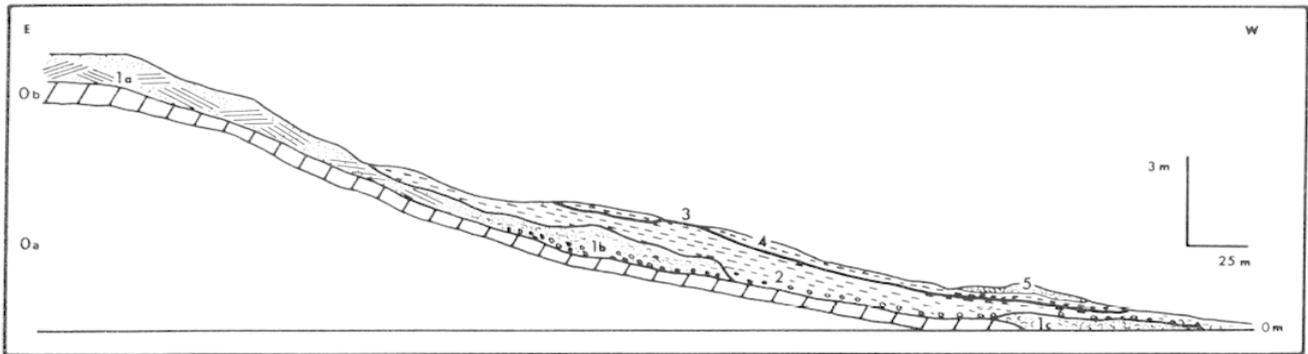


Fig. 53. Coupe de l'extrémité occidentale de la falaise de Jorf, à Rharbia (Kerkennah).

Oa : argiles pontiennes. Ob : croûte villafranchienne. 1 : formation Rejiche. (1a : grès oolithique éolien de haut de cordon. 1b : conglomérat coquillier littoral. 1c : grès coquillier infralittoral). 2 : limons rouges colluvionnés. 3 : croûte zonée. 4 : colluvions d'âge historique. 5 : sables éoliens actuels.

ravinent, au niveau de l'estran, le grès oolithique coquillier de la formation Rejiche, fournisseur des galets et des blocs qui les constituent. Il pourrait s'agir là de témoins de la transgression néotyrrhénienne, mais les limons rouges qui les recouvrent empêchent d'étendre vers l'amont les observations et d'exclure définitivement l'hypothèse, plausible, d'un ravinement intraformationnel au sein de la série eutyrrhénienne. Ailleurs, en dépit d'une prospection attentive, rien n'a été relevé qui puisse être attribué, à coup sûr, à la formation Chebba.

Burollet (1978) avait cru pouvoir rapporter au Néotyrrhénien des dépôts marins qui affleurent près d'Ouled Yaneg, en se fondant sur leur nature conglomératique et sur la présence en eux, à côté de galets de croûte saumon, de blocs de grès oolithique remaniés. Nous venons de rappeler que de tels caractères peuvent très bien se rencontrer dans des sédiments qui appartiennent à la formation Rejiche lorsque, pendant le maximum de la transgression eutyrrhénienne, la mer battait un pied de falaise et, à l'occasion de légères variations de son niveau ou de son tracé, incorporait à ses dépôts des fragments de *beach-rock*. D'ailleurs, le croquis que donne Burollet à ce propos montre, en concordance sur le conglomérat de base, des calcaires gréseux oolithiques à coquilles, qui sont typiques de la formation Rejiche. De fait, cette coupe d'Ouled Yaneg est de lecture difficile car, pendant la régression würmienne, le ruissellement a remanié le matériel marin, d'où une confusion apparente dans la stratigraphie du site.

Quant au Néotyrrhénien signalé par Delteil et Lamboy (1979) au Ras Amer, dans le sud de Cherguia, il relève d'une interprétation à laquelle nous ne pouvons souscrire. En cet endroit, une petite falaise fait apparaître clairement la succession suivante, décrite ici de haut en bas (fig. 54) :

- (4) limons roses, récents ;
- (3) niveau très coquillier (Lamellibranches et Gastéropodes marins), à petits galets et cailloux de croûte, matrice rosâtre fine, très quartzeuse, exemplaires d'*Helix*, croûte lamellaire, 0,40 m ;

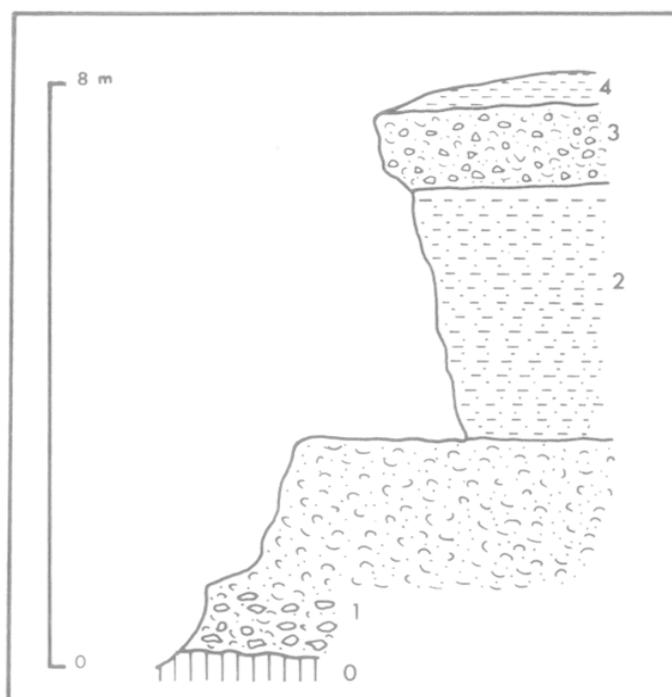


Fig. 54. Coupe de Ras Amer, à Cherguia (Kerkennah).

- (2) couche argileuse et silteuse blême, non cimentée, à *Helix*, avec de petites coquilles marines dispersées et des fragments anguleux de croûte, 0,80 m ;
- (1) dépôt franchement marin, consolidé, très conglomératique à la base (nodules, cailloux et blocs de croûte villafranchienne dans une matrice biodétritique), lumachellique vers le haut (coquilles entières et brisées, oolithes, Foraminifères), dénotant un milieu littoral à infralittoral, 0,80 m ;
- (0) par très basse mer, on peut localement observer, en place, la croûte saumon villafranchienne.

Il ne fait pas de doute que le dépôt (1) appartient à la formation Rejiche et que la couche (2) témoigne d'un retrait de la mer, encore que les conditions de sa mise en place soient obscures. Pour nous, le niveau (3), que Delteil et Lamboy interprètent comme étant d'origine marine et d'âge néotyrrhénien, est de nature continentale et d'époque würmienne. Nous y voyons l'expression du remaniement, par le ruissellement, des sédiments coquilliers eutyrrhénien ; on peut s'en convaincre en observant à l'extrémité nord-est du Ras Amer, où manque la couche (2), le contact entre la lumachelle (1) et le niveau coquillier (3).

Un tel épandage par l'écoulement diffus relève d'ailleurs d'un phénomène général dans les îles Kerkennah. Presque partout, les sédiments eutyrrhénien sont recouverts par une couche de limons rosâtres à rougeâ-

tres, épaisse de quelques dizaines de centimètres, emballant ici et là des fragments de croûte villafranchienne. Ces limons ont été étalés par des eaux ruisselantes qui ont incorporé à leur base des fossiles arrachés aux dépôts marins sous-jacents. Ceux-ci, dans leur partie supérieure, ont été colorés par les eaux qui s'y sont infiltrées.

Ces limons rouges, relativement riches en kaolinite et en goethite (H. Chamley, comm. écrite), ont été épandus au début du Würm, alors que le niveau marin commençait à baisser et que le climat était devenu favorable à l'érosion pluviale. Ils représentent la contrepartie de la dispersion des sols et des éléments fins d'origine éolienne qui couvraient les collines restées émergées pendant le dernier interglaciaire.

La couche de limons rouges est scellée par une mince croûte zonée. Là où des dos de terrain la dominent, elle peut être recouverte par des dépôts détritiques peu épais, à matrice fine, qui contiennent des tessons de poterie d'époque romaine. Ils parlent en faveur d'une légère récurrence pluviale pendant la période historique. Les sédiments les plus récents sont des sables et des limons mobilisés actuellement par le vent à la surface des estrans et des sebkhas.

On a vu que des mouvements se sont produits après le Villafranchien sur l'emplacement actuel de l'archipel des Kerkennah. Ils sont antérieurs au Tyrrhénien, car les dépôts de la formation Rejiche se sont moulés sur une topographie directement héritée de cette phase tectonique. Mais, à leur tour, les sédiments du Quaternaire supérieur ont subi des déformations. Ainsi, des relevés de terrain confirment l'impression de Burollet (1978) pour qui l'ondulation de Jorf, dans l'est de Rharbia, a rejoué postérieurement au Tyrrhénien. En effet, la trace du rivage le plus haut atteint par la mer eutyrrhénienne se trouve à 2,50 m sur son flanc ouest (*fig. 53*) alors que, dans une position similaire face à la houle, il n'est qu'à 1,50 m sur son côté est. Par contre, l'interprétation néotectonique de la coupe de Ras Amer, dans le sud de Cherguia, proposée par Delteil et Lamboy (1979) n'emporte pas l'adhésion. Le contact vertical qu'ils ont observé entre les dépôts marins de la formation Rejiche et le substratum n'implique pas nécessairement une faille normale, comme ils le pensent, mais peut être, plus simplement, dû à la fossilisation d'une microfalaise lors de la transgression eutyrrhénienne. Quant au bombement anticlinal supposé, il n'est pas démontré. En effet, tout dépôt littoral présente une pente originale et rien n'interdit d'imaginer qu'un haut-fond existait en cet endroit à l'époque où se déposait la formation Rejiche. Seules seraient véritablement probantes d'une déformation en compression, d'éventuelles variations dans la position altitudinale de l'ancienne ligne de rivage, mais celle-ci n'est pas observable en cet endroit.

Cependant, plus que sur des déformations locales, l'attention doit se porter sur la subsidence généralisée qui a affecté l'archipel des Kerkennah pendant le Quaternaire supérieur. Nombreux sont les arguments en

faveur de cet affaissement récent. La formation Douira qui, on l'a vu, affleure vers 15 m d'altitude sur la côte du Sahel de Mahdia, n'a jamais été observée ici. Les dépôts de plage de la formation Rejiche qui, là, atteignent 10 m, n'arrivent jamais au-dessus de 4 m ici. La formation Chebba, dont la cote maximale se situe en moyenne vers 2-3 m le long du littoral tunisien, n'existe peut-être pas dans l'archipel des Kerkennah et les seuls gisements qui, à la rigueur, pourraient lui être rapportés se trouvent, à peu de chose près, au niveau actuel de la mer. L'absence totale de la formation Sidi Salem mérite aussi d'être soulignée. Enfin, aucune trace de niveau marin holocène plus haut que l'actuel n'a été relevée, alors que des indices significatifs d'un tel niveau existent dans le sud du golfe de Gabès, en particulier à Jerba et dans les environs de Zarzis.

La subsidence s'est poursuivie pendant l'époque historique. Le phénomène avait déjà été perçu par Doûmet-Adanson (1888) et, récemment, Burrollet (1978 ; 1979) a avancé des arguments convaincants à cet égard. Il mentionne en particulier les ruines romaines de Cercina (Borj el Hassar), sur la côte nord-ouest de Cherguia, aujourd'hui partiellement sous la mer. Certes, une légère transgression, d'environ 0,30 m, très probablement d'origine eustatique, a affecté le littoral de la Tunisie depuis l'Antiquité (Paskoff *et al.*, 1981). Mais la tranche d'eau qui inonde le site est ici plus épaisse qu'ailleurs. L'érosion généralisée qui affecte actuellement toutes les côtes des îles, jalonnées de palmiers abattus par les vagues, suggère que la submersion de l'archipel continue encore aujourd'hui.

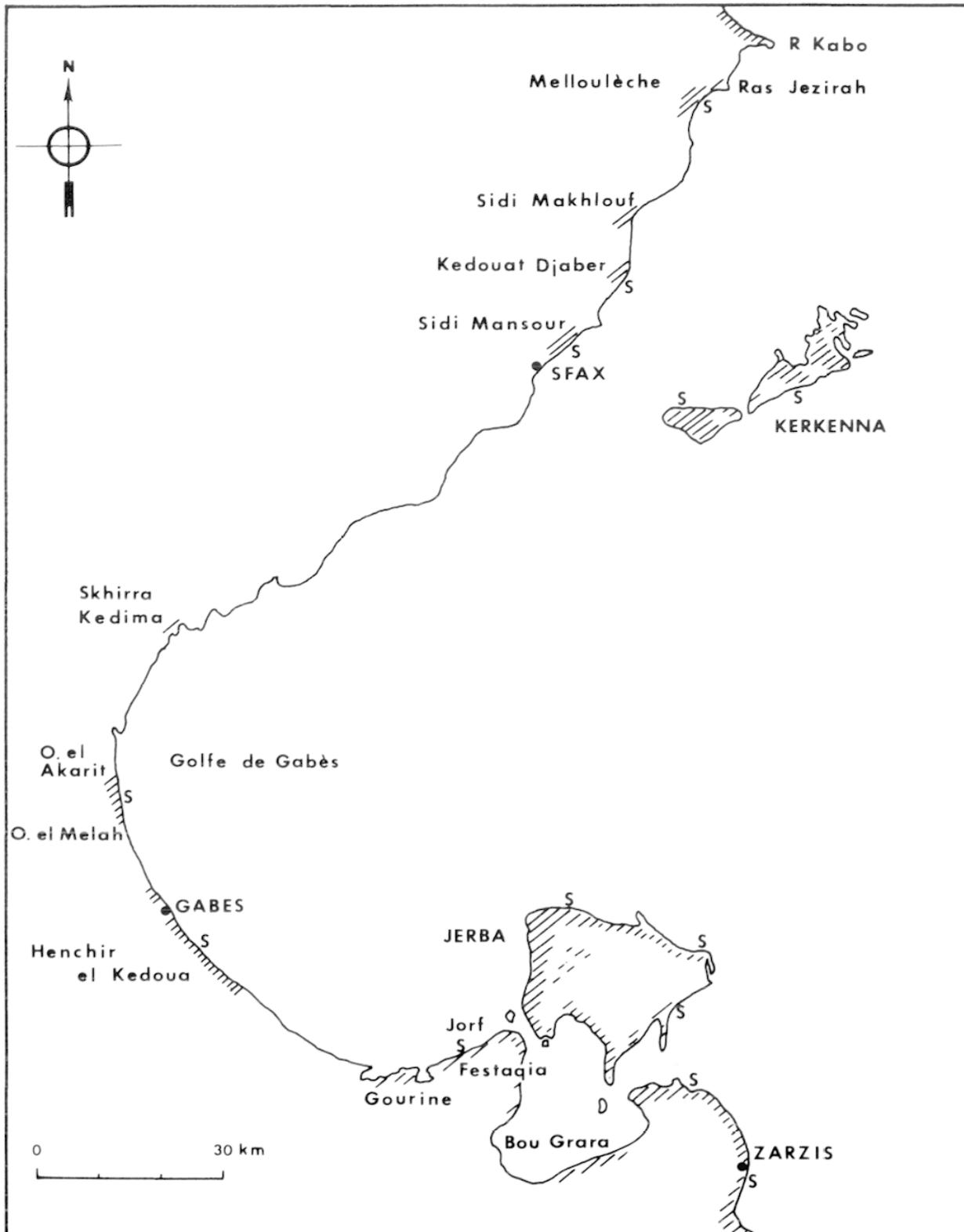


Fig. 55. Localisation des affleurements des dépôts marins et éoliens du Pléistocène supérieur sur la côte du Golfe de Gabès. S : site à Strombes.

Chapitre 10

LE GOLFE DE GABÈS

De Ras Kabo jusqu'à la pointe de Jorf, face à l'île de Jerba, s'étend la côte du Golfe de Gabès. Dessinant une vaste et profonde concavité, le littoral, dans l'ensemble bas et plat, est caractérisé par un estran sablo-vaseux découvrant largement à basse mer, car le marnage est ici très important (1,70 m en période de vives-eaux). Les formes littorales sont peu caractéristiques et les bonnes coupes rares. Le bourrelet de calcaire oolithique et la formation Cap Blanc n'existent pas, mais l'éolianite de la formation Sidi Salem apparaît tout à fait au sud. Pourtant, çà et là s'observent des coupes intéressantes qui prouvent que la formation Rejiche est presque continue, bien que généralement cachée sous des dépôts plus récents (*fig. 55*).

La région de Melloulèche

Ras Jezirah correspond à un léger dôme de croûte calcaire très dure, défoncée par les labours. Sur la face nord de la pointe est visible une coupe qui nous a été signalée par P.F. Burollet (*fig. 56*) :

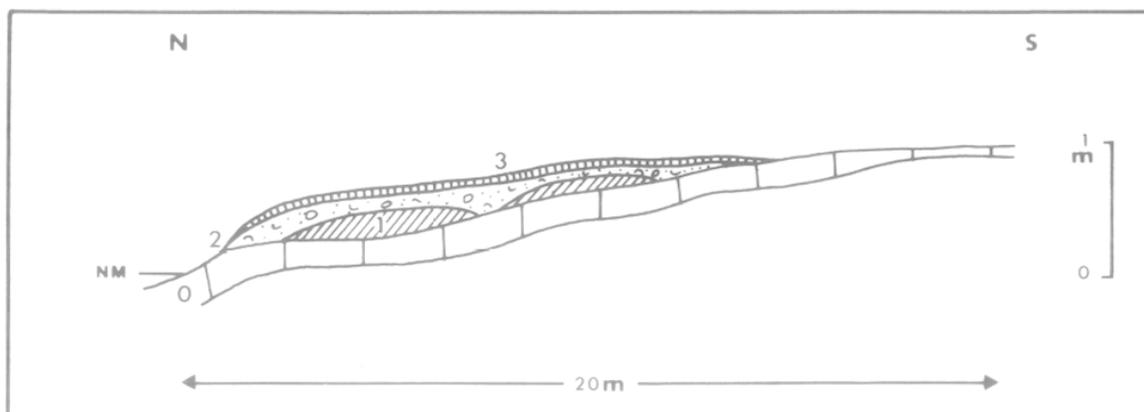


Fig. 56. Coupe de Ras Jezirah.

- (0) croûte fortement taraudée par les lithophages ;
- (1) massifs circulaires de Serpulidés (2 à 3 m de diamètre ; jusqu'à 1 m de hauteur) ;
- (2) conglomérat à galets de croûte et blocs de Serpulidés. Il monte jusque vers + 0,80 m ;
- (3) placage de limons rouges et coquilles marines remaniées ;
- (4) encroûtement lamellaire très dur, de couleur brique.

Il n'est pas possible de savoir ce que représentent exactement ces dépôts. Les Serpulidés pourraient être eutyrrhéniens, le conglomérat néotyrrhénien.

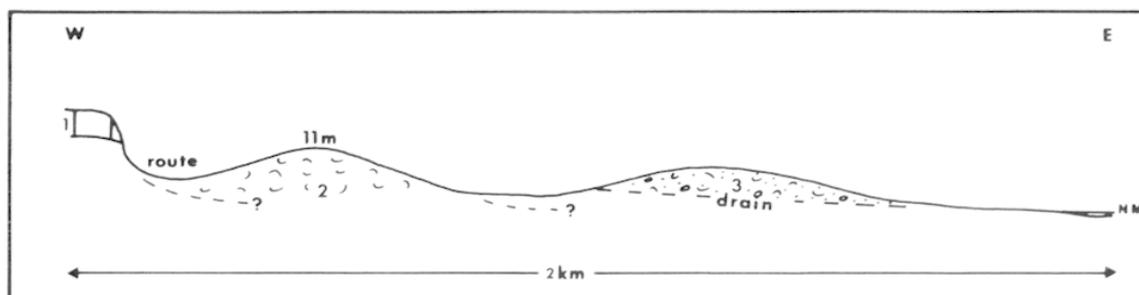


Fig. 57. Coupe de Melloulèche.

A proximité, le site de Melloulèche est encore plus intéressant (fig. 57). En avant de hauteurs coiffées d'une croûte saumon résistante (1), la plaine compte jusqu'à près de 3 km de largeur et l'on y voit un double bourrelet :

- le bourrelet externe, longé par la route de Mahdia à Sfax, s'élève à 11 m. Un puits foré au sommet et d'autres puits ou de petits affleurements observés ici ou là entre le bourrelet et le plateau nous ont révélé un dépôt limono-argileux riche en coquilles marines (2);
- à l'est, le deuxième bourrelet a près d'un kilomètre de largeur mais est peu élevé. Dans le drain qui le traverse apparaît une matrice fine, pulvérulente, emballant de nombreux galets de croûte et surmontée d'une croûte lamellaire : les Strombes s'y comptent par dizaines (3). Leur présence dans ce secteur avait été notée par Cointepas (1963).

Le bourrelet oriental est certainement lié à la formation Rejiche, tandis que la ride interne pourrait être un témoin de la formation Douira.

Un peu au sud, au km 55 en venant de Mahdia, un autre bombement de terrain, parallèle à la côte, est traversé par un drain profond : sur des argiles sombres reposent 3 m de dépôts sablo-vaseux très riches en Lamelli-branches. Aucun Strombe n'y a été découvert, bien que ce dépôt nous semble, lui aussi attribuable à la formation Rejiche. Appartiendrait-il cependant à la formation Douira ?

Dans les environs de Sfax, Bédé (1903) a été le premier à signaler l'existence de Strombes (*Strombus mediterraneus*, qu'il ne pouvait distinguer de *Strombus bubonius*, mais ces deux espèces sont aujourd'hui confondues). Des dépôts appartenant à la formation Rejiche sont, en effet, visibles çà et là au nord de Sfax, notamment à Sidi Makhoulf (29 km de Sfax), à Kedouat Djaber (20 km de Sfax) et à Sidi Mansour. Dans ce dernier site, à 12 km au nord de Sfax, la falaise littorale montre un grès très coquillier à galets de croûte, surmonté de limons rouges à faune marine, très encroûtés. Gobert (1962, p.279) y note la présence de Strombes ainsi que d'un outillage lithique découvert par Gobert et Neuville et qualifié par eux de levalloiso-moustérien.

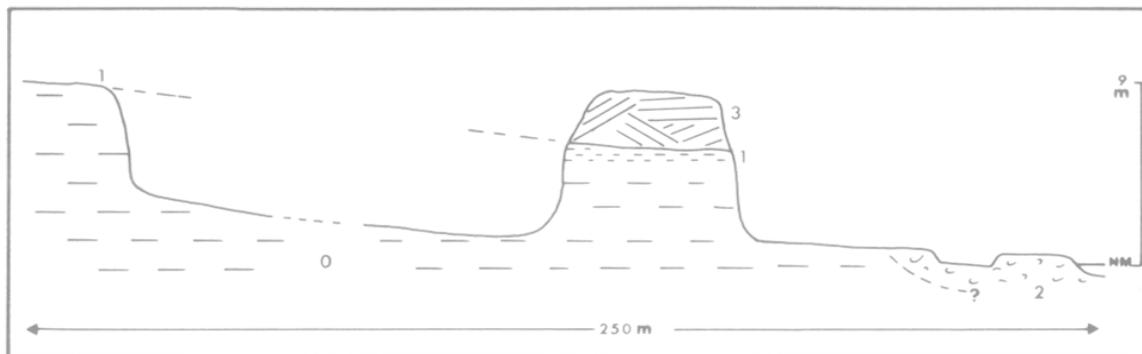


Fig. 58. Coupe de Skhirra el Kedima.

La Skhirra

Dans la région de La Skhirra, où la côte recule, les argiles gypsifères pontiennes donnent des falaises vives qui peuvent dépasser 10 m de hauteur. Aucun dépôt tyrrhénien ne paraît y avoir été conservé, sauf aux alentours de Skhirra el Kedima, à proximité du point d'arrivée de l'oléoduc de la TRAPSA (fig.58). A cet endroit, une petite butte isolée porte un grès à fins grains de quartz et à stratification dunaire, épais d'environ 4 m, médiocrement cimenté mais coiffé d'un léger encroûtement sommital (3). Ce grès repose sur les argiles (0) par l'intermédiaire d'un niveau légèrement altéré (1). En avant affleure un grès quartzeux (2) à coquilles (*Glycymeris* surtout) plaqué contre une micro-falaise développée dans les argiles. Il a été taillé par l'homme, probablement à l'époque antique ; il limite aujourd'hui une sorte de bassin qui est peut-être une ancienne carrière submergée par la mer.

Le dépôt marin (2) est sans doute eutyrrhénien. Le grès dunaire (3) appartient soit à la formation Sidi Salem (sa cimentation est assez médiocre), soit plus vraisemblablement à la formation Rejiche (il porte un petit encroûtement sommital). Il repose sur une surface qui se poursuit en ar-

rière de la grande falaise pour dessiner un glacis d'ablation assez vaste (1) qui s'emboîte, à 1 km de là, dans un niveau plus élevé surmonté d'une croûte gypseuse, dure et continue. Pour Ballais (1973), le glacis (1) serait un glacis de substitution würmien, développé au détriment d'un glacis plus ancien, mais nous n'avons ici aucun élément précis de datation.

Oued el Akarit

Situé à environ 25 km au nord de Gabès, l'Oued el Akarit est célèbre par sa richesse archéologique (Gobert, 1962) et mériterait de faire l'objet d'une vaste campagne de recherches dans le cadre d'une équipe pluridisciplinaire. Nous ne l'avons pas étudié nous-mêmes mais nous voudrions seulement ici souligner l'intérêt qu'il représente pour la compréhension du Quaternaire supérieur et soulever les problèmes qu'il pose.

L'oued est incisé d'une dizaine de mètres dans un grand cône d'accumulation où les limons et sables gypseux à cailloutis sont intercalés avec des niveaux tourbeux (Coque, 1962). Les couches tourbeuses contiennent une industrie moustérienne qui indique que le cône est pour l'essentiel d'âge würmien. A leur base sourdent encore des eaux assez chaudes et légèrement salées qui ont attiré là hommes et faune.

A 800 m à l'aval du pont routier, une couche à *Cardium* apparaît dans la partie supérieure de la coupe de l'oued, à une dizaine de mètres au-dessus du niveau de la mer. Joly (1909-1910) est, semble-t-il, le premier à avoir signalé ici l'existence d'une ancienne lagune à *Cardium*, qu'il considérait comme liée à la mer. Joleaud (1918) pense que cette lagune se serait vidée à la suite d'un exhaussement du sol.

La coupe visible, rive droite est schématiquement la suivante (fig. 59) :

- (5) voile éolien ;
- (4) encroûtement gypseux ;
- (3) couche à *Cardium* ;
- (2) limons grisâtres ;
- (1) sables et limons gypseux rougeâtres.

Pour Page (1972), la série inférieure (1) est la formation Akarit et date de 25 500 à 28 000 ans *B.P.* Au-dessus repose la formation Demna (2), plus ou moins contemporaine de l'Ibéromaurusien et datée de 8 000 - 9 500 ans *B.P.*

Les *Cardium* prélevés dans la couche (3) par différents chercheurs et traités dans plusieurs laboratoires ont donné des dates concordantes, autour de 8 000 ans *B.P.* (8 240 ± 170 (LY 2420) pour notre échantillon) : l'âge holocène ne paraît donc pas faire de doute.

Ce qui est plus étonnant, c'est que pour Zaouali (1976) comme pour Lévy (comm. or.) ce dépôt contient une faune qui vivait dans une lagune communiquant avec la mer ou subissant une forte influence marine. Or, il y a 8 000 ans, le niveau de la mer était sensiblement au-dessous du zéro actuel (- 5 à - 10 m ?). Comme cette couche à *Cardium* se trouve mainte-

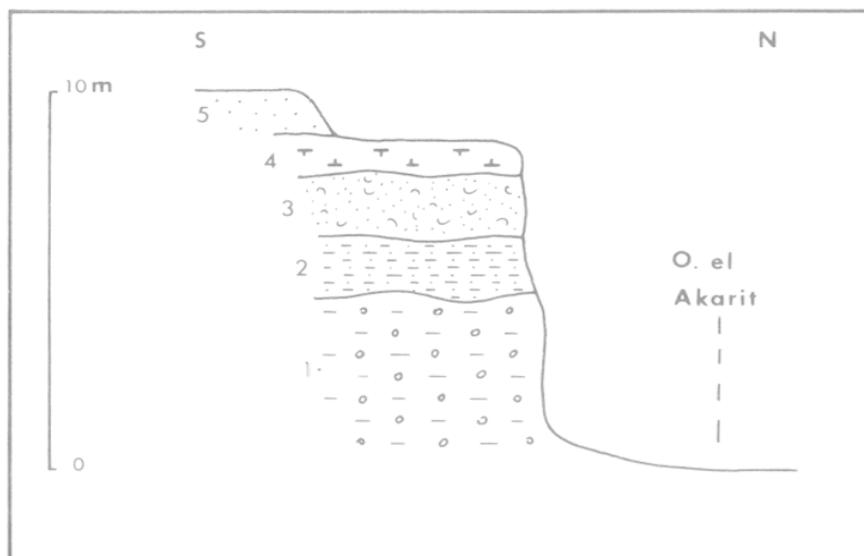


Fig. 59. Coupe de l'Oued el Akarit.

nant vers + 10 m, c'est un soulèvement d'une vingtaine de mètres en huit millénaires qu'il faut envisager. Burollet pense (1978, 1979) que si, pendant l'Holocène, le nord du Golfe de Gabès (Kerkennah) était subsident, le sud, lui, a été relevé, d'où un basculement régional récent ; pour l'Oued el Akarit s'ajouterait le rôle du Trias salifère (P.F. Burollet, comm. or.). Ce n'est certes pas impossible, mais on aimerait trouver sur le terrain des preuves décisives en faveur d'une tectonique récente d'une telle ampleur. Or le bombement topographique que l'on discerne a tout de la géométrie d'un cône torrentiel dans lequel l'oued générateur s'est ensuite incisé. On ne voit pas non plus trace de déformation longitudinale : cône et couches s'inclinent lentement et régulièrement vers la mer. Enfin, il ne nous a pas été possible de découvrir l'ancienne ligne de rivage holocène en arrière de laquelle s'étendait cette lagune. Au contraire, peu au nord de l'embouchure de l'oued affleure, en bordure de l'estran, un grès marin coquillier, disparaissant à l'amont sous les dépôts continentaux, qui est très certainement à attribuer à la formation Rejiche ; or ce grès ne paraît pas dépasser la faible altitude (quelques mètres) à laquelle la formation Rejiche affleure dans le Golfe de Gabès. La couche à *Cardium* pose donc un problème qui mérite d'être éclairci.

Entre l'Oued el Akarit et l'Oued et Tin, un peu au nord de Gabès, la formation Rejiche est visible dès que les conditions sont favorables à son exposition, dans les rainures d'incision des petits oueds notamment, car ailleurs elle a été fossilisée sous des limons würmiens ou holocènes (H. ben Ouedou, comm. or.). Il s'agit d'un grès fin et clair, contenant des coquilles et quelques galets. On observe parfois une stratification entrecroisée de haut de plage. Nous y avons trouvé un Strombe.

Oued el Melah

Sur la rive droite de l'Oued el Melah, qui débouche en mer à une quinzaine de kilomètres au nord de Gabès, nous avons observé, à proximité de la mer, un sable fin à faune marine, à peine cimenté, visible sur une trentaine de centimètres au-dessus du niveau de la marée haute et recouvert par des limons argileux rougeâtres, très compactés, d'environ 1 m d'épaisseur.

Deux échantillons de *Cardium* et d'*Arca* ont été datés, par le ^{14}C , de $6\,420 \pm 100$ (MC-2155) et $6\,200 \pm 100$ ans *B.P.* (MC-2154) (Dalongeville *et al.*, 1980). Les limons argileux représentent la basse terrasse de l'oued, tandis que les dépôts marins sont à rapporter à la transgression holocène. Nous retrouverons dans la Saguiet el Kharrouba et dans la Sebkhah el Melah des âges identiques, pour un rivage qui est aujourd'hui à environ + 2 m au-dessus du niveau marin actuel.

La côte au sud-est de Gabès

Sur une quinzaine de kilomètres, au sud-est de Gabès, entre M'torroch-Teboulbou et l'Oued el Ferd, ont été conservés des cordons littoraux fossiles. Ch. Stearns a été le premier à y découvrir des Strombes. Coque (1962) a signalé l'existence d'un cordon tyrrhénien, en le situant dans le contexte continental des glacis quaternaires qui marquent la région. Mais on rencontre aussi des cordons plus récents, d'âge holocène.

Ourlée d'une plage de sable, la plaine littorale est large d'environ 1 km. En arrière, se tient un glacis doucement incliné vers la plaine, qu'il domine par un talus assez rectiligne, haut d'une vingtaine de mètres et incisé par de nombreux oueds. Les uns sont relativement importants (O. Essourreg, O. Hachane, O. el Ferd) ; d'autres naissent sur le glacis, à quelques kilomètres seulement de la mer (Saguiet el Kharrouba, Saguiet el Kedoua, O. el Bhira).

La partie la plus intéressante pour nous est située entre l'Oued Essourreg et l'Oued el Ferd. Dans la plaine, plusieurs cordons littoraux fossiles apparaissent dans la topographie, soulignés également par le couvert végétal : les cordons sont nus ou portent une garrigue, tandis que les espaces intermédiaires sont cultivés. C'est souvent deux, voire trois (par exemple à l'est de la Saguiet el Kharrouba), cordons parallèles qui s'individualisent nettement, passant, en bordure des talwegs, à des flèches à extrémité recourbée.

Partout, ces cordons sont formés de galets bien calibrés, ovoïdes ou aplatis. La faune marine est abondante et nous y avons trouvé de nombreux Strombes, très usés et réduits souvent à leur columelle. Près de la Saguiet el Kharrouba, les cordons contiennent aussi d'abondants silex taillés fortement émoussés.

Par endroits, par exemple au nord-ouest de l'Oued el Ferd, le matériel qui constitue ces cordons paraît très frais. Des coquilles prélevées dans deux d'entre eux, situés à +2 et +3 m, ont été datées par la méthode du ^{14}C . Les résultats ont été de $5\,330 \pm 160$ et $5\,490 \pm 130$ ans *B.P.* (Ly-2418 et Ly-2419), comparables donc à celui obtenu pour les sables coquilliers décrits plus haut à l'embouchure de l'O. el Melah. Les columelles de Strombes et l'outillage roulé que l'on trouve dans ces cordons représentent donc un matériel repris de dépôts plus anciens.

De fait, on remarque, en d'autres secteurs, des cordons dont l'altitude est plus élevée et le matériel moins frais : des coupes montrent que ces dépôts de plage sont altérés en surface mais consolidés au-dessous. C'est le cas en particulier dans le lit des oueds Kharrouba, Hachane, Bira et Essoureg. Ces cordons plus anciens, qui contiennent des Strombes, sont incontestablement d'âge tyrrhénien. Ils appartiennent probablement à la formation Rejiche.

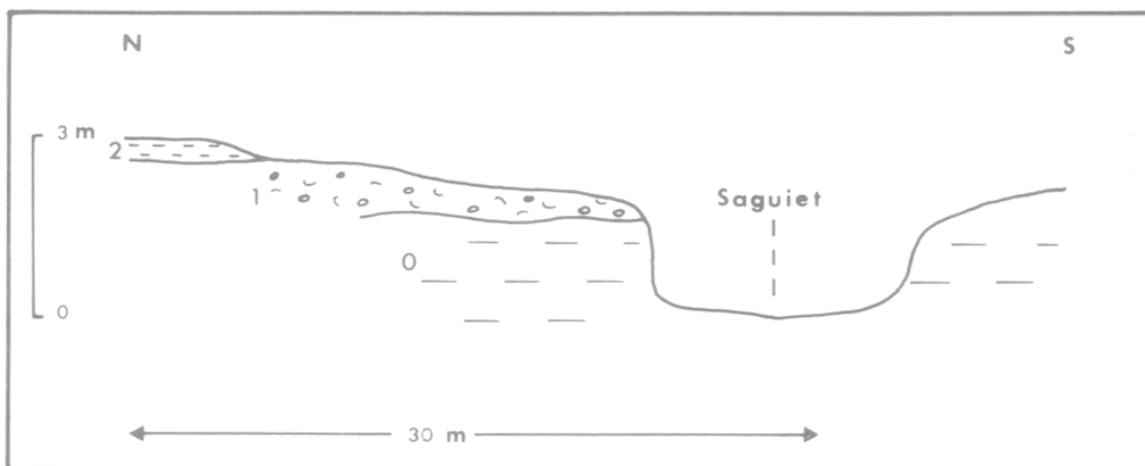


Fig. 60. Coupe de la Saguiet el Kharrouba.

Dans la Saguiet el Kharrouba (*fig. 60*) on peut voir, reposant sur les argiles rouges pontiennes (0), le conglomérat marin à Strombes (1), par endroits fortement cimenté, et, au-dessus, un dépôt limoneux colluvio-alluvial (2), témoin d'un recouvrement beaucoup plus important du cordon par une terrasse post-tyrrhénienne, que l'érosion a ensuite à peu près totalement fait disparaître.

La coupe de l'Oued el Hachane a été donnée par Coque (1962, *fig. 79*), qui décrit un cordon littoral tyrrhénien très cimenté, conservé à +5 m en avant d'un glaciaire d'accumulation considéré comme moustérien et qui aurait recouvert le cordon pendant la régression würmienne. L'érosion aurait ensuite enlevé les dépôts fluviaux meubles en respectant le conglomérat marin parce qu'il était consolidé.

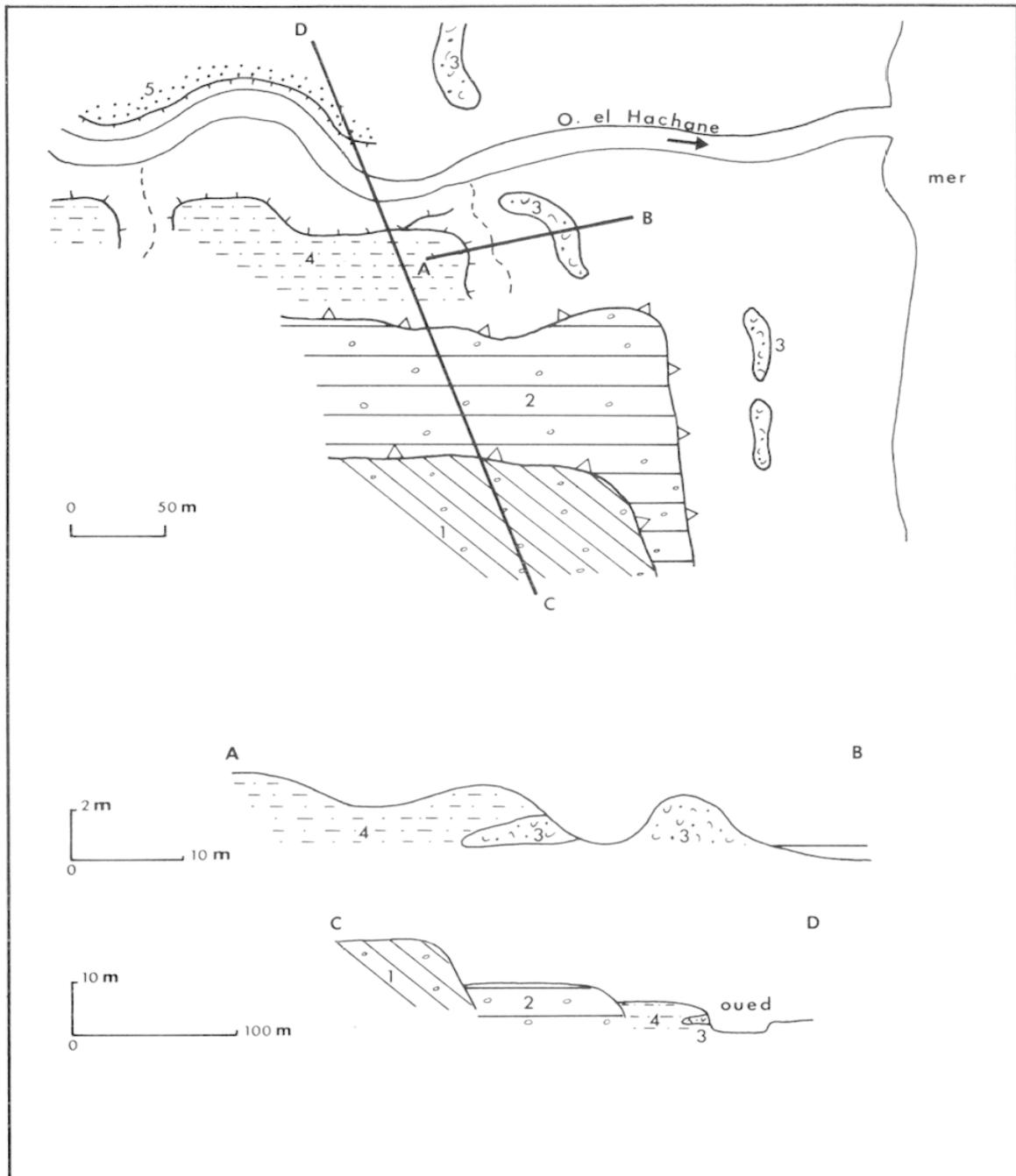


Fig. 61. Coupes de l'Oued el Hachane.

A notre avis, au moins trois niveaux continentaux superposés existent en bordure est de l'O. el Hachane (fig. 61) :

– le niveau supérieur est un glacis très ancien (1). Il porte un conglomérat très fortement cimenté et surmonté d'une puissante dalle calcaire. Ce glacis, perché à une vingtaine de mètres au-dessus du talweg, est attribué par Coque (1962) au Villafranchien.

– à une douzaine de mètres d'altitude relative, s'individualise un élément de terrasse (2) surmonté d'une croûte gypseuse d'un mètre d'épaisseur. C'est à son pied que se trouve le cordon littoral tyrrhénien (3) : ce niveau serait donc plus ancien que ce que Coque appelle le « glacis moustérien » puisqu'il semble antérieur à la plage tyrrhénienne.

– enfin, un replat plus modeste correspond, vers 6-7 m, à des cailloutis, parfois assez grossiers (4), emballés dans une matrice limoneuse et surmontés d'un encroûtement gypseux clair à réseau polygonal. Cette terrasse recouvre le cordon littoral tyrrhénien (3) et a donc un âge würmien. Enfin, la basse terrasse holocène est encore visible en contrebas (5).

Un dispositif comparable peut se reconnaître sur la Saguiet el Kharrouba, mais l'oued est beaucoup plus petit et la terrasse würmienne n'est guère représentée ici que par de petits glacis de versants taillés dans les argiles, en contrebas de la terrasse que Coque considère comme würmienne mais qui, de fait, semble bien être pré-tyrrhénienne.

On peut encore suivre vers l'ouest (puits, fondations,...), au nord-ouest de Téboulbou et jusqu'aux approches de Gabès, le rivage tyrrhénien qui a dû monter jusque vers 6 à 8 m au-dessus du niveau actuel de la mer.

Les dépôts tyrrhénien que nous avons décrits appartiennent vraisemblablement à la formation Rejiche. Aucune coupe ne permet d'identifier la formation Chebba. Si le matériel des cordons tyrrhénien est ici très grossier, c'est parce que ces cordons sont situés au pied de falaises et au débouché d'oueds qui ont fourni de grandes quantités de galets empruntés aux terrasses et aux glacis.

Des témoins d'un rivage holocène s'observent ici sensiblement au-dessus du niveau marin actuel. Ils ont souvent remanié les cordons tyrrhénien, déjà plus ou moins démantelés par le ruissellement durant le Würm, et ont réutilisé leurs matériaux, d'où la présence de Strombes et de silex taillés.

Ce secteur de côte est incontestablement le plus intéressant de la Tunisie méridionale pour l'étude des rapports entre formations marines et dépôts continentaux et mériterait de faire l'objet de recherches détaillées.

Gourine

A environ 25 km à l'est de Mareth, près d'un fortin en ruine qui domine l'embouchure de l'oued émissaire des Sebkhas el Grine et Jallabia, la falaise littorale offre une coupe intéressante (*fig. 62*). De haut en bas s'observent les couches suivantes :

– (6) grès à fines oolithes blanches, litage dunaire et faible cimentation. C'est ce grès qui porte les ruines. A l'est, il affleure de haut en bas de la falaise, mais au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'ouest apparaissent, au-dessous, des couches de plus en plus anciennes ;

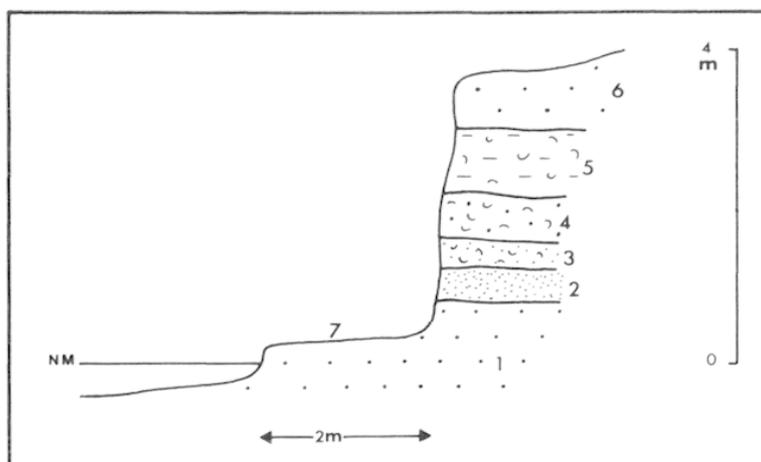


Fig. 62. Coupe de Gourine.

- (5) couche sablo-limoneuse rougeâtre. Elle peut avoir plus d'un mètre d'épaisseur et contient des *Helix* dans sa partie supérieure et de la faune marine remaniée au-dessous ;
- (4) grès oolithique (80 cm), parfois très riche en coquilles marines, notamment en Lamellibranches, dont les valves sont souvent jointives (dépôt en mode calme) ;
- (3) conglomérat à galets et blocs de grès oolithique. La faune est abondante mais nous n'y avons trouvé aucun Strombe (20 à 40 cm) ;
- (2) grès oolithique (20 à 40 cm) ;
- (1) grès quartzeux fin, peu cimenté, à faune marine. Il a plus de 2 m d'épaisseur visible par endroits.

Ajoutons enfin que dans le grès inférieur (1), à l'ouest, mais surtout dans le grès supérieur (6), à l'est, est taillé, vers 0,60 à 0,80 m, un platier rocheux, fossile, de quelques mètres de largeur (7).

Nous retrouverons fréquemment le platier fossile en allant vers le sud et nous verrons qu'il est d'âge holocène. Le grès supérieur (6) a toutes les caractéristiques de l'éolianite de la formation Sidi Salem, que nous étudierons plus en détail à Jerba. Il semble ici disposé en bourrelet dunaire littoral qui culmine à 15 m, et le rivage auquel il correspondait devait être très proche. Ce grès repose, non sur une plage, mais sur un dépôt continental rouge (5). Les *Helix* qu'il contient ont été datés au ^{14}C de 4210 ± 250 ans B.P. (LY - 2617).

Les quatre couches inférieures sont disposées en concordance et constituent donc une unité stratigraphique qui, par son matériel oolithique et son épaisseur, doit être rapportée à la formation Rejiche. Les changements de faciès correspondent à des modifications mineures du niveau de la mer ou des conditions de sédimentation. Les dépôts marins montent ici jusqu'à plus de 3 m, mais le rivage du maximum transgressif n'est

pas visible car il a été probablement érodé lors du dépôt de la couche rouge (5) et, même s'il existe encore, il est maintenant caché sous l'éolianite sommitale (6).

La presqu'île de Jorf (façade ouest)

Presque partout, la presqu'île de Jorf est bordée par une falaise vive, taillée en grande partie dans les argiles pontiennes et atteignant à Ras el Jorf une dizaine de mètres de hauteur.

Des dépôts quaternaires affleurent ici et là le long du littoral. A Lal Sey, existe un dépôt gréseux coquillier attribuable à la formation Rejiche. En arrière se dresse un escarpement qui probablement représente une ancienne falaise tyrrhénienne, bien qu'aucune coupe ne permette de vérifier cette hypothèse.

A Hennchir el Festaqia, la falaise, haute de 4 m, fait apparaître, du sommet à la base, les couches suivantes :

- (4) sables éoliens actuels ;
- (3) grès à galets et faune marine (avec Strombes) ; plus d'un mètre d'épaisseur ;
- (2) graviers de croûte et coquilles marines ;
- (1) substratum d'argiles pontiennes.

Ailleurs, on peut voir des placages d'éolianite de la formation Sidi Salem reposer sur une couche rouge, tandis qu'en arrière, ici ou là, apparaissent sur le plateau des affleurements d'un grès coquillier tendre et peu cimenté que nous retrouverons en gisements beaucoup plus significatifs dans l'île de Jerba et autour de Zarzis. Ils appartiennent à ce que nous appelons la formation Tlêt.

A Hennchir Erroumia, la côte est basse et une plage holocène repose sur des limons rouges à *Helix* tandis qu'un *beach-rock* s'élabore à partir des sédiments de cette plage ancienne. A Hennchir Damous on peut voir également un *beach-rock*, mais celui-ci est formé à partir de sables argileux à faune marine qui appartiennent à la formation Rejiche.

Sur la côte de Gourine comme sur celle de la presqu'île de Jorf affleurent donc alternativement différentes formations du Quaternaire récent. La falaise est polychronique : fonctionnelle au Tyrrhénien, elle a été retrouvée par la mer holocène et elle recule encore aujourd'hui. Les dépôts les plus fréquents sont ceux de la formation Rejiche et rien ne paraît devoir être attribué à la formation Chebba.

Conclusion

Un peu partout sur le littoral du Golfe de Gabès existent des affleurements de dépôts marins attribuables à la formation Rejiche : la transgression eutyrrhénienne a affecté toute cette côte.

Rien ne peut être rapporté, en revanche, à la formation Chebba. Ceci, de même que l'altitude relativement basse des témoins de la formation Rejiche, plaide en faveur d'une subsidence du Golfe de Gabès au Quaternaire récent.

Par contre, au sud de l'Oued Melah, on relève de nombreuses traces de stationnements de la mer pendant l'Holocène au-dessus de sa position actuelle ; nous retrouverons ces mêmes indices à Jerba, sur la presqu'île de Zarzis et en bordure des *Slob*s de la Bahiret el Biban.

Chapitre 11

L'ÎLE DE JERBA

Le contour littoral de l'île de Jerba est peu accidenté, en dehors des deux presqu'îles d'Ajim et de Terbella qui se prolongent sur le continent par les presqu'îles de Jorf et de Zarzis, et des flèches sableuses d'el Qastil à l'est et de Ras R'mel au nord. Avec une altitude moyenne d'une vingtaine de mètres, l'île présente un relief tabulaire dont les principaux accidents, à l'ouest et au sud, sont des séries de talus, orientés WNW-ESE et tournés vers le sud. Les dénivellations sont faibles, sauf pour le grand accident de Gallêla qui traverse l'île dans sa partie méridionale et culmine à 53 m. Le substratum est constitué d'argiles rouges gypseuses, attribuées au Pontien et affleurant essentiellement dans le sud. Ces argiles sont coiffées d'une puissante croûte saumon que l'on rapporte au Villafranchien. Les talus sont des escarpements de faille, d'âge pléistocène puisqu'ils affectent la croûte villafranchienne. Sables récents ou actuels et limons roses recouvrent toute l'île, mais, sur les marges de celle-ci, affleurent également des dépôts marins ou dunaires du Pléistocène supérieur et de l'Holocène (*fig. 63*).

Les formations quaternaires de l'île de Jerba ont déjà fait l'objet de nombreuses publications : dans les années vingt (Seurat, 1927 ; Larroque, 1929) ; dans les années cinquante (Bellair, 1954 ; Castany *et al.*, 1954 ; Castany, 1955 ; Coque, 1962) ; ou plus récemment (Perthuisot, 1975 et 1977 ; Paskoff et Sanlaville, 1977, 1978, 1979 ; Oueslati *et al.*, 1980 ; Dalongeville *et al.*, 1980). Enfin, l'île a fait l'objet d'une cartographie morphologique au 1/50 000 (Oueslati, 1980).

Seul est connu à Jerba le Quaternaire récent, mais les coupes sont nombreuses et souvent significatives : nous décrirons les plus intéressantes, en commençant par la côte septentrionale.

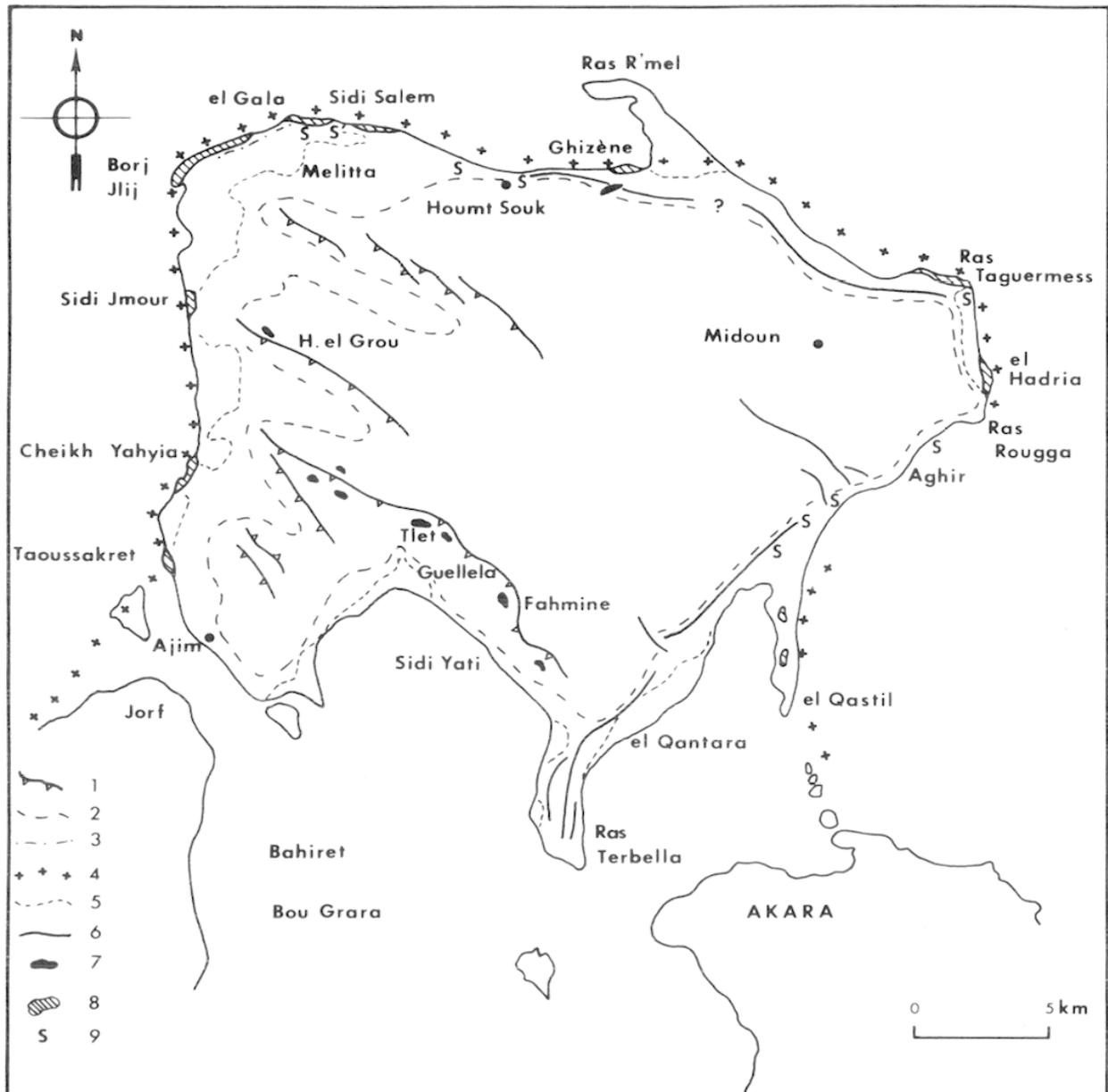


Fig. 63. Croquis géomorphologique de l'île de Jerba.

1 : escarpement d'origine tectonique. 2 : ligne de rivage de la formation Rejiche (Eutyrrhénien). 3 : ligne de rivage présumée de la formation Chebba (Néotyrrhénien). 4 : ligne de rivage présumée de la formation Sidi Salem. 5 : ligne de rivage du maximum transgressif holocène. 6 : cordon littoral de la formation Rejiche. 7 : formation Tlèt (médio-würmienne). 8 : formation Sidi Salem (holocène). 9 : site à Strombes.

La côte septentrionale

De Borj Jlij à Houmt Souk, le plateau de Mellita est séparé de la mer par une zone basse, souvent inondée durant la saison froide, d'où émergent des dos de terrain allongés parallèlement à la mer et constituant trois en-

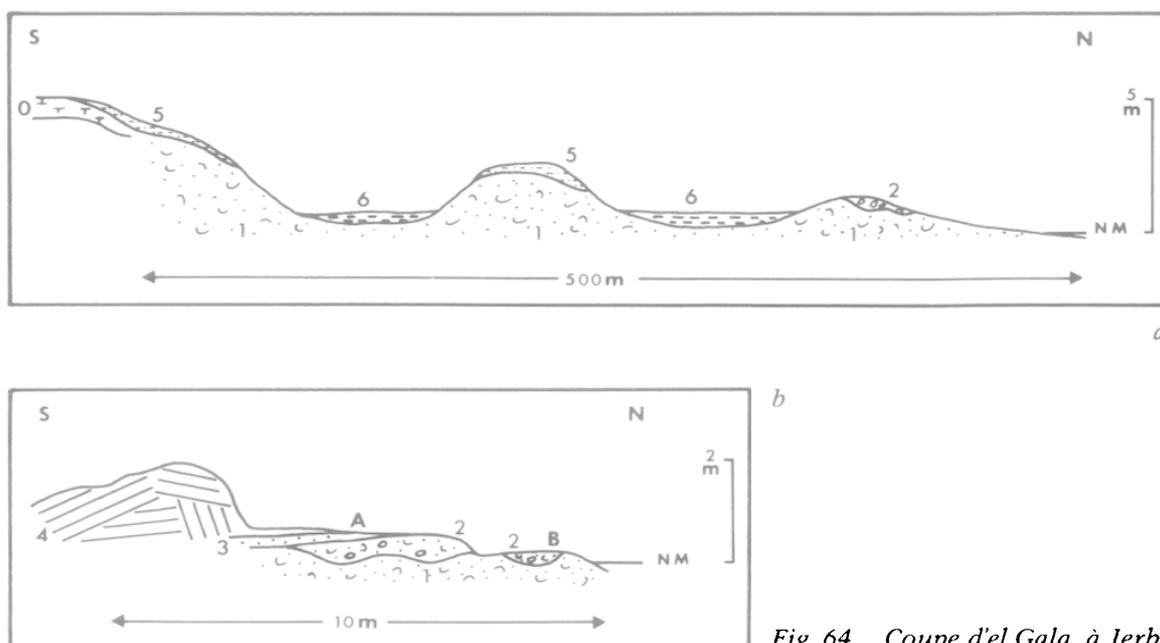


Fig. 64. Coupe d'el Gala, à Jerba.

sembles discontinus et de faible hauteur. Ces reliefs sont développés dans des dépôts marins gréseux, riches en oolithes et en macrofaune, que l'on peut attribuer à la formation Rejiche. A el Gala (fig. 64 a), les trois alignements sont situés respectivement à 4,5, 3 et 1,5 m d'altitude. Les deux alignements internes sont constitués de grès coquilliers grossiers, parfois adossés à la croûte villafranchienne (0) et surmontés de limons roses (5), mais aucun faciès dunaire n'apparaît. Des dépôts meubles de sebkhas, à végétation halophile, les entourent. La ride externe est formée de calcaire oolithique et de lits de graviers ou de galets (1). En net ravinement au-dessus, apparaît un conglomérat hétérométrique à galets et blocs énormes de grès tyrrhéniens (ayant jusqu'à 1 m de longueur) ou de croûte (2). Les Strombes s'y comptent par dizaines. En allant vers l'ouest en direction de Borj Jlij (fig. 64 b), on voit le conglomérat supérieur (2) disparaître sous les limons rouges à *Helix* (3) que surmonte un grès oolithique à net litage dunaire et à cimentation médiocre (4). Sur la côte, l'estran rocheux (B), et un estran fossile à environ +60 cm (A) sont taillés tantôt dans le calcaire oolithique inférieur (1) ou le conglomérat à Strombes (2), tantôt dans les grès dunaires (4).

Les trois alignements correspondent à trois cordons littoraux de la transgression responsable du dépôt de la formation Rejiche. Le conglomérat hétérométrique (2) a tous les caractères (faciès, disposition) de la formation Chebba. Le grès supérieur (4) appartient à la formation Sidi Salem. Le bourrelet qu'il forme est très développé jusqu'à Borj Jlij, en bordure de la mer, mais il a cependant, lors du maximum de la transgression

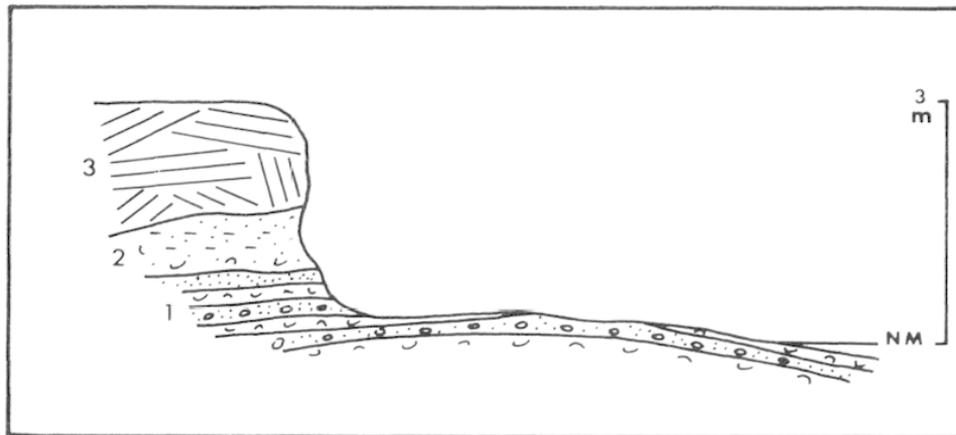


Fig. 65. Coupe de Sidi Salem, à Jerba.

flandrienne, laissé la mer pénétrer assez loin vers l'intérieur et y déposer des sédiments de colmatage (6).

Le grès oolithique de la formation Sidi Salem (3) affleure aussi largement à Sidi Salem (*fig. 65*) où il constitue une ancienne dune bordière attaquée aujourd'hui en falaise par la mer. Cet endroit est le site éponyme de la formation Sidi Salem (3), qui repose sur des limons rouges (2) ayant de 50 à 80 cm d'épaisseur, contenant des *Helix* dans leur partie supérieure et de la faune marine remaniée à leur base. Cependant, ici, la formation Chebba n'est pas visible. Les dépôts sous-jacents aux limons sont des grès marins feuilletés et des niveaux conglomératiques à faune littorale, que l'on retrouve vers l'intérieur dans des puits et qui appartiennent incontestablement à la formation Rejiche (1). Certains auteurs ont noté la présence de Strombes. Nous n'en avons pas observé en cet endroit, mais plusieurs sont visibles sur la piste immédiatement à l'ouest du port de Houmt Souk, où un niveau conglomératique est recouvert d'un grès oolithique. C'est la même formation, enfin, qui affleure sur l'estran à l'est du port, mais, à partir de là, le bourrelet de calcaire oolithique caractéristique de la formation Rejiche apparaît alors nettement dans le paysage.

D'Houmt Souk à Ras Taguermess, le bourrelet oolithique de la formation Rejiche, orienté ouest-est, est à peu près continu. Il est souvent plus ou moins caché sous des dépôts plus récents, mais on peut le suivre dans la topographie et des carrières l'atteignent çà et là. A Ghizène, est visible le plus bel ensemble dunaire de toute l'île (*fig. 66*). En contrebas du plateau où des limons roses (5) cachent la croûte villafranchienne (0), une carrière taillée dans le bourrelet que constitue la formation Rejiche nous a permis de voir, en 1977, le faciès marin à galets de croûte lithophagés et faune marine (2a) reposer, vers +5 m environ, sur des sables rouges (1). La partie sommitale du bourrelet est dunaire (2b), mais deux autres dunes

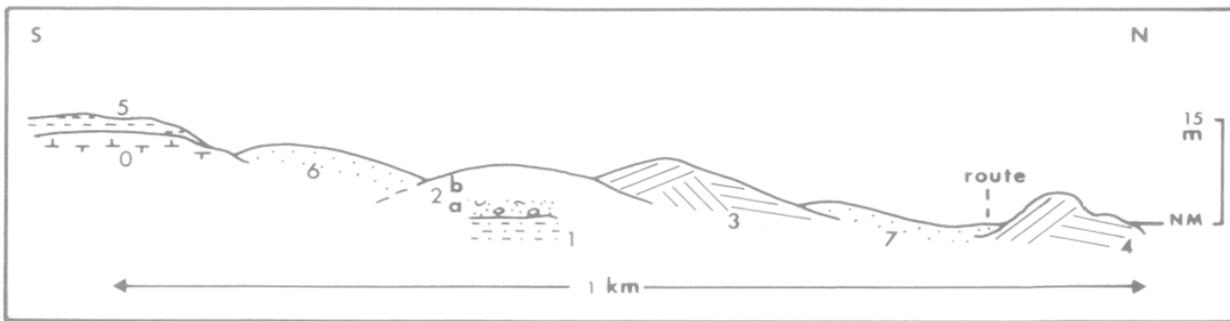


Fig. 66. Coupe des formations dunaires de Ghizène, à Jerba.

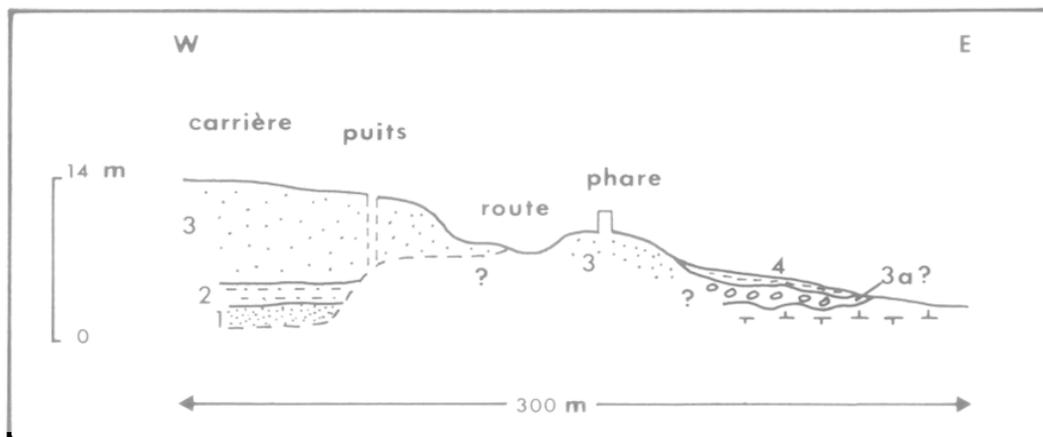


Fig. 67. Coupe de Taguermess, à Jerba.

consolidées apparaissent également, disposées à peu près parallèlement au bourrelet (Oueslati *et al.*, 1980) : la plus interne et la plus haute (dépassant parfois en altitude le bourrelet précédent), est constituée d'un grès coquillier à net litage dunaire ayant jusqu'à 4 m d'épaisseur dans un puits (3) : nous retrouverons un faciès identique dans le sud de l'île (formation Tlêt) ; la seconde, en bordure de la mer et attaquée en falaise par elle, est un grès oolithique à stratification éolienne et à faible cimentation également (4), dont le faciès est exactement celui que nous avons décrit à Sidi Salem (*fig. 65*). Deux autres constructions dunaires, meubles cette fois, sont encore visibles : l'une, de couleur jaune et fixée par la végétation (6), s'étend entre le plateau et le bourrelet Rejiche ; elle est récente ; l'autre, formée de sables quartzeux clairs et mobiles, est actuelle (7). L'intérêt de cette coupe – nous y reviendrons plus loin – est surtout de montrer qu'il existe deux séries de grès dunaires postérieurs à la formation Rejiche et assez différents l'un de l'autre ; le grès que nous avons rapporté à la formation Tlêt paraît être, ici, antérieur à la formation Sidi Salem.

Au phare de Taguermess, Castany (1955) avait donné une coupe de la carrière et du puits voisin. L'agrandissement considérable et l'approfon-

dissement de la carrière, de même que des travaux récents au pied du phare, nous permettent maintenant d'avoir une meilleure idée de la stratigraphie (fig. 67). A la base de la carrière, ouverte au cœur même du bourrelet oolithique de la formation Rejiche, apparaissent non pas les argiles pontiennes et leur carapace de croûte villafranchienne mais des sables jaunes, surtout quartzeux (plus d'un mètre d'épaisseur visible) (1), puis des sables limoneux rouges (un mètre environ) (2). Au-dessus repose un calcaire oolithique (3), fin et homogène, sans galet ni macrofaune, qui pourrait être dunaire sur toute son épaisseur (5 à 8 m). Plus loin à l'est, au pied du phare, les bulldozers ont dégagé, sous le manteau de limons roses (4) et ravinant la croûte villafranchienne (0), un conglomérat (3a) constitué presque exclusivement de galets de croûte bien roulés. Les Strombes sont nombreux. Ce conglomérat pourrait appartenir à la formation Chebba, mais nous n'avons pas pu mettre en évidence un ravinement sur le grès oolithique et, compte tenu de l'altitude (6 à 7 m), nous y verrions plutôt un conglomérat interstratifié dans le calcaire oolithique de la formation Rejiche (3). Ajoutons enfin que le grès de la formation Sidi Salem se voit çà et là sur le littoral, au sud (el Hadria) et à l'ouest (Dar Jerba) de Taguermess ; à Dar Jerba, ce grès est taillé par un platier holocène perché à + 60- 80 cm au-dessus du platier actuel.

La côte orientale

Sur cette côte, orientée du NNE au SSW, le bourrelet oolithique de la formation Rejiche existe d'une manière presque continue depuis Ras Rougga jusqu'à la pointe de Terbella (Oueslati, 1980). Il est généralement adossé au rebord, très bas, du plateau, que coiffe la dalle villafranchienne, plus ou moins dissimulée sous des limons récents. Mais le bourrelet est peu élevé et son membre dunaire, parfois totalement absent, n'a qu'une épaisseur médiocre : ce bourrelet est bien là, essentiellement, un cordon littoral. Grâce aux carrières, toujours en exploitation, les coupes sont nombreuses mais peu importantes et très changeantes ; aussi ne donnons-nous qu'une coupe synthétique (fig. 68).

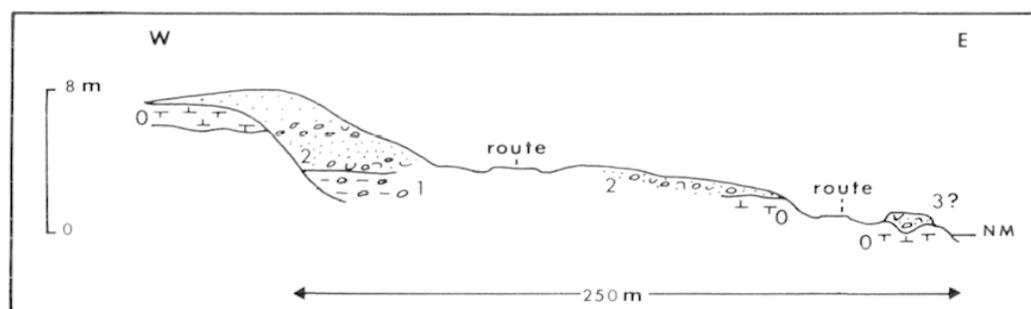


Fig. 68. Coupe synthétique de la région d'Aghir, à Jerba.

En tracé, le bourrelet dessine des redans qui se sont moulés sur les failles affectant le substratum et la croûte (0), mais lui-même n'est pas faillé. A Aghir, au croisement de la route de Midoun et de celle qui mène à el Qantara, nous avons vu le membre marin de la formation Rejiche (2) reposer sur des sables limoneux très rubéfiés à lentilles de cailloutis (1). Ici comme dans les coupes des carrières voisines, le membre marin de la formation Rejiche présente souvent deux, voire trois, niveaux grossiers à galets et blocs de croûte et de grès marin, sans véritable ravinement. Il ne monte guère au-dessus de 5 à 6 m de hauteur et est surmonté d'un peu de grès dunaire. Les Strombes sont nombreux. Dans les talwegs affleurent souvent des niveaux grossiers à galets, blocs et macrofaune, mais il s'agit également de conglomérats intraformationnels, comme on peut le voir près de l'auberge de jeunesse d'Aghir, à la faveur de puits et de petites carrières : les lits de galets sont interstratifiés dans le calcaire oolithique de la formation Rejiche. Cependant, en plusieurs secteurs, bien que difficile à prouver, la présence d'une plage de la formation Chebba n'est pas exclue. Ainsi à Sidi Garous, Ras Rougga et Borj Aghir, où des dépôts très hétérométriques (3), à coquilles très usées et brisées, à ciment rougeâtre et scellés par une croûte lamellaire, affleurent à proximité immédiate de la mer et à faible altitude (1 à 1,5 m au maximum). Mais ce conglomérat ravine la croûte (0) et non la formation Rejiche.

Ajoutons que sur cette partie du littoral, au sud de la flèche d'el Hadria, le grès Sidi Salem s'est probablement accumulé à l'est du trait de côte actuel et qu'il a sans doute été érodé ou ennoyé. On en trouve cependant quelques affleurements modestes sur la flèche d'el Qastil pour laquelle ils constituent des points d'ancrage.

Au-delà vers le sud (Souq el Guébli et site d'el Qantara), le bourrelet de calcaire oolithique est séparé de la mer par des étendues basses et plates, souvent marécageuses, constituées de dépôts sablo-marneux, parfois mal cimentés, riches en oolithes et en coquilles marines (*Cardium*, *Cerithium*, *Pirennella*,...), de faciès infralittoral, que nous attribuons à la formation Rejiche.

Peu élevée, la presqu'île de Terbella est formée en totalité de dépôts de la formation Rejiche. On y distingue très clairement trois bourrelets parallèles de calcaire oolithique, le bourrelet médian étant le plus continu et le plus élevé, bien qu'il dépasse rarement l'altitude de 5 m (Oueslati, 1980). Mais le faciès éolien est absent ou très peu épais. Entre ces alignements rocheux, les dépressions cultivées sont formées de limons roses nappant des dépôts infralittoraux à abondante macrofaune, du même type que ceux observés à Souq el Guébli. Cette disposition rappelle celle d'el Gala (fig. 64), au nord-ouest de l'île, mais ici le faciès est nettement plus oolithique.

La côte méridionale

Cachée ailleurs par des limons roses, la formation Rejiche affleure à peu près partout en bordure de la mer de Bou Grara, taillée fréquemment en microfalaise. Les sédiments, marno-sableux, contiennent des galets et granules de croûte peu usés, et la faune, abondante et bien conservée (mais sans *Strombe*), témoigne d'un mode calme. Ces dépôts sont faiblement cimentés, sauf à la base, où ils constituent souvent sur l'estran un *beach-rock* élémentaire.

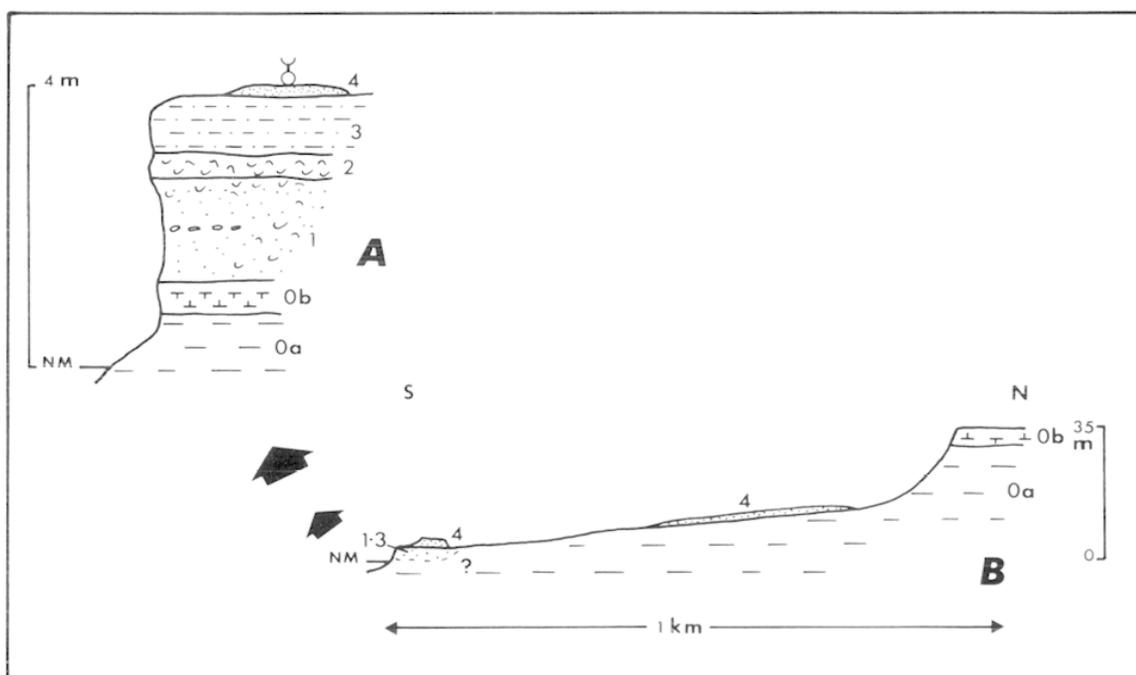


Fig. 69. Coupe de Sidi Yati, à Jerba.

A Sidi Yati, Coque (1962) a signalé une coupe dont il rapporte les couches marines au Néotyrrhénien. Dans ce secteur où la côte recule assez vite en s'éboulant par pans, la falaise vive compte environ 4 m de hauteur (fig. 69) (Oueslati *et al.*, 1980). Elle est constituée à la base d'argiles ponceuses gypseuses peu encroûtées (0a), coiffées d'une croûte saumon à *Helix* (0b) ; au-dessus viennent des sables légèrement grésifiés, à cailloux de croûte, riches vers le haut en coquilles marines ; 0,80 à 2 m (1). Puis affleure une marne jaunâtre à *Cardium*, surmontée par une véritable lumachelle (2) constituée de coquilles d'*Ostrea* et de *Cardium* avec quelques galets de croûte, parfois lithophagés. Le sommet de la falaise est formé de limons sableux rouges à *Helix* (3) que recouvre, juste sous la petite mosquée de Sidi Yati, un grès coquillier grossier médiocrement cimenté, de

teinte gris clair (4). L'étude de l'ensemble de ce secteur littoral depuis Ras Terbella nous permet d'affirmer, après Oueslati (1980), que les couches 1, 2 et 3 sont à rapporter non au Néotyrrhénien mais bien à la formation Rejiche, qui présente ici un faciès infralittoral de mode calme. Quant au grès (4), il appartient à la formation Tlêt.

Les dépôts de la formation Rejiche se suivent vers le nord-ouest, où ils dessinent, au droit de Houmet Touajen, un petit golfe facile à identifier d'après la végétation et les coupes offertes par les puits. Le tracé du littoral eutyrrhénien s'infléchit ensuite vers le sud, dans la presqu'île d'Ajim, avec le même faciès coquillier infra-littoral à *Cardium*, tronqué au sud-ouest, en bordure de la mer, par un platier fossile d'âge holocène.

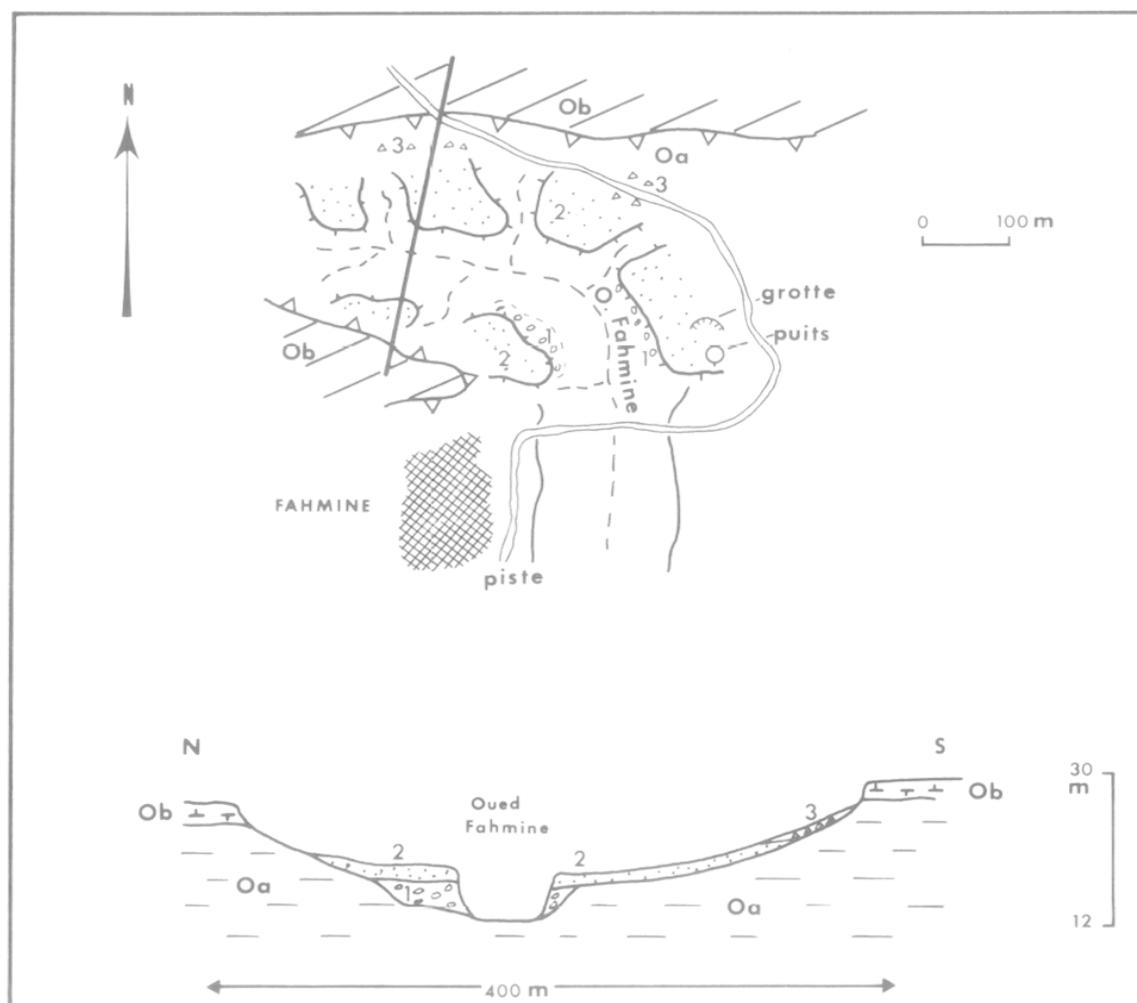


Fig. 70. Coupe de l'Oued Fahmine, à Jerba.

En arrière de la baie de Sidi Yati se dresse le grand accident de Gallêla, orienté WNW-ESE. Les argiles pontiennes, exploitées par les potiers, affleurent largement, surmontées d'une puissante croûte villafranchienne. Au pied de l'escarpement apparaît un vaste glacis incliné doucement vers le sud et incisé par les oueds. Au droit de Sidi Yati, le glacis descend jusqu'à la mer de Bou Grara et c'est lui qui est coupé par la falaise que nous avons décrite plus haut (*fig. 69*). Dans la partie amont de l'Oued Fahmine, excavé dans le rebord du plateau encroûté, le glacis est plus complexe parce qu'il est développé en gouttière, en fonction du drain axial de l'oued (*fig. 70*).

Photo 18

Un peu partout affleure ici (*fig. 63*), au pied de l'escarpement, un grès que Tlatli a signalé dès 1942, que Bellair a étudié (1954), et qui a donné lieu, depuis, à différentes interprétations (Perthuisot, 1977 ; Paskoff et Sanlaville, 1978 ; Oueslati, 1980 ; Oueslati *et al.*, 1980). C'est un grès coquillier relativement grossier, mais homogène et aux éléments bien classés. Riche en CaCO_3 (58 à 70 %), il est faiblement cimenté et se débite en plaquettes. Sa teinte est gris-clair et son épaisseur varie de quelques décimètres à plusieurs mètres (plus de 4 m dans le puits de Fahmine). Perthuisot (1977) donne à ce grès un âge eutyrrhénien et considère qu'il a une origine marine ; comme, par ailleurs, ce grès affleure à des altitudes très variables, cet auteur en déduit que des déformations importantes se sont produites à Jerba, postérieurement à l'Eutyrrhénien.



Photo 18. Houmet Adloun, dans l'île de Jerba, vue prise vers le sud-ouest. Placage de grès coquilliers de la formation Tlêt, intra-würmienne. D'origine éolienne, ces grès fossilisent la surface d'un glacis d'ablation würmien, taillé dans des argiles pontiennes. Cliché P. Sanlaville.

Ce grès est constitué d'un matériel qui est bien d'origine marine : si les oolithes sont rares, c'est cependant une véritable calcarénite, riche en débris d'Echinodermes, de Mollusques, de Gastéropodes et d'algues Mélobésiées (J. Gayet, comm. écrite).

Ce n'est pas pourtant un dépôt marin ou littoral. A sa base, ce grès contient en abondance des débris anguleux de croûte dont aucun n'est lithophagé. Nous y avons trouvé aussi de nombreux fragments d'œufs d'Austruche, qui n'auraient probablement pas résisté aux vagues ou qui, du moins, auraient dû être fortement émoussés par elles. Mais surtout, il n'y a nulle part, dans la morphologie, de traces de façonnement marin : la topographie sur laquelle repose ce grès n'a rien d'une surface d'abrasion marine (*fig. 69* et *70*) mais correspond, cela ne fait aucun doute, particulièrement à l'amont de l'Oued Fahmine, à un glacis, de modelé continental. Comme le prouvent les limons rouges de la rive droite de l'Oued Fahmine (couche 1 de la *figure 70*) et surtout ceux du sommet de la coupe de Sidi Yati (couche 3 de la *figure 69*), ce glacis s'est formé postérieurement à l'Eutyrrhénien et même au Néotyrrhénien, car ces limons rouges sont ceux qui remanient la formation Chebba à el Gala (*fig. 64 bis*). Le glacis est donc würmien ; nous en aurons une nouvelle preuve sur la presqu'île de Zarzis, dans le bassin de l'Oued Ogla (*fig. 72*). Ainsi, le grès de la formation Tlêt est post-tyrrhénien, contrairement à ce que pensaient nos prédécesseurs (Bellair, 1954 ; Perthuisot, 1977), mais nous considérons comme Bellair que sa mise en place est éolienne : même si le matériel est parfois assez grossier, il n'excède pas la compétence du vent ; çà et là, notamment à Ghizène (*fig. 66*), mais aussi en bordure de l'Oued Fahmine (grotte), le litage est typiquement dunaire, comme il l'est aussi assez souvent dans l'Oued Ogla, sur la presqu'île de Zarzis. Mais la richesse en débris coquilliers prouve que le matériel a été prélevé sur une plage marine qui ne devait pas être très éloignée, et qu'il n'a donc pas subi de transport notable ; c'est pourquoi l'examen au M.E.B. n'a pas révélé de traces caractéristiques d'éolisation (P. Legigan, comm. écrite). L'absence d'*Helix* pourrait s'expliquer par l'extrême aridité du milieu.

Le grès de la formation Tlêt correspond donc à une transgression marine intra-würmienne ; nous y reviendrons plus loin. Ajoutons que, s'il est particulièrement développé au pied de l'escarpement de Galléla, ce grès se retrouve également sur le front de celui de Houmet el Grou (*fig. 63*), en bordure de la route Ajim-Houmt Souk, et, plus ou moins ruisselé ou remanié, sur le revers du grand escarpement de Galléla.

La côte occidentale

Cette façade littorale est sensiblement moins riche en coupes que le reste de l'île et se présente assez différemment : le bourrelet Rejiche est totalement absent, mais grâce à l'étude systématique des puits, il est pos-

sible de reconstituer le rivage eutyrrhénien, qui dessinait de profondes indentations entre les escarpements de faille WNW-ESE. Ainsi, la mer pénétrait d'une dizaine de kilomètres jusqu'à Hara Essghira, entre Mellita et Houmet el Grou, et de près de 8 km au sud de Houmet el Grou. Cependant, les dépôts marins ne montent nulle part au-dessus de 4 à 5 m. La macrofaune est abondante et bien conservée (les Lamellibranches ont souvent leurs deux valves en connection, car ces baies étaient bien abritées) mais, comme sur la façade méridionale, aucun Strombe n'a été trouvé. Les galets sont rares et de petit calibre. Le faciès est celui d'un grès fin et oolithique, sauf au fond des anciennes baies, où les oolithes sont rares (Oueslati, 1980).

Les grès de la formation Sidi Salem, avec litage dunaire et disposition en bourrelet, apparaissent çà et là (Taoussakret, Cheikh Yahya, Sidi Jmour, Borj Jlij), montrant qu'au moment de leur mise en place le tracé littoral était très proche de l'actuel (fig. 63). Par endroits, ces grès reposent sur des limons rouges à *Helix*, mais aucun dépôt marin attribuable à la formation Chebba n'a été trouvé. En revanche, les sédiments littoraux holocènes sont abondants, pénétrant assez loin à l'arrière de l'ancienne dune de la formation Sidi Salem, notamment entre Sidi Jmour et Borj Jlij. Ils correspondent souvent à un niveau marin sensiblement supérieur à l'actuel. A Cheikh Yahya et à Sidi Jmour, les grès de la formation Sidi Salem ont été taillés par un vaste platier fossile. Près de Cheikh Yahya, l'extraction déraisonnée des sables holocènes a exacerbé l'érosion marine et la côte recule rapidement, comme le montrent les nombreux palmiers déchaussés ou morts : un *beach-rock* en formation apparaît à la base de ces dépôts (Dalongeville *et al.*, 1980) qui ont été datés au ^{14}C de 2780 ± 70 et 2660 ± 70 ans B.P. (MC-2151 et MC-2152).

Conclusion

Nous n'avons trouvé à Jerba aucun dépôt marin antérieur à la formation Rejiche, mais plusieurs fois nous avons observé, sous cette formation, des sables fortement rubéfiés (fig. 66, 67 et 68) : il est impossible de préciser s'ils correspondent à un pluvial antérieur au Tyrrhénien ou à la couche rouge continentale qui, au Cap Bon et dans la région de Douira, sépare les deux premières formations marines tyrrhéniennes.

Bien qu'elle disparaisse souvent sous des dépôts plus récents, la *formation Rejiche* occupe une place considérable sur le pourtour de l'île de Jerba et particulièrement sur sa façade occidentale. Elle se suit de proche en proche (falaises, carrières et puits) et se reconnaît aisément à la présence de nombreuses oolithes. Il ne semble pas qu'au maximum transgressif le rivage soit monté beaucoup au-dessus de 5 ou 6 m, sauf peut-être à Taguermess. Sur les côtes septentrionale et orientale, les mieux battues aujourd'hui, le bourrelet de calcaire oolithique est à peu près continu et fa-

cile à localiser, aussi bien sur le terrain qu'à partir des photographies aériennes. Le membre dunaire de la formation Rejiche est souvent peu développé, voire absent ; le bourrelet est donc avant tout une construction marine littorale. Les Strombes sont nombreux, et plusieurs niveaux grossiers à blocs et galets interstratifiés apparaissent (deux, parfois trois), au moins dans la partie externe du bourrelet.

Sur les façades occidentale et méridionale de l'île, le faciès est différent : les dépôts sont des grès marneux, avec peu de galets et peu d'oolithes, mais ils contiennent une abondante macrofaune (*Cardium*, *Cerithium*, *Pirenella*, *Glycymeris*, etc...) bien conservée, mais il n'y a pas de Strombe. Le faciès est celui de fonds sablo-vaseux de mode calme. Enfin, surtout à l'ouest, le tracé littoral était très différent de l'actuel et beaucoup plus irrégulier. Ajoutons que sur la presqu'île de Terbella comme au nord-ouest de l'île, plusieurs cordons littoraux se sont mis en place (deux ou trois) : le ou les bourrelets externes correspondent soit à des rides d'avant-côte soit, plus vraisemblablement, à des stades d'arrêt au cours de la régression.

Les dépôts attribuables à la *formation Chebba* sont rares. Il semble bien que l'on puisse considérer comme néotyrrhéniens les sédiments de plage grossiers visibles à el Gala, peut-être aussi ceux d'Aghir, de Ras Rougga et de Sidi Garous. Souvent fortement usés, les Strombes pullulent (surtout à el Gala), alors qu'ils sont rares dans les dépôts de la formation Rejiche sous-jacente ; le matériel est grossier et hétérométrique, englobé dans un ciment rougeâtre ; l'ensemble ravine fortement le substratum ; enfin l'altitude est faible (guère plus d'un mètre). Toutefois, seule la coupe d'el Gala est tout à fait caractéristique puisque dans les trois autres sites mentionnés, ce dépôt ravine la croûte et non la formation Rejiche. En revanche, les niveaux grossiers fréquemment visibles au pied même du bourrelet oolithique, au sud d'Aghir et au phare de Taguermess (*fig. 67 et 68*), font très probablement partie de la formation Rejiche. La rareté des affleurements attribuables à la formation Chebba s'explique peut-être, beaucoup plus que par une destruction sous l'effet de l'érosion, par un moindre soulèvement de l'île que d'autres régions de Tunisie (on a vu le même cas dans l'archipel des Kerkennah), voire un léger basculement vers le sud-ouest, puisque les dépôts néotyrrhéniens font complètement défaut sur les façades sud et ouest de l'île.

Lors de la régression post-néotyrrhénienne, le climat est devenu plus humide et le ruissellement a été particulièrement efficace. Un glacis s'est élaboré dans les argiles pontiennes sur le front de l'escarpement de Gallêla ; tandis qu'à l'aval, en bordure des oueds, se mettait en place une terrasse, simultanément, à partir des pentes, s'épalaient des colluvions de limons rouges à *Helix* et cailloutis (*fig. 70, 1*).

Une transgression s'est alors produite, qui a permis le dépôt de la *formation Tlêt*. Elle n'a pas atteint le niveau zéro actuel, mais elle a dû cependant envahir partiellement la Bahiret bou Grara et, sous un climat probablement très sec, le vent a aspergé les alentours de la Bahiret avec des sables coquilliers enlevés aux plages voisines, tandis qu'une dune relativement importante (*fig. 66*) s'est édifiée à Ghizène. C'est à cette transgression que font référence Burollet et Winnock (1979, p. 323) lorsqu'ils affirment que la mer aurait atteint, vers 27 000 ans *B.P.*, un niveau presque voisin de celui de la mer actuelle. Les datations que nous avons obtenues donnent un âge un peu plus jeune : $20\,690 \pm 360$ ans (Ly-2644) pour des grès coquilliers de l'Oued Fahmine et $23\,090 \pm 560$ (Ly-2645) pour des fragments d'œufs d'Autruche trouvés dans la région de Tlêt, à Jerba, et à l'Oued Ogla, sur la presqu'île de Zarzis. Elles confirment en tout cas que la formation Tlêt n'est pas tyrrhénienne, mais qu'elle est associée à une transgression intra-würmienne qui a précédé le dernier maximum régressif.

Pendant longtemps nous avons cru que le grès faiblement cimenté de la *formation Sidi Salem*, qui affleure à Gourine et sur trois des façades de l'île de Jerba, appartenait à la même transgression – mais avec un petit décalage dans le temps – que la formation Tlêt. Il n'en est rien, comme le prouvent les datations au radiocarbone réalisées par J. Evin. Les *Helix* récoltés dans ce grès à Gourine (*fig. 62*) et à Sidi Salem (*fig. 65*) ont donné respectivement des âges de $4\,210 \pm 250$ (Ly-2617) et $6\,890 \pm 390$ ans *B.P.* (Ly-2618) : le grès de la formation Sidi Salem est donc holocène. Ces datations sont assez voisines de celles qui avaient été tentées sur des oolithes de ce même grès par Fabricius *et al.* (1970) – soit $9\,230 \pm 70$ ans *B.P.* pour un échantillon de Ras Taguermess (Jerba) et $7\,060 \pm 60$ pour un prélèvement effectué près de Zarzis – et plus proches encore de celles obtenues par Thornton (1978) – 5 500 ans – sur la bordure marine de la Bahirat el Biban.

Les oolithes ont donc commencé à se reformer dans la dernière partie de la transgression flandrienne, grâce à des conditions climatiques et hydrologiques particulièrement favorables (le pourcentage d'oolithes est très élevé (60 %), bien qu'inférieur à celui des calcarénites tyrrhéniennes de la formation Rejiche). Le bourrelet dunaire que nous avons décrit correspond à un maximum transgressif que l'on peut situer entre 7 000 et 4 000 ans *B.P.* sans pouvoir préciser davantage. La côte avait un tracé régulier et à peu près rectiligne entre Gourine et Borj Jlij ; elle se trouvait légèrement au nord de la côte septentrionale actuelle de Jerba, mais, sur la façade orientale, elle décrivait une large concavité entre Ras Rougga et Ras Marmour, en passant au droit d'el Qastil (*fig. 63*). Nous n'avons retrouvé aucun dépôt marin ou littoral correspondant à l'éolianite de la formation Sidi Salem : le rivage était donc au-dessous du zéro actuel, mais la morphologie en bourrelet prouve qu'il s'agit d'une dune littorale disposée

parallèlement au rivage et à proximité de celui-ci. On peut donc en conclure que le trait de la côte était légèrement inférieur au niveau actuel (1 à 2 m au plus, si l'on tient compte de la faiblesse des fonds marins).

Partout, de Gourine à Taguermess, l'éolianite Sidi Salem est taillée par un platier de corrosion situé à environ 60 cm au-dessus du platier actuel : après la formation du bourrelet dunaire – et peut-être une petite oscillation négative du niveau marin – la mer est montée jusqu'à +0,60 m, entraînant à la fois une légère induration de l'éolianite et l'élaboration d'un platier. C'est probablement lors de ce niveau à +0,60 m que le bourrelet de la formation Sidi Salem a été détruit çà et là, la mer pénétrant par endroits assez largement en arrière, par exemple sur la côte orientale, mais plus encore sur la façade occidentale de l'île, tandis que se déposaient des sédiments littoraux. A Cheikh Yahya, on l'a vu, ces sédiments sont datés d'environ 2 700 ans *B.P.*

Une nouvelle baisse du niveau marin intervient ensuite, avant que la mer se fixe enfin à son niveau actuel : c'est lors de cette ultime remontée que les dépôts de l'oscillation positive précédente sont repris en *beach-rock*.

Pour expliquer toutes ces oscillations, faut-il invoquer la néotectonique ou les mouvements eustatiques ? Nous y reviendrons plus loin, nous contentant ici de faire remarquer que c'est seulement dans le sud de la Tunisie, autour du Golfe de Gabès, qu'on a découvert des indices sûrs de niveaux marins holocènes plus hauts que l'actuel. Des déformations tectoniques post-villafranchiennes sont responsables de la structure de l'île et de la présence des escarpements qui marquent la topographie du sud et de l'ouest de l'île. Ces déformations sont antérieures au Tyrrhénien : contrairement à ce que pense Perthuisot (1977), qui s'appuie sur une interprétation à notre avis erronée du grès de la formation Tlêt, il n'y a pas de preuve à Jerba d'une phase tectonique en compression, postérieure à l'Eutyrrhénien, qui aurait plissé en vaste demi-anticlinal le compartiment situé au nord de la faille de Galléla et, par contre-coup, provoqué l'effondrement du Golfe de Zarzis. Au maximum de la transgression du cycle eutyrrhénien, le tracé du rivage était étroitement contrôlé par la topographie en gradins monoclinaux (Paskoff et Sanlaville, 1979). Mais la vieille tendance à la subsidence du Golfe de Gabès (Coque et Jauzein, 1965) s'est probablement manifestée pendant le Quaternaire récent jusqu'à l'Holocène : elle expliquerait la faible altitude du rivage du maximum de la transgression eutyrrhénienne et, surtout, la grande rareté des affleurements attribuables à la formation Chebba ; par ailleurs, un basculement vers le sud-ouest se serait produit. L'existence ici d'un haut niveau marin holocène est d'autant plus curieuse.

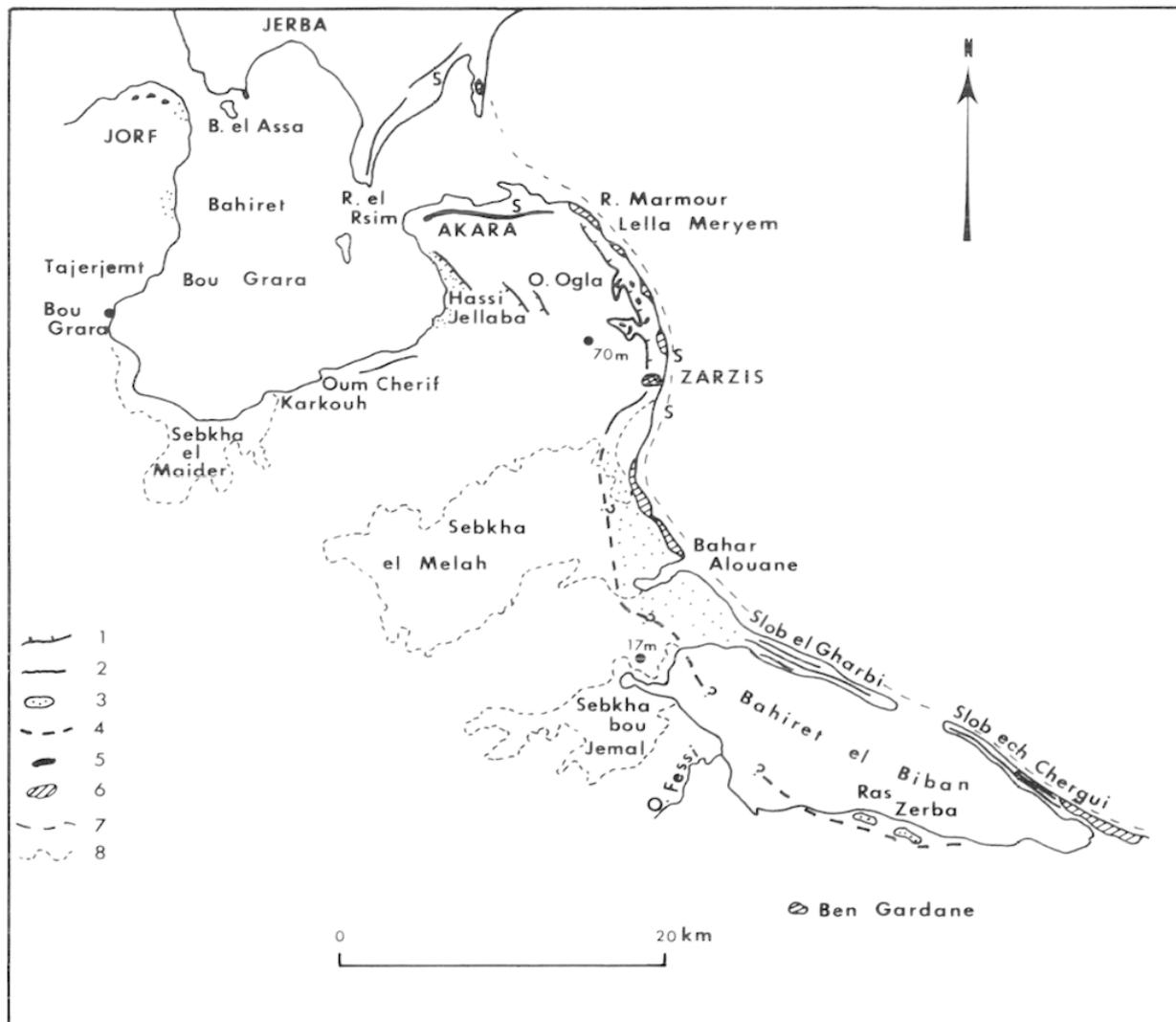


Fig. 71. Croquis morphologique de la région Bahiret bou Grara-Bahiret el Biban.

1 : escarpement de ligne de faille. 2 : bourrelet de calcaire oolithique de la formation Rejiche. 3 : dépôts marins de la formation Rejiche. 4 : ligne de rivage du maximum transgressif eutyrrhénien au sud de Zarzis. 5 : formation Tlét. 6 : formation Sidi Salem. 7 : ligne de rivage correspondant à la formation Sidi Salem. 8 : sebkhas envahies lors du maximum transgressif holocène.

Chapitre 12

LA RÉGION DE ZARZIS ET DE LA BAHIRET EL BIBAN

Entre Jerba et la frontière tuniso-libyenne s'étend la zone littorale la plus chaude et la plus aride de la Tunisie. En dehors de la presqu'île de Zarzis (ou des Akara), assez massive mais peu élevée (elle ne dépasse guère 70 m d'altitude), cette région est occupée par des mers intérieures (Bahiret bou Grara, Bahiret el Biban) ou par de vastes sebkhas, envahies par la mer lors de la remontée flandrienne et périodiquement inondées, car le relief est très bas et les limites sont incertaines et changeantes entre la mer, les sebkhas et la terre. Malgré la rareté des grandes coupes, les dépôts sont relativement importants et significatifs (*fig. 71*).

La presqu'île de Zarzis et la Bahiret bou Grara

On connaît depuis Castany (1955) le bourrelet de calcaire oolithique, d'ailleurs à peine marqué dans la topographie, qui borde l'extrémité nord de la presqu'île, depuis Ras el Khsim, en bordure de la mer de bou Grara, jusqu'aux environs de Ras Marmour. Perthuisot (1975) a décrit une coupe dans une carrière de Sidi Chemmakh : une série oolithique marine puis dunaire est ravinée, vers 5 à 7 m, par un conglomérat à coquilles marines que surmonte directement une dune oolithique. Cet auteur attribue les deux derniers dépôts au Néotyrrhénien. Nous avons trouvé un conglomérat à Strombes en avant du bourrelet, mais dans les différentes carrières nous avons vu un ensemble oolithique homogène, même si, çà et là, apparaît un niveau de galets de croûte ou de grès interstratifié : pour nous il n'existe aucune preuve convaincante de la présence du Néotyrrhénien dans ce secteur et tous les dépôts, littoraux et dunaires, doivent être attribués à la formation Rejiche.

En dehors de la Sebkha el Maïder, dans l'extrême-sud, où les épandages des oueds bou Ahmed et Smara et les constructions dunaires récentes rendent l'observation difficile, les rives de la mer de bou Grara portent un peu partout des traces du rivage eutyrrhénien, à proximité immédiate du tracé littoral actuel. On rencontre trois types de faciès (Ben Ouezdou *et al.*, 1980) :

- un calcaire gréseux oolithique, disposé en bourrelet littoral (Oum Cherif) ;
- un grès calcaire coquillier, contenant quelques oolithes et très riche en faune (*Glycymeris* surtout), par exemple de part et d'autre de Hassi Jellaba ;
- un conglomérat à galets et gravillons de croûte et à macrofaune abondante. Comme dans le cas précédent, la cimentation est assez médiocre : Hassi Jellaba, Karboub, Borj el Hassa. A Hassi Jellaba, par exemple, à proximité de l'escarpement dominé par la croûte villafranchienne, affleurent en bordure du littoral, de bas en haut (Perthuisot, 1975) : des sables grossiers rougeâtres ; un conglomérat à ciment gréseux et blocs ou galets de croûte, très fossilifère (*Cardium, Venus, Tellina, Murex, Dentalium, Donax, Mactra*) ; enfin des limons roux.

L'observation de terrain montre qu'il y a passage latéral d'un faciès à l'autre, en fonction des conditions locales. Il est normal qu'au pied d'escarpements taillés en falaise, comme à Hassi Jellaba, le matériel de plage soit grossier. Il n'est pas nécessaire pour autant de considérer ce conglomérat comme appartenant au Néotyrrhénien. Nous n'avons trouvé aucune trace d'un rivage lié à la formation Chebba sur les rives de la mer de bou Grara. Perthuisot (1975) pensait qu'un isthme rattachait Jerba au continent pendant le Néotyrrhénien : ce n'est pas impossible, mais ce n'est pas démontré non plus. La Bahiret bou Grara est, en effet, relativement profonde (16 m) et nous n'avons aucune preuve de la fermeture des deux passes qui la relie à la mer ouverte. Sauf au sud, les rives de cette mer intérieure sont souvent en voie de recul (falaises vives), mais il serait étonnant que la formation Chebba n'ait pas résisté ici ou là à l'érosion : sans doute repose-t-elle aujourd'hui sous quelques mètres d'eau.

Si aucun Strombe n'a été signalé en bordure de la Bahiret bou Grara, nous considérons cependant que les dépôts marins que l'on y trouve sont tyrrhéniens et la présence des oolithes nous permet de dire qu'il s'agit de la formation Rejiche. Les sédiments de cette formation ne dépassent nulle part 5 m d'altitude et à l'Eutyrrhénien la mer de bou Grara avait à peu près sa physionomie actuelle

La façade orientale de la presqu'île de Zarzis

Bas au nord, le plateau des Akara s'élève progressivement vers le sud. Il se termine à l'est par un escarpement pouvant avoir jusqu'à 30 m de commandement et formé d'une puissante corniche de croûte villafranchienne coiffant les argiles gypseuses pontiennes. Deux oueds y ont ouvert chacun un bassin : l'Oued Ogla et, plus important, l'Oued Ennouili. L'escarpement est très probablement un escarpement de ligne de faille. A son pied, peuplée et bien cultivée, la plaine compte un à deux kilomètres de largeur et s'abaisse assez rapidement vers l'est, d'une vingtaine de mètres à l'amont jusqu'au niveau de la mer.

Castany (1955) a donné une description des principales coupes, mais notre interprétation différera assez sensiblement de la sienne. Comme à Jerba, les affleurements du Pléistocène sont constitués essentiellement de grès que l'on trouve soit dans les bassins des deux oueds cités plus haut, soit dans la plaine côtière et surtout en bordure même de la mer.

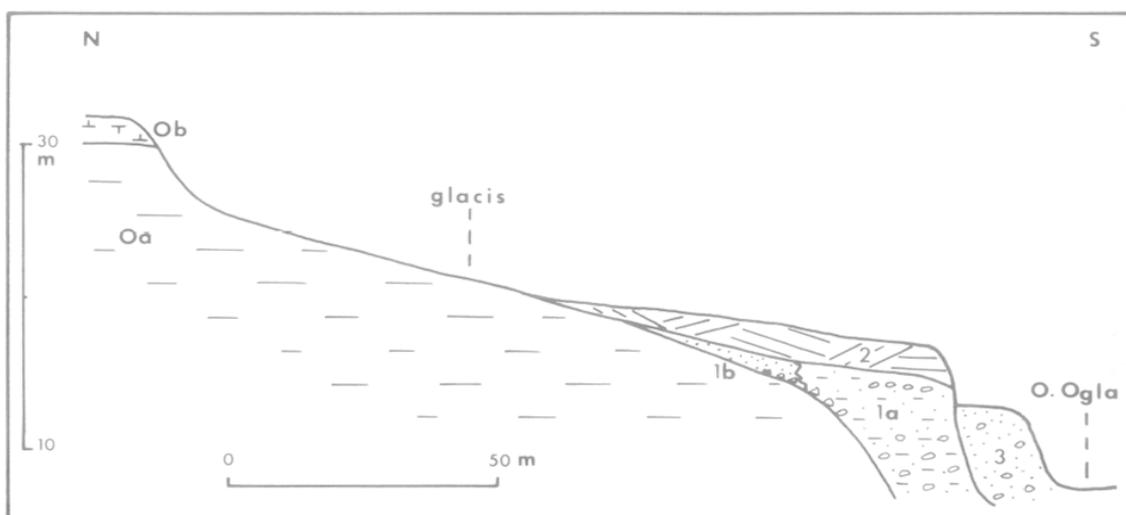


Fig. 72. Coupe de l'Oued Ogla, presqu'île de Zarzis.

La coupe de l'Oued Ogla (Paskoff et Sanlaville, 1979) est très significative (fig. 72). Dans la partie du bassin excavée dans le plateau, l'oued et ses vallons affluents sont incisés de 4 à 6 m dans un glacis taillant les argiles pontiennes. Sur ce glacis repose un grès coquillier, de couleur gris clair, médiocrement cimenté. Il a de quelques décimètres à plusieurs mètres d'épaisseur. Son faciès est identique à celui du grès de la formation Tlét que nous avons décrit à Jerba. Par endroits, il présente un litage du-

Photo 19

coupe est la suivante : en contrebas de la corniche de croûte villafranchienne (0b), un glacis développé dans les argiles (0a) passe latéralement à une terrasse (1). Celle-ci est grossière à la base, avec des éléments de croûte médiocrement roulés et emballés dans une matrice sablo-argileuse rougeâtre (1a). La partie supérieure est plus fine et passe latéralement à des sables quartzeux rouges (1b). Au-dessus, repose le grès de la formation Tlêt (2), qui est donc nettement postérieur à la terrasse. Enfin, en contrebas, est emboîtée une deuxième terrasse, aux éléments hétérométriques en partie remaniés de la première, mais avec beaucoup de débris de blocs de grès de la formation Tlêt, pris dans une matrice sableuse de couleur claire (3). La basse terrasse, qui peut avoir près de 4 m de hauteur, est holocène : elle contient des tessons de poterie. La terrasse principale (1) a jusqu'à 5 ou 6 mètres de hauteur. Nous ne pouvons pas la dater avec précision, mais elle est vraisemblablement würmienne. Ce niveau de remblaiement, contemporain de la fin du façonnement du glacis d'ablation, a probablement le même âge que l'épandage des limons sableux rouges qui, sur les côtes du pays, ravinent la formation Chebba (formation Aïn Oktor) : elle se placerait donc dans la première moitié du Würm.

Tout près de là, le bassin de l'Oued Ennouili, plus vaste, offre lui aussi, de nombreux affleurements du grès de la formation Tlêt, reposant sur un



Photo 19. Oued Oglâ, près de Zarzis (Sud tunisien). Sables coquilliers grésifiés de la formation Tlêt, d'origine éolienne et d'âge intra-würmien, fossilisant la surface d'une terrasse würmienne. Cliché P. Sanlaville.

glacis ou sur des éléments de terrasse. Dans la basse terrasse, nous avons récolté des tessons de poterie que G. Camps (*in litteris*) rapporte à l'époque romaine, probablement au IV^e ou au V^e siècle : cette terrasse est donc très tardive. La formation Tlèt apparaît encore çà et là, en bordure de la plaine littorale, sur de petits glacis de versants qui ourlent le pied de l'escarpement.

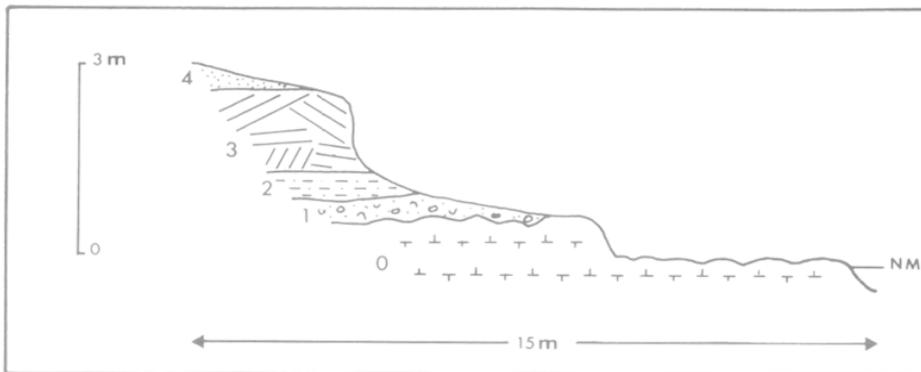


Fig. 73. Coupe de Ras Marmour, presqu'île de Zarzis.

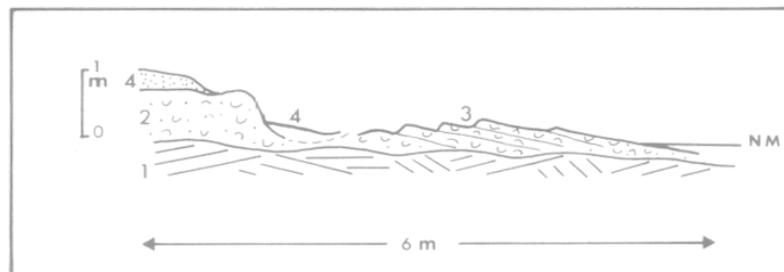


Fig. 74. Beach-rock à Lella Meryem, presqu'île de Zarzis.

A Ras Marmour, au nord-est de la presqu'île de Zarzis, se voit la coupe suivante (fig. 73) :

- (0) croûte très résistante, sans doute villafranchienne, taillée en platier par la mer, sur une vingtaine de mètres de largeur parfois ;
- (1) grès coquillier et galets de croûte, en ravinement sur la croûte (0) ;
- (2) couche rouge à *Helix* ;
- (3) grès coquilliers à litage dunaire ;
- (4) sables éoliens actuels.

Le bourrelet oolithique eutyrrhénien s'arrête à quelques centaines de mètres à l'ouest de là, si bien que l'on ne connaît pas la position stratigraphique exacte du dépôt conglomératique (1). Il n'est donc pas possible de préciser si celui-ci appartient à la formation Rejiche ou à la formation Chebba. Le grès coquillier (3), typique de la formation Sidi Salem, se développe progressivement vers le sud.



Photo 20. Lella Meryem, près de Zarzis (Sud tunisien). Platier holocène fossile situé à environ 0,80 m au-dessus du platier actuel, façonné par la corrosion dans l'étage intertidal. Cliché R. Paskoff.



Photo 21. Lella Meryem, près de Zarzis (Sud tunisien). Le sable d'une plage holocène (présence de tessons de poterie), qui témoigne d'un niveau de la mer légèrement plus élevé que l'actuel, est cimenté en beach-rock. Cliché R. Paskoff.

A 2 km au sud de Ras Marmour, en effet, à Lella Meryem, falaise et platier sont taillés dans le grès de la formation Sidi Salem. Un platier fossile, large de 10 à 20 m, y est visible, à 0,80 m au-dessus du platier actuel (Dalongeville *et al.*, 1980). Dans une petite crique a été conservé, sur le grès de la formation Sidi Salem (1), un témoin d'une plage holocène (2) correspondant à un niveau marin supérieur à l'actuel (fig. 74). La mer, qui érode cette plage ancienne, fait apparaître sous le sable actuel (4) un *beach-rock* caractéristique (3). Plage fossile (2) et *beach-rock* (3) contiennent des tessons de poterie.

Photo 20

Photo 21

La calcarénite oolithique de la formation Sidi Salem affleure encore çà et là, plus loin au sud, par exemple près de l'hôtel Sidi Saad ou à la pointe de Ksar Zaouia. C'est à l'entrée nord de Zarzis, dans le secteur Ksar Zaouia-camp militaire, que se trouve la coupe décrite par Castany (1955, fig. 4) et Perthuisot (1975, fig. 16). L'escarpement bordant le plateau disparaît ici (fig. 75) après s'être abaissé progressivement au sud de l'Oued En-

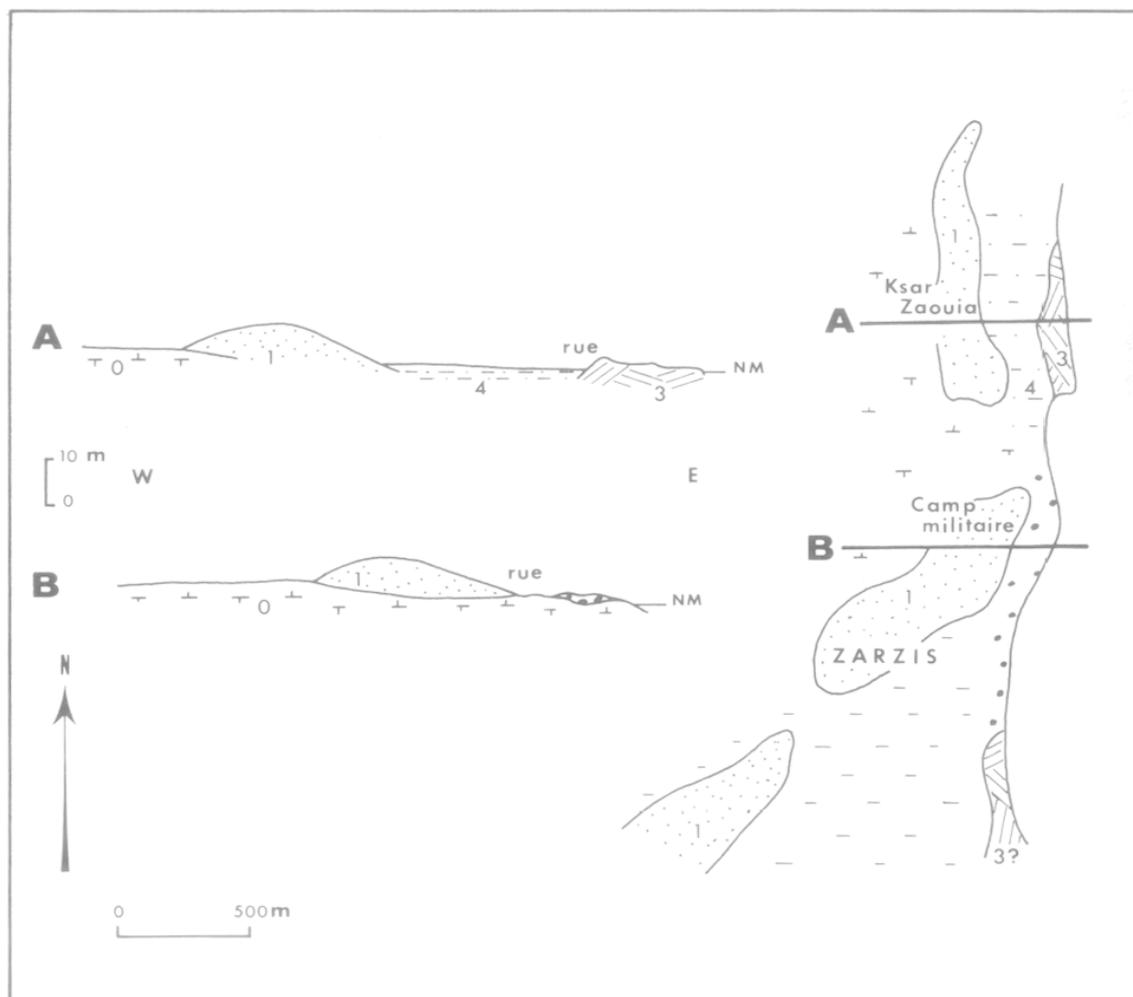


Fig. 75. Coupe du Quaternaire au nord de Zarzis.

nouili. Il est remplacé par un bourrelet méridien de calcaire gréseux oolithique typique de la formation Rejiche (1), plus ou moins moulé sur une flexure de la croûte villafranchienne (0). Le centre de la ville est installé sur le calcaire (1), mais le bourrelet oblique ensuite vers le SSW. Nous n'avons vu nulle part de coupe permettant d'atteindre le membre marin de la formation Rejiche. En bordure de la mer, la calcarénite de la formation Sidi Salem (3) – et non le calcaire de la formation Rejiche, comme le croyait Perthuisot – affleure, nous l'avons dit, au droit de Ksar Zaouia (coupe A), tandis que plus au sud, face au camp militaire, un conglomérat (2) à galets de croûte et de calcaire oolithique, à ciment rougeâtre, riche en faune et contenant des Strombes, ravine la croûte (coupe B). Perthuisot (1975) considère ce conglomérat comme néotyrrhénien. C'est possible, mais là encore, comme à Ras Marmour (*fig. 73*), nous n'en avons pas la preuve : nous n'avons trouvé nulle part le contact stratigraphique de ce conglomérat avec la formation Rejiche, car il est caché par les constructions ou les limons récents (4). Vers le sud, d'après nos prédécesseurs, on voyait autrefois ce conglomérat passer sous une accumulation dunaire oolithique (probablement de la formation Sidi Salem), mais les travaux du port ont tout fait disparaître.

Nous retiendrons de ce secteur que la formation Chebba existe peut-être à Ras Marmour et à Zarzis et que sont juxtaposées trois formations dunaires distinctes : le grès oolithique, mal cimenté et reposant sur des limons rouges, de la formation Sidi Salem ; sur les glacis, le grès coquillier de la formation Tlêt ; enfin, le calcaire oolithique, fortement cimenté et encroûté, de la formation Rejiche.

La côte au sud de Zarzis

Au sud de Zarzis, la côte est généralement rocheuse mais présente un tracé régulier. Le domaine littoral se réduit souvent à une bande étroite séparant plus ou moins de la mer deux vastes dépressions intérieures : la Sebkha el Melah, dont le débouché vers la mer est le Bahar Alouane, et la Bahiret el Biban, que le chenal de Biban met en liaison directe avec la mer. Ces deux cuvettes ont été bien étudiées (Perthuisot et Florida, 1973 ; Perthuisot, 1975 ; Medhioub, 1979) et nous fournissent de précieuses données sur l'évolution de la région depuis le Tyrrhénien.

Entre Zarzis et la Bahiret el Biban, la zone côtière est constituée pour l'essentiel de dépôts marins holocènes meubles, bas et périodiquement inondés, d'où émergent quelques reliefs allongés qui sont, d'est en ouest : – un étroit liseré de grès dunaires que Perthuisot rapporte au Néotyrrhénien mais qui, très peu cimentés, appartiennent à la formation Sidi Salem (*fig. 71*) ;

– des dépôts eutyrrhéniens qui donnent un bourrelet dunaire au SSW de Zarzis mais affleurent plus largement sur les rives du Bahar el Alouane avec des faciès variables : calcaires gréseux oolithiques coupés par des bancs plus grossiers à macrofaune marine, ou sédiments grésocoquilliers peu indurés ;

– enfin, en bordure de la Sebkha el Melah, des dunes actuelles qui laissent percer une dune grise très faiblement cimentée d'âge fini-würmien, correspondant à une « lunette » édifiée sur la bordure orientale de la sebkha par du matériel d'origine lacustre (argile, calcite et dolomie) enlevé par le vent à sa surface (Perthuisot, 1975).

Dans un drain au sud de Zarzis, le même auteur (1975, p.52) signale un dépôt grossier à Strombes, surmonté de grès oolithique, qu'il rapporte au Néotyrrhénien : d'après ce que nous avons vu sur le terrain, c'est probablement un niveau grossier intra-Rejiche. De son côté, Medhioub (1979) note sur la rive méridionale du Bahar Alouane « une sorte de platier, constitué de calcaires rosâtres, emboîtés dans l'Eutyrrhénien, qui contiennent de nombreux fossiles, dont *Strombus bubonius*, et des fragments de dune oolithique eutyrrhénienne ». Pour lui, « il s'agit, à l'évidence, des conglomérats néotyrrhéniens » (p. 34). Pourtant, dans ces calcaires oolithiques à macrofaune marine nous n'avons trouvé aucun conglomérat attribuable à la formation Chebba. En revanche, un platier fossile holocène de 2 à 3 m de largeur taille la formation Rejiche à faciès marin, à 50-60 cm au-dessus du niveau de la mer.

Plus loin au sud-est, la Bahiret el Biban est séparée de la mer par un cordon rocheux de quelques centaines de mètres de largeur et quelques mètres à une dizaine de mètres de hauteur, se réduisant dans sa partie médiane, à Biban, à de petits îlots laissant entre eux un chenal de 5 m de profondeur reliant la Bahiret à la mer. Ce cordon, appelé *slob*, est constitué de calcaires oolithiques de la formation Rejiche. Dans la partie occidentale du Slob el Gharbi, le calcaire présente un faciès marin à la base ; au-delà vers l'est, tout le cordon est dunaire et l'on distingue, sauf à l'extrémité orientale, trois bourrelets parallèles de calcaire oolithique (formation Rejiche), séparés par des dépressions remblayées de limons rouges et cultivées en céréales ; le bourrelet central est, d'assez loin, le plus élevé. Sur le Slob ech Chergui, le calcaire oolithique a exclusivement un faciès dunaire (*fig. 76*, couche 1) et ne dessine que deux bourrelets, le plus élevé bordant la Bahiret. Au-dessus du calcaire oolithique, entre les deux bourrelets, reposent successivement : un sable limoneux rosâtre à *Helix* (2) ; puis un sable coquillier très faiblement cimenté (3), riche en débris de coquilles marines mais surtout en oolithes (environ 50%), qui appartient probablement à la formation Sidi Salem ; enfin à nouveau des sables limoneux rosâtres, peu épais (4). En bordure de la Bahiret, les sables limoneux à *Helix*, fortement remaniés par le ruissellement, sont parfois relativement épais (3 à 4 m).

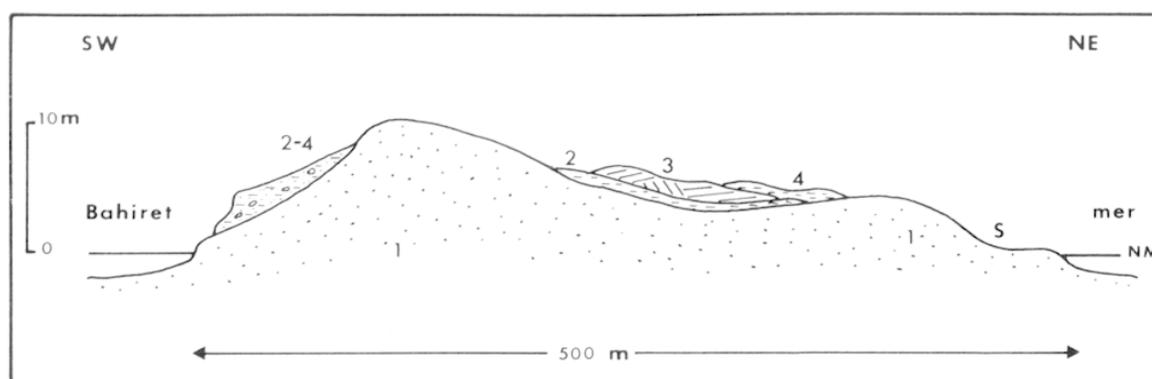


Fig. 76. Coupe du Slob ech Chergui.

A l'extrémité orientale du Slob el Gharbi, à Fasquiet Jdaria et à el Biban, affleurent des grès de la formation Sidi Salem. Ceux-ci se retrouvent en plus grande abondance sur le Slob ech Chergui où ils s'épaississent et s'élargissent progressivement vers l'est, et l'on sait qu'ils se poursuivent sur la côte de Tripolitaine (Hoque, 1975). Les calcaires oolithiques disparaissent complètement sous la formation Sidi Salem et les dunes récentes ou actuelles, qui prennent un très grand développement à l'est de la Bahiret.

Le long des slob, la Bahiret présente une côte à falaise, en avant de laquelle pointent des récifs à algues rouges (*Neogoniolithon notarisi* Dufour ; Thornton *et al.*, 1978). Sur la face septentrionale des slob (fig. 76) s'observe, taillé vers + 80 cm dans les calcaires oolithiques, un platier fossile qui atteint une largeur de 4 à 10 m sur les pointes (5), tandis que le platier actuel est totalement immergé à marée haute (6).

La Bahiret el Biban est relativement profonde (6,5 m). Tantôt ses rives sont basses et bordées de terrains récents (Sebkhet bou Jmel, delta de l'Oued Fessi), tantôt apparaissent des falaises vives taillées dans les argiles pontiennes. A Ras Zerba et à bou Guernine, sous un champ de nebkas, affleurent les calcaires oolithiques que Medhioub (1979, p.33) attribue avec raison à l'Eutyrrhénien. Le faciès est marin à la base (avec macrofaune abondante, mais nous n'y avons pas trouvé de Strombes), dunaire au-dessus.

On connaît la Sebkhah el Melah par des sondages de Florida (1973) et les travaux de Perthuisot (1975). D'après ces auteurs, la cuvette est restée longtemps continentale et la mer tyrrhénienne ne l'a jamais envahie. Mais les sondages indiquent que la mer y aurait pénétré au cours d'une transgression intra-würmienne que le ^{14}C date de 32 à 40 000 ans. L'invasion marine principale s'est cependant effectuée à partir de 8 000 B.P. Sur le pourtour de la cuvette, les dépôts marins, épais parfois de 5 m, indiquent, d'après Perthuisot (1975), un niveau marin supérieur d'environ 2 m à l'actuel, qui se placerait vers 5 500 B.P. d'après cinq datations réalisées par Fontes.

Conclusion

Les renseignements sur le Quaternaire supérieur donnés par la région qui s'étend de la Bahiret bou Grara à la Bahiret el Biban sont nombreux et intéressants, bien qu'un certain nombre de problèmes demeurent non résolus.

A l'Eutyrrhénien, le tracé littoral était assez proche de l'actuel dans la partie septentrionale de la région : la Bahiret el bou Grara avait un rivage à peu près identique à l'actuel. Au sud de Zarzis, en revanche, la côte dessinait, lors du maximum transgressif, une baie à concavité plus marquée qu'aujourd'hui (*fig. 71*), comme l'indiquent les dépôts marins observables au droit du Bahar el Alouane et surtout à bou Guernine, sur la rive sud de la Bahiret el Biban. C'est ensuite seulement que se sont édifiés les bourrelets du Slob el Gharbi et du Slob ech Chergui – peut-être à partir d'une crête d'avant-côte – fermant alors totalement la Bahiret el Biban et établissant la côte exactement sur son tracé actuel. En revanche, d'après Perthuisot, la mer tyrrhénienne n'aurait pas pénétré dans la Sebkha el Melah.

Nous avons peu de choses à dire du rivage correspondant à la formation Chebba, car nous ignorons à peu près tout à son sujet. Peut-être passait-il par Ras Marmour (*fig. 72*) et Ksar Zaouia (*fig. 73*), mais partout ailleurs il se situait probablement en avant de la côte actuelle et il a disparu sous les eaux à l'Holocène.

Les dépôts würmiens sont peu abondants. Dans la première partie du Würm, les argiles pontiennes ont été façonnées en glacis dans les bassins des Oueds Ogla et Ennouilli et au pied du grand escarpement oriental de la presqu'île des Akara. C'est aussi à ce moment-là que la cuvette de la Sebkha el Melah se serait creusée (Perthuisot, 1975) puisqu'elle est ensuite envahie par la mer durant une transgression intra-würmienne que cet auteur place entre 40 000 et 32 000 ans *B.P.* C'est sans doute à cette transgression que se rattachent les sables marins de la formation Tlêt redistribués par le vent et épandus sur le glacis et la terrasse würmiens.

La première manifestation de la remontée flandrienne est le bourrelet dunaire littoral de la formation Sidi Salem qui, de Ras Marmour jusqu'à l'extrémité orientale du Slob ech Chergui, est disposé en bordure même du littoral actuel. Comme on l'a vu à Jerba, lors de ce maximum transgressif que le ^{14}C situe entre 7 000 et 4 000 *B.P.*, la mer avait assez exactement le tracé actuel, mais avec un niveau légèrement inférieur à l'actuel, puisqu'on ne voit nulle part de faciès marin. Pourtant, d'après les travaux de Perthuisot (1975, p.116) et les datations de Fontes, vers 5 500 *B.P.*, la Sebkha el Melah aurait été envahie par une mer dont le niveau (marqué par des accumulations de coquilles) était supérieur de 2 m à l'actuel.

Peut-être cette différence est-elle due à des mouvements différentiels, mais une autre explication est possible. Un maximum aurait pu se produire vers + 2 m autour de 5 600 ; on le connaît non seulement dans la Sebkha el Melah mais aussi dans l'Oued el Melah et à Henchir el Kédoua (*supra*, p. 118). C'est à ce moment-là que le rivage aurait eu sa position la plus occidentale. Ensuite, après une baisse sensible, il se serait stabilisé un peu au-dessous du niveau actuel et un bourrelet dunaire littoral se serait constitué (formation Sidi Salem).

On sait de façon certaine que le niveau marin est ensuite remonté, vers 2 800-2 600 *B.P.*, à + 0,60 m, taillant un trottoir ou un platier dans les sables légèrement cimentés de la formation Sidi Salem (notamment à Lella Meryem) et dans les calcaires oolithiques de la formation Rejiche (slobs de la Bahiret el Biban).

Quel que soit l'âge exact de la transgression holocène maximale, celle-ci a été dans le sud très importante, occupant toute la Sebkha el Melah, tandis que la Bahiret el bou Grara et la Bahiret el Biban étaient sensiblement plus vastes qu'aujourd'hui.

Si, pour expliquer ces nombreux changements de la ligne de rivage, il est difficile de faire la part exacte des pulsations eustatiques et des mouvements du continent (subsidence, soulèvement, gauchissement), on ne peut nier la part de ces derniers.

Les slobs de la Bahiret el Biban montrent, comme l'avait bien vu Belair (1954), la disparition progressive vers l'est, sous le niveau zéro actuel, du faciès marin de la formation Rejiche : la bande littorale méridionale s'est peu à peu affaissée, avec sans doute un maximum à l'est de la Bahiret. Cela a permis à la mer, après la phase d'incision par les oueds lors de la régression würmienne, de pénétrer en arrière de la formation oolithique et d'envahir les cuvettes subsidentes voisines (Sebkha el Melah et sans doute aussi Bahiret el Biban). Ce mouvement a continué jusqu'à la fin du Würm puisque la transgression flandrienne s'est avancée plus loin que les précédentes.

Mais ce mouvement général de subsidence qui a affecté la région depuis le dernier interglaciaire ne connaît-il pas une rémission depuis l'Holocène ? En effet, paradoxalement, c'est au sud de Gabès seulement que l'on relève en Tunisie des preuves multiples et irréfutables d'un niveau marin holocène – ou même deux – supérieur à l'actuel. Nous reviendrons plus loin sur ce problème.

Troisième partie

VUE D'ENSEMBLE SUR LE QUATERNAIRE RÉCENT DE LA TUNISIE LITTORALE

Au terme de cette étude détaillée des principales coupes du Quaternaire récent de la Tunisie littorale, nous pouvons non seulement proposer une synthèse du Tyrrhénien de ce pays, mais encore donner un aperçu chronologique et une interprétation paléoclimatique des différentes phases du Pléistocène supérieur et de l'Holocène. Nous essayerons aussi de mettre en évidence à la fois les particularités régionales et le rôle de la tectonique, avant de tenter des comparaisons avec d'autres littoraux de la Méditerranée.

Chapitre 13

LES TROIS TYRRHÉNIENS DE TUNISIE

Nous avons identifié en Tunisie trois formations marines ou littorales, correspondant à trois pulsations transgressives successives que nous pensons pouvoir considérer toutes comme tyrrhéniennes (Oueslati *et al.*, 1982). La formation Rejiche, la plus constante et la plus développée, nous servira de fil conducteur (*Fig. 77* et tableau I).

La formation Rejiche

La formation de loin la plus fréquente et la plus caractéristique est la *formation Rejiche*, clairement identifiable à la fois dans la morphologie et par sa stratigraphie, et mise en évidence pour la première fois près de Mahdia (Paskoff et Sanlaville, 1976). Elle se présente généralement sous la forme d'un bourrelet, bien individualisé, qui peut dépasser 30 mètres d'altitude et s'étend parallèlement au littoral actuel, sur une grande par-

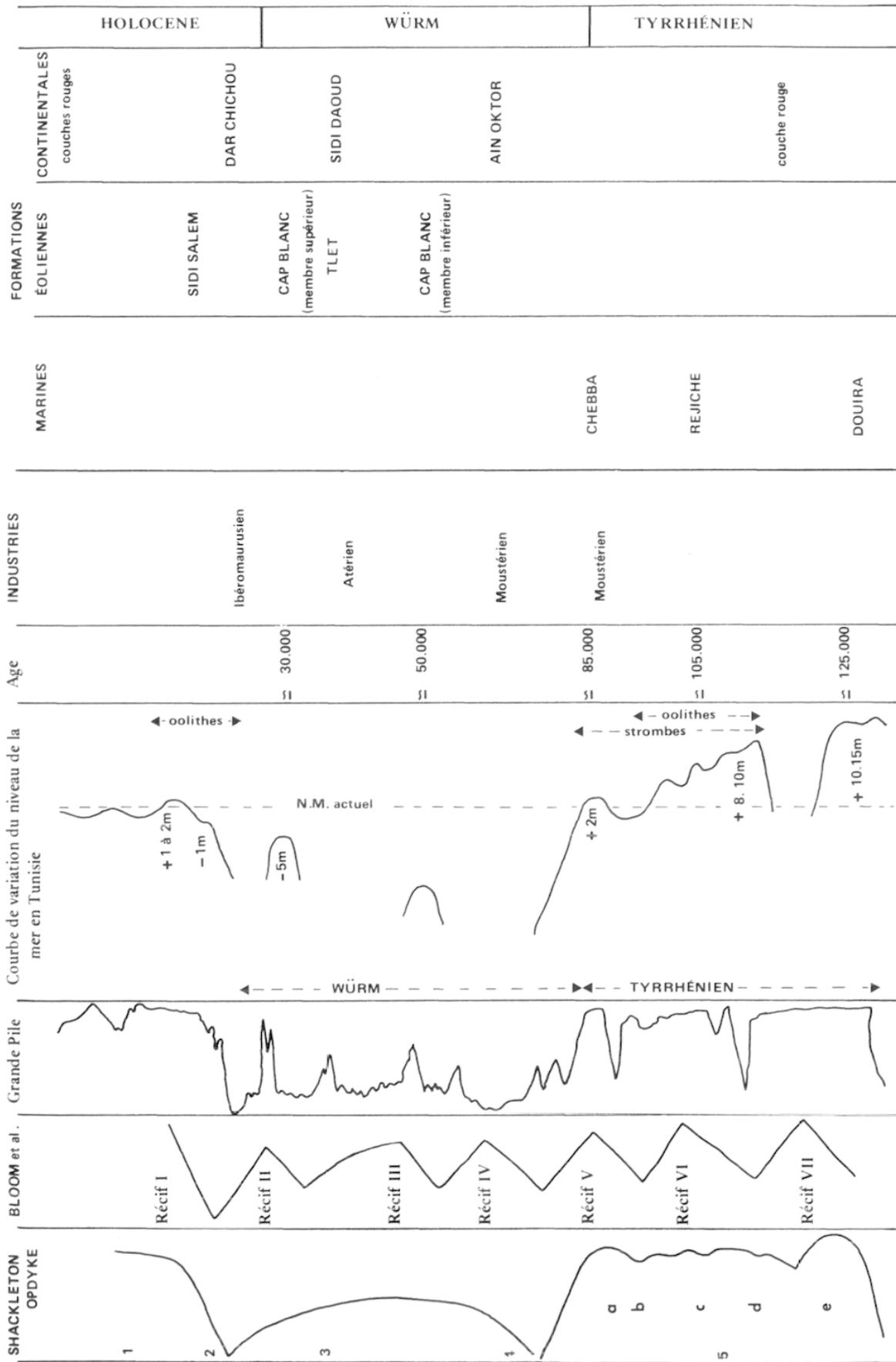


Fig. 77. Courbe générale des variations de la ligne de rivage en Tunisie depuis le dernier inter-glaciaire et corrélations proposées.

tie de la côte orientale du pays : Bahiret el Biban, Zarzis, Jerba ; ouest des Kerkennah ; Melloulèche, Chebba, Mahdia, Monastir ; Hergla ; côte orientale du Cap Bon ; région de Soliman. Les nombreuses carrières que l'on y trouve offrent souvent d'excellentes coupes.

Appelée « dune ancienne » par Castany (1962), cette formation n'est pourtant pas uniquement un dépôt éolien ; elle constitue généralement un complexe littoral associant des dépôts marins et dunaires. Si le calcaire oolithique domine, les faciès sont cependant très variés et la stratigraphie traduit une genèse assez compliquée.

Le membre supérieur de la formation Rejiche est dunaire, bien que le litage caractéristique d'un dépôt éolien ne soit pas toujours visible et que les *Helix* manquent parfois. Oolithes et pellets sont les principaux constituants, mais ils sont absents sur la façade septentrionale du pays où la dune est formée essentiellement de grains de quartz et de fins débris calcaires. C'est aussi le cas, par exemple, dans la région d'Hergla ou dans celle de Sahline.

Parfois le bourrelet est exclusivement marin jusqu'à son sommet, comme on peut le voir par la stratification entrecroisée typique d'un haut de plage ou par la présence de galets ou de macrofaune (Melloulèche). Quoiqu'il en soit, le membre marin de cette formation présente des faciès très variables :

- Le faciès marin généralement décrit - et le plus fréquent, il est vrai, sur la côte orientale - est le calcaire oolithique. En effet, à cette époque, les golfes de Hammamet et de Gabès étaient très favorables à la formation des oolithes et au dépôt des pellets, de calibre fin et homométrique, qui donnent un beau calcaire blanc très prisé pour la construction. Ce faciès se rencontre surtout dans le Cap Bon oriental, dans la région de Mahdia et dans l'extrême sud du pays. Mais il n'est pas le seul, même dans le sud, et il fait complètement défaut dans le nord.

- Sur la côte septentrionale du pays, sur la façade occidentale du Cap Bon, à Hergla et à Sahline, la formation Rejiche est constituée de grès quartzeux totalement dépourvus d'oolithes.

- Dans le drain sud de Melloulèche, aux Kerkennah, dans la presqu'île d'el Kantara (Jerba) et sur la côte sud de Jerba, le faciès est marnosableux et l'on observe une grande abondance de coquilles de *Cardium*, *Glycymeris*, *Cerithium*, *Murex*, etc.

- La partie orientale du plateau de Monastir, sensiblement soulevée, présente un faciès infralittoral à herbiers et Mélobésiées.

- Mais on rencontre aussi fréquemment des lits grossiers à galets, blocs et macrofaune. À Ouled Yaneg (Kerkennah) ou à Hassi Jellaba (Zarzis), le dépôt grossier est particulièrement développé, mais il apparaît également, dans un grand nombre de coupes, au milieu de dépôts plus fins (Khmiss, Jerba, Korba, etc.).

Au total, dominant les faciès fins, témoignant d'une mer à basse énergie où l'accumulation l'emportait largement sur l'érosion, à la différence de ce qui se passe aujourd'hui. Mais la stratigraphie révèle une genèse complexe.

Dans les cas les plus simples, la série commence par un conglomérat à galets de croûte et à macrofaune abondante. Au-dessus, reposent des grès marins grossiers, à stratification entrecroisée caractéristique d'un haut de plage. On y trouve encore souvent de la faune, notamment des Strombes (Rejiche). On passe ensuite progressivement à un dépôt dunaire, fin et homométrique, identifiable parfois grâce aux *Helix* et au litage fortement incliné. Cette stratigraphie apparaît clairement dans le drain et les carrières de Rejiche. Nous l'avons aussi trouvée fréquemment ailleurs, par exemple à Soliman ou à Jorf de Kerkennah.

Mais la stratigraphie du membre marin est souvent plus complexe : deux niveaux à blocs et à galets s'individualisent nettement à Khniss, Hergla, Korba, Ras el Koran ; parfois on en voit trois, comme à Aghir (Jerba) et dans le drain d'el Haouaria. Les niveaux grossiers supérieurs comportent alors des galets et des blocs - parfois volumineux - arrachés au grès sous-jacent. Mais, sauf exceptions rares (Hergla, par exemple), on n'observe pas de véritable ravinement du grès par le conglomérat : à l'amont et latéralement, la sédimentation fine ne s'est pas interrompue et la série est concordante. Le remaniement en blocs et galets de dépôts sous-jacents, déjà partiellement consolidés, est sans doute à attribuer à un phénomène de *beach-rock*, traduisant seulement un changement mineur de la ligne de rivage (dans le niveau ou le tracé), sans mouvement régressif important ou durable (Dalongeville et Sanlaville, 1981 et 1982). Par ailleurs, d'après les coupes de différentes carrières, à Khniss notamment, les lits grossiers à blocs, galets et macrofaune sont d'autant plus hauts qu'ils sont plus récents, et seul le conglomérat de base peut traverser de part en part le bourrelet (drain d'el Haouaria, vieux drain de Rejiche, drain de Melloulèche), mais il ne le fait pas toujours (drain de Rejiche, Menzel Temime). Après un rivage relativement élevé, le niveau marin s'est un peu abaissé et un cordon dunaire s'est mis en place, contre lequel venait battre la mer (tableau I). Le niveau marin a pu ensuite se relever légèrement et des périodes de plus grande énergie de la mer intervenir (niveau de galets), sans que le tracé littoral soit modifié sensiblement, en raison de la présence du bourrelet dunaire.

Les lits de galets superposés semblent indiquer des pulsations positives de la mer. Parfois, au contraire, existent plusieurs bourrelets parallèles ; ainsi sur la presqu'île de Terbella et à el Gala, à Jerba, dans le nord de la presqu'île des Akara, sur les Slobes de la Bahiret el Biban ou encore à l'île Gharbi, aux Kerkennah. Seul, alors, le bourrelet le plus interne est constitué, dans sa partie supérieure, de sables dunaires, les autres étant exclusi-

vement formés de dépôts marins. Ces bourrelets sont ou des rides d'avant-côte ou des cordons de plage marquant des stades dans la régression.

Les datations radiométriques dont on dispose jusqu'ici s'échelonnent entre 85 000 et 35 000 ans et ne sont donc malheureusement pas fiables (tableau II). Mais, par sa richesse en oolithes et son abondance en Strombes (notamment à Monastir, Melloulèche, Kerkennah et Jerba), la formation Rejiche témoigne d'une mer chaude et nous pouvons l'attribuer avec certitude à l'Eutyrrhénien.

Il est parfois difficile de donner l'altitude du rivage auquel elle correspond, d'abord parce que celui-ci est souvent caché par la dune sommitale, mais aussi parce que des variations de la ligne de rivage se sont produites au cours de l'Eutyrrhénien : à Khniss, les dépôts littoraux ont une dizaine de mètres d'épaisseur et leur faciès indique de nombreuses oscillations, comme à R'mel, près de Bizerte, ou à Monastir. L'altitude moyenne de la ligne de rivage est d'une dizaine de mètres (Mahdia, Cap Bon). Elle est sensiblement plus basse à Jerba et surtout aux Kerkennah (2 à 4 m), mais dans la région de Hammamet on trouve des Strombes à plus de 20 m, tandis que sur le plateau de Monastir le membre marin de la formation Rejiche dépasse 30 mètres.

La formation Douira

Une formation tyrrhénienne antérieure à la formation Rejiche existe incontestablement en Tunisie. Jauzein (1959) l'avait entrevue à Douira (près de Rejiche) et à Menzel Temime, mais il l'avait mal interprétée, pensant qu'il s'agissait d'une plage appartenant au cycle que nous appelons Rejiche.

L'existence et la signification de cette formation ont pu être démontrées à Douira où elle est séparée du cycle de Rejiche par un niveau continental bien visible dans le drain (Paskoff et Sanlaville, 1976). Elle est constituée là, sur plusieurs mètres d'épaisseur, d'une énorme accumulation de coquilles de Lamellibranches associées à des galets et à des graviers, de croûte notamment.

La formation *Douira* n'a jamais été identifiée dans le sud du pays, par exemple à Jerba ou dans les îles Kerkennah. En revanche, elle apparaît à la base de certaines coupes, à Chebba et peut-être aussi à Hergla. Mais c'est au Cap Bon qu'elle se manifeste le mieux. C'est elle, probablement, que traversent les puits forés dans la plaine d'el Haouaria, au nord du Cap Bon. Les coupes des oueds Chiba, Lebna et Hajar et les carrières de la région de Menzel Temime, dans le Cap Bon, permettent de voir que cette formation est à la fois importante et complexe. À l'Oued Chiba, elle donne une corniche que l'on suit sur plusieurs kilomètres vers l'amont et c'est probablement la ligne de rivage (sables grossiers à stratification en-

tre croisée, avec galets et macrofaune) que l'on peut observer à Tobag, vers 22 m d'altitude. Aux alentours de Menzel Temime, cette formation a plusieurs mètres d'épaisseur visible et présente, au moins en plusieurs endroits, des sables quartzeux jaunes à *Cardium* à la base, des sables quartzeux blancs au-dessus, séparés par une couche marno-sableuse verdâtre à faune marine (Fig. 77 et tableau I). Dans une carrière, la série supérieure est elle-même ravinée par une plage à galets, blocs et macrofaune, que surmonte un grès. Dans toutes les carrières de la région de Menzel Temime, cette formation est séparée de la formation Rejiche par une couche limono-sableuse rouge à *Helix*, qui correspond probablement au dépôt continental du drain de Rejiche. Ajoutons, enfin, que c'est vraisemblablement la formation Douira qui affleure ou que des puits atteignent à Henchir bou Charai, au sud de Soliman, ou à Henchir Jdidi, dans la région de Bou Fichta.

Cette formation, où dominent largement les sables quartzeux souvent riches en *Cardium*, ne renferme pas d'oolithes et on n'y a jamais découvert de Strombes; cependant Jauzein y a signalé, à Menzel Temime, *Purpura haemastoma* et *Nassa circumcincta*. Elle semble n'être séparée de la formation Rejiche que par un mouvement régressif d'ampleur et de durée limitées. Son attribution au dernier interglaciaire est confirmée par la radiochronologie (tableau II); six datations au $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (M. Bernat, Nice) ont donné une moyenne de 120 000 à 125 000 ans, et une autre datation (C. T. Houang, Gif-sur-Yvette) a fourni $130\,000 \pm 7\,000$ ans. Il est vrai que dans ce dernier cas un contrôle par la méthode $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ a donné un âge de $99\,000 \pm 11\,000$ ans, ce qui laisse à penser que l'échantillon étudié était défectueux. Nous estimons cependant pouvoir considérer la formation Douira comme tyrrhénienne.

La formation Chebba

Une troisième formation tyrrhénienne - la plus récente - existe incontestablement, bien qu'elle ne soit pas toujours facile à identifier avec certitude. En effet, la plupart des dépôts qualifiés de « plage ancienne » par Castany ou de néotyrrhénien par différents auteurs, appartiennent, en réalité, à la formation Rejiche. C'est le cas des niveaux de galets à Strombes que l'on observe, souvent, à l'aval du bourrelet dunaire oolithique dans le Cap Bon. Il en est de même à Ksiba el Mediouni ou à Khniss où ce qui a été longtemps pris pour une plage néotyrrhénienne en ravinement au pied du bourrelet dunaire est, en fait, un niveau grossier au sein de la formation Rejiche.

La formation Chebba a été définie à Chebba (fig. 49 et 51), au sud de Rejiche, mais elle est aussi très caractéristique dans les coupes du cordon littoral d'Hergla (fig. 43), à Ras el Koran (fig. 8) à el Gala, à Jerba (fig. 64) ou, encore, entre le Cap Blanc et le Cap Bizerte (fig. 12).

TABLEAU II : DATATIONS

Datations Io-U de Mollusques des dépôts tyrrhéniens de la Tunisie
(M. Bernat, Laboratoire de Géologie-Géochimie, Université de Nice)

N° Echant.	U g/g	U234/U238	U234	Io	Age	% Arag	Observations	Lieu de prélèvement
D 11	1,07	1,27	1,01	0,72	128.000	100	Lamell. Douira	localité-type
D 12	0,81	1,25	0,75	0,43	136.000	100	Lamell. Douira	localité-type
D 3	0,71	1,15	0,61	0,40	115.000	100	Lamell. Douira	localité-type
D 4	0,57	1,22	0,51	0,32	100.000	99	Lamell. Douira	localité-type
D 5	0,96	1,33	0,95	0,64	115.800	100	Lamell. Douira	localité-type
D 6	0,60	1,22	0,55	0,33	98.000	100	Lamell. Douira	localité-type
RE 1	2,50	1,09	2,03	0,72	48.000	100	Strombe Rejiche	localité-type
RE 2	1,84	1,09	1,50	0,74	75.000	97	Strombe Rejiche	localité-type
RE 6	5,88	1,07	4,70	1,31	37.000	100	Strombe Rejiche	localité-type
RE 7	1,01	1,05	0,81	0,31	54.000	99	Lamell. Rejiche	localité-type
RE 8	2,24	1,08	1,80	1,012	82.600	100	Strombe Rejiche	localité-type
Ch 1	1,63	1,16	1,41	0,75	81.000	100	Strombe Rejiche	localité-type
CH 2	0,23	1,25	0,26	0,112	61.000	0	Lamell. Chebba	localité-type
CH 3	1,17	1,23	1,08	0,57	80.000	94	Strombe Chebba	Baie des Singes (Tunis)
CH 4*	3,82	1,24	3,52	1,54	62.000	100	Strombe Chebba	Baie des Singes (Tunis)
CH 5	2,85	1,25	2,63	1,52	90.000	100	Strombe Chebba	Baie des Singes (Tunis)

* Tracé avec Th 229.

Son existence en un point donné du littoral ne peut être prouvée que grâce à la convergence de plusieurs critères :

- position morphologique : présence d'un replat d'abrasion, en pied de falaise, à une altitude faible (1 à 2 m) et à proximité immédiate du rivage actuel.

- contexte stratigraphique : on doit voir nettement la formation Chebba raviner la formation Rejiche, et recouverte de colluvions argilo-sableuses rubéfiées, puis de grès dunaires. Jamais un niveau continental ne sépare les deux formations marines.

- faciès enfin : elle se présente essentiellement sous l'aspect d'un conglomérat hétérométrique (blocs et galets), aux éléments souvent mal roulés, sali par des apports terrigènes, avec une macrofaune abondante, parmi laquelle des Strombes, presque toujours brisés et fortement usés.

Le faciès n'est pas un critère suffisant : des niveaux grossiers existent, nous l'avons vu, dans la formation Rejiche. Aussi, dans bon nombre de coupes, la présence de la formation Chebba ne peut-elle être démontrée, par suite de l'absence d'un des critères d'identification.

Là où elle est clairement identifiable, la formation Chebba témoigne d'une dernière pulsation transgressive de la mer à la fin du dernier interglaciaire (5 datations Th/U de M. Bernat s'échelonnent entre 61 000 et 90 000 ans) (tableau II). Le Néotyrrhénien est séparé de l'Eutyrrhénien par une régression d'ampleur inconnue mais sans doute modeste et de durée assez brève (*Fig. 77* et tableau I). De même, la pulsation marine néotyrrhénienne a été de durée limitée, car elle n'a laissé que des traces morphologiques discrètes, généralement sous la forme d'un petit replat d'érosion, accidenté de cuvettes et recouvert par des placages de sédiments de plage peu épais. Le faciès des dépôts témoigne d'un milieu littoral agité dans lequel arrivaient des alluvions continentales : il atteste une péjoration climatique, annonciatrice d'une crise morphogénique marquant le passage d'un régime de biostasie interglaciaire à une situation de rhexistasie de période plus arrosée et plus fraîche, pendant laquelle les versants vont fournir de grandes quantités de débris.

Conclusion

Ainsi est confirmée en Tunisie l'existence de trois formations marines correspondant à trois pulsations transgressives au cours du dernier interglaciaire (*Fig. 77* et tableau I).

Pour être souvent mal conservée et pas toujours aisément observable, la *formation Douira* n'en est pas moins très importante, au Cap Bon surtout, et témoigne d'une période transgressive assez longue, pendant laquelle le niveau marin a été relativement élevé.

La mieux connue et la plus développée est la *formation Rejiche* que l'on peut qualifier d'eutyrrhénienne, en raison de son caractère chaud (oolithes et Strombes).

La dernière transgression, représentée par la *formation Chebba*, que l'on peut corrélér avec le Néotyrrhénien, est montée sensiblement moins haut que les précédentes et elle a été brève. Elle coïncide partiellement avec un début de rhexistase mais paraît avoir conservé une faune chaude (Strombes).

Ces trois pulsations tyrrhéniennes correspondent assez bien avec celles qui apparaissent sur les courbes de variations du niveau de la mer établies aux Barbades (MesoIella *et al.*, 1979) et en Nouvelle-Guinée (Bloom *et al.*, 1974) grâce aux datations de récifs coralliens émergés. On trouve également une corrélation satisfaisante avec les données fournies par les carottes océaniques (Shackleton et Opdyke, 1973) ou les diagrammes polliniques de la Grande Pile (Woillard, 1979) ou du marais des Échets, près de Lyon (Mandier, 1981).

Les recherches qui ont été conduites en Sardaigne et en Espagne et dont les résultats ont été exposés à l'occasion de tables rondes organisées par la sous-commission Méditerranée-mer Noire des lignes de rivage de l'INQUA (Ozer et Ulzega, 1980 ; Baena *et al.*, 1981) montrent que le Tyrrhénien de Tunisie revêt une valeur générale pour l'ensemble de la Méditerranée occidentale (Ozer *et al.*, 1980 ; Paskoff et Sanlaville, 1982). Si l'on ne connaît pas d'équivalent de la formation Douira en Sardaigne, son existence est vraisemblable dans la région d'Almeria et d'Alicante en Espagne. Mais, surtout, la formation Rejiche se retrouve en Sardaigne (par exemple à Cala Mosca) et en Espagne (Roquetas), sous la forme d'un dépôt à faciès essentiellement gréseux, épais et riche en Strombes, et la formation Chebba a une réplique exacte dans ces deux pays, notamment à Santa Reparata, en Sardaigne, et à Morro del Gos, sur la côte catalane, où s'observe, en ravinement sur la formation eutyrrhénienne, un dépôt grossier à ciment rougeâtre et à macrofaune abondante (avec des Strombes très usés). Mais, des similitudes existent aussi avec la Méditerranée orientale : si en Grèce on a décrit deux niveaux tyrrhéniens à Strombes (Keraudren, 1970-1971 ; Dufaure, 1970), c'est au moins trois pulsations transgressives qui ont été identifiées sur la côte libanaise (Sanlaville, 1977).

Chapitre 14

LE WÜRM

Postérieurement à la mise en place de la formation Chebba à la fin du dernier interglaciaire, la zone littorale tunisienne a connu, pendant le Würm, une histoire complexe que nous allons nous efforcer de retracer brièvement ici (tableau III). Mais les témoins (formes ou dépôts) sont très différents suivant que l'on se trouve en Tunisie septentrionale ou dans le sud du pays, la région située entre le Cap Bon et la partie méridionale du Golfe de Gabès n'ayant conservé de cette époque que des témoins fragmentaires et peu développés.

Le sud du littoral tunisien au Würm

On a vu, dans les chapitres consacrés à Jerba et à Zarzis, que la formation Sidi Salem, que nous pensions être würmienne, est, en réalité, d'âge holocène. Les dépôts würmiens sont, en fait, très réduits dans le sud du pays, et du dernier pluvial nous retiendrons seulement trois événements :

- Dans les argiles pontiennes de Jerba et de la presqu'île de Zarzis s'est élaboré un glacis d'érosion, bien visible au pied de l'escarpement de Tlêt-Gallêla et dans les bassins des oueds Ogla et Ennouili. Latéralement, une terrasse alluviale à matrice limono-sableuse rougeâtre prolonge le glacis. Sans doute cette terrasse est-elle contemporaine de la couche rouge, plus ou moins encroûtée, sur laquelle repose le grès de la formation Sidi Salem à Gourine (*fig. 62*), Sidi Salem (*fig. 65*) et Ras Marmour (*fig. 73*), mais cette couche rouge pourrait bien être polychronique.

- C'est ensuite que s'est déposé le grès de la *formation Tlêt* qui est, on s'en souvient, étroitement localisé autour de la Bahiret el bou Grara, dans la partie sud de l'île de Jerba et dans le nord de la presqu'île de Zarzis. Ce grès, très riche en fins débris marins coquilliers, est un matériau d'origine marine mis en place par le vent. Nous n'avons, en effet, aucune preuve de façonnement marin : à la base se trouve un matériel colluvial

constitué de fragments de croûte qui ne sont ni émoussés ni lithophagés ; les grains sont parfois grossiers mais n'excèdent jamais la compétence du vent et présentent souvent (surtout à l'Oued Ogla) une stratification du-naire ; enfin, ce grès fossilise un glacis-terrasse d'origine continentale (coupes de Sidi Yati, *fig. 69*, et de l'Oued Ogla, *fig. 72*), qu'on ne peut dater avec précision mais qui est certainement würmien.

Peut-on rapprocher cette terrasse de l'Oued Ogla de la formation Akarit (sables et limons gypseux de la couche 1, *fig. 59*), vraisemblablement emboîtée dans le grand cône würmien de l'Oued el Akarit et datée de 25 500 à 28 000 *B.P.* par Page (1972) ? Nous reviendrons plus loin sur ce problème, mais il se pourrait que le glacis-terrasse de Gallèla-Oued Ogla soit apparu assez tardivement dans le Würm.

Le grès de la formation Tlèt n'est donc pas un dépôt marin tyrrhénien, contrairement à ce que pensait Perthuisot (1977). Mais, si l'agent de dépôt est le vent, les éléments coquilliers, à la fois grossiers et fragiles, qui le constituent, témoignent de la proximité de la mer : la formation Tlèt correspond à un haut niveau marin intra-würmien, que nous pouvons dater approximativement. Les datations au radiocarbone nous ont donné respectivement $20\ 690 \pm 360$ et $23\ 090 \pm 560$ ans *B. P.* pour des fragments de coquilles marines et pour des œufs d'Autruche, mais cet âge est sans doute trop jeune, car il précède de peu un maximum régressif de l'Océan mondial. Les chiffres cités par Perthuisot (1975) pour des vases marines carbonatées de la Sebkha el Melah, sont sensiblement plus élevés puisqu'ils vont de 32 000 à plus de 40 000 ans *B. P.* L'âge de 27 000 ans *B. P.* avancé par Burollet et Winnock (1979) constitue une sorte de moyenne plus crédible. Tous les auteurs qui ont travaillé dans la région se rejoignent, en tout cas, pour parler d'un niveau assez proche du zéro actuel, le chiffre de - 5 m, proposé par Perthuisot, étant tout à fait acceptable. La mer occupait alors la Sebkha el Melah et vraisemblablement une partie de la Bahiret el bou Grara, et elle se trouvait à 1 ou 2 km au large de la côte actuelle face à l'embouchure des oueds Ogla et Ennouili : le vent pouvait aisément transporter, là où nous les voyons maintenant, les sables de la formation Tlèt.

- Enfin, lors du maximum régressif qui a suivi, une forte incision s'est produite, qui a mis en relief la terrasse des oueds Ogla et Ennouili et, peut-être, ouvert dans le bourrelet oolithique des Slobbs l'échancrure qui met la Bahiret el Biban en communication avec la mer.

La Tunisie septentrionale

Sur la façade occidentale du Cap Bon et le long de la côte septentrionale du pays à l'ouest de Ras et Tarf, la morphologie est moins parlante que dans le sud, mais les données stratigraphiques sont beaucoup plus complètes. Après le Tyrrhénien ont alterné, en effet, formations colluviales rouges et accumulations éoliennes. Les coupes ne donnent en général que

des séries incomplètes, mais certaines sont particulièrement intéressantes : ainsi celles de Ras el Koran (*fig. 9*), Oued Damous (*fig. 11*), Cap Blanc-Cap Bizerte (*fig. 12 et 13*), Ras Zebib (*fig. 17 et 18*) et un certain nombre d'autres dans le Cap Bon (*fig. 28, 30, 31, etc.*).

La formation Aïn Oktor

Le début du Würm a été marqué par la mise en place d'une formation rouge qui est particulièrement développée dans la coupe d'Aïn Oktor (*fig. 28*), d'où le nom de *formation Aïn Oktor*.

La plupart de nos prédécesseurs ont considéré que la deuxième plage à Strombes (formation Chebba ou néotyrrhénienne) était recouverte directement de grès dunaires. Ainsi en est-il pour Castany (1962) qui décrit, par exemple, la coupe de l'Oued Damous sans mentionner les sables rouges qui séparent la plage tyrrhénienne de la première dune würmienne. Jauzein (1967) fait de même à propos de la coupe de l'Oued Senane, à Ksiba el Mediouni, et des bourrelets dunaires de Sahline et de Soliman, mais il s'agit là, dans les trois cas, de la formation Rejiche et non de grès associés à la plage néotyrrhénienne. Coque (1962) et Perthuisot (1975) ont bien vu, à Jerba et à Zarzis, l'individualité de la dune de la formation Sidi Salem par rapport au bourrelet de la formation Rejiche, mais sans noter pour autant la présence, incontestable pourtant, d'une couche rouge séparant les grès de la formation Sidi Salem des plages tyrrhéniennes. On arrivait ainsi à établir un parallélisme total entre les deux séries tyrrhéniennes, constituées l'une et l'autre d'un membre inférieur marin et d'un membre supérieur dunaire, perdant du même coup la possibilité d'accorder à la formation dunaire post-tyrrhénienne et à la formation rouge qui la précède leur double signification morphologique et chronologique. Grosse (1969) a été le premier à remarquer que, dans le Cap Bon, un dépôt rouge s'intercalait entre les deux systèmes dunaires.

Dans le meilleur des cas, la formation rouge repose sur la formation Chebba (à Ras el Koran ; à l'est du Cap Blanc ; à Chebba Douera ; à el Gala), qu'elle imprègne fortement et qu'elle a partiellement remaniée au moment de sa mise en place, puisqu'elle contient alors, dans sa partie inférieure, des galets à façonnement marin et de la faune marine. Mais ce dépôt rouge affecte aussi, souvent, directement la formation Rejiche, lorsque la plage néotyrrhénienne est absente (sud-est de Jerba, Kerkenah, ...). Cela signifie qu'il s'est mis en place alors que le dépôt sous-jacent n'était pas encore cimenté ou après une période de forte altération de ce dépôt.

La formation rouge est tantôt très sableuse, tantôt plus limoneuse, voire riche en argile. Elle incorpore des éléments clastiques (débris de croûte ou de grès quaternaire, par exemple, surtout lorsqu'on se trouve à proximité d'un relief ou d'une rupture de pente), mais elle contient beaucoup d'*Helix*. Sauf exception, ce n'est pas un sol mais un dépôt lithochrome,

correspondant au remaniement de sols rouges au cours d'une phase de rhexistasie. Mais ces colluvions ont pu subir ensuite une pédogenèse : celle-ci est très nette à Aïn Oktor où la partie supérieure de la formation rouge montre un profil pédologique caractéristique avec différenciation d'un horizon A de lessivage et un horizon B d'enrichissement en calcaire. Le dépôt est souvent assez compact.

Cette formation rouge est en général peu épaisse (0,80 à 1 m en moyenne), mais, par endroits, elle se développe beaucoup plus. Ainsi à Aïn Oktor, c'est 5 ou 6 m de sables limoneux rouges à cailloutis qui reposent sur une plage à Strombes aux éléments très hétérométriques, plage dont on ne saurait dire si elle est eu- ou néo-tyrrhénienne. Sur le flanc oriental du Cap Blanc (*fig. 13*), les dépôts marins tyrrhéniens sont recouverts d'une série continentale grossière de 4 à 5 m d'épaisseur, mi-dépôts de pente mi-colluvions, que surmonte une mince couche sablo-limoneuse rouge. La coupe de la falaise située au sud-est de Ras Zebib (*fig. 18*) est, elle aussi, très instructive, puisqu'entre la plage néotyrrhénienne (5) et le grès dunaire de la formation Cap Blanc (8) s'intercalent 2 m de sables limoneux rouges recarbonatés à *Helix* (6), puis des cailloutis torrentiels formant un cône de 3 m de hauteur dans sa partie médiane (7).

Ainsi, la formation rouge immédiatement postérieure à la formation Chebba représente-t-elle une phase importante et sans doute relativement longue du début du Würm. On peut penser que, en période de régression et sous un climat relativement humide (y compris dans le sud), s'est produite une pédogenèse rubéfiante qui avait probablement commencé durant le dernier interglaciaire. Puis est intervenue une période de rhexistasie qui a vu s'édifier des terrasses alluviales et des cônes torrentiels, avec un déplacement général des sols sur les versants sous l'effet du ruissellement. Sur ces colluvions ou alluvions, des sols ont ensuite commencé à se former.

Même si, le plus souvent, la formation rouge n'est pas très épaisse, ces événements ont exigé une durée relativement longue, probablement de l'ordre de la dizaine de millénaires : on ne saurait donc en aucun cas considérer comme dune de régression de la mer néotyrrhénienne les grès sus-jacents qui, au contraire, correspondent à une transgression intrawürmienne.

La formation Cap Blanc (membre inférieur)

Postérieurement à la formation rouge post-tyrrhénienne d'Aïn Oktor et reposant sur elle, s'est mise en place une accumulation dunaire, consolidée par la suite. Cette formation Cap Blanc est visible à peu près partout sur le littoral de la Tunisie septentrionale.

Il s'agit d'un grès à forte teneur en Ca CO₃, constitué essentiellement de débris de coquilles. Il est cependant relativement facile de le distinguer du calcaire gréseux de la formation Rejiche : par sa position stratigraphique (il surmonte un dépôt rouge colluvial), par son litage dunaire

très apparent et très caractéristique, (30 à 36°), et l'abondance d'*Helix*, enfin par la faiblesse relative de la cimentation : c'est, en effet, un grès assez vacuolaire et friable, beaucoup moins compact et résistant que le calcaire de la formation Rejiche. Il est toutefois coiffé d'une croûte lamellaire brun-rouge épaisse de 3 à 5 cm.

Dans le nord du pays, par exemple dans la région de Tabarka, près de l'Oued Damous, à R'mel, à Ras et Tarf et plus encore sur la côte occidentale de la péninsule du Cap Bon, ce grès est parfois très développé : il s'est accumulé en grands massifs dunaires montant à l'assaut des pentes, cachant totalement les dépôts antérieurs (el Haouaria). Parfois, au contraire, il est peu épais et disparaît très vite sous des dépôts alluviaux ou colluviaux plus ou moins rubéfiés : ainsi au Ras Zebib ou de part et d'autre du Cap Blanc. C'est lui aussi, sans doute, que l'on trouve sous les puissants dépôts de pente d'Hammam Lif.

De part et d'autre du Cap Blanc, sa position stratigraphique est assez sûre car sur la même coupe on peut voir les deux dernières plages tyrrhéniennes (la formation Chebba est particulièrement caractéristique entre le Cap Blanc et le Cap Bizerte) et d'autres formations rouges et dunaires empilées au-dessus. Près du Cap Blanc (*fig. 13*), la plage tyrrhénienne a fourni des quartzites taillés moustériens, et les sables rouges qui recouvrent le grès, un outillage atérien (Gruet, 1951 ; Castany, 1953).

Cette éolianite du membre inférieur de la formation Cap Blanc comporte une forte proportion d'éléments biodétritiques d'origine marine, qui impliquent la proximité relative d'un rivage fournisseur de matériel coquillier. Aussi estimons-nous qu'elle correspond très vraisemblablement à une pulsation positive de la ligne de rivage pendant le Würm, comme le pensaient d'ailleurs déjà Hilly (1957) et Morel (1967b) à propos des éolianites qu'ils ont étudiées sur la côte de l'Algérie orientale.

La formation Sidi Daoud

Sur la façade occidentale du Cap Bon - notamment à el Haouaria - comme de part et d'autre du Cap Blanc, sur le grès, relativement épais, du membre inférieur de la formation Cap Blanc, repose une couche sablo-limoneuse rouge à *Helix* et débris anguleux, très encroûtée, que surmonte un autre grès dunaire, lui-même encroûté et lapiazé. Reprenant le terme proposé par Bourgou (1982), nous appellerons cette couche rouge *formation Sidi Daoud*. On sait qu'à l'ouest du Cap Blanc, Gruet (1951) y a récolté des silex atériens, industrie que Camps (1974) place entre 40 000 et 25 000 ans.

À Marsa Douiba (*fig. 5*), une terrasse à éléments grossiers et matrice limono-sableuse rouge ravine le grès du membre inférieur de la formation Cap Blanc ; celui-ci a été taillé en biseau lors de l'édification de la terrasse. C'est probablement à cette époque que la *rasa* polychronique de Ras el Koran à l'ouest de Bizerte a connu sa dernière phase d'élaboration, car même si les dépôts corrélatifs sont rares, tous les sédiments antérieurs - y

compris le grès du membre inférieur de la formation Cap Blanc - sont tronqués par une surface, encroûtés, et plus ou moins fossilisés ensuite sous plusieurs séries sableuses. Au sud du Ras Zebib, dans la falaise taillée dans un ancien cône de déjection (*fig. 18*), ce même grès est surmonté de 5 à 6 m de dépôts torrentiels à galets calcaires (couche 9). À l'est du Cap Blanc, toujours sur ce grès, peu épais ici, se sont accumulés plusieurs mètres d'éboulis calcaires lités, scellés par une croûte lamellaire (*fig. 13*, couche 4). Enfin, dans la carrière d'Hammam-Lif au sud de Tunis, le grès de la formation Cap Blanc est surmonté par des éboulis ordonnés à lits d'éléments calcaires anguleux, de faciès périglaciaire, qui ont une quinzaine de mètres d'épaisseur (*fig. 25*, couche 3).

Dans le nord du pays, une deuxième phase rhexistasique würmienne est donc attestée. Le plus souvent, il s'agit seulement de colluvions remaniant des sols rouges, mais par endroits on a une véritable terrasse ou d'importants dépôts de pente, qui font parfois songer à une intervention du froid. Les datations par la méthode du ^{14}C réalisées sur des *Helix* ont donné $32\,300 \pm 1\,200$ et $32\,700 \pm 1\,200$ ans *B.P.* pour la base et le sommet des colluvions du Cap Blanc, et 27 300 ans, d'après Bartels et Steinemann (1980), pour l'éboulis d'Hammam-Lif, mais plus de 35 000 ans d'après nos propres datations. Si ces chiffres diffèrent quelque peu et si on leur accorde quelque crédit car ils correspondent à la limite de la méthode utilisée, ils fournissent une moyenne de 30 à 35 000 ans, qui indiquerait que cette phase se place dans la deuxième moitié du Würm tout en étant très sensiblement antérieure au maximum du froid en Europe.

La formation Cap Blanc (membre supérieur)

Dans la coupe de la falaise de la plage des Grottes, à l'est du Cap Blanc (*fig. 12*), un deuxième grès biodétritique (couche 6) apparaît au-dessus de la formation Sidi Daoud. Ce grès est visible aussi dans un certain nombre d'autres coupes, notamment sur la façade occidentale de la péninsule du Cap Bon (*fig. 29*, couche 5 ; *fig. 30*, couche 7 ; *fig. 31*, couche 4 ; *fig. 32*, couche 5). Il a exactement le même faciès - forte teneur en carbonates, stratification dunaire, texture vacuolaire, croûte lamellaire sommitale - que celui qui s'intercale entre les formations Aïn Oktor et Sidi Daoud, si bien que, s'ils ne sont pas superposés dans une même coupe, il est absolument impossible de préciser à quel grès on a affaire. La grande richesse en éléments biodétritiques de ce grès nous conduit à penser qu'il correspond, lui aussi, à une pulsation transgressive du niveau de la mer qui est probablement celle qui a permis, dans le sud du pays, la mise en place de la formation Tlêt (tableau III).

La formation Dar Chichou

Particulièrement développée dans le Cap Bon (*fig. 30*, couche 8), la formation *Dar Chichou* (Kchouk, 1963), est, elle aussi, sablo-limoneuse avec

présence fréquente d'éléments colluvionnés, mais elle est plus rouge, moins indurée et moins rechargée en carbonates que les formations rouges antérieures. À Aïn el Jorf, dans le Cap Bon, nous y avons trouvé des lamelles de silex qui ne sont pas antérieures à l'Ibéromaurusien (M. C. Cauvin, comm. pers.) et indiquent un âge fini-würmien (Camps, 1974, fait commencer l'Ibéromaurusien au XIV^e millénaire).

Corrélations entre le nord et le sud de la Tunisie

Durant le Würm ont alterné sur la côte septentrionale de la Tunisie épandages colluviaux ou alluviaux et accumulations dunaires et il est possible de distinguer au moins trois couches continentales fortement rubéfiées qui alternent avec autant d'éolianites (Paskoff et Sanlaville, 1982) (tableau III). Des observations identiques ont été faites en d'autres secteurs de la Méditerranée occidentale (Algérie, Sardaigne, Espagne), mais aussi en Méditerranée orientale (Liban), indiquant qu'il s'agit là d'un phénomène général lié à la conjugaison de causes eustatiques et climatiques.

Les couches rouges, souvent riches en *Helix*, ne correspondent généralement pas à une pédogenèse *in situ*, mais sont le résultat d'un remaniement de sols par le ruissellement qui a incorporé des cailloutis au matériel fin sablo-limoneux. Sur les versants, elles peuvent céder la place à des éboulis d'aspect ordonné, dont les constituants ont des allures de géli-fracts. La mise en place de tels dépôts indique, d'une part un éloignement de la ligne de rivage par suite d'un abaissement du niveau de la mer, d'autre part un milieu favorable, par son régime pluviométrique et thermique (sans doute de type pluvieux et frais) à une évolution mécanique active des pentes.

En alternance avec ces dépôts continentaux, parfois préalablement pédogénisés et encroûtés, se sont accumulés des sédiments éoliens, aujourd'hui consolidés, qui, dans certains cas, atteignent plusieurs mètres, voire plusieurs dizaines de mètres, d'épaisseur et qui présentent des caractères spécifiques : présence d'*Helix*, litage dunaire typique, texture vacuolaire due à une cimentation inégale et, surtout, forte proportion d'éléments biodétritiques d'origine marine. Ce dernier trait implique la proximité d'un rivage, fournisseur du matériel coquillier, et l'existence de vents forts, assurant le vannage de l'estran, et comparables en direction aux vents actuels, comme le montre la morphologie parfois bien conservée de ces dunes anciennes. On est ainsi conduit à mettre en relation ces périodes de morphogenèse éolienne avec des récurrences transgressives intra-würmiennes au cours desquelles le niveau de la mer s'est plus ou moins rapproché de sa position actuelle.

La présence en Tunisie d'outillage lithique dans les couches continentales rouges permet d'apporter des précisions chronologiques : la première couche rouge contient une industrie moustérienne, comme la plage sous-jacente, la seconde une industrie atérienne, la troisième un outillage ibé-

TABLEAU III : LE WÛRM EN TUNISIE

Formations	Industries	Datations au 14 C (ans B.P.)	Dépôts littoraux	Formes et dépôts continentaux
DAR CHICHOU	Ibéromaurusien (Aïn el Jorf)	8.500-9.000 (O.Akarit)	régression	limons sableux rouges formation Demna (?) incision
CAP BLANC membre supérieur = TLËT		<p>DENEKAMP ? (= 30.000)</p> <p>20.690 ± 360 Gallêla } 23.090 ± 560 O.Ogla } 32.000 à 40.000 27.000 20.000 à 35.000 ≥ 35.000</p>	<p>deuxième transgression intra-würmienne :</p> <p>vases carbonatées (Sebkha et Melah) plate-forme du Golfe de Gabès <i>Cardium</i> de la lagune de Bizerte couche (7) de Ras el Koran</p>	<p>grès de la formation Tlêt Gallêla-Tlêt O. Ogla</p> <p>grès dunaires biodétritiques du Cap Bon et de la Tunisie septentrionale</p>
SIDI DAOUD	Atérien Cap Blanc (Gruet, 1951)	<p>25.500 à 28.000 (O. el Akarit)</p> <p>32.300 ± 1200 et 32.700 ± 1200 (Cap Blanc) ≥ 35.000 et 27.300 (Hammam Lif)</p>	régression	<p>couche limono-sableuse rougeâtre à <i>Helix</i> glacis de Gallêla (Jerba) glacis-terrasse des O. Ogla et Ennouili formation el Akarit 2^e terrasse würmienne : Oum Noual, Marsa Douïba 2^e épandage torrentiel du Ras Zebib 2^e dépôt de pente du Cap Blanc éboulis lité de Hammam Lif</p>
CAP BLANC membre inférieur			première transgression intra-würmienne	grès dunaires biodétritiques du Cap Bon et de la Tunisie septentrionale
AÏN OKTOR	Moustérien		régression	<p>couche limono-sableuse rougeâtre à <i>Helix</i> 1^e terrasse du nord (Oum Noual) et épandage torrentiel (Ras Zebib) 1^e dépôt de pente du Cap Blanc cône et terrasse principale de l'O. el Akarit</p>
CHEBBA	Moustérien Cap Blanc (Gruet, 1951)		dernière transgression tyrrhénienne coupes de Cap Blanc, Ras el Koran, cordon littoral d'Hergla, Chebba, el Gala.	

romaurusien. Nous disposons par ailleurs d'un assez grand nombre de datations par la méthode du ^{14}C , quelquefois contradictoires et de toute façon à n'utiliser qu'avec précaution, car on se trouve à la limite des possibilités de la méthode. D'autre part, les corrélations entre le nord et le sud du pays ne peuvent être présentées qu'avec beaucoup de prudence, faute de critères sûrs. Nous pouvons cependant proposer à titre d'hypothèse le schéma général suivant (tableau III) :

- La régression post-tyrrhénienne a été marquée par une crise rhexistasique qui a débuté dès la fin de l'interglaciaire (dépôts grossiers, hétérométriques et à matrice riche en apports terrigènes, de la formation Chebba). Le témoin le plus répandu de cette phase est la couche limono-sableuse rouge (*formation Ain Oktor*) en grande partie colluviale, mais cette phase est attestée aussi par des dépôts de pente (est du Cap Blanc, *fig. 13*), des cônes torrentiels (Ras Zebib, *fig. 18*) ou de véritables terrasses (Oum en Noual, *fig. 4*).

- Une première transgression se produit alors (membre inférieur de la *formation Cap Blanc*) qui n'a laissé de traces que dans le nord du pays sous la forme de grès dunaires biodétritiques, étendus et parfois épais. Le dépôt marin et lagunaire de Ras el Koran (*fig. 8*, couche 7) pourrait éventuellement lui être attribué puisque trois datations au ^{14}C ont indiqué un âge supérieur ou égal à 35 000 ans *B. P.*, mais les sables gris qui le surmontent contiennent une industrie à lamelles, si bien que nous le verrions volontiers plus tardif.

- Une deuxième phase de rhexistasie intervient alors, qui laisse de nombreuses traces : un peu partout, une couche sablo-limoneuse rougeâtre (*formation Sidi Daoud*), mais aussi des formations de pente ou des éboulis (est du Cap Blanc, *fig. 13*, éboulis lité d'Hamam-Lif, *fig. 25*) et des cônes torrentiels ou des terrasses fluviales (Oum en Noual, *fig. 4*, Marsa Douiba, *fig. 5*, Ras Zebib, *fig. 18*). C'est très probablement à ce moment-là qu'il faut placer, à Jerba et dans la région de Zarzis, l'élaboration du glacis de Gallêla et de la terrasse qui lui est associée (oueds Ogla et Ennouili). De même, près de Gabès, dans l'Oued el Akarit, la formation el Akarit pourrait se rattacher à cet épisode, tandis que le cône et l'essentiel du remblaiement qui lui est associé dateraient de la première crise climatique du Würm. Si nous ne disposons pas de datations satisfaisantes pour les deux phases morphogéniques précédentes, on peut considérer que celle-ci se place autour de 35 000-30 000 ans *B. P.*

- La deuxième transgression marine intra-würmienne est beaucoup mieux connue que la première, puisque l'on trouve des grès dunaires à éléments biodétritiques d'origine marine non seulement dans le nord (membre supérieur de la *formation Cap Blanc*) mais aussi dans le sud de la Tunisie (*formation Tlêt*). D'autres preuves de cette transgression peuvent être apportées, qui montrent que le niveau de la mer est venu très près du niveau actuel : sédiments du plateau continental du Golfe de Ga-

bès, datés de 27 000 ans *B. P.* (Burolet et Winnock, 1979) ; dépôts marins de la Sebkha el Melah, dont l'âge, selon Perthuisot (1975) va de 32 000 à 40 000 ans *B. P.* ; peut-être aussi les dépôts lagunaires étudiés par Soussi (1981) et Ouakad (1982) autour des lacs de Bizerte et d'Ichkeul, qui ont été datés de 20 000 à 27 000 ans *B.P.* ; sans oublier les grès marins ou lagunaires de Ras el Koran (*fig. 8*, couche 7), plus anciens que 35 000 *B.P.*

On sait que l'existence d'un haut niveau marin à cette époque (interstade de Denekamp) est souvent affirmée mais aussi très controversée (Girresse et Davies, 1980). Nous pouvons tenir pour probable, sur la foi d'un grand nombre de données convergentes, que, aux alentours de 30 000 ans *B. P.*, le niveau marin s'est approché suffisamment du niveau actuel (jusque vers - 5 m ?) pour que se forment vraisemblablement des champs de dunes littorales et que dans certains secteurs (environs de Bizerte), des mouvements tectoniques postérieurs aient pu porter les dépôts littoraux de cette période au-dessus du niveau marin actuel.

- Paradoxalement, la phase, très froide en Europe, de la fin du Würm n'a laissé apparemment sur la zone littorale de Tunisie que des témoins insignifiants : essentiellement un épandage de limons rouges (formation *Dar Chichou*).

L'interprétation que nous donnons des dépôts würmiens - éolianites et formations colluviales rouges - est différente de celle communément proposée par les chercheurs qui ont travaillé sur les bords de la Méditerranée. On considère, généralement, en effet, que les grandes accumulations dunaires consolidées traduisent la grande régression marine würmienne qui, en exposant à l'air libre les sables coquilliers de la plate-forme continentale, a favorisé l'action de la déflation éolienne. Quant aux couches sablo-limoneuses rouges, on y voit souvent des dépôts de dépressions interdunaires, donc dénués de valeur stratigraphique régionale.

Nous pensons, au contraire, que ces couches rouges expriment des faits climatiques (climat pluvieux favorisant le ruissellement) et eustatiques (recul de la ligne de rivage par suite d'un abaissement du niveau de la mer) à l'échelle probablement de toute la Méditerranée occidentale. Les poussées dunaires, elles, indiquent, au contraire, un rapprochement de la ligne de rivage provoqué par un relèvement du niveau de la mer, concurrentement sans doute avec un affaiblissement des actions du ruissellement.

Chapitre 15

L'HOLOCÈNE

Les preuves de variations holocènes de la ligne de rivage en Tunisie méridionale

Nous n'avons trouvé en Tunisie septentrionale aucun témoin sûr d'une ligne de côte holocène plus élevée que l'actuelle. Certes, dans les environs d'Hammam-Lif, près de Tunis, un dépôt de plage situé à 600 m en arrière du rivage a été daté de 2 075 ans *B. P.* (Karray et Paskoff, 1977), mais sa position topographique est telle que l'on peut seulement dire que ce secteur a connu un alluvionnement important depuis deux millénaires.

En revanche, dans tout l'extrême-sud du pays, à partir de la latitude de Gabès, existent de nombreuses preuves de changements récents du niveau marin (Dalongeville *et al.*, 1980) (*Fig. 78*).

La formation Sidi Salem

Depuis Gourine, dans le sud du Golfe de Gabès, jusqu'à la frontière libyenne, nous avons souligné l'existence d'un bourrelet grésosableux oolithique disposé sur la côte elle-même et fréquemment taillé par une falaise précédée d'un platier rocheux plus ou moins large.

Le matériel de ce bourrelet constitue la *formation Sidi Salem*. Il s'agit d'une calcarénite très riche en Ca CO_3 . Les oolithes, très homométriques, dominent largement, témoignant d'une mer sensiblement plus chaude que l'actuelle. Si le matériau est d'origine marine, il a été mis en place par le vent : partout on observe un litage dunaire caractéristique et les *Helix* sont généralement abondants.

La cimentation est faible et superficielle, sauf en bordure immédiate de la mer où l'eau des vagues et des embruns la renforce, si bien que la corrosion peut y développer un véritable platier rocheux.

Là où l'on peut voir la base de la formation Sidi Salem, celle-ci repose toujours sur des limons sableux rougeâtres riches en *Helix*, mais elle ne prend jamais un faciès marin. Certes à Borj el Qastil, sur l'île de Jerba, de petits Lamellibranches se mêlent aux *Helix*, mais ces coquilles de bivalves n'excèdent pas la compétence d'un vent fort et indiquent seulement la proximité d'un rivage marin.

Castany (1962) a confondu la formation Sidi Salem avec la formation Rejiche, sans doute à cause de la présence des oolithes et de la disposition en bourrelet. Coque (1962) et Perthuisot (1975) l'ont considérée comme une dune néotyrhénienne. Nous avons démontré que cette dune ne pouvait pas être tyrrhénienne car elle est partout séparée du Tyrrhénien par une formation continentale rougeâtre témoignant d'une phase régressive importante. Cependant, nous avons longtemps pensé qu'elle correspondait à une phase transgressive intra-würmienne, alors que des datations radiométriques par la méthode du carbone ^{14}C indiquent à présent, avec certitude, un âge holocène.

Le matériel est d'origine marine, mais il a été accumulé en un bourrelet disposé parallèlement au rivage, c'est-à-dire sous la forme d'une dune bordière. On peut donc être sûr que le trait de côte était très proche et, comme, dans tout le sud de la Tunisie, la plate-forme continentale est très large et très faiblement inclinée, on doit considérer qu'au moment de la formation de cette dune bordière, le rivage devait se tenir vers - 1 à - 2 m par rapport à sa position actuelle.

Des datations radiométriques convergentes prouvent l'âge holocène de la formation Sidi Salem. Thornton *et al.* (1978) ont trouvé 5 520 ans *B. P.* pour des oolithes prélevées sur le bourrelet qui borde la Bahiret el Biban. Fabricius *et al.* (1970) ont obtenu $9\,230 \pm 70$ ans *B. P.* pour des oolithes récoltées à Taguermess et $7\,060 \pm 60$ ans pour des oolithes recueillies sur la presqu'île de Zarzis. Nous avons nous-mêmes extrait de cette formation, à Gourine et à Sidi Salem (île de Jerba), des *Helix* qui ont donné respectivement $4\,210 \pm 250$ et $6\,890 \pm 390$ ans *B. P.* Nous reviendrons plus loin sur la signification de ces chiffres, mais on peut dire déjà qu'à l'*Atlantique* la mer a stationné un certain temps vers - 1 à - 2 m et qu'il s'agissait d'une mer chaude, favorable à la formation des oolithes, ce qui n'est plus le cas aujourd'hui.

La formation Sidi Salem est omniprésente dans l'extrême-sud du pays. Elle disparaît au nord de Gabès sous sa forme caractéristique, mais c'est sans doute elle que l'on trouve en bordure de la côte, à Sidi ben Rayada, au sud de Mahdia, et à Monastir, au sommet de la falaise qui limite vers le nord le plateau de Monastir.

Dans le nord du pays, le contexte géographique n'est pas le même : la plate-forme est moins large et plus pentue, les oolithes sont absentes et les conditions aérologiques sont très différentes (vents violents du secteur nord-ouest). De même que la formation Rejiche y présente un faciès très dissemblable de ce qu'il est au sud du Cap Bon, la formation Sidi Sa-

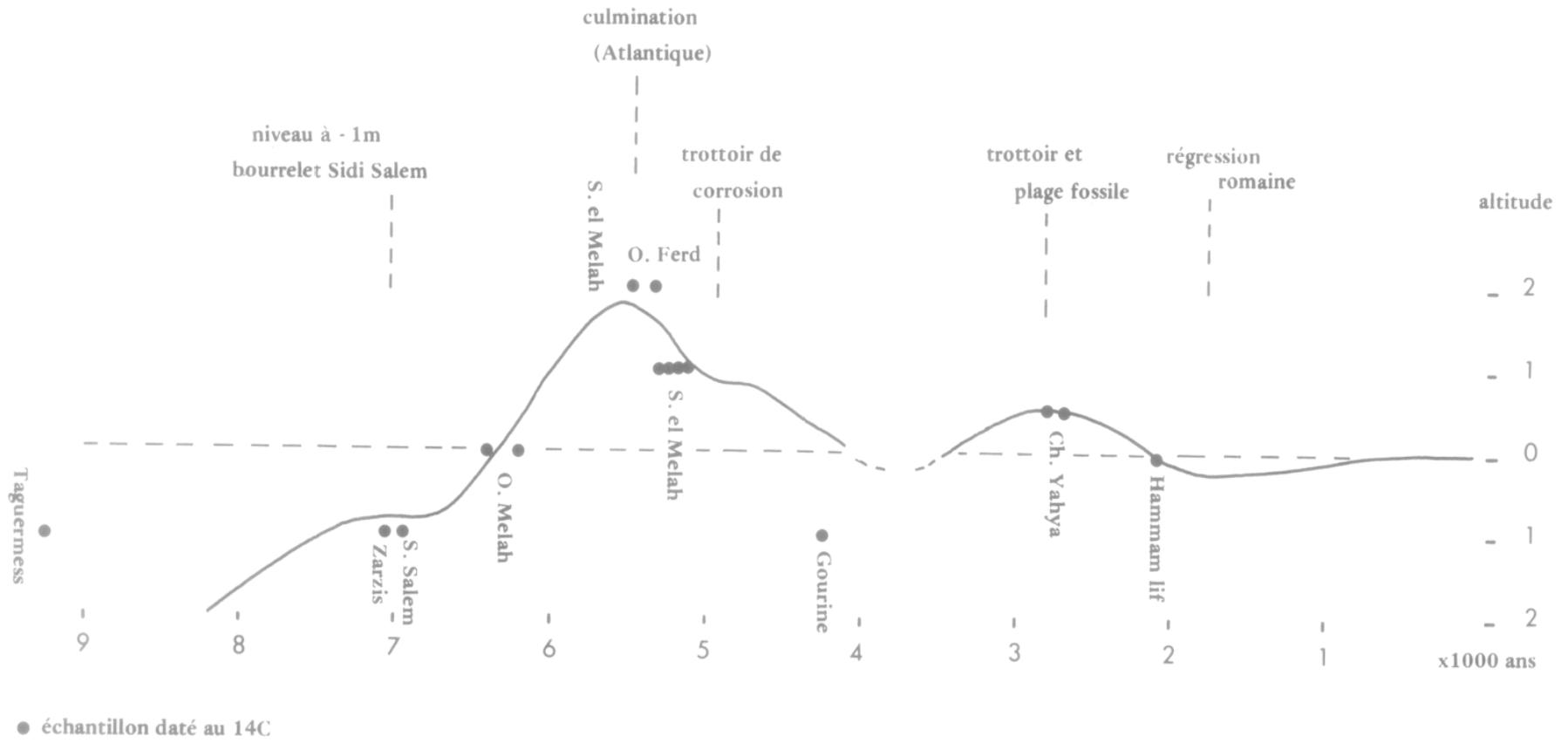


Fig. 78. Variations du niveau de la mer pendant l'Holocène dans le sud tunisien.

lem n'apparaît pas ici sous son faciès caractéristique, mais à la coupe d'Aïn el Jorf, dans le Cap Bon occidental, le grès éolien faiblement cimenté reposant sur des limons rouges de la formation Dar Chichou (contenant des lamelles ibéromaurusiennes) est très probablement à rattacher à la formation Sidi Salem. D'autres affleurements existent sans doute ailleurs, mais il est difficile de les distinguer de l'ensemble des éolianites coquillières de la formation Cap Blanc.

Autres formes et dépôts holocènes

Dans les chapitres consacrés au Golfe de Gabès, à l'île de Jerba et à la région de Zarzis et de la Bahiret el Biban, nous avons décrit un certain nombre de dépôts de plage qui témoignent d'un niveau marin holocène supérieur à l'actuel et pour lesquels nous disposons de datations radiométriques (méthode ^{14}C).

En bordure de la Sebkha el Melah, au sud de Zarzis, Perthuisot (1975) a observé de tels dépôts. Des datations ont donné $5\,920 \pm 120$ ans *B. P.* pour un *Murex* trouvé à + 2 m tandis que des Gastéropodes récoltés vers + 0,80 à + 1 m dans le chenal du Bahar Alouane ont fourni les chiffres suivants : $5\,160 \pm 110$; $5\,280 \pm 190$; $5\,480 \pm 160$ et $5\,525 \pm 140$ ans *B. P.* (Perthuisot, 1975), soit, pour cinq datations, une moyenne proche de 5 500 ans *B. P.*

Dans le Golfe de Gabès, des *Cardium* et *Arca* prélevés par nous à l'embouchure de l'Oued Mellah, à un niveau voisin de celui de la plage actuelle, sont légèrement plus vieux : $6\,420 \pm 100$ et $6\,200 \pm 100$ ans *B. P.* Au sud de la ville de Gabès, enfin, nous avons décrit des cordons de plage holocènes à galets et macrofaune témoignant d'un niveau marin d'environ +2 à + 3 m. Des échantillons récoltés sur une de ces plages, de part et d'autre de l'Oued Ferd, ont donné des âges de $5\,330 \pm 160$ et $5\,490 \pm 100$ ans *B. P.*

Comme on le voit, toutes ces datations indiquent des chiffres très voisins. Il n'en est pas de même à Cheikh Yahya, sur la côte ouest de l'île de Jerba, où des *Cerithium* et des *Arca* ont été datés de $2\,870 \pm 70$ et $2\,660 \pm 70$ ans *B. P.*, sur une plage où se forme du *beach-rock*. À celà, il faut ajouter que, dans les secteurs rocheux de l'île de Jerba et des presqu'îles de Jorf et de Zarzis comme sur la façade externe des deux *slobs* de la Bahiret el Biban, là où affleurent les calcarénites de la formation Rejiche ou de la formation Sidi Salem, s'observe un platier de corrosion fossile, particulièrement développé sur les pointes et situé à + 0,60 à + 0,80 m au-dessus du platier fonctionnel actuel. Le platier supérieur n'est jamais immergé, même à très haute mer. Il continue, certes, à évoluer lentement aujourd'hui, lors des tempêtes par exemple, qui tendent à le détruire, mais il est clair que c'est une forme héritée, liée à un niveau marin supérieur d'environ 0,80 m au niveau actuel, et qu'il s'est élaboré postérieurement à la mise en place de la formation Sidi Salem, puisqu'il affecte celle-ci. Faute

d'organismes fossiles (du type Vermets, par exemple) qui lui soient associés, aucune datation du platier supérieur n'est possible. On peut toutefois incliner à penser qu'il correspond, sur côte rocheuse, aux plages fossiles évoluant en *beach-rock* que l'on observe dans les rentrants voisins, comme à Lella Meryem (fig. 74) ou à Cheikh Yahya, et les datations obtenues à Cheikh Yahya sont vraisemblablement valables aussi pour le platier.

Les variations du niveau marin pendant l'Holocène

Nous pouvons donc, avec prudence, proposer une courbe des oscillations du niveau de la mer dans le sud tunisien durant l'Holocène (fig. 78).

Les dépôts de plage de l'Oued Ferd et de la Sebkha el Melah indiquent que le niveau marin se tenait entre + 1 m et + 2 m aux alentours de 5 500 ans *B. P.* car les datations sont assez nombreuses et convergentes pour que ces chiffres soient retenus : on peut considérer que l'on se trouve, alors, au maximum de la transgression flandrienne, vers la fin de l'*Atlantique*.

On sait également que l'éolianite de la formation Sidi Salem correspond à un niveau marin d'environ - 1 à - 2 m. Mais, quand se place-t-il : avant ou après le maximum vers + 1 à + 2 m ? Les datations sont là plus dispersées (entre $9\,230 \pm 70$ *B. P.* à Taguermess et $4\,120 \pm 250$ à Gourine) et d'interprétation plus délicate. À Gourine, les *Helix* ont été récoltés au sommet de l'éolianite et datent peut-être la phase finale de formation de la dune bordière. D'autre part, les datations réalisées sur des oolithes par Fabricius *et al.* (1970) donnent l'âge de formation des oolithes et non celui du dépôt dunaire proprement dit. Sans pouvoir véritablement trancher, nous opterions plus volontiers pour un stationnement assez long du niveau marin vers - 1 à - 2 m aux alentours de 7 000 ans *B. P.*, le dépôt de l'Oued Melah, vers 0 m, autour de 6 800-6 400 correspondant à une montée du niveau marin jusqu'au maximum de + 1 à + 2 m. Notons à ce propos que l'âge des *Cardium* de l'Oued el Akarit est trop élevé (plus de 8 000 ans, avec une grande convergence des différentes datations réalisées), pour que ces dépôts lagunaires puissent être associés à un haut niveau marin : ou ces dépôts ont été fortement soulevés, ou bien les *Cardium* ont vécu dans une étendue saumâtre sans lien direct avec la mer.

Le bourrelet oolithique de la formation Sidi Salem aurait donc été attaqué en falaise lors du maximum eustatique de l'*Atlantique*. Sa rupture, par endroits, aurait permis à la mer d'envahir des basses terres situées en arrière, par exemple dans la Sebkha el Melah, au sud de Zarzis, ou sur la côte occidentale de Jerba.

Ensuite, le niveau marin s'est abaissé, peut-être au-dessous du zéro actuel, mais vers 2 700 ans *B. P.* (Cheikh Yahya), il se tient vers + 0,60 à + 0,80 m et laisse comme témoins à la fois un platier de corrosion là où la côte est rocheuse et des dépôts de plage dans les rentrants du rivage.

De nombreuses observations sur des sites archéologiques côtiers, qui s'étendent à l'ensemble du littoral tunisien (l'exemple des Kerkennah est particulièrement significatif), nous permettent d'affirmer que le niveau de la mer était sensiblement au-dessous de l'actuel (probablement de plusieurs décimètres) à l'époque romaine (Paskoff *et al.*, 1981 ; Oueslati *et al.*, 1981). Il est remonté depuis, entraînant la submersion de constructions romaines, le recul de la ligne de rivage par érosion et l'apparition de phénomènes de *beach-rock* (Cheikh Yahya, Lella Meryem).

Dans la courbe que nous présentons (*Fig. 78*), quelle est la part respective de l'eustatisme, de la tectonique, de l'isostasie ? Il est très difficile de répondre, mais il est assez paradoxal que ce soit dans le sud tunisien, que l'on considère généralement comme une zone subsidente (les plages tyrrhéniennes y sont à des altitudes relativement basses), que l'on observe des niveaux marins holocènes supérieurs à l'actuel.

Il faut d'abord souligner qu'au nord du Cap Bon les conditions sont moins propices à la conservation des formes ou des dépôts anciens : la mer est plus agitée, les vents plus violents, les pentes plus fortes, l'érosion mécanique plus rapide et plus efficace que dans le sud du pays.

Pourtant, il semble bien que le sud ait connu un mouvement récent de soulèvement qui n'a pas affecté le reste du pays. Ce mouvement a été assez uniforme, puisque la disposition du bourrelet oolithique est partout la même et que nulle part n'affleure la plage contemporaine de ce cordon dunaire littoral, alors qu'elle était très proche. Si des mouvements différentiels ont pu s'exercer ici ou là - par exemple au droit de la Bahiret el Biban - on pense plutôt à une réaction hydro-isostatique, la large plateforme continentale du Golfe de Gabès n'ayant pas réagi à la remontée flandrienne de la même manière que le reste de la zone littorale tunisienne.

Mais des mouvements eustatiques sont également vraisemblables, bien que leur amplitude ne puisse être déterminée avec précision comme dans le cas de la régression d'époque romaine.

Nous pouvons, au total, présenter une courbe générale des variations de la ligne de rivage sur la côte tunisienne depuis le début du dernier interglaciaire (*fig. 77*). Elle correspond assez bien aux courbes établies à partir de l'étude des carottes sous-marines, des observations concernant les récifs coralliens de Nouvelle-Guinée ou du diagramme pollinique de la Grande Pile, en France. Des datations plus systématiques, à partir d'échantillons prélevés dans les coupes décrites dans cet ouvrage, devraient permettre d'arriver à une plus grande précision.

ABSTRACT

This book deals with a study of sea level variations on the Tunisian coast from the Algerian to the Libyan borders, from the last Interglacial until the Holocene. Emphasis is laid on the stratigraphy and geomorphology of marine, continental, and aeolian deposits. Paleontological and radiometric data also are included as well as neotectonic observations. The book is divided into three main parts. The first two (the coast north of the Cap Bon peninsula and the coast south of the Cap Bon peninsula) are devoted to a regional study of Upper Quaternary coastal deposits. The most important areas, such as the well-known site of Monastir, are carefully analyzed. A general synthesis is discussed in the third part of the book and is summarized hereafter.

*The Tunisian coast is especially rich in marine deposits dating back to the last Interglacial (Tyrrhenian) and lying a few meters above the present sea level. They have been studied since the end of the last century and, at the beginning of the sixties, Castany proposed a synthesis of the events which took place during the Tyrrhenian. He essentially distinguished two generations of deposits : on one hand, what he called an « old dune » made of oolitic sand and including a banal fauna, and, on the other hand, an « old beach » characterized by *Strombus bubonius* and by sandstone fragments reworked from the « old dune ». Later on, Jauzein described an even older beach also ascribed to the Tyrrhenian and according to him, it was during the subsequent regression that the « old dune » was built up. In fact, at least three major transgressive oscillations took place during the Tyrrhenian and left clearly separated beach formations.*

The most important one is the Rejiche formation which is distinct from a topographic viewpoint because it is in the shape of an elongated hill, about 30 m high, running parallel to the present shoreline. This elongated hill represents a former coastal barrier which is especially well-developed on the oriental coast of the country (e.g. : the eastern side of the Cap Bon peninsula ; Hergla ; Monastir-Mahdia-Chebba-Melloulèche ; the western island of Kerkennah ; Jerba ; Zarzis ; Bahiret et Biban).

The Rejiche formation which corresponds to Castany's « old dune » actually consists of both marine and eolian deposits. The upper member of the formation is eolian as evidenced by homometric grains, cross-bedded stratification, inclusion of continental shells (Helix). Ooliths and pellets are the main constituents, at least on the eastern coast. On the northern coast quartz is the dominating element.

The lower member of the Rejiche formation is marine. The most typical facies, but not the only one, is an oolitic limestone. At the time of the deposition of the Rejiche formation, mainly for climatic reasons, the gulfs of Hammamet and Gabès were areas propitious to the genesis of ooliths and deposition of pellets. The oolitic limestone has been actively quarried since Ancient times because it is considered to be a good building material. It mainly outcrops on the eastern coast of the Cap Bon peninsula, in the Mahdia area, and in the southernmost part of the country, and is completely lacking in the northern part. As a matter of fact, the Rejiche formation may display different facies. On the northern coast of the country, on the western side of the Cap Bon peninsula, at Hergla, the Rejiche formation consists of quartzose sandstones without any ooliths. In the drainage canal of Melloulèche, on the Kerkennah archipelago, on Jerba island (southern coast), sandy marls rich in Cardium, Glycymeris, Cerithium, Murex, are found. Coarse deposits made of pebbles and sometimes boulders also exist, as at Ouled Yaneg (eastern island of Kerkennah) and at Hassi Jellaba in the Zarzis area, in some cases intercalated within a fine accumulation as at Khniss and Korba. However, the Rejiche formation is mainly characterized by fine deposits. They point to a low-energy environment dominated by progradation coastal phenomena.

Careful observations reveal that a complex sequence of events actually led to the genesis of the Rejiche formation. The sequence generally begins with a coarse transgressive conglomerate that includes shells. Just above, fine deposits displaying upper beach features of sedimentation are found. They are rich in fauna, especially Strombus bubonius. They progressively grade into aeolian deposits which are characterized by finer grains, sometimes an inclined stratification, a fauna of continental Gastropods (Helix). Such a sequence is found in the surroundings of the type locality (drainage canal and quarries of Rejiche). It can also be observed at Soliman, near Tunis, or at Jorf, on the western island of Kerkennah.

Nevertheless, the lower member of the Rejiche formation may be more complex. Instead of only one basal coarse layer, one or two more pebble layers are sometimes intercalated within the marine unit as it is the case at Aghir (Jerba) or at el Haouaria (Cap Bon peninsula). Some pebbles are made of sandstone or limestone coming from the Rejiche formation itself, but in fact, with the exception observed at Hergla, the pebble layers do not indicate an erosional unconformity. They are discontinuous and, laterally, the fine sedimentation remains uninterrupted. Beach rock phenomena probably ex-

plain the occurrence of pebbles made of the immediately underlying fine layers. Consequently, coarse layers intercalated within the marine member of the Rejiche formation are interpreted as evidence of minor changes in the shoreline position or in hydrodynamic conditions, and by no means as evidence of important sea level oscillations.

In some instances, the consolidated coastal barrier that marks the top of the transgression which left the Rejiche formation is preceded seaward by several lower elongated hills, as on Jerba island (el Gala ; Terbella peninsula), in the northern part of the Zarzis area, and on the western island of Kerkenah. They are exclusively made of marine deposits and they are interpreted either as off-shore bars at the time of the top of the transgression, or as beach ridges formed during stages of the subsequent regression.

Available radiometric data give ages ranging from 85 000 to 35 000 years B. P. for the Rejiche formation. They are not reliable. However, the wealth of ooliths and *Strombus bubonius* which characterizes the Rejiche formation points to rather warm littoral waters, and allows us to ascribe it to the Eutyrrhenian.

It is difficult to have an idea of the true position of the shoreline compared with its present position at the time of the top of the Rejiche transgression because crustal movements have occurred since then. The average elevation of the Eutyrrhenian shoreline is about 10 m above the present sea level for instance at Mahdia. It is appreciably lower on Jerba island and on the islands of Kerkennah (2 to 4 m), but higher in the Cap Bon peninsula (about 20 m) and especially in the surroundings of Monastir, where it has been uplifted to more than 30 m.

Obviously, a Tyrrhenian formation older than the Rejiche formation does exist in Tunisia. It is called the Douira formation. At the type locality it consists of a thick accumulation of mollusc shells with pebbles. It is separated from the Rejiche formation by a continental layer of red silts. The Douira formation is unknown in the southern part of the country ; it outcrops in the Mahdia area and, mainly, in the Cap Bon peninsula, where it reaches an elevation of more than 30 m above the present sea level. At Menzel Temime it is several metres thick, and comprises two units : yellow quartzose sands rich in *Cardium* at the bottom and white quartzose sands at the top, separated by a greenish marly layer containing marine fauna. A reddish continental silt deposit including shells of *Helix* is intercalated between the Douira formation and the overlaying Rejiche formation, and indicates a regression between the two transgressive pulsations.

The Douira formation is generally characterized by thick deposits of quartzose sands rich in *Cardium*, without ooliths or *Strombus bubonius*. However, *Purpura haemastoma* and *Nassa circumcincta* were found in it near Menzel Temime. Five consistent radiometric dates indicate an age of about 125 000 years B. P. for the Douira formation which consequently serves as evidence of a high sea level at the beginning of the last Interglacial.

The youngest Tyrrhenian formation, called the Chebba formation, can be seen in different areas : the northern coast of Jerba, Mahdia, Hergla, Bizerte. It generally covers a narrow wave-cut platform slightly above (1 to 2 m) the present sea level. Where the Rejiche formation crops out a clear erosional unconformity separates the two Tyrrhenian units. The Chebba formation is characterized by coarse conglomerate deposits. Heterometric, ill-rounded pebbles are embedded in a red matrix and mixed up with an abundant fauna which includes Strombus bubonius. Radiometric dates indicate an age ranging from 90 000 to 60 000 years B. P., corresponding to the Neotyrrhenian substage. The Chebba formation evidences a brief and limited transgression at the end of the last Interglacial. Littoral waters were still warm enough for the development of Strombus bubonius, but a climatic deterioration is suggested by the fact that the facies of the deposits shows increased run-off.

The three Tyrrhenian formations of the Tunisian coast are in agreement with sea level curves from the Barbados and New Guinea. Both the Douira formation and the Rejiche formation evidence an important and rather long transgressive episode having a sea level higher than at present. However, warm conditions reached their climax only during the second episode. They still existed during the Neotyrrhenian substage which represents a short episode probably having a sea level which was slightly lower than at present. At present, some deposits of the Chebba formation are emerged due to subsequent crustal movements.

On the Tunisian coast the Würm, which begins with the regression following the deposition of the Chebba formation, is characterized by an alternation of eolian accumulations and red silt deposition due to run-off.

Consolidated eolian accumulations which are made of sands with a high percentage of marine bioclastic materials are generally thick and extend over large areas, mainly on the northern coast (from the Algerian border to the western side of the Cap Bon peninsula), and in the southernmost part of the country (Jerba and the surroundings of Zarzis). Sometimes they extend below the present sea level. Characteristic cross-bedded stratification, the lack of entire marine shells, and the occurrence of well-preserved Helix demonstrate an aeolian origin for such accumulations.

Several generations of eolianites are to be distinguished. They are separated by red silt layers indicating on one hand a lowering of sea level and, on the other hand, climatic conditions propitious to run-off activity. Pedological development is sometimes noticeable in the upper part of these deposits. The first red layer corresponds to the Ain Oktor formation and was laid down just after the deposition of the Chebba formation. It points to the beginning of the Würm. The second red layer, the so-called Sidi Daoud formation, includes Aterian artefacts dating back to a period situated between 40 000 and 25 000 years B. P. Shells of Helix collected from this layer yielded a radiocarbon age of about 30 000 years B. P. Consequently, the Sidi Daoud formation

probably corresponds to the end of the first part of the Würm. Finally, an Iberomaurusian industry, which developed between 15 000 and 9 000 years B. P. is found in the third red layer, the Dar Chichou formation attributed to the final part of the Würm.

Eolianites of the Cap Bon formation are mainly found on the northern coast of Tunisia which was directly exposed at that time, as today, to prevailing and effective northwesterly winds which built up large dune fields. Sands are middle to coarse in texture and ill-rounded fragments of marine organisms are abundant. Their dominant color is yellowish and the cement is calcitic. The Cap Blanc formation is divided in two members, with the lower one found between the Aïn Oktor formation and the Sidi Daoud formation and the upper one between the Sidi Daoud formation and the Dar Chichou formation.

In southern Tunisia, the Tlêt formation designates an eolianite notable for its high content in marine shell fragments. This characteristic misled some geologists, who erroneously interpreted the Tlêt formation as beach sediments. In fact, it was deposited by winds as a sand sheet covering terraces and pediments formed during the first part of the Würm. Radiocarbon datings indicate an age of about 23 000 years B. P. which tentatively permits a correlation between the Tlêt formation and the upper member of the Cap Blanc formation.

In southern Tunisia too, the Sidi Salem formation is mainly found on the northern and western coasts of Jerba as well as in the surroundings of Zarzis. It corresponds to well-preserved former foredunes whose richness in oolites recall the Rejiche formation, although their consolidation is not so great. According to radiocarbon dates the Sidi Salem formation was deposited at the beginning of the Holocene, probably between 9 000 and 7 000 years B. P.

Up to present, post-Tyrrhenian eolianites have been interpreted as products of eolian winnowing of sediments on the emerged continental shelf caused by the lowering of sea level during the Würm. On the contrary, our contention is that such eolianites are evidence of high Würmian sea levels when shoreline position approached the present-day one. We base our opinion on the fact that today, coastal dunes with shell materials are never located far from the beaches which supply sand, even in arid regions.

The lower member of the Cap Blanc formation is tentatively correlated with the transgressive oscillation which, according to some reports, appears to have occurred around 60 000 years B. P. The upper member of the Cap Blanc formation and the Tlêt formation are considered as evidence of the better documented mid-Würm transgression, which apparently nearly reached the present shoreline position in the gulf of Gabès 27 000 years ago. The Sidi Salem formation represents the end of the postglacial transgression, when the sea level was still slightly lower than it is today.

Traces of Holocene sea levels higher than the present one have been found only in southern Tunisia (gulf of Gabès, Jerba, Zarzis) which, paradoxically, is

considered as a subsiding area. Shells collected in beach ridges at an elevation of 1-2 m have a radiocarbon age of about 5 500 years B. P. A fossil solution platform developed in the Sidi Salem formation at 0,60-0,80 m above the present datum is 3 000 years B. P. old, according to the results of radiocarbon dates of shells taken from sandy deposits at the same altitude. We do not know if sea level was lower than at present at any given time between these two dates. Archaeological remains show that it was actually about 0,50 m lower at the time of the Roman empire.

Fine examples of important post-Tyrrhenian crustal movements are found on the Tunisian coast. They are related to the convergence of the African plate and the Eurasian plate. At R'mel, near Bizerte, both the Rejiche formation and the Chebba formation have been folded and faulted by compressive forces. Marked deformations have occurred in the Monastir area since the last Interglacial. A major fault of regional significance affects the Rejiche formation which has been uplifted to about 30 m above the present sea level. The fault shows a vertical displacement which probably reaches 50 m and also a sinistral strike-slip component suggesting horizontal movement of about 500 m since the Eutyrrhenian. The disturbance of a Roman mosaic located on the trace of the fault indicates that tectonic activity is still going on.

INDEX BIBLIOGRAPHIQUE

- ALLEMAND-MARTIN (A.), 1940-41, « Aperçu géographique, géologique et économique sur les côtes orientales tunisiennes : les îles Kerkena et la petite Syrte », *Bull. Soc. Linnéenne Lyon*, 9, 1940, p. 56-63, et 10, 1941, p. 13-15.
- ARAMBOURG (C.) et ARNOULD (M.), 1949, « Note sur les fouilles paléontologiques exécutées en 1947-48 et 1949 dans le gisement villafranchien de la Garaet Ichkeul », *Bull. Soc. Sci. Nat. Tunisie*, 2, 3-4, p.149-157.
- ARNOULD (M.), 1949, « Mouvements épirogéniques récents en Tunisie », *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p.201-204.
- ARNOULD (M.), 1950, *Carte géologique au 1:50 000 et notice feuille Menzel bou Zelfa*, Publ. Serv. Géol. Tunisie, 27 p.
- ARNOULD (P.), 1979, « Les formations de pente de la coupe d'Hammam-Lif (Djebel er Rouf, Tunisie) : un dépôt de versant "assisté", au niveau de la mer, en milieu méditerranéen », *Bull. Centre Géom. CNRS*, 24, Caen, p. 41-54.
- ARNOULD (P.), KARRAY (R.) et PASKOFF (R.), 1979, « Remarques sur les dépôts quaternaires des environs d'Hammam-Lif (banlieue sud-est de Tunis, Tunisie), *Notes Serv. Géol. Tunisie*, 45, p. 103-106.
- AUBERT (F.), 1892, *Explication de la carte géologique provisoire de la Tunisie*, Paris, 91 p.
- BAENA (J.), GOY (J. L.), ZAZO (C.), DUMAS (B.), HOYOS (M.), MARTINELL (J.), PORTA (J.), *Excursion-Table Ronde sur le Tyrrhénien d'Espagne*, livret-guide, sous-commission Méditerranée-Mer Noire des Lignes de Rivage de l'INQUA, Madrid-Lyon, 75 p.
- BALLAIS (J.-L.), 1973, « Données nouvelles sur le Pléistocène récent de la Tunisie méridionale », *Bull. Soc. Hist. Afr. du Nord*, 64, 3-4, p. 129-150.
- BARROT (J.), 1972, « Les enseignements du modèle quaternaire de la Sebkhet Halk el Menzel (Sahel de Sousse, Tunisie) », *Bull. Soc. Languedocienne Géogr.*, 6, 3, p. 277-304.
- BARTELS (G.) et STEINMANN (S.), 1980, « Quartärgeomorphologische Untersuchungen im Nordteil der "Tunesischen Dorsale" », *Catena*, 7, p. 383-405.
- BÉDÉ (P.), 1903, « Observations sur les couches quaternaires de Sfax (Tunisie) », *Bull. Mus. Hist. Natur.*, t. 9, n° 8, Paris, p. 422-424.
- BELLAIR (P.), 1954, « Contribution à l'étude des formations quaternaires de la bordure méridionale du Golfe de Gabès », *Bull. Soc. Sc. Nat. Tunisie*, 7, p.145-162.
- BEN AYED (N.), BOBIER (Cl.), PASKOFF (R.), OUESLATI (A.) et VIGUIER (Cl.), 1979, « Sur la tectonique récente de la plage du R'mel, à l'est de Bizerte (Tunisie nord-orientale) », *Géol. Médit.*, 6, p. 423-426.
- BEN OUEZDOU (H.), 1979, *Levé et commentaire de la carte géomorphologique de la presqu'île des Akara*, Mém. C.A.R., Fac. Lettres Sc. Hum., Univ. Tunis, 110 p.
- BEN OUEZDOU (M.), BOURGOU (M.) et PASKOFF (R.), 1980, « Note sur les formations tyrrhéniennes des bords de la Mer de Bou Grara », *Rev. Tun. Géogr.*, 6, p.139-144.
- BLANC (J.-J.), 1982, « Remarques sur l'origine et la cimentation de quelques témoins marins du Quaternaire tunisien », *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XXIV, 2, p. 179-185.
- BLANC-VERNET (L.), 1982, « Foraminifères et paléoenvironnements quaternaires en Méditerranée. Réflexions et problèmes », *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XXIV, 2, p. 203-210.
- BLOOM (A. L.), BROECKER (W. S.), CHAPPEL (M. A.), MATTHEWS (R. K.) et MESOLELLA (K. J.), 1974, « Quaternary sea-level fluctuations on a tectonic coast : New 10/U dates from the Huon Peninsula, New Guinea », *Quat. Res.*, 4, p. 185-205.
- BOURGOU (M.), 1979, *Recherches géomorphologiques dans la presqu'île de Jorf*, Mém. C.A.R., Fac. Lettres Sc. Hum., Univ. Tunis, 194 p.
- BOURGOU (M.), 1982, *Contribution à l'étude géomorphologique des accumulations dunaires de la péninsule du Cap Bon (Tunisie)*, Thèse 3^e cycle, Fac. Lettres Sc. Humaines, Univ. Tunis, 245 p.
- BROSCHÉ (K. V.), MOLLE (H. G.) et SCHULZ (G.), 1976, « Geomorphologische Untersuchungen im östlichen Kroumirbergland (Nordtunisien, Gebiet östlich von Tabarka) », *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 27, p.143-158.
- BUJALKA (P.), RAKUS (M.) et VACEK (J.), 1972, *Carte géologique au 1:50 000 et notice feuille La Goulette*, Publ. Serv. Géol. Tunisie, 71 p.
- BUROLLET (P. F.), 1951, *Etude géologique des bassins mio-pliocènes du nord-est de la Tunisie*, Annales Mines Géologie, Tunis, 7, 86 p.

- BUROLLET (P. F.), 1978, « Mouvements quaternaires et récents aux îles Kerkennah (Tunisie orientale) », *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 286, D, p. 1133-1136.
- BUROLLET (P. F.), CLAIREFOND (P.) et WINNOCK (E.), 1979, *La Mer Pélagienne*, *Géol. Médit.*, 6, 1, 345 p.
- BUROLLET (P. F.) et WINNOCK (E.), 1979, « Structure et tectonique de la mer pélagienne », in « La Mer Pélagienne », *Géol. Médit.*, VI, 1, p. 321-327.
- CAMPS (G.), 1974, *Les civilisations préhistoriques de l'Afrique du nord et du Sahara*, Paris, 373 p.
- CASTANY (G.), 1953a, « Le Tyrrhénien de la région de Bizerte », *Bull. Soc. Sci. Nat. Tunisie*, 1-4, p. 169-175.
- CASTANY (G.), 1953b, *Carte géologique de la Tunisie au 1:500 000 et notice explicative*, Publ. Serv. Géol. Tunisie, 78 p.
- CASTANY (G.), 1955a, « Le Quaternaire marin de Zarzis (sud-tunisien) », *Bull. Soc. Sc. Nat. Tunisie*, VIII, 3-4, p. 317-335.
- CASTANY (G.), 1955b, « Données nouvelles sur la stratigraphie du Quaternaire de Jerba », *Bull. Soc. Sc. Nat. Tunisie*, 8, p. 135-144.
- CASTANY (G.), 1962, « Le Tyrrhénien de la Tunisie », *Quaternaria*, 6, p. 229-269.
- CASTANY (G.), GOBERT (E. G.) et HARSON (L.), 1956, *Le Quaternaire marin de Monastir*, *Annales Mines Géol.*, Tunis, 19, 58 p.
- CASTANY (G.), LUCAS (G.) et REYRE (D.), 1954, « Le Quaternaire marin de Jerba, ses calcaires oolithiques », *Bull. Soc. Sc. Nat. Tunisie*, Tunis, t. VII, p. 93-106.
- COINTEPAS (J.-P.), 1963, *Sur le drainage du périmètre de Melloulèche*, Minist. Agriculture, D. R. E., n° 236, 9 p.
- COLLEUIL (B.), 1976, *Etude stratigraphique et néotectonique des formations néogènes et quaternaires de la région Nabeul-Hammamet (Cap Bon, Tunisie)*, Mém. Dipl. Etud. Sup. Sciences, Univ. Nice, 93 p.
- COPPENS (Y.) et GAUDANT (M.), 1976, « Découverte d'*Elephas iolensis* POMEL dans le Tyrrhénien de Tunisie », *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XVIII, 1, p. 171-177.
- COQUE (R.), 1962, *La Tunisie pré-saharienne, étude géomorphologique*, Thèse, Paris, 476 p.
- COQUE (R.) et JAUZEIN (A.), 1965, « Essai d'une carte néotectonique de la Tunisie au 1/1 000 000 », *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2), VII, 3, p. 252-265.
- CRAMPON (N.), 1971, *Etude géologique de la bordure des Mogods, du pays de Bizerte et du nord des Hedil (Tunisie septentrionale)*, Thèse Sciences, Université de Nancy, 2 t., 522 p.
- DALONGEVILLE (R.), PASKOFF (R.), SANLAVILLE (P.), THOMMERET (J.) et THOMMERET (Y.), 1980, « Témoins d'un niveau marin holocène supérieur à l'actuel en Tunisie méridionale », *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 290, D, p. 303-306.
- DALONGEVILLE (R.) et SANLAVILLE (P.), 1981, « La signification morphogénétique du beach-rock en Méditerranée », *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 2, p. 60-62.
- DALONGEVILLE (R.) et SANLAVILLE (P.), 1982, « Le beach-rock en Méditerranée », in *Archéologie au Levant. Recueil R. Saidah*, Coll. Maison de l'Orient, 12, p. 9-20.
- DELTEIL (J.), 1982, « Le cadre tectonique de la sédimentation plio-quaternaire en Tunisie centrale et aux îles Kerkennah », *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XXIV, 2, p. 187-193.
- DELTEIL (J.) et LAMBOY (M.), 1979, « Alternance de niveaux continentaux et marins dans le Tyrrhénien des îles Kerkennah (Tunisie) ; éléments de datation néotectonique », *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 289, D, p. 883-886.
- DENIZOT (G.), 1935, « Observations sur le Quaternaire moyen de la Méditerranée occidentale et sur la signification du terme monastirien », *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), V, p. 559-571.
- DEPÉRET (Ch.), 1918, « Essai de coordination chronologique des temps quaternaires », *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 166, p. 480-486.
- DESPOIS (J.), 1937, « Les îles Kerkennah et leurs bancs, étude géographique », *Rev. Tunisienne*, 29, p. 3-60.
- DOUMET-ADANSON (M.), 1888, *Rapport sur une mission botanique exécutée en 1884 dans la région saharienne, au nord des grands chotts, et dans les îles de la côte orientale de la Tunisie (Exploration Scientifique de la Tunisie)*, Paris, 124 p.
- DUFAURE (J. J.), 1970, « Niveaux d'abrasion marine quaternaires autour du Péloponnèse », *Ann. Géogr.*, p. 325-342.
- DURAND-DELGA (M.), 1956, « L'évolution de l'archipel de la Galite au Néogène et au Quaternaire », *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 243, p. 507-509.
- FABRICIUS (F.H.), BERDAU (D.) et MUNNICK (K.O.), 1970, « Early Holocene ooids in modern littoral sands reworked from a coastal terrace southern Tunisia », *Science*, 169, p. 757-760.
- FLICK (P. D. A.) et PERVINQUIÈRE (L.), 1904, « Sur les plages soulevées de Monastir et de Sfax (Tunisie) », *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, p. 195-206.
- FLORIDIA (S.) et PERTHUISOT (J.-P.), 1970, « La genèse de la Sebkhah el Melah de Zarzis. Une association de phénomènes climatiques, tectoniques, géochimiques et hydrogéologiques », *Livre Jubilaire M. Solignac. Ann. Mines et Géol.*, n° 26, Tunis, p. 271-282.
- FONTES (Ch.) et PERTHUISOT (J.-P.), 1971, « Faciès minéralogiques et isotopiques des carbonates de la Sebkhah el Melah (Zarzis, Tunisie) : les variations du niveau de la Méditerranée orientale depuis 40 000 ans », *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2), XIII, 4, p. 299-314.
- FURON (R.), 1955, « Notules de voyage sur le Quaternaire de Tunisie » *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, Paris, (4), IV, p. 195-206.

- GIGOUT (M.), 1957, « L'Ouljien dans le cadre du Tyrrhénien », *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, p. 385-400.
- GIRESE (P.) et DAVIES (O.), 1980, « High Sea Levels during the last Glaciation. One of the most Puzzling Problems of Sea-Level Studies », *Quaternaria*, XXII, p. 211-235.
- GOBERT (E. G.), 1962, « La préhistoire dans la zone littorale de la Tunisie », *Quaternaria*, VI, p. 271-307.
- GOBERT (E. G.) et HARSON (L.), 1953, « Les dépôts littoraux de Monastir (Tunisie) et leurs divers faciès », *IV^e Congr. INQUA*, Rome-Pise.
- GOBERT (E. G.) et HARSON (L.), 1958, « Recherches de préhistoire tunisienne », *Karthago*, IX, p. 1-45.
- GOTTIS (Ch.), 1952-53, « Sur l'âge des dunes de la région d'Ouchtata (Nefza, Tunisie septentrionale) », *Bull. Soc. Sci. Nat. Tunisie*, VI, p. 223-226.
- GROSSE (M.), 1969, *Recherches géomorphologiques dans la péninsule du Cap Bon (Tunisie)*, Publ. Univ. Tunis, 3^{ème} série, 10, 358 p.
- GRUET (M.), 1951, « L'Atérien du Cap Blanc (Bizerte) », *Assoc. Fr. Avanc. Sci.*, 70^{ème} Congrès, Tunis, 3, p. 143-148.
- GUILLIEN (Y.) et RONDEAU (A.), 1966, « Le modèle cryonival de la Tunisie centrale et septentrionale », *Annales Géographie*, 409, p. 257-267.
- HENTATI (A.), 1976, *Etude géomorphologique de la région d'el Haouaria-Sidi Daoud (Cap Bon)*, Mém. C. A. R. Géogr., Univ. Tunis, 51 p.
- HERM (D.), MIOSSEC (A.), PASKOFF (R.) et SANLAVILLE (P.), 1975a, « Sur le Quaternaire marin des environs de Metline (Tunisie nord-orientale) », *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 281 D, p. 759-761.
- HERM (D.), KARRAY (R.), PASKOFF (R.) et SANLAVILLE (P.), 1975b, « Sur deux dépôts à *Strombus bubonius* du golfe de Tunis », *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1, p. 21-22.
- HERM (D.), PASKOFF (R.) et SANLAVILLE (P.), 1980, « La stratigraphie des falaises d'Hergla (Sahel de Sousse, Tunisie) et son importance pour la compréhension du Quaternaire marin récent de la Tunisie », *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1, p. 25-28.
- HERM (D.), LAJMI (T.), MIOSSEC (A.), PASKOFF (R.) et SANLAVILLE (P.), 1981, « Observations préliminaires sur le Quaternaire récent du littoral de la région de Bizerte (Tunisie nord-orientale) », *Géol. Médit.*, 7, sous presse.
- HILLY (J.), 1957, *Etude géologique du Massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est-Constantinois)*, Thèse Sciences, Université de Nancy, 408 p.
- HOQUE (M.), 1975, « An analysis of cross-stratification of Qargareh calcarenite (Tripoli, Libya) and Pleistocene paleowinds », *Géol. Mag.*, 112 (4), p. 393-401.
- ISSEL (A.), 1877, « La Galita », *Bull. Soc. Geogr. Ital.*, 12, p.1-10.
- JAEGER (J.-J.), 1971, « Les micromammifères du Villafranchien inférieur du lac Ichkeul (Tunisie). Données stratigraphiques et biogéographiques nouvelles », *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 273, p. 562-565.
- JAUZEIN (A.), 1959, « Remarques sur le Quaternaire marin de la côte orientale de la Tunisie », *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 1, p. 116-122.
- JAUZEIN (A.), 1967, *Contribution à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne (Tunisie septentrionale)*, Annales Mines Géologie, Tunis, 22, 475 p.
- JAUZEIN (A.), PERTHUISOT (J.-P.) et PERTHUISOT (V.), 1975, *Tunisie, sédimentologie côtière et sédimentologie des bassins confinés*, livret-guide excursion 15 bis, IX^{ème} Congrès Int. de sédimentologie, Nice, 59 p.
- JEDOUY (Y.), 1979, *Étude hydrologique et sédimentologique d'une lagune en domaine méditerranéen : la Bahiret el Bou Grara (Tunisie)*, Thèse 3^e cycle, Univ. Bordeaux, 190 p.
- JOHAN (Z.) et KRIVY (M.), 1969, *Carte géologique au 1:50 000 et notice feuille Bou Fichta*, Publ. Serv. Géol. Tunisie, 84 p.
- JOLEAUD (L.), 1918, « Sur la géologie du Sahel et de l'extrême-sud tunisien », *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^{ème} série, 18, 3-4, p. 178-201.
- JOLY (A.), 1909-1910, « Formations quaternaires marines ou lagunaires dans le sud de la Tunisie », *Assoc. Fr. Avanc. Sci.*, 38^{ème} Congrès, Lille, 2^{ème} partie, p. 423-426.
- KAMOUN (Y.), 1981, *Etude néotectonique dans la région de Monastir-Mahdia (Tunisie orientale)*, Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Paris XI-Orsay, 180 p. et annexes.
- KAMOUN (Y.), SOREL (D.), VIGUIER (C.) et BEN AYED (N.), 1980, « Un grand accident subméridien d'âge post-tyrrhénien en Tunisie orientale : le décrochement sénestre de Skanès (Monastir)-Hammamet », *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 290, D, p. 647-649.
- KARRAY (R.), 1977, *L'extrémité nord-est de la dorsale tunisienne, recherches géomorphologiques*, Thèse 3^{ème} cycle, Géogr., Univ. Tunis, 180 p.
- KARRAY (R.) et PASKOFF (R.), 1977, *Carte géomorphologique au 1:50 000, feuille La Goulette*, Publ. Univ. Tunis, 2^{ème} série, 9, 15 p.
- KCHOUK (F.), 1963, *Contribution à l'étude des formations dunaires de Dar Chichou*, Thèse 3^{ème} cycle, Sciences, Univ. Paris, 76 p.
- KERAUDREN (B.), 1970-1971, « Les formations marines quaternaires de la Grèce », *Bull. Mus. Anthrop. Préh. Monaco*, n° 16, p. 5-153 ; n° 17, p. 87-169.
- LAFFITE (R.) et DUMONT (E.), 1948, « Plissements pliocènes supérieurs et mouvements quaternaires en Tunisie », *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 227, p.138-140.
- LAJMI (T.), 1968, *Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la plaine de Mornag (Tunisie)*, Notes Serv. Géol. Tunisie, 27, 51 p.

- LAMOTHE (L. de), 1905, « Les dépôts pléistocènes à *Strombus bubonius* Lmk. de la presqu'île de Monastir (Tunisie) », *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5, p. 537-559.
- LAMOTHE (L. de), 1911, *Les anciennes lignes de rivage du Sahel d'Alger et d'une partie de la côte algérienne*, Mém. Soc. Géol. France, 6, 288 p.
- LARROQUE (E.), 1929, « Sur la présence de *Strombus bubonius* dans le Quaternaire de l'île de Jerba », *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 188, p. 1613.
- LECKWIJCK (W. van), 1954, « Observations sur le Miocène lignitifère des dômes de Monastir et de Zaramédine (Tunisie orientale) et sur le Pléistocène marin du premier de ces dômes », *Inst. Roy. Sc. Nat. Belgique*, Bruxelles, vol. jubilaire V. van Stroelen, vol. 1, p. 459-494.
- MALATESTA (A.), 1960, *Malacofauna pleistocenica di Grammichele (Sicilia)*, Mem. Carta. Geol. Italia, Rome, 12, 96 p.
- MANDIER (P.), 1981, « Le marais des Echets : premiers enseignements pour l'histoire climato-stratigraphique du Quaternaire lyonnais », *Bull. Lab. Rhod. Géom.*, Lyon, 9, p. 39-61.
- MATHLOUTI (S.), 1980, *Levé et commentaire de la carte géomorphologique de Bizerte au 1 : 20 000*, Mém. C. A. R. Géogr., Univ. Tunis, 101 p.
- MEDHIOUB (K.), 1979, *La Bahiret el Biban. Etude géochimique et sédimentologique d'une lagune du sud-est tunisien*, Thèse 3ème cycle, Trav. Lab. Géol. E.N.S., Paris, 13, 150 p.
- LE MESLE (G.), 1888, *Exploration scientifique de la Tunisie. Mission géologique en avril, mai, juin 1887. Journal de voyage*, Paris, 43 p.
- MESOLELLA (K. J.), MATTHEWS (R. K.), BROECKER (W. S.) et THURBER (D. L.), 1979, « The astronomical theory of climatic change: Barbados data », *J. Geology*, 77, p. 250-274.
- MIOSSEC (A.), 1977a, « Traces de stationnement de la mer au Quaternaire récent sur le littoral des Mogods (Tunisie septentrionale) », *Bull. Assoc. Fr. Etud. Quat.*, 53, p. 112-115.
- MIOSSEC (A.), 1977b, « Le littoral du "pays de Bizerte", étude morphologique », *Géol. Médit.*, 6, p. 281-290.
- MIOSSEC (A.), 1980, « Types de déformations de niveaux marins quaternaires sur les côtes septentrionales de la Tunisie », *Actes Colloque niveaux marins et tectonique quaternaires dans l'aire méditerranéenne*, Paris, p. 375-384.
- MOREL (J.), 1967a, « Les cheminées de dissolution des grès littoraux quaternaires des environs de La Calle (est algérien) », *Actes 6ème Congr. Panafricain Préhistoire*, Dakar, p. 420-424.
- MOREL (J.), 1967b, « Les formations quaternaires littorales de la région de La Calle (Est algérien) et leurs industries », *Actes 6ème Congrès Panafricain Préhistoire*, Dakar, p. 408-419.
- MOREL (J.), 1974, « Nouvelles datations absolues de formations littorales et de gisements préhistoriques de l'Est algérien », *Bull. Soc. Préh. Fr.*, 71.
- MOREL (J.) et HILLY (J.), 1956, « Nouvelles observations sur les formations quaternaires dans le département de Bône et particulièrement dans le Massif du Cap de Fer et de l'Edough », *Quaternaria*, III, p. 179-201.
- MORIN (Ph.), 1972, *Bibliographie analytique des sciences de la Terre : Tunisie et régions limitrophes*, Publ. C. R. 7. A, C. N. R. S., Sér. Géol., 13, 645 p.
- OUAKAD (M.), 1982, *Évolution sédimentologique et caractères géochimiques des dépôts récents de la Garaet el Ichkeul (Tunisie septentrionale)*, Thèse 3^e cycle, Univ. Perpignan, 166 p.
- OUESLATI (A.), 1977, *Levé et commentaire de la carte géomorphologique de Metline au 1 : 50 000*, Mémoire C.A.R. Géogr., Univ. Tunis, 86 p.
- OUESLATI (A.), 1980, *Jerba et Kerkna, étude géomorphologique*, Thèse 3ème cycle, Géogr., Univ. Tunis, 224 p.
- OUESLATI (A.), PASKOFF (R.) et SANLAVILLE (P.), 1980, « Nouvelles observations sur l'âge de la formation Tlêt », *Rev. Tun. Géogr.*, 6, p. 133-138.
- OUESLATI (A.), PASKOFF (R.) et SANLAVILLE (P.), 1981, « Stratigraphie quaternaire et néotectonique des îles Kerkennah (Tunisie orientale) », *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 3, p. 93-96.
- OUESLATI (A.), PASKOFF (R.) et SANLAVILLE (P.), 1982, « Le Tyrrhénien de Tunisie : proposition d'une chronologie », *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XXIV, 2, p. 173-178.
- OVERWEG (A.), 1851, « Geognostische Bemerkungen auf der Reise von Philippeville über Tunis nach Tripoli und von hiernach Murzuk in Fezzan (mit Anmerkungen der Herren G. Rose und E. Beyrich) », *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 3, p. 93-106.
- OZER (A.), PASKOFF (R.), SANLAVILLE (P.) et ULZEGA (A.), 1980, « Essai de corrélation du Pléistocène supérieur de la Sardaigne et de la Tunisie », *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 291, D, p. 801-804.
- OZER (A.) et ULZEGA (A.), 1980-1982, *Comptes-Rendus de l'Excursion-Table Ronde sur le Tyrrhénien de Sardaigne (avril 1980)*, sous-commission Méditerranée-Mer Noire des lignes de rivage, Cagliari-Liège, 1982, 110 p.
- PAGE (W. D.), 1972, *The geological setting of the archaeological site at oued el Akarit and the paleoclimatic significance of gypsum soils, Southern Tunisia*, Ph. D. dissertation, University of Colorado, Boulder, USA, 111 p.
- PASKOFF (R.) et SANLAVILLE (P.), 1976, « Sur le Quaternaire marin de la région de Mahdia, Sahel de Sousse, Tunisie », *C. R. Acad. Sc.*, Paris, D, 283, 16, p. 1715-1718.

- PASKOFF (R.) et SANLAVILLE (P.), 1977, « Les formations quaternaires de l'île de Jerba (Tunisie) », *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 4, p. 218-220.
- PASKOFF (R.) et SANLAVILLE (P.), 1978, « Sur l'origine de la formation Tlèt et sa place dans la stratigraphie du Quaternaire récent de la région Jerba-Zarzis (Sud-tunisien) », *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 287, D, p. 1265-1268.
- PASKOFF (R.) et SANLAVILLE (P.), 1979, *Livret-guide de l'excursion - table ronde sur le Tyrrhénien de Tunisie*, INQUA, Commission des lignes de rivage, Sous-commission Méditerranée-Mer Noire, 51 p.
- PASKOFF (R.) et SANLAVILLE (P.), 1980, « Le Tyrrhénien de la Tunisie : essai de stratigraphie », *C. R. Acad. Sc.*, Paris, D, 290, p. 393-396.
- PASKOFF (R.) et SANLAVILLE (P.), 1981 a, « Progrès récents dans la connaissance du Quaternaire marin de la Tunisie », *Géol. Médit.*, sous presse.
- PASKOFF (R.) et SANLAVILLE (P.), 1981 b, « Tyrrhenian deposits and Neotectonics at Monastir, Tunisia », *Z. Geomorph.*, N. F., 40, p. 183-192.
- PASKOFF (R.) et SANLAVILLE (P.), 1982, « Sur les dépôts tyrrhénien et würmiens des littoraux de la Méditerranée occidentale », *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 294, II, p. 737-740.
- PASKOFF (R.), TROUSSET (P.) et DALONGEVILLE (R.), 1981, « Variations relatives du niveau de la mer en Tunisie depuis l'Antiquité », *Histoire et Archéologie, Dossiers*, 50, p. 52-59.
- PERTHUISOT (J.-P.), 1975, *La Sebkhah el Melah de Zarzis, genèse et évolution d'un bassin paraliatique*, Trav. Lab. Géol., E. N. S., Paris, 9, 252 p.
- PERTHUISOT (J.-P.), 1977, « Le "lambeau de Tlèt" et la structure néotectonique de l'île de Jerba (Tunisie) », *C. R. Acad. Sc.*, Paris, D, 285, p. 1091-1093.
- PERTHUISOT (J.-P.) et FLORIDIA (S.), 1973, *Carte géologique de la Sebkhah el Melah et de ses bordures*, Trav. Lab. Géol., E.N.S., Paris, 23 p.
- PIMIANTA (J.), 1959, *Le cycle Pliocène-Actuel dans les bassins paraliatiques de Tunisie*, Mém. Soc. Géol. France, 85, 176 p.
- POMEL (A.), 1884, *Une mission scientifique en Tunisie en 1877*, Bull. Ecol. Sup. Sci. Alger, 1, 105 p.
- PRATELLI (W.), 1967, *Studi geologici sulla regione di Monastir, Tunisia, con particolare riguardo al Tirreniano*, Tesi laurea, Univ. Palermo.
- ROUBET (P. E.), 1967, « Recherches récentes sur la stratigraphie du littoral à l'Ouest d'Alger (l'Atérien et les formations de la côte entre Bérard et Tipasa) », *Actes 6ème Congrès Panafricain Préhistoire*, Dakar, p. 144-145.
- SANLAVILLE (P.), 1977, *Étude géomorphologique de la région littorale du Liban*, Public. Univ. Libanaise, Sect. Et. Geogr., Beyrouth, 2 tomes, 859 p., pochette cartes h-t.
- SAHLY (A.), 1978, « La station ibéromaurusienne du Morjane (Tabarka, Tunisie) », *Africa*, V-VI, p. 9-20.
- SCHOELLER (H.), 1939, « Le Quaternaire du golfe ancien de Grombalia », *Actes Soc. linn. Bordeaux*, 91, p. 14-32.
- SHACKLETON (N. J.) et OPDYKE (N. D.), 1973, « Oxygen isotope and paleomagnetic Stratigraphy of equatorial Pacific Cores V. 28-238 : oxygen isotopes temperatures and ice volumes on a 10^5 year- 10^6 year Scale », *Quat. Res.*, 3, p. 39-55.
- SEURAT (L.), 1927, « Formations quaternaires de la Syrie Mineure », *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, XVIII, p. 176-179.
- SOLIGNAC (M.), 1927, *Étude géologique de la Tunisie septentrionale*, Thèse Sciences, Université de Lyon, 756 p.
- SOLIGNAC (M.), 1931, *Description d'une nouvelle carte géologique de la Tunisie à l'échelle de 1:500 000, Tunis*, 77 p.
- SOLIGNAC (M.) et BÉDÉ (P.), 1934, *Sfax-iles Kerkennah, carte géol. provisoire, 1:200 000*, Serv. Mines Géologie, Tunis.
- SOREL (D.) et KAMOUN (Y.), 1980, « Sur la stratigraphie des dépôts quaternaires marins de la région de Monastir, Tunisie orientale », *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 291, D, p. 1019-1022.
- SOUSSI (N.), 1981, *Mécanismes de la sédimentation et évolution paléogéographique de la lagune de Bizerte (Tunisie) durant le Quaternaire récent*, Thèse 3ème cycle Géol., Univ. Toulouse, 229 p.
- THORNTON (S. E.), PILKEY (O. H.) et LYNTS (G. W.), 1978, « A lagoonal crustose coralline algal micro-ridge : Bahiret el Bibane, Tunisia », *Journ. Sedim. Petrology*, 48 (3), p. 743-750.
- TLATLI (S.E.), 1942, *Djerba et les Djerbiens*, monographie régionale, Tunis, 213 p.
- WOILLARD, 1979, « Grande Pile Peat bog : a Continuous Pollen Record for the last 140 000 Years », *Quat. Res.*, 9, p. 1-21.
- ZAOUALI (J.), 1976, « Contribution à l'étude de la malacofaune quaternaire de l'oued el Akarit (Sud tunisien) », *Haliensis*, 6, p. 233-239.
- ZAOUALI-LAIDAIN (J.), 1967, *Esquisse paléocéologique d'un gisement de "Cardium edule" LINNÉ*, Notes Serv. Géol. Tunisie, 23, 74 p.
- ZEUNER (F.), 1945, *The Pleistocene period*, Londres, 447 p.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Carte	p. 4	Fig. 25	p. 46	Fig. 50	p. 101	Fig. 75	p. 147
Fig. 1	8	Fig. 26	49	Fig. 51	102	Fig. 76	150
Fig. 2	10	Fig. 27	52	Fig. 52	105	Fig. 77	154
Fig. 3	13	Fig. 28	53	Fig. 53	108	Fig. 78	175
Fig. 4	13	Fig. 29	53	Fig. 54	109	Photo 1	24
Fig. 5	15	Fig. 30	56	Fig. 55	112	Photo 2	29
Fig. 6	18	Fig. 31	59	Fig. 56	113	Photo 3	32
Fig. 7	18	Fig. 32	59	Fig. 57	114	Photo 4	32
Fig. 8	20	Fig. 33	63	Fig. 58	115	Photo 5	35
Fig. 9	23	Fig. 34	64	Fig. 59	117	Photo 6	38
Fig. 10	23	Fig. 35	66	Fig. 60	119	Photo 7	44
Fig. 11	23	Fig. 36	67	Fig. 61	120	Photo 8	46
Fig. 12	25	Fig. 37	67	Fig. 62	122	Photo 9	57
Fig. 13	25	Fig. 38	67	Fig. 63	126	Photo 10	65
Fig. 14	29	Fig. 39	69	Fig. 64	127	Photo 11	73
Fig. 15	31	Fig. 40	72	Fig. 65	128	Photo 12	75
Fig. 16	31	Fig. 41	74	Fig. 66	129	Photo 13	81
Fig. 17	33	Fig. 42	77	Fig. 67	129	Photo 14	90
Fig. 18	35	Fig. 43	77	Fig. 68	130	Photo 15	94
Fig. 19	35	Fig. 44	80	Fig. 69	132	Photo 16	100
Fig. 20	37	Fig. 45	83	Fig. 70	133	Photo 17	103
Fig. 21	39	Fig. 46	92	Fig. 71	140	Photo 18	134
Fig. 22	39	Fig. 47	96	Fig. 72	143	Photo 19	144
Fig. 23	42	Fig. 48	97	Fig. 73	145	Photo 20	146
Fig. 24	44	Fig. 49	99	Fig. 74	145	Photo 21	146

TABLE DES TABLEAUX

Tableau I : Le Tyrrhénien de Tunisie	p. 158
Tableau II : Datations Io-U des Mollusques des dépôts tyrrhéniens de la Tunisie	p. 160
Tableau III : Le Würm en Tunisie	p. 170

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	5
RAPPEL HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LE TYRRHÉNIEN DE LA TUNISIE	6
PREMIÈRE PARTIE – LE LITTORAL AU NORD DU CAP BON	
Chapitre 1 – La côte nord de la Tunisie à l’ouest de la région de Bizerte	11
Les environs de Tabarka	11
Le cap Négro	12
Sidi Mechrig	12
Marsa Douiba	14
Chapitre 2 – La région de Bizerte	19
Du Ras el Koran au Cap Bizerte	19
Du Cap Bizerte au Ras Zebib	27
Du Ras Zebib au Ras et Tarf	33
Chapitre 3 – La côte du Golfe de Tunis	43
Le secteur Gammarth - La Marsa	43
Les environs d’Hammam - Lif	45
Les alentours de Soliman	47
Chapitre 4 – La côte occidentale du Cap Bon	51
De Sidi Rais à l’embouchure de l’Oued el Abid	51
De l’embouchure de l’Oued el Abid à la pêcherie de Sidi Daoud	55
De la pêcherie de Sidi Daoud au Ras Addar	56
DEUXIÈME PARTIE – LA TUNISIE ORIENTALE ET MÉRIDIO- NALE	
Chapitre 5 – La façade orientale du Cap Bon	61
De Ras Derek à Kelibia	62
De Kelibia à Tazerka	64
De Tazerka à Hammamet	68
Chapitre 6 – La côte du Golfe d’Hammamet	71
Les environs de Bou Fichta	71
Les environs d’Hergla	73
Chapitre 7 – La région de Monastir	81
Description du site et rappel historique	82
Le Tyrrhénien de Monastir	85
La tectonique à Monastir	88
Conclusion	91
Chapitre 8 – Le Sahel de Mahdia	93
De Ksiba el Mediouni à Ras Dimasse	93
De Ras Dimasse à Ras Salakta	94
De Ras Salakta à Ras Kabo	99
Conclusion	104

Chapitre 9 – Les îles Kerkennah	105
Chapitre 10 – Le Golfe de Gabès	113
La région de Melloulèche	113
La Skhirra	115
Oued el Akarit	116
Oued el Melah	118
La côte au sud-est de Gabès	118
Gourine	121
La presqu'île de Jorf	123
Conclusion	123
Chapitre 11 – L'île de Jerba	125
La côte septentrionale	126
La côte orientale	130
La côte méridionale	132
La côte occidentale	135
Conclusion	136
Chapitre 12 – La région de Zarzis et de la Bahiret el Biban ..	141
La presqu'île de Zarzis et la Bahiret bou Grara	141
La façade orientale de la presqu'île de Zarzis	143
La côte au sud de Zarzis	148
Conclusion	151
TROISIÈME PARTIE – VUE D'ENSEMBLE SUR LE QUATER- NAIRE RÉCENT DE LA TUNISIE LITTORALE	
Chapitre 13 – Les trois Tyrrhéniens de Tunisie	153
La formation Rejiche	153
La formation Douira	157
La formation Chebba	159
Conclusion	161
Chapitre 14 – Le Würm	163
Le sud du littoral tunisien au Würm	163
La Tunisie septentrionale	164
Corrélations entre le nord et le sud de la Tunisie	169
Chapitre 15 – L'Holocène	173
Les preuves de variations holocènes de la ligne de rivage	173
Les variations du niveau marin pendant l'Holocène	177
ABSTRACT	179
INDEX BIBLIOGRAPHIQUE	185
TABLE DES ILLUSTRATIONS. TABLE DES TABLEAUX	190
TABLE DES MATIÈRES	191