

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES 1981
DE LILLE 203

UER de GEOGRAPHIE et d'AMENAGEMENT

SPACIAL



50377
1981
203

LE LITTORAL ORANAIS D'ORAN
AUX
ANDALOUSES
RECHERCHES GEOMORPHOLOGIQUES



THÈSE POUR LE DOCTORAT 3^{ème} CYCLE
PRESENTEE PAR
REMAOUN KHADIDJA
SOUS LA DIRECTION

DE
MR RENÉ LHENAFF

1 9 8 1

SCD LILLE 1



D 030 299598 4

50377
1981
203

50377
1981
203

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
DE LILLE

UER de GEOGRAPHIE et d'AMENAGEMENT
SPACIAL

LE LITTORAL ORANAIS D'ORAN
AUX
ANDALOUSES
RECHERCHES GEOMORPHOLOGIQUES



THÈSE POUR LE DOCTORAT 3^{ème} CYCLE
PRESENTEE PAR
REMAOUN KHADIDJA
SOUS LA DIRECTION

DE
M^{re} RENÉ LHENAFF

1 9 8 1

R E M E R C I E M E N T S

Au terme de ce travail , je tiens à remercier tout d'abord mon directeur de recherche M.R.LINIAFF pour ses conseils ainsi que pour les longues heures consacrées aux corrections , aux critiques et aux laborieuses discussions qu'il a su animer avec tant de patience et d'esprit.

Je remercie tout particulièrement Marie-Josée PENVEN pour son aide précieuse ainsi que pour son extrême gentillesse.

Je n'oublie pas Mr et Mme P.HELOIR , Mr et Mme A.SAADI , Mr et Mme M.BRAXMEYER pour leur amitié et leurs encouragements.

Enfin , pour mes collaborateurs de tous les instants , tant matériellement que moralement et pour avoir supporté mes humeurs changeantes , je dédie ce travail à tous les membres de ma famille avec une pensée spéciale pour mon père et ma grand-mère qui n'ont pu en voir la fin.

- I N T R O D U C T I O N -

Ce travail a trait à une région qui appartient , avec le Dj. Khar et le Massif d'Arzew , aux Massifs littoraux oranais; Ceux-ci faisant partie du Tell septentrional algérien.

La zone étudiée est située sur le littoral. Elle s'étend sur environ 40 Km d'est en ouest , d'Oran (longitude 0°39' W) aux Andalouses (0°48' W.) et sur près de 8,7 Km du Nord au Sud , de Cap Falcon (latitude 35°66' N.) au Dj. Murdjadjo (35°41' N., latitude d'El Ançer). Elle couvre ainsi une superficie d'environ 500 km² et comporte les ensembles suivants :

- toute la côte d'Oran au Cap Lindlès,
- la vallée de l'Oued Sidi Hamadi ,
- la plaine de Bou Sfer - les Andalouses,
- la dépression de Mers el Kébir ,
- le versant septentrional des Djebels Murdjadjo et M'Sila,
- le Djebel Santon et le versant Nord de Santa Cruz;
- enfin , le versant méridional ainsi que l'extrémité NE du Massif des Andalouses (appelé aussi Dj. Lindlès).

Ainsi délimitée , cette zone n'avait jamais fait auparavant l'objet d'études géomorphologiques. Aussi avons - nous tenté d'en faire une approche aussi détaillée que possible . Celle - ci a été conduite en trois volets principaux :

Dans un premier temps , il était utile de présenter les caractéristiques générales du terrain et d'en faire ressortir l'originalité . Pour ce , des travaux géologiques , en particuliers ceux de Y. Gourinard (1958) et surtout ceux de B.Fenêt (1975) nous ont été d'une aide précieuse.

Cependant , il faut souligner deux points :

- 1° -il n'existe pas de cartes géologiques détaillées récentes;
 - 2° - celles qui sont disponibles , sont assez anciennes et ont été levées par deux auteurs à des dates différentes :
- la carte des Andalouses au 1/50.000e par F. Doumergue en 1924.
 - la carte d'Oran au 1/ 50.000 e par Y. Gourinard en 1952.

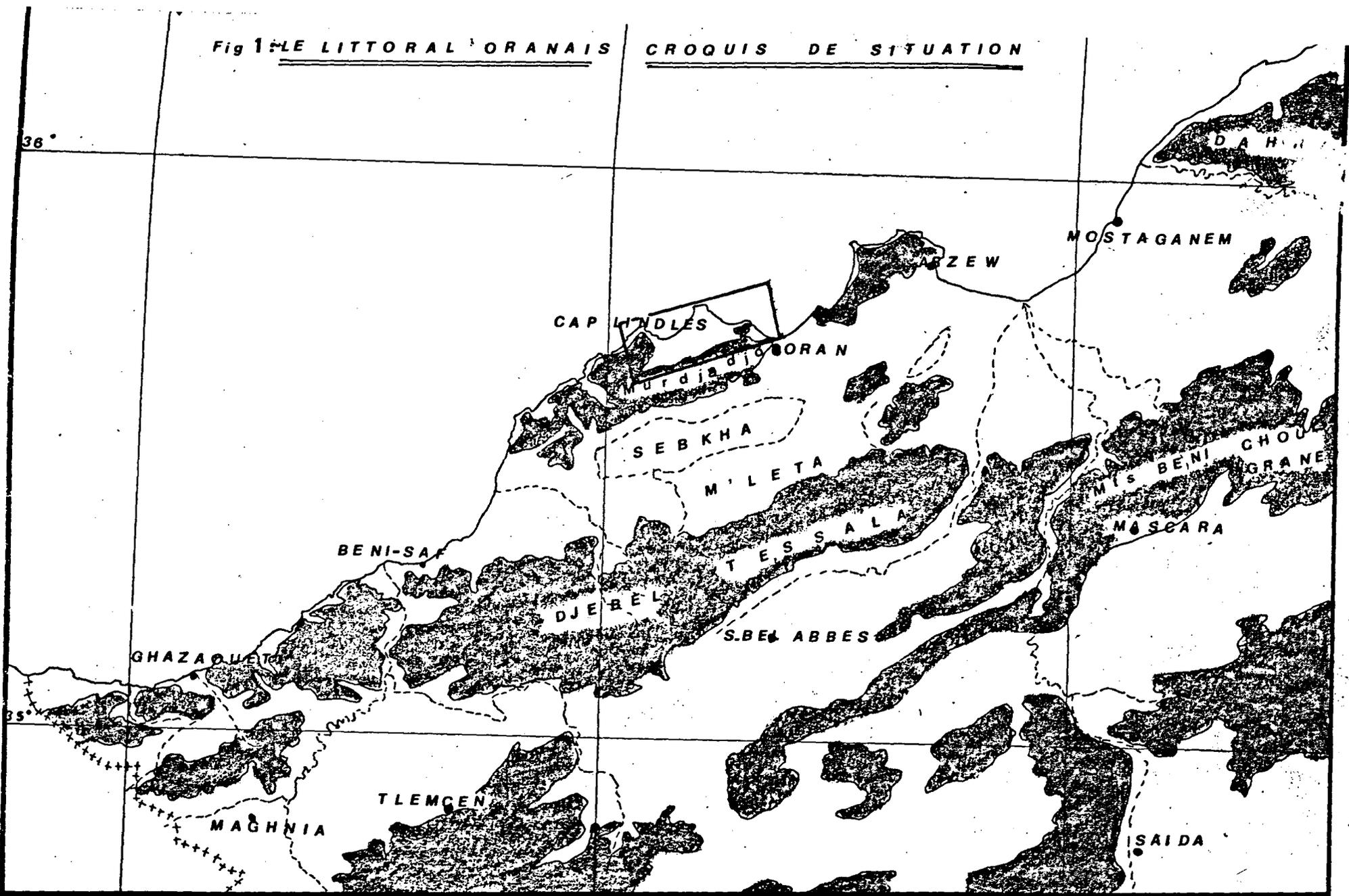
Cette hétérogénéité et ancienneté des travaux cartographiques ont été à la source de quelques difficultés . Celles - ci se sont posées non seulement sur le terrain mais aussi en ce qui concerne la compréhension de la mise en place des volumes et de la structure actuelle.

Dans un deuxième temps et dans un chapitre représentant l'essentiel de ce travail , il a été établi une étude géomorphologique régionale détaillée. Ainsi , pour chaque unité topographique , nous avons tenté d'en reconstituer la succession des systèmes morphogéniques et des effets de la néo-tectonique ayant laissé leurs empreintes dans le paysage actuel.

Enfin , dans une troisième phase , une synthèse des approches géomorphologiques régionales a été effectuée. Elle aboutit à l'esquisse d'un schéma de l'évolution morphogénique de cette partie du littoral oranais au Quaternaire.

Fig 1: LE LITTORAL ORANAIS

CROQUIS DE SITUATION



E. 1/4.000.000^c

- Première Partie.-

LE CADRE PHYSIQUE

Un relief simple composé d'unités topographiques élevées dominant des ensembles déprimés , caractérise cette partie du littoral oranais. Il reflète ainsi , non seulement des contrastes bioclimatiques mais aussi structuraux et lithologiques :

- les zones " hautes " sont les mieux arrosées et correspondent aux horsts schisteux et calcaires ;

- les zones " basses " sont des grabens à substrat formé de roches peu résistantes sablo-marneuses. Du point de vue climatique , elles sont les plus sèches.

Chapitre I

LES UNITES TOPOGRAPHIQUES LES
PLUS ELEVÉES .

Les unités topographiques les plus élevées sont :

- au NW , le Massif des Andalouses ,
- au sud et d'ouest en est : le Massif de M'Sila , le Dj. Murdjadjo, le Dj. Santon et le Dj. Santa - Cruz.

A - LEURS CARACTERISTIQUES TOPOGRAPHIQUES REFLETENT UN CONTRASTE ENTRE DES ALTITUDES MODESTES , DES VERSANTS ESCARPES ET DES SOMMETS TABULAIRES.

I- Les altitudes sont, en effet, modestes : le Massif des Andalouses culmine à 390m , celui de M'Sila à 416m et le Dj. Murdjadjo à 576m. Mais les altitudes moyennes oscillent entre 350 et 400m. (cf Fig 2)

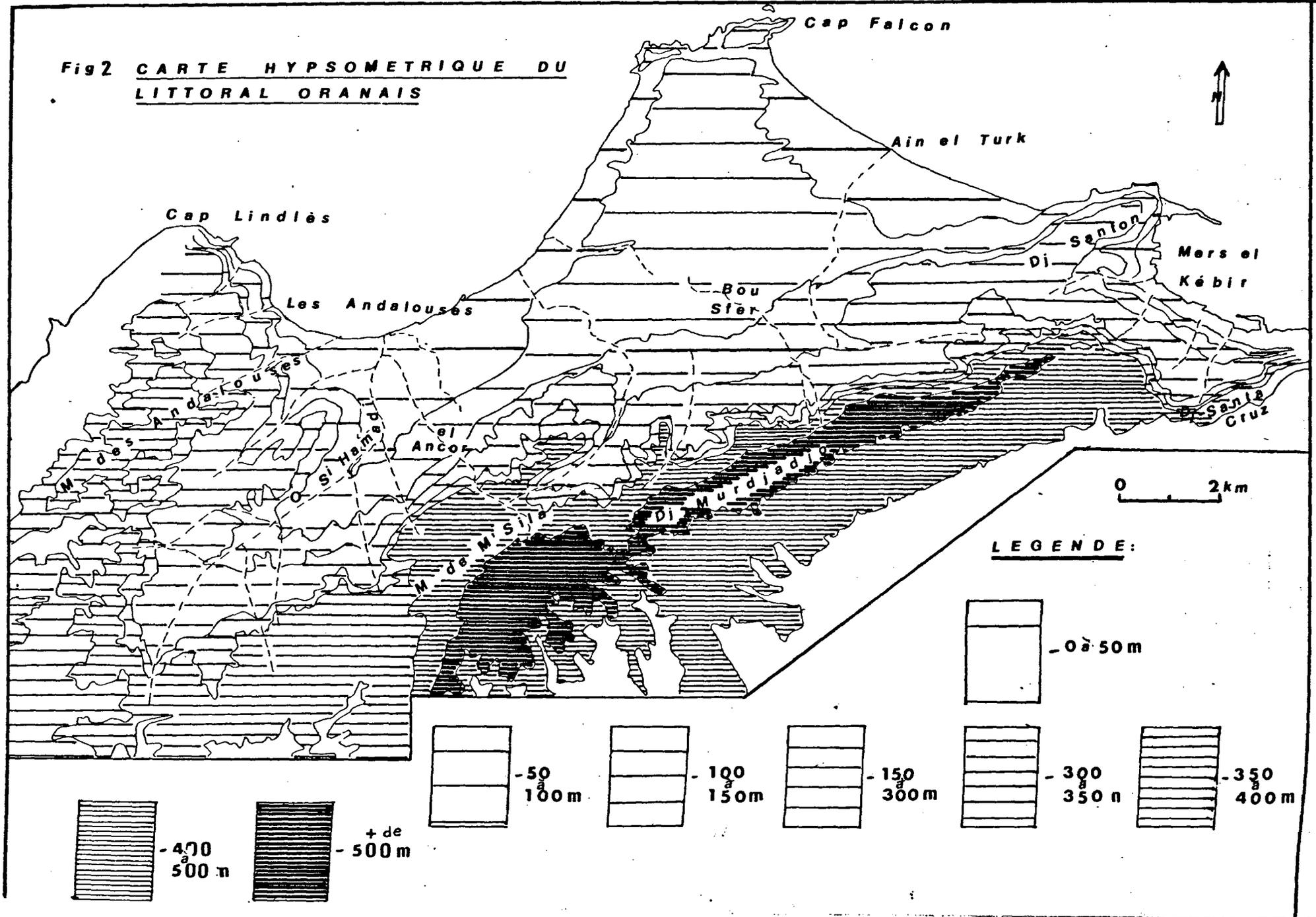
II - Les sommets sont tabulaires . Cet aspect est particulièrement développé à l'ouest : le Massif de M'Sila et celui des Andalouses , y compris son prolongement occidental d'avec le Dj. Houissy , sont des plateaux ondulés , entaillés par de nombreux petits talwegs . En outre , ils sont légèrement inclinés vers le sud et le SW. Le Massif des Andalouses possède , de plus , l'originalité de se raccorder à la côte orientale par une série de longs plans inclinés SW / NE . Ces derniers sont profondément incisés dans le sens de leur longueur par de petites chabets en V à versants très abrupts.

Le sommet du Murdjadjo est peu étendu : c'est une lanterne plane , très irrégulière , inclinée légèrement vers l'ouest et le sud.

III - Mais le contact avec les zones basses est net : il se fait par des versants souvent courts et escarpés . Ceux - ci ont des pentes variant de 25 à 45°. Localement , ce sont des parois presque verticales comme par exemple celles de Djorf Alia (environs d'El Ançor). Tous les versants dominant brutalement plaines et vallées.

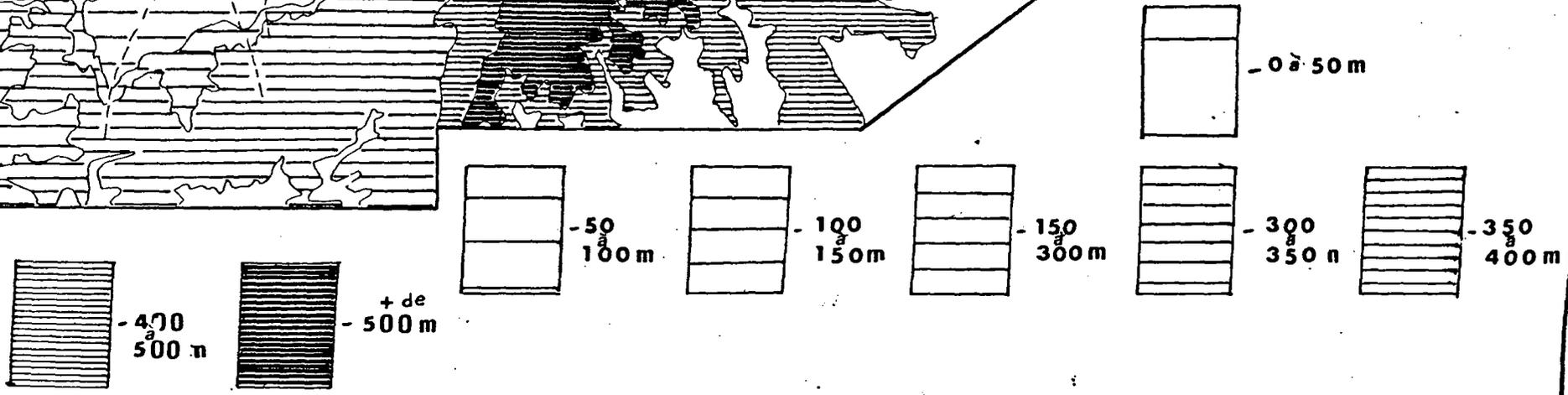
IV - Enfin , l'orientation de ces reliefs est généralement SW / NE sauf

Fig2 CARTE HYPOMETRIQUE DU LITTORAL ORANAIS



0 2km

LEGENDE:



Pour l'extrémité orientale du Murdjadjo et le Djebel Santon où elle est WSW / ENE .

B - CES UNITES TOPOGRAPHIQUEMENT LES PLUS ELEVEES SONT AUSSI LES PLUS HUMIDES , CE DANS UN DOMAINE CLIMATIQUE A LA LIMITE DU SE - MI - ARIDE ET DU SUB - HUMIDE .

I - Les données météorologiques :

Les données météorologiques ont été principalement recueillies par P. SELTZER (1946) sur une période allant de 1913 à 1938 . Elles ont été complétées par CL. ALCAZAR qui en a fait une synthèse de 1913 à 1968 .

Cependant , les stations météorologiques sont peu nombreuses : trois au total . Ce sont celles d'Oran , de Cap Falcon et d'El Ançor (cette dernière n' est plus en activité depuis quelques années) . On peut y ajouter accessoirement celle de Misserghin pour laquelle seules les précipitations ont été mesurées . De plus , la localisation de ces stations est toujours en plaine , ce qui est regrettable . En outre elles couvrent mal toute la région .

1°). Les températures :

Les températures moyennes annuelles sont voisines de 18°C : 18°C à El Ançor , 18°2 à Cap Falcon et 18°35C à Oran . Les amplitudes thermiques moyennes annuelles restent modérées : 13°5 à El Ançor , 12°6 à Cap Falcon et 12°9 à Oran .

Les minimas extrêmes absolus des températures atteignent rarement 0°C . Les maximas extrêmes absolus sont partout supérieurs à 40°C mais inférieurs à 45°C .

La moyenne des minimas quotidiens au mois le plus froid , m" , est toujours supérieure à 3°C et atteint 9°5 C pour Cap Falcon . Cela dénoterait , selon L. EMBERGER (1942) un hiver tempéré avec des gelées rares ou nulles .

	O R A N	EL A N C O R	C A P F A L C O N
Janvier	12,45	12	12,65
Février	13,35	12,65	13,20
Mars	14,6	13,9	14,2
Avril	16,6	15,85	16
Mai	19,05	18,4	18,4
Juin	21,08	21,65	21,3
Juillet	24,35	24,7	24,25
Août	25,35	25,5	25,30
Septembre	23,35	23,4	23,6
Octobre	19,95	19,65	20,1
Novembre	16,10	15,85	16,2
Décembre	13,25	13	13,65
Moyenne annuelle	18,35	18	18,2
Amplitude thermique annuelle.	12,9	13°5	12,6

Tableau 1: Les températures moyennes et les amplitudes thermiques annuelles (moyennes M+m de 1913 à 1938) d'après P. SELTZER (1946). 2

2°). La pluviosité :

La pluviosité possède deux caractéristiques principales :

-- une pluviométrie annuelle moyenne généralement supérieure à 400mm, exception faite de Cap Falcon : 322mm.

- des variations saisonnières assez grandes (cf Tableau ci-dessous).
On peut y distinguer :

- une saison sèche de Juin à Août ou Septembre pendant laquelle la pluviométrie n'atteint pas les 10mm de pluie / mois.
- une saison humide comprenant Novembre-Décembre-Janvier : le volume des pluies est supérieur généralement à 50mm/mois.
- enfin , deux saisons intermédiaires . La 1ière coïncide avec les mois de Septembre-Octobre : la pluviométrie est souvent inférieure à 30mm/mois (sauf pour Misserghin). La seconde a lieu de Février à Mai : les précipitations sont légèrement moins abondantes que pendant l'hiver .

En fait , à l'intérieur de ces quatre saisons , les hauteurs de

pluie sont souvent comptabilisées pendant un petit nombre de jours seulement . Ainsi , à El Ançor , le mois de Décembre qui enregistre le maximum de pluie , soit 80mm , compte 11 jours pluvieux seulement . De plus il est rare que les précipitations tombent pendant toute la journée.

Tableau 2 Données pluviométriques et moyennes de 1913 à 1938 (1)
selon P.SELTZER et de 1913 à 1963 (2) selon ALCAZAR.

MOIS	MISSERGHIN	ORAN	EL ANCOR	CAP FALCON
Janvier	74	63	66	46
Février	59	46	55	36
Mars	48	41	45	29
Avril	33	37	37	36
Mai	34	27	29	21
Juin	9	9	10	7
Juillet	1	1	1	0
Août	4	2	3	1
Septembre	14	14	19	13
Octobre	43	29	41	29
Novembre	76	77	74	58
Décembre	87	82	80	56
Moyenne annuelle(1)	465	428	426	322
Moyenne annuelle(2)	455	428	462	-

3°) Le régime des vents :

La fréquence des vents se fait selon trois (3) directions principales : W , SW et NE.

Si nous prenons comme exemple El Ançor (cf diagrammes) : au mois de Décembre prédominent les vents de SW à 7h et 18h et d'W et SW à 13h. Les mêmes observations peuvent être faites pour les mois de Janvier , de Novembre , Mars , Avril et Mai .Pour ces trois derniers mois , on constate une fréquence plus grande des vents du NE.

De Juin à Septembre , les vents d'W. régressent sensiblement et ceux du NE prennent le pas sur eux surtout à 13h et 18h.

Les mêmes remarques peuvent être faites pour les 2 autres stations météorologiques (Oran et Cap Falcon). En les mettant en parallèle avec les données pluviométriques , nous constatons une coïncidence entre :

- les mois pluvieux et les mois où la fréquence des vents du W et du SW l'emporte;
- ainsi qu'entre les mois les plus secs et où il pleut le moins et ceux pendant lesquels soufflent surtout les vents du NE.

Ce régime des vents s'explique par la circulation générale régissant le climat méditerranéen : recul pendant la saison froide vers les basses latitudes des centres d'action (Anticyclone des Açores et masses d'air tropicales continentales) et installation d'une dépression sur la Méditerranée, d'où flux d'W et du SW sur le Maghreb. Ces derniers doivent traverser les écrans montagneux constitués par les chaînes Bétiques, le Rif et le Moyen Atlas marocains avant d'arriver sur le littoral oranais. Or le relief de celui-ci est orienté SW / NE. D'où il en résulte une position générale d'abri et de faibles précipitations.

4°). L' humidité relative :

Une des originalités du climat du littoral oranais est la valeur élevée de l'humidité relative pendant toute l'année .Elle est toujours supérieure à 60%, le minimum étant 61% , le maximum 81% et la moyenne des relevés de 7h et 18h excédant toujours 70% . De plus , elle varie très peu au cours de l'année et l'écart entre les moyennes des relevés à 7h , 13h , et 18h est faible.

	O R A N			C A P F A L C O N			E L A N C O R		
	7h	13h	18h	7h	13h	18h	7h	13h	18h
Janvier	78	70	72	77	72	76	80	72	81
Fevrier	77	67	72	73	69	75	79	64	77
Mars	75	64	69	78	70	74	82	67	77
Avril	72	62	67	77	70	73	77	64	74
Mai	75	66	71	81	71	75	76	64	71
Juin	73	68	72	76	70	74	72	62	68
Juillet	75	72	74	77	73	77	73	61	68
Août	76	71	74	78	72	78	74	57	70
Septembre	73	69	73	81	72	78	80	62	77
Octobre	77	69	74	80	71	78	79	65	78
Novembre	76	66	73	76	70	76	80	70	79
Décembre	78	66	74	77	70	75	80	68	79
Moyenne an.	76	68	73	78	71	76	78	65	75

Tableau n° 3 : L'humidité relative à 7h , 13h et 18h : moyennes mensuelles et annuelles d'après P.Seltzer.

5°). Les indices climatiques :

Si nous appliquons la définition de H. Gaussen selon laquelle un mois est sec quand $P < 2T$, nous constatons que les 3 stations ont en moyenne 5 à 7 mois secs. Ceux-ci correspondent à la période allant de Mai à Septembre.

Cependant, il faut nuancer. En effet, cette définition a été améliorée par son auteur (1952) : il y introduit, outre les paramètres P et T, la valeur de l'humidité relative. Celle-ci possède une équivalence en jours secs :

- Quand $H < 40$: les jours sont secs,
- " $60 < H < 80$: un jour compte pour 8/10,
- " $80 < H$: un jour compte pour 7/10.

Nous n'avons pu, quant à nous, appliquer cette règle : les données que nous possédons sont mensuelles et non journalières. Mais il est évident, vues les valeurs élevées et constantes de l'humidité relative dans cette région, celle-ci connaît une période de sécheresse inférieure à 5-7 mois.

L'autre part ; le même auteur avance les valeurs suivantes de l'indice xérothermique : $x=110$ et $x=120$ ce, pour l'extrémité occidentale de la région (ouest des Andalouses). Ces indices correspondent à la limite du chêne-liège et à la non-rentabilité des cultures non irriguées.

D'autres indices, en particulier ceux de E. de Martonne ($A = \frac{P}{T+10}$) et de L. Berger ($i = \frac{1000P}{2(M+m)(M-m)}$) appliqués à ces stations confirment la situation de cette région en zone bioclimatique semi-aride. Il est à remarquer, que quoique située en bordure de mer, Cap Falcon est la station la plus "sèche".

	O R A N (inscription maritime)	E L A N C O R	C A P F A L C O N
Altitudes	11 m	90 m	75 m
Longitude &	0°39' W	0°52' W	0°48' W
Latitude	35°44' N	35°41' N	35°46' N
$\frac{H}{T+10}$	15,09	16,5	11,5
P 2T	6 mois secs $x=110$	5 mois secs $x=110$	7 mois $x=110$ à 120
$\frac{1000P}{2(M+m)(M-m)}$	37,37	32,02	28,2
Etage bioclimatique	Méditerranéen semi-aride	Méditerranéen semi-aride	Méditerranéen semi-aride.

Tableau n° 4 : Les indices climatiques

Ces conclusions seraient à nuancer ou modifier si l'on suit la classification des climats exposée par G. Viers dans son ouvrage "Éléments de climatologie" (1968). Cette partie du littoral oranais se situerait ainsi dans le domaine climatique sub-humide de type héliène. Celui-ci se caractérise par une sécheresse forte et longue durant 5-6 mois, une amplitude thermique modérée et une pluviométrie entre 300 et 500mm. Cette dernière connaît un régime simple avec un maximum en Novembre-Janvier.

Il existe donc des similitudes entre le climat de type héliène et celui du littoral oranais. En résumé, ce dernier a les grands traits suivants :

- une moyenne pluviométrique qui sur 55 ans dépasse généralement 400 mm;
- des amplitudes thermiques annuelles modestes (12°9 à 13°50);
- une sécheresse dont la durée est inférieure à 7 mois et qui est compensée par la proximité de la mer. Celle-ci a un effet positif puisque l'humidité relative reste élevée toute l'année. Or, on sait qu'en l'absence de précipitations ou des ressources en eaux souterraines, les végétaux peuvent trouver l'eau nécessaire au déroulement de leur cycle biologique dans l'humidité ambiante de l'air.
- enfin des fluctuations importantes d'années en années peuvent se produire. Ex : à Oran, en 1970, il est tombé 243,6mm de pluie et en 1971, 625,8mm.

En conséquence nous proposons d'inclure le littoral oranais d'Oran aux Andalouses dans un domaine bioclimatique se situant à la limite du semi-aride et du sub-humide. Cette dernière assertion est valable pour l'ensemble topographique le plus élevé car :

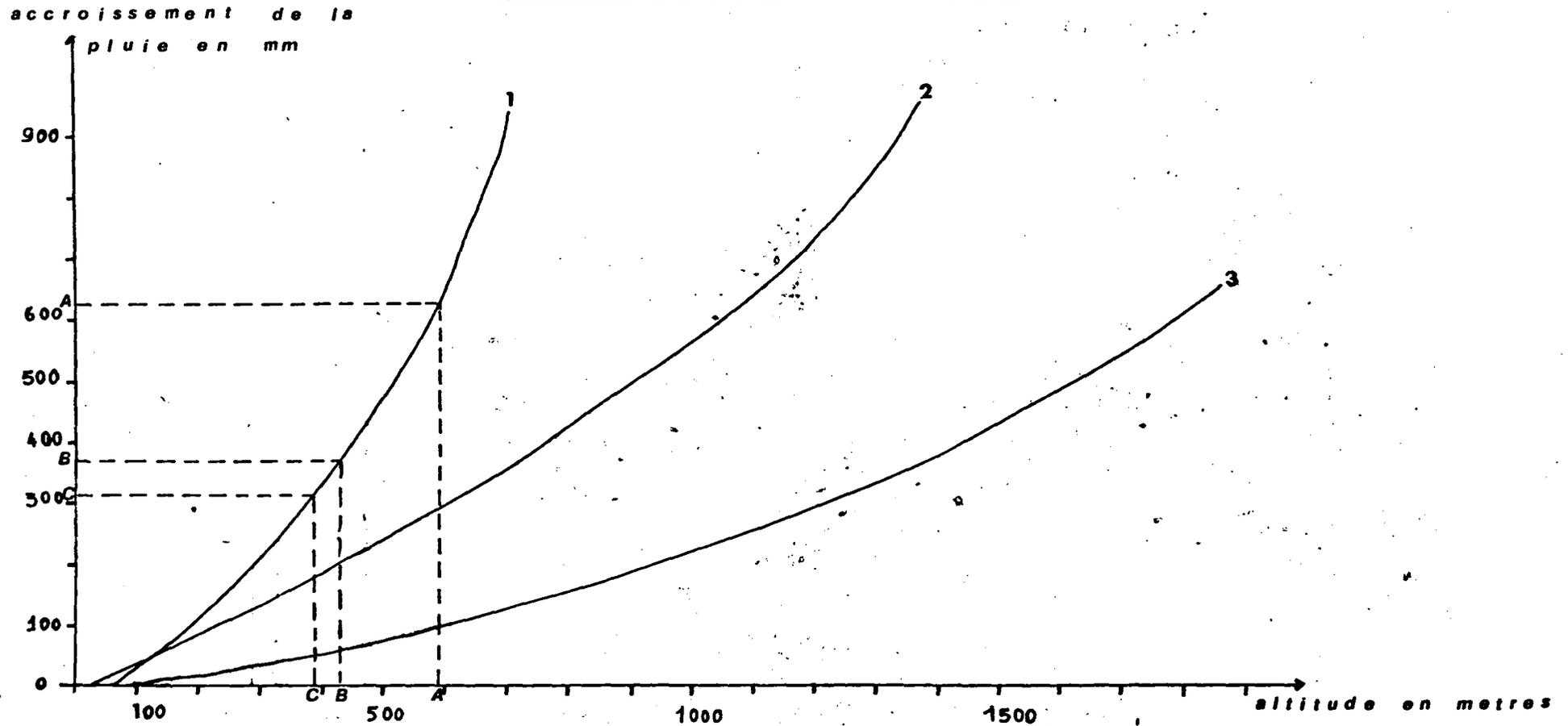
II.- L'altitude et la configuration du relief en font une zone bien arrosée et fraîche (relativement) :

1°).-Une approche climatologique, malgré l'absence de stations météorologiques, montre que les Djebels sont relativement humides et frais.

En effet, bien qu'il n'existe pas de stations météorologiques sur les Djebels, une approche climatique peut être faite.

Ainsi, en ce qui concerne la pluviométrie, deux auteurs (P. Selzer) 1946 et Cl. Alcazar, 1968) proposent un système de corrélations altitudes-

Fig 4 : COURBES D'ACCROISSEMENT DE LA PLUVIOMETRIE EN FONCTION DE L'ALTITUDE.



1. courbe d'accroissement pour le littoral algérien d'après Cl. Alcazar (1968).
 2. courbe d'accroissement pour le littoral oranais; Sahel et basses plaines [Seltzer (1946)] - 3. courbe d'accroissement pour l'Atlas tellien, les Hautes plaines et l'Atlas saharien [Seltzer (1946)].
 A - Dj. Murdjadjo - B - M. de M'Sila - C - M. des Andalouses

hauteur de pluie (cf Fig n° 3) .Celui-ci donnerait selon le premier auteur (en prenant comme référence la station d'Oran) une moyenne de :

- 678mm de pluie environ pour le Murdjadjo ,
- 610mm " " " pour M'sila ,
- 590mm " " " pour le Massif des Andalouses .

Les données chiffrées , d'après Cl.Alcazar , sont sensiblement supérieures aux précédentes :

- plus de 1000mm pour le Murdjadjo,
- 750mm pour M'Sila,
- 608mm pour le Massif des Andalouses.

De même que la pluviométrie , l'humidité relative doit être plus élevée qu'en plaine , sensiblement aux alentours de 100%. Celle-ci se traduit souvent par des condensations occultes qui se forment sur les Djebels (brumes et brouillards) et qui sont dues à un air saturé contraint à une ascension .

Enfin , l'altitude influe aussi sur les températures.Celles-ci sont vraisemblablement plus fraîches qu'en plaine et en toute saison .De même l'amplitude thermique est moins élevée.

2°).-Cependant , la configuration (ou plutôt l'orientation) des reliefs introduit des nuances climatiques.

Nous avons vu que les vents pluvieux sont surtout d'W et du SW. Or si nous regardons l'orientation et le dessin du relief , nous constatons que :

= le versant septentrional du Massif de M'Sila et celui du Massif des Andalouses sont bien exposés aux vents d'W et du SW alors qu'ils le sont peu par rapport à ceux du NE : ils sont situés parallèlement aux trajectoires de ces derniers;

- l'extrémité occidentale du versant Nord du Murdjadjo se trouve sur le trajet aussi bien des flux d'W et du SW mais aussi du NE .

- l'extrémité orientale du versant Nord du Murdjadjo et le Djebel Santon ne reçoivent essentiellement que les pluies du NE.;

- le versant méridional du Massif des Andalouses et celui du Dj.Santon sont relativement à l'abri de tout flux pluvieux;

- enfin , la retombée littorale orientale du Massif des Andalouses est bien exposée aux vents du NE.Par conséquent, elle est relativement plus sèche que le versant Nord et le sommet de celui-ci.

Ainsi, cet ensemble topographiquement le plus élevé et aussi le plus arrosé dans cette région, peut-il se subdiviser en unités à pluviométrie différente. L'unité la plus humide est l'extrémité NW du Murdjadjo (entre El Ançor et Bou-Sfer) : elle reçoit tous les flux pluvieux. Celle qui est la plus sèche est sans aucun doute constituée par le versant méridional du Massif des Andalouses. A ces contrastes pluviométriques correspondent des nuances bio-géographiques et :

3°).- Par conséquent, cet ensemble topographiquement élevé et bien arrosé se subdivise en sous-zones biogéographiquement différenciées:

a). Le sommet et l'extrémité occidentale du versant Nord du Murdjadjo se distinguent par la présence de sols rouges méditerranéens. Ceux-ci se développent sur le substrat calcaire et schisteux.

La végétation naturelle est un matorral bas et moyen, assez dense en général et par endroit arbustif. On y trouve le pin d'Alep, le chêne vert, le chêne-liège, des genêts et des genévriers en association avec la lavande, le romarin et la bruyère arborescente.

b).- Le Massif de M'Sila et celui des Andalouses, quoique possédant des similitudes pédogénétiques ont un couvert végétal différent.

Les sols sont sableux ou sablo-limoneux de couleur brune à rouge. A l'extrémité septentrionale du Massif des Andalouses, ils sont minces et souvent squellettiques. Partout ailleurs, ils sont bien épais, bien développés.

La végétation naturelle est différente :

Le Massif de M'Sila se distingue par une belle forêt de chêne-liège. Le sous-bois est constitué de ciste, d'arbousier, de bruyère arborescente, de lentisque, de romarin ainsi que de genêts, de chêne vert et de lavande sauvage.

Sur le Massif des Andalouses pousse un matorral assez bas en général et souvent clairsemé où les genêts épineux sont en association avec le palmier nain, le diss, le thuya, l'olivier sauvage et l'alfa. Sur les versants de certaines petites vallées qui découpent cette zone, le matorral est plus dense et plus arboré (pin d'Alep essentiellement ainsi que des chênes verts et des lentisques).

Cette différence de couvert végétal dans des régions à pluviométrie similaire, peut s'expliquer par le facteur vent. En effet, dans les zones abritées du vent, nous avons remarqué que poussent volontier des arbres. Dans celles balayées par les vents souvent très forts, ceux-ci dis-

paraissent .Ceci est très net sur le Massif des Andalouses où le matorral on l'a vu , ne devient arbustif que sur les versants abrités des petites chaabet . De même, la présence de la forêt de M'Sila s'explique par sa situation dans un creux topographique , en contrebas de la lanière sommitale du Murdjadjo.

c). Les versants les moins arrosés : versant sud du Massif des Andalouses , celui du Dj. Santon et de l'extrémité NE du Murdjadjo se caractérisent par un couvert végétal plus restreint et des sols souvent squelettiques ou peu développés.

Cependant , il faut nuancer .C'est le versant méridional des Andalouses qui est le plus "aride". Les deux autres bénéficient de leur position immédiatement en bordure de la mer et par conséquent des condensations occultes. Celles-ci sont favorisées par les pentes assez fortes. Ainsi , sur l'extrémité orientale du Dj.Santon et du Murdjadjo pousse un matorral arboré à base de pins d'Alep avec un sous-bois pauvre et clairsemé. Les autres parties des versants des deux Djebels sont couvertes par une végétation basse et clairsemée où prédominent genêts épineux , lentisque, chênes verts et alfa.

Aussi , les Djebels , s'ils présentent des caractéristiques topographiques homogènes , s'individualisent-ils en plusieurs unités biogéographiques. Celles-ci résultent surtout de l'orientation du relief par rapport aux flux d'W et du SW . Mais, de toutes les manières , ces Djebels d'altitude modeste , forment un ensemble bien différent des zones basses qu'ils dominent.

Chapitre II :

LES UNITES TOPOGRAPHIQUES DE
FAIBLE ALTITUDE.

Les unités topographiques de faible altitude sont : la vallée de l'Oued Sidi Hamadi , la plaine de Bou-Sfer / les Andalouses et la dépression de Mers el Kébir .

A. - CARACTERISTIQUES GÉNÉRALES : _____

D'altitude variant entre 130 et 0m (cf fig n°2), ces unités se trouvent généralement à plus de 200m en contrebas des Djebels . Dans l'espace , elles ont un dessin et une disposition originaux :

- la vallée de l'O.Sidi Hamadi et la dépression de Mers el Kébir sont situées aux extrémités occidentale et orientale de cette région . Elles encadrent donc la plaine de Bou-Sfer / les Andalouses . De plus , elles forment de véritables trouées à travers les Djebels .

- la plaine de Bou-Sfer/ les Andalouses , en position centrale , dessine un vaste triangle baigné par la mer au Nord et adossé au versant septentrional des Dj. Murdjadjo-Santon; .

De plus , ces unités topographiques sont bordées par la mer qui forme des baies .Celles -ci sont au nombre de trois :

- la Baie des Andalouses à l'ouest,
- la Baie de Cap Falcon/ Ain el Turk ,
- et la Baie de Mers el Kébir à l'est.

A leurs extrémités , des promontoires rocheux correspondent aux unités les plus élevées.

I.- Les trouées de la vallée de l'O.Sidi Hamadi et de la dépression de Mers el Kébir :

1°). De direction SW/NE , la vallée de l'O.Sidi Hamadi est limitée :

- au Nord , par le Massif des Andalouses ,
- au Sud , par le Massif de M'Sila ,
- à l'ouest par l'ensemble tabulaire reliant ces deux derniers et se

continuant vers le Dj. Houissy à l'ouest.

La vallée est dissymétrique : le versant méridional a des dénivellations plus élevées que le versant septentrional . De même, son allure est plus escarpée avec une forme surtout à l'aval , convexe . A l'amont les formes sont plus molles , surtout au Nord. Elles sont dûes essentiellement à des phénomènes d'érosion et de mouvements de masse . Un cours d'eau de dimension modestes (4 km de long) mais exoréïque draine cette vallée . Des accumulations d'alluvions fluviales caractérisent l'aval de celle-ci , tandis qu'à l'amont affleure le substrat marneux.

2°). La dépréssion de Mers el Kébir présente des similitudes mais aussi des différences avec la vallée de l'O.Sidi Hamadi .

Comme cette dernière , la dépression de Mers el Kébir est limitée sur ses trois côtés au nord , au sud et à l'ouest par des ensembles élevés :

- le Dj. Santon au nord ,
- le Dj.Murdjadjo au sud et à l'ouest.

Son dessin général , dans l'espace , est sinueux et comprend deux unités topographiques :

- au nord , une vallée dissymétrique où les accumulations d'origine continentale sont d'autant plus remarquables par leur épaisseur qu'elles s'inscrivent dans un cadre aux dimensions modestes (4 km de long environ). Cette vallée est aussi drainée par un cours d'eau exoréïque mais moins long que l'O.Sidi Hamadi (environ 2 km).

- au SE , un plan étroit et incliné s'étire le long du versant du Dj. Murdjadjo.

Enfin , la mer borde la dépréssion à l'Est et forme la Baie de Mers el Kébir.

II.- La plaine de Bou-Sfer / les Andalouses :

La plaine de Bou-Sfer/les Andalouses est limitée au sud par le Murdjadjo et le Dj.Santon , à l'ouest par le Massif des Andalouses et la Baie de même nom et à l'est par la Baie d'Ain el Turck .Enfin , au nord , elle se termine par le Cap Falcon.

Sur un méridien passant par ce dernier , son altitude oscille autour de 100m . Cependant , de part et d'autre , vers l'ouest puis vers ,

l'est , elle diminue sensiblement pour n'atteindre que quelques mètres vers la côte.

Des accumulations dunaires occupent la partie septentrionale et orientale de la plaine tandis que vers le contact avec la montagne (Andalouses et Murdjadjo) , les dépôts d'alluvions fluviales l'emportent.

A l'ouest , la plaine se rétrécit considérablement : c'est là que débouche la vallée de l'O.Sidi Hamadi .

A l'est , la plaine n'a aucun contact avec la dépression de Mers el Kébir : le Dj. Santon forme barrière .

Enfin , la plaine est drainée par deux oueds de faible longueur : à l'ouest , l'O.Ouedit est exoréïque . Il descend du Murdjadjo et forme une large boucle avant de se jeter dans la mer . A l'est , l'O.El Bachir qui prend lui aussi sa source dans la Murdjadjo , est endoréïque . Il vient buter au nord contre les cordons dunaires qui bordent la plaine.

Ainsi , ces trois unités topographiques de basses altitudes sont trois entités différentes même si elles présentent quelques similitudes. Ces caractères (différences et ressemblances) se retrouvent aussi dans l'ambiance bio-climatique de chacune d'entre elles . Mais d'une manière générale :

B.- LES ZONES LES PLUS BASSES SONT AUSSI LES MOINS HUMIDES ET LES PLUS "CHAUDES" .

En effet , la plaine de Bou-Sfer/ les Andalouses , la vallée de l'O.Sidi Hamadi et la dépression de Mers el Kébir sont moins arrosées que les Djebels . Cela a été exposé plus haut (cf chapitre I, B-I) : la pluviométrie se situe entre 322 et 462mm et l'humidité relative varie entre 62 et 81% . Mais l'amplitude thermique annuelle reste modeste (12°9 à 13°5C) .

L'humidité moindre peut s'expliquer par le fait que les conditions générales d'abri par rapport aux flux pluvieux d'W et du SW sont ici renforcées : la plaine et les vallées sont situées en contrebas et entre des reliefs plus élevés . De plus , le facteur altitude qui , dans le cas des Djebels , compensait cet effet d'abri , n'intervient plus ici. Cependant , malgré cet aspect général de relative "sécheresse " , il existe à l'intérieur de cet ensemble topographique , des contrastes météoro-

logiques . Ainsi :

1°). Cap Falcon , quoique en bordure de la mer , est la station la moins arrosée de cette région (322 mm). Mais ceci est compensée par une humidité relative légèrement plus élevée que pour les autres stations mais surtout mieux répartie pendant la journée (cf tableau n°3). A cela il faut ajouter une amplitude thermique la moins forte (12°6 contre 13°5 à El Ançor) ^{de la région} Ces deux paramètres font que Cap Falcon jouit d'un climat doux et d'un air humide toute l'année .

2°). El Ançor se différencie par rapport à Cap Falcon grâce :

- à une pluviométrie plus élevée (426mm-466mm) due à sa bonne exposition aux vents pluvieux d'W et du SW (car située au pied du versant NW du Murdjâdjo).

- une amplitude thermique la plus élevée de cette région (13°5) résultat de sa position plus "continentale" par rapport aux autres stations.

- une humidité relative dont la courbe dessine un creux bien prononcé à 13h. Ceci confirme le caractère plus "continental " du micro-climat d' El Ançor dû à la position de celle-ci à l'intérieur des terres par rapport à Cap Falcon et Oran .

Cependant , malgré cette ambiance climatique plus sèche que celle des Djebels , les zones basses bénéficient d'une partie de l'humidité de ces derniers . En effet , celle-ci est restituée grâce à de nombreux petits oueds et des sources qui prennent naissance sur les reliefs élevés.

Tout ceci fait de la plaine de Bou-Sfer/les Andalouses , de la vallée de l'O.Sidi Hamadi et de la dépression de Mers el Kébir , une zone biogéographique où contrastes météorologiques et héritages des Djébels se reflètent .

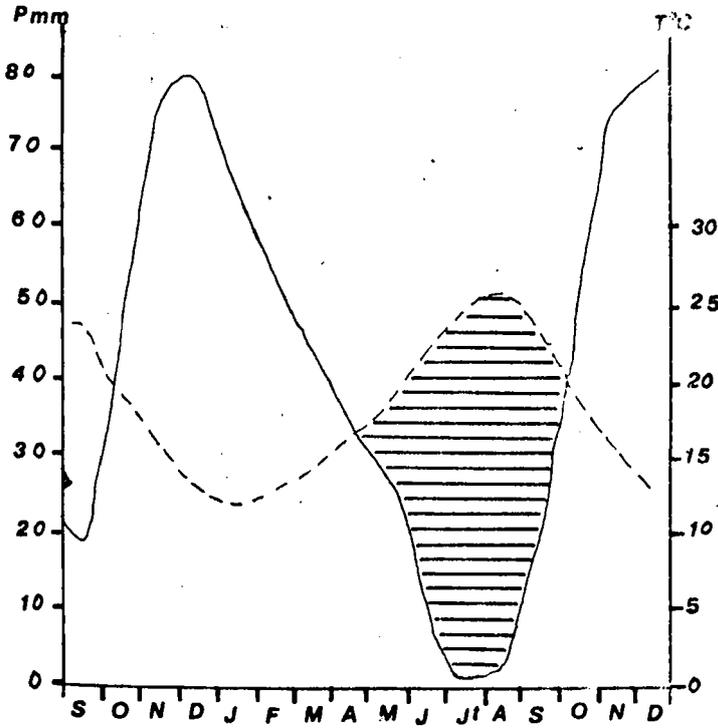
C.-LES ASPECTS BIOGEOGRAPHIQUES : _____

Les aspects biogéographiques ont deux caractéristiques principales :

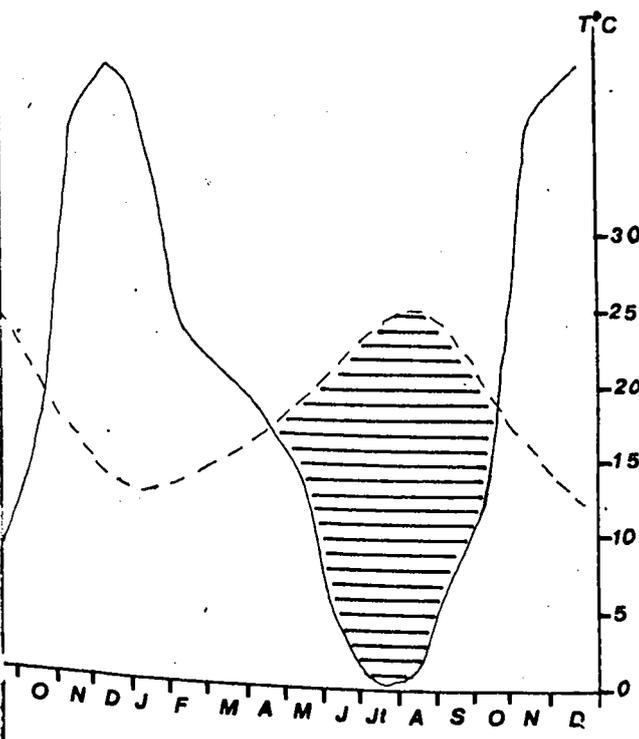
I. -Des sols (au sens pédogénétique) peu développés en général :

Dans la dépression de Mers el Kébir et la plaine de Bou-Sfer/les Andalouses , ils sont de type alluviaux ou colluviaux . Dans ce cas ils sont épais et souvent rouges car enrichis en surface par des collu-

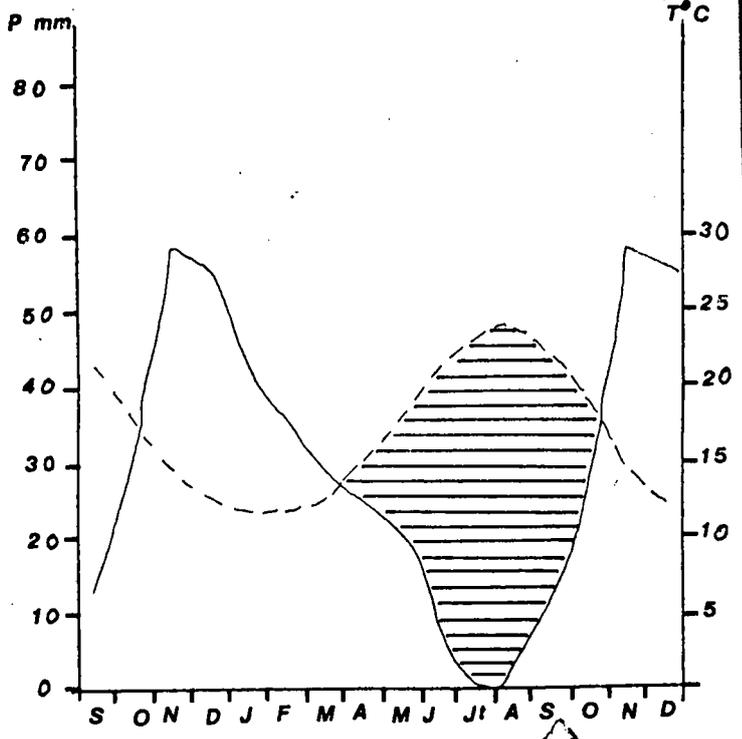
FIG 4 : COURBES CLIMATOTHERMIQUES D'EL ANÇOR, ORAN ET CAP FALCON.



— EL ANÇOR —



— ORAN —



— CAP FALCON —

vions sablo-limoneuses rubéfiées . Celles-ci proviennent de l'ablation des sols rouges des Djebels . Cependant , dans la partie septentrionale de la plaine , ils sont sableux et bruns . A Ain el Turck , la croûte calcaire souvent très épaisse , affleure .

Dans la vallée de l' O. Sidi Hamadi , il y a opposition entre l'aval et l'amont :

- à l'aval , ils sont alluviaux mais hydromorphes . D'où leur couleur qui varie du brun foncé au noir .

- à l'amont , ils sont souvent squelettiques surtout sur les versants (lithosols) . Par endroit , on observe des efflorescences salines (halomorphie) dues à la présence d'un substrat marneux et gypsifère .

II.-La végétation naturelle est peu existante :

La végétation naturelle est peu existante car c'est une région agricole riche et à implantations touristiques et militaires poussée .

Quand elle existe , elle est peu dense et surtout herbacée à base de graminées , d'alfa , d'arnica blanche , de diss , de lavande avec des bouquets de genêts épineux , de palmiers nains et de bruyère arborescente .

Au nord de la plaine de Bou-Sfer/ les Andalouses , on observe des bouquets arbustifs de genévriers oxycèdres et de genévriers de Phénicie sur l'ensemble du système dunaire , ces derniers se trouvent souvent en position d'abri par rapport aux vents . Dans les zones où la nappe d'eau est très proche de la surface du sol , pousse le rétam , tandis que l'Oyat affectionne les lieux de migration des sables . A côté , des plantes annuelles subsistent ainsi que l'alfa sur la croûte calcaire .

Ailleurs et dans les milieux particulièrement humides (fond de vallées , lit d'oued et embouchure de l'O. Sidi Hamadi) sont souvent occupés par des bosquets de lauriers roses , des tamarix ainsi que des touffes de juncs et de roseaux . Sur les sols bruns marneux plus ou moins halomorphes de la vallée de l' O. Sidi Hamadi , poussent des halophytes en association avec l'alfa .

En conclusion , on peut avancer que le littoral oranais d'Oran aux Andalouses est ^{un} domaine bioclimatique et biogéographique varié ce , malgré une superficie assez restreinte . Cet aspect est dû au double facteur :

- de sa position générale d'abri relatif à l'égard des flux pluvieux

d'W et du SW qui régissent le climat maghrébin une grande partie de l'année.

- de sa topographie contrastée bordée par la mer .

De celle-ci découle , d'une part , une côte où promontoires rocheux succèdent à de vastes baies . D'autre part, elle reflète des volumes à structure apparemment simple et dont la mise en place finale est récente , d'âge fini-tertiaire / quaternaire .

Chapitre III :

LA MISE EN PLACE DES VOLUMES :

L'EVOLUTION GEOLOGIQUE ANTE-

QUATERNAIRE .

Le Massif des Indalouces, celui de M'Sila et le Mardjadjo forment un ensemble dit "Massifs littoraux à schistosité" (B. Fenêt -1975).

L'historique des recherches géologiques et paléontologiques les concernant, a été fait d'une manière complète par le dernier auteur dans sa thèse (1975). Il peut se résumer ainsi :

C'est A. Pomel qui, en 1852 comme pour la première fois, avec plus de précision l'âge des schistes du Mardjadjo et celui des poudingues de Cap Falcon. En outre, il propose une division du Miocène oranais en Carténien, Hélvétien et Sahélien. Par la suite, la progression des recherches paléontologiques permet d'esquisser une stratigraphie plus précise et donne naissance aux premières cartographies géologiques. Parmi les auteurs qui y ont contribué, on peut citer, outre A. Pomel (1885), M. Bleichter (1875), L. Gentil (1898, 1899 et 1913), F. Doumergue (1924), H. Delloni (1940), E. Ficheur (1908) et Y. Gourinard (1952).

La structure et sa mise en place posent quelques problèmes : autochtonistes et partisans des nappes s'affrontent. Dans cette querelle L. Glangeaud (1926, 1951, 1961 et 1962) joue un grand rôle. Plus récemment, B. Fenêt complète, améliore et révisé les études antérieures, en particulier celles faites par F. Doumergue et Y. Gourinard en ce qui concerne la zone qui nous intéresse. La présentation géologique qui suit s'en inspire. Elle se fera en trois parties correspondant aux trois grandes phases tectoniques responsables de la mise en place des volumes actuels et qui sont :

- la période anté-nappe ,
- la phase alpine ,
- et la période fini-tertiaire / début du Quaternaire .

A.LA PERIODE ANTE-NAPPE.-

Quoique appartenant au domaine externe de l'orogène alpin nord-maghrébin et par conséquent de genèse récente , les Massifs littoraux schisteux oranais ont une histoire plus ancienne , antérieure à la mise en place des nappes sur le Tell algérien .

Cette période se caractérise essentiellement par :

- une tectonique cassante du Permio-Carbonifère au Trias . En résulte la formation d'un promontoire (zone des Horsts de Rhar-Rouban , Fil-lacussène) de direction méridienne . En faisaient partie les Massifs littoraux;

- au Jurassique et Crétacé inférieur , ce promontoire acquiert une position plus méridionale . La transgression liasique laisse d'épaisses séries carbonatées en même temps que s'ébauche le "sillon tellien" dès le Dogger - Malm . Leur est contemporaine une distension en relation avec l'ouverture de la Méditerranée vers l'Atlantique . D'où une sédimentation à faciès pélagique , marneux où s'intercalent des épisodes carbonatés du Eithonique-Crétacé inférieur . Au Crétacé , il n'y a plus qu'un "sillon" depuis les Massifs oranais jusqu'aux Bibans .

Cette phase tectonique laisse des traces : ce sont les Transversales ou fractures profondes de l'écorce terrestre . Elles joueront un grand rôle par la suite , au moment de la mise en place finale des volumes actuels . Elles sont au nombre de deux dans la zone qui nous intéresse (cf Fig n°5) et sont de direction NNE-SSW. L'une borde le Massif des Andalouses à l'ouest , l'autre passe à l'est d'Oran à quelques km de la ville , par Aïn Franin et la bordure orientale de la Sebka.

B.L'OROGENESE ALPINE.

L'orogénèse alpine comporte deux phases :

- une phase lutétienne ("pyrénéenne") ,
- une phase miocène .

Entre celles-ci se place une période de sédimentation qui n'a pas laissé de traces dans la zone étudiée .

I. La phase lutétienne : - 25 -

La phase lutétienne correspond à une tectonique de compression dans les zones internes et a pour conséquences :

- 1°). L'expulsion d'une fraction importante des flyschs ultra ,
- 2°). Le chevauchement de la chaîne calcaire et l'écaillage de son substratum ainsi que la mise en mouvement des dépôts septentrionaux .

Cette phase tectonique ne laissera dans la zone étudiée que des écailles dans le substrat anté-miocène. ..

II. La phase miocène :

La phase miocène débute au Burdigalien et se prolonge jusqu'au Miocène moyen . Deux nappes de charriage la caractérisent : l'une au Miocène inférieur et l'autre au Miocène moyen . Des témoins de ces nappes subsistent : ce sont les lambeaux de marnes sénoniennes et daniennes et le Trias gypseux qui affleurent le long de l'accident bordier de Mers el Kébir au Douar Sidi Hamadi (extrémité occidentale du Massif de M'Sila). Ceux-ci constituent selon B.Fenêt (1975) " les vestiges d'une unité alloctone tellienne de type sénonienne démantelée par l'érosion " .

La mise en place des nappes a eu deux conséquences :

- 1°). Un écaillage plus important du substrat accompagné de chevauchement de l'allochtone .

a- Les écailles existent :

- dans les schistes jurassico-crétacé de l'extrémité est du Djebel Santon ,
- dans le permo-carbonifère schisteux du Massif des Andalouses ;
- dans le Dj. Santa -Cruz , au niveau du Bélvédère et des Planteurs;
- dans la partie orientale du Dj .Murdjadjo , du Chabet el Bachir au NW à Aïn el Keffri au SE. Là , elles ont une direction NW/SE.;
- enfin , dans le même Djebel , à l'ouest du Ravin de l'Ouedit.

b- Les chevauchements sont généralement constitués par l'allochtone carbonaté liasique ou crétacé ainsi que par l'allochtone métamorphique. Ils recouvrent généralement les écailles précédentes .Ex : au Belvédère à Aïn Keffri , au Dj.Santon , sur le versant NW du Murdjadjo (à Aïn Mérabet , à l'ouest du Ravin de l'Ouedit et à Djorf Alia).

2°). Un épimétamorphisme qui affecte le substratum anté-miocène:

Cet épimétamorphisme a deux aspects :

- un épimétamorphisme à schistosité de flux ("S1") accompagné ou non de recristallisation et de micro-plissements et plus développé à l'ouest qu'à l'est .Ainsi , par exemple : à l'ouest de Djorf Alia , les schistes du Dj. Hazoudj sont satinés et recristallisés en quartz-muscovite avec un faciès schistes verts .De même , dans l'allochtone carbonaté , on retrouve des phénomènes de recristallisation .

- un épimétamorphisme à schistosité cassante ("S2") sans recristallisation et avec de nombreux micro-plissements (plis "concentriques"). Ce type d'épimétamorphisme n'est présent que dans la partie occidentale du Massif d'Oran .

Cette phase achève donc de donner son cachet au substrat anté-miocène .Celui-ci se distingue donc par un faciès à prédominance calcaire et schisteuse , épimétamorphisé et écaillé et possédant des chevauchements .La période suivante voit la mise en place des volumes actuels.

C.- LA PERIODE POSTERIEURE A L'OROGENESE ALPINE OU PERIODE FINI - TERTIAIRE / DEBUT DU QUATERNAIRE.

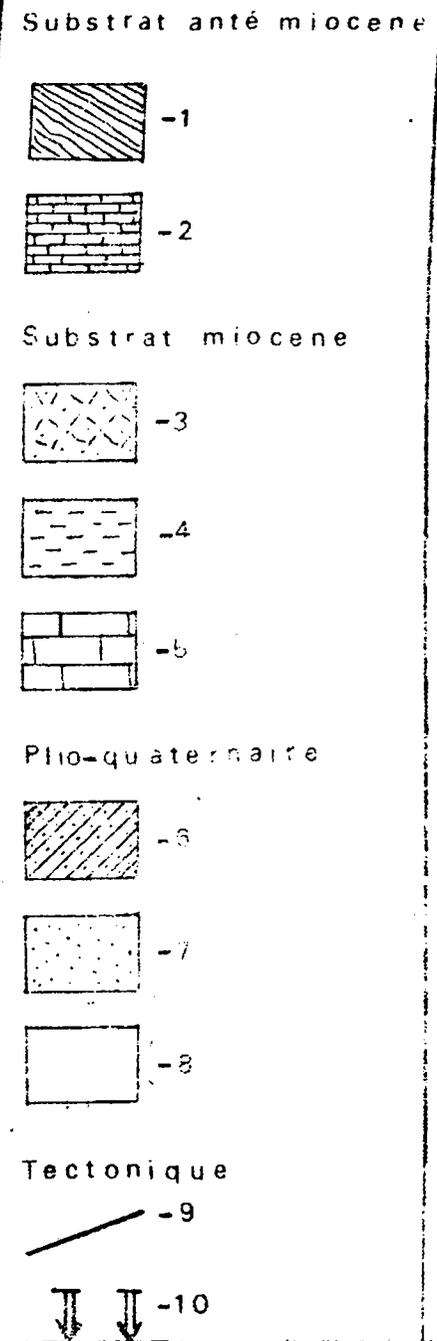
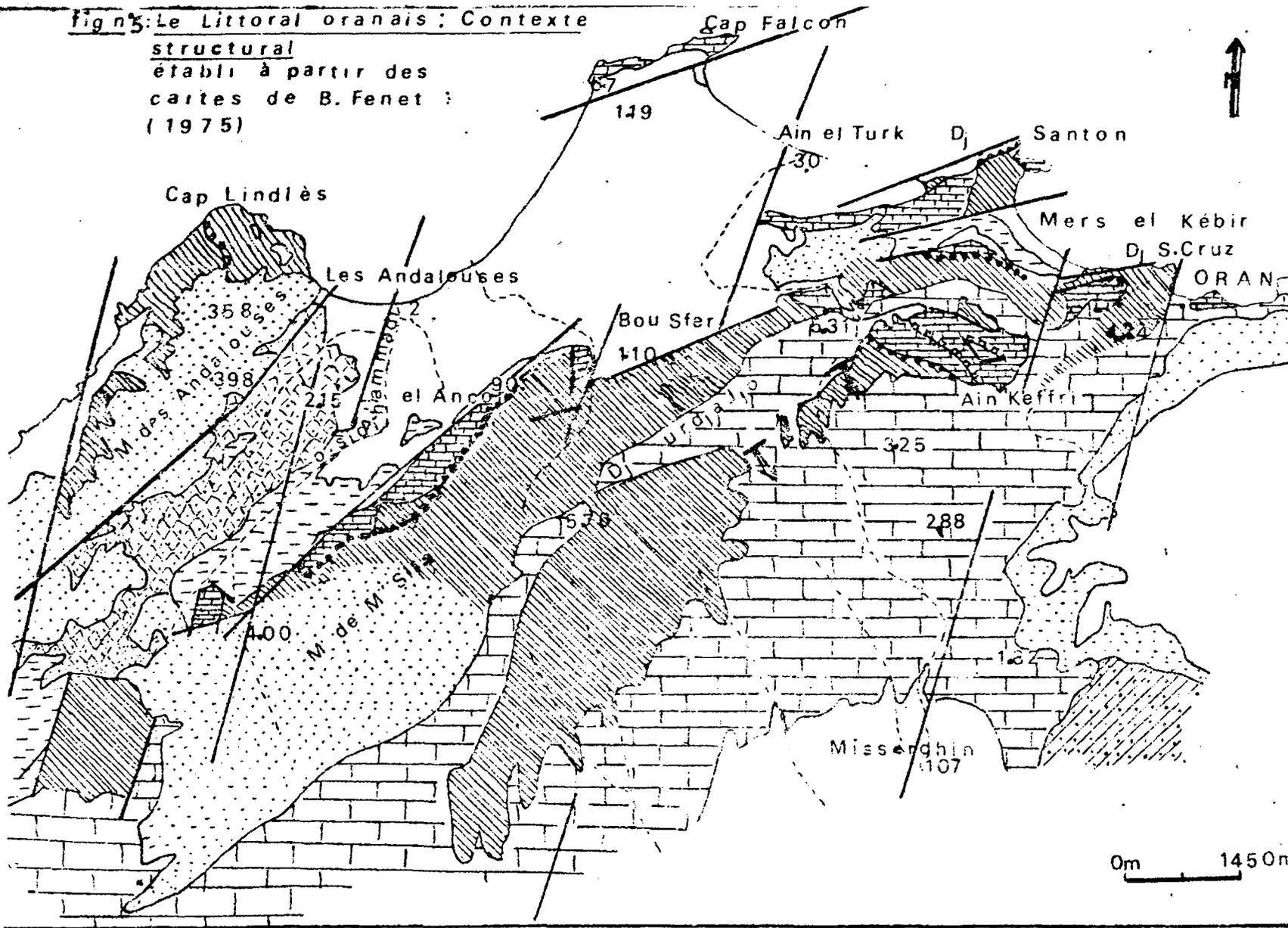
Tectonique où prédominent distension et mouvements verticaux accompagnés de sédimentation continentale et de transgressions marines importantes caractérisent cette période . Celle-ci s'étend du Miocène supérieur au début du Pléistocène et voit l'achèvement de l'édifice structural tel qu'il se présente actuellement . Celui-ci s'effectue en quatre étapes principales .

I. Au Miocène supérieur (en partie pendant le Tortonien) se dépose le le néogène post-nappes du "1ier cycle ou "M1" et jouent les failles découpant les Massifs littoraux en horsts et grabens.

1°). Une tectonique en distension commence à mettre en place horsts et grabens :

Cette tectonique en distension s'accompagne de fractures récentes et fait rejouer les transversales . Ce faisceau de failles a deux directions .

Fig n°5: Le Littoral oranais : Contexte structural établi à partir des cartes de B. Fenet : (1975)



54-13

Fig n°5-Le littoral français : contexte structural (d'après B.Fenêt 1975). 1 : schistes , conglomérats et bancs de quartzites permocarbonifères (les Andalouses) et jurassico-crétacé dont "l'allochtone métamorphique " du Murdjadjo .-2 : "allochtone carbonaté " et calcaire du Dogger .- 3: cinérites méssiniennes .- 4: marnes du 1er cycle post-nappes (M1).- 5 : calcaires méssiniens . -6 : pliocène marno-gréseux .- 7 : grès calabriens et dunes post-calabriennes des gradins .- 8: quaternaire indifférenciés .- 9 : failles principales et transversales .- 10 : flexure .- 11 : chevauchement .- 12 : écaillures .- 13 : points côtés .

a- Une direction NE/SW :

- au Sud du Massif des Andalouses et en bordure du versant septentrional du Massif de M'Sila , les accidents de cette direction délimitent le fossé de l'O.Sidi Hamadi ;
- entre le Dj. Santon et le Murdjadjo , celui de Mers el Kébir ;
- deux séries de fractures parallèles bordent au Nord et au Sud , le horst du Dj.Murdjadjo ;
- une grande fracture limite au Sud le petit horst de Cap Falcon ;

b- Des accidents de direction NNE/SSW achevant de quadriller cet ensemble de horst et de grabens .

Les principaux sont :

- l'accident qui passe par le complexe touristique des Andalouses dans le même tracé que l'aval de l'O.Sidi Hamadi ;
- celui de la bordure occidentale du Massif de M'Sila et qui se continue vers le centre de la vallée de l'O.Sidi Hamadi .Cet accident est légèrement décalé par rapport au précédent .Il en forme quand même une continuité vers le Sud;
- celui qui souligne le tracé du ~~Rovira~~ de l'O. Ouedit (extrémité occidentale du Murdjadjo) ;
- deux fractures délimitent à l'est et à l'ouest le Dj.Santa-Cruz.

2°)- En même temps se dépose la couverture néogène du 1er cycle post-nappes :

La couverture néogène du 1er cycle post-nappes forme le rem-

plissage des zones déprimées : vallée de l'O.Sidi Hamadi , dépression de Mers el Kébir et plaine de Bou-Sfer/ les Andalouses . Elle est toujours discordante sur le substrat anté-miocène et en amont de la vallée de l'O.Sidi Hamadi , elle l'est sur le Sénont-paléocène .

Du point de vue stratigraphique et faciès , le cycle débute par des formations continentales .Celles-ci sont en général lagunaires et conglomératiques : argilites rubéfiées (Mers el Kébir) , lie-de vin et noires gypseuses dans le fossé de l'O.Sidi Hamadi .

Ensuite , des dépôts conglomératiques provenant du démantèlement des nappes s'intercalent dans les argilites (ex: à Mers el Kébir) ou leur succèdent (O.Sidi Hamadi) .Dans ce dernier cas , ils sont relativement épais (15 à 20m) .

La série se termine par des marnes argileuses de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Leur faciès est marin (Mers el Kébir) et lagunaire .

II.- Au Miocène terminal (ou Messinien) , les mêmes manifestations tectoniques se poursuivent tandis que se met en place le néogène du 2ème cycle post-nappes ou "M2".

1°).En effet , le système horst-grabens tel qu'il a été exposé précédemment , se précise . Les mouvements de surrection sont assez importants pour donner naissance à une topographie variée .Celle-ci a pour conséquence :

2°).Une sédimentation qui diffère du nord au sud .

D'une manière générale , la couverture néogène du 2ème cycle post-nappes ou M2 se caractérise par des dépôts continentaux et volcaniques à la base et des formations marines au sommet . Mais des différences s'observent du nord au sud :

Dans les zones déprimées et sur la partie méridionale du Massif des Andalouses , la couverture néogène est composée par des " formations vulcano-détritiques (cinérites formées de tufs andésitiques) et " conglomératiques " . Celles-ci sont surmontées par des formations marneuses (marnes micacées comportant des intercalations de bancs composés de débris volcaniques , de lentilles de grés micacés et de calcaires argileux) , marno-gréseuses puis des calcaires".(B.Fenêt.-1975).

plissage des zones déprimées : vallée de l'O.Sidi Hamadi , dépression de Mers el Kébir et plaine de Bou-Sfer/ les Andalouses . Elle est toujours discordante sur le substrat anté-miocène et en amont de la vallée de l'O.Sidi Hamadi , elle l'est sur le Sénoné-paléocène .

Du point de vue stratigraphique et faciès , le cycle débute par des formations continentales .Celles-ci sont en général lagunaires et conglomératiques : argilites rubéfiées (Mers el Kébir) , lie-de vin et noires gypseuses dans le fossé de l'O.Sidi Hamadi .

Ensuite , des dépôts conglomératiques provenant du démantèlement des nappes s'intercalent dans les argilites (ex: à Mers el Kébir) ou leur succèdent (O.Sidi Hamadi) .Dans ce dernier cas , ils sont relativement épais (15 à 20m) .

La série se termine par des marnes argileuses de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Leur faciès est marin (Mers el Kébir) et lagunaire .

II.- Au Miocène terminal (ou Messinien) , les mêmes manifestations tectoniques se poursuivent tandis que se met en place le néogène du 2ème cycle post-nappes ou "M2".

1°).En effet , le système horst-grabens tel qu'il a été exposé précédemment , se précise . Les mouvements de surrection sont assez importants pour donner naissance à une topographie variée .Celle-ci a pour conséquence :

2°).Une sédimentation qui diffère du nord au sud .

D'une manière générale , la couverture néogène du 2ème cycle post-nappes ou M2 se caractérise par des dépôts continentaux et volcaniques à la base et des formations marines au sommet . Mais des différences s'observent du nord au sud :

Dans les zones déprimées et sur la partie méridionale du Massif des Andalouses , la couverture néogène est composée par des " formations volcano-détritiques (cinérites formées de tufs andésitiques) et " conglomératiques " . Celles-ci sont surmontées par des formations marneuses (marnes micacées comportant des intercalations de bancs composés de débris volcaniques , de lentilles de grés micacés et de calcaires argileux) , marno-gréseuses puis des calcaires".(B.Fenêt.-1975).

Sur les reliefs élevés (Massif de M'Sila et Murdjadjo), le Messinien a un faciès marin : calcaires à Algues.

III.-Le Pliocène inférieur et moyen est une période de relaxation tectonique pendant laquelle s'effectue une transgression.

Cette transgression n'atteint que le nord-ouest du Massif des Andalouses et le sud de Cap Falcon et laisse une sédimentation marine. L'extension et le faciès de cette dernière diffèrent d'un auteur à un autre.

Ainsi, F. Doumergue, dans la carte géologique au 1/50.000^e des Andalouses (1924) distingue un faciès principal (P) : grés marneux jaunâtre, fossilifère (à O. Cchlear, petits pecten). Au-dessus, se superposent :

- P1a : poudingues et grés coquillers (moules de pectoncles),
- P1g : grés et grés sableux à hélices,
- P2a : poudingues et grés coquillers " ne se distinguant que par l'altitude " (niveaux de 100 à 140m),
- et enfin P2g : grés et sables à Hélices.

Comme on le voit, les mêmes faciès sont décrites deux fois sans aucune précision d'ordre paléontologique. P1a à P2g affleurent sur la zone étudiée. Quant au "P" : grés marneux jaunâtre fossilifère, il correspond au Pliocène inférieur et moyen de B. Fenêt (1975). Celui-ci a, selon cet auteur, un faciès conglomératique puis bioclastique grossier (grés marneux) riche en macro-faune et débris schisteux. B. Fenêt place, en outre, la série P1a à P2g de F. Doumergue dans un P2 qui est calabrien.

IV.- A cette période de relaxation, succède un Pliocène supérieur-calabrien pendant lequel l'activité tectonique reprend.

En effet, au Pliocène supérieur rejouent les grands accidents. Ceci entraîne un effondrement de certaines parties du littoral oranais, la subsidence du sillon Chélif - Sebka et l'enfoncement des Massifs littoraux avec une tendance au basculement vers la Sebka. Celle-ci entraîne le début de la déformation du calcaire messinien du Dj. Murdjadjo : flexure de direction NE/SW qui passe par le sommet actuel de

ce Djebel.

Au Calabrien se produit le relèvement des Massifs littoraux et la tendance au basculement vers le sud se poursuit . De même , la déformation (fléxuration) du Messinien s'accroît sur le versant méridional du Dj.Murdjadjo : le calcaire messinien se trouve actuellement décalé en altitude (531m au sommet , 180m à Misserghin et il plonge vers la Sebkhna). Ses pendages , d'horizontaux à sub-horizontaux au sommet, atteignent des valeurs d'environ 30° en bas du versant méridional du Djebel.

En même temps que cette activité tectonique , une transgression marine d'âge calabrien recouvre entièrement le littoral oranais d'Oran aux Andalouses et de Cap Falcon au Murdjadjo et Massif de M'Sila . Elle laisse des dépôts gréseux riches en calcaire et fossilifères (grés gris calcaire à lumachelle et grés blanc contenant des biotites) . Leur âge calabrien est souvent controversé .

Ainsi , B.Ferêt (1975) place le Pliocène P1a et P2g de F.Doumergue au Calabrien . Il le fait discordant aussi bien sur le Pliocène moyen et inférieur (P) que sur les tufs volcaniques et conglomératiques de la base du Messinien (cf Fig 62 p.158-thèse de B.Ferêt -1975.)

Cet auteur rejoint en cela Y.Gourinard qui dans sa thèse (1958) se rapporte aux travaux de R.Laffite (1950). Les critères paléontologiques sont peu probants : absence de la faune à cyprina islandica caractéristique de cet étage . Mais , ajoute-t-il , il y a aussi absence des "espèces éteintes caractéristiques de l'Astien " . En outre, ces deux auteurs avancent des arguments stratigraphiques souvent peu convaincants : pour R.Laffite, c'est d'une part , la discordance " nette entre l'Astien et ces lumachelles jusque-là rattachés au Pliocène" et d'autre part , la "superposition apparemment concordante du villafranchien rouge à ces lumachelles " . Pour Y.Gourinard " cette lumachelle est intercalée entre les deux gisements à faune villafranchienne" étudiée par A.Pomel (cf Fig n°4 p.41 ; Y.Gourinard-1958).

Cependant , d'autres arguments étayent et rendent plus vraisemblables les hypothèses stratigraphiques précédentes . Ainsi , Y.Gourinard signale la présence d'un limon marneux à Foraminifères et coccolithes et ajoute-t-il : "ce faciès est extrêmement intéressant par son contenu paléontologique car il porte la trace d'un refroidissement du climat et peut ainsi suppléer à l'absence de la faune à Cyprina Islandica".

l'auteur fait remarquer dans une note infrapaginale que la faune à Cyprina Islandica venait d'être découverte " dans des couches sablo-marines du Sahel d'Algérie, couches qui sont liées à une lunachelle identique à celle d'Oran par le faciès et le contexte structural (discordance sur l'Astien)".

Aussi, la présence du faciès calabrien discordant devient-il plus semblable et les conclusions de Y. Gourinard seront retenues. Mais sur cet étage, nous ne pouvons inclure toutes les formations d'âge P2g de F. Doumergue.

Cet auteur, en effet, sous des faciès identiques à ces derniers produit deux niveaux quaternaires qnd et qnd ("poudingues et grès cailloux - grès et grès sableux") qui ne se distinguent que par l'altitude. Or, c'est un argument peu valable dans une région où l'activité de la néo-tectonique se fait encore sentir. En fait, comme le montre ce travail, P1a et P2g sont des formations quaternaires continentales et P1g et qnd correspondent à des affleurements du calabrien.

Enfin, Y. Gourinard, place le calabrien au Quaternaire ancien et inclue des dépôts pléistocènes souvent très récents.

Ainsi, au Calabrien, l'édifice structural en horst et en grabens est mis en place. Les premiers sont, d'ouest en est et du nord au sud :

- le Massif des Andalouses,
- le Massif de M'Sila,
- le Dj. Murdjadjo dont l'extrémité orientale se subdivise en Djebel nton et Dj. Santa Cruz,
- le petit Massif de Cap Falcon.

Ces horsts, à l'exception de ce dernier, correspondent aux reliefs les plus élevés de cette région.

Quant aux grabens, ce sont les zones les plus basses : vallée de l'O. Sidi Hamadi, plaine de Bou-Sfer/les Andalouses et dépression de Mers el Kébir.

- EN CONCLUSION :

On peut dire que si le littoral oranais est compartimenté en uni-

L'auteur fait remarquer dans une note infrapaginale que la faune à Cyprina Islandica venait d'être découverte " dans des couches sablo-marneuses du Sahel d'Alger, couches qui sont liées à une lunachelle identique à celle d'Oran par le faciès et le contexte structural (discordance sur l'Astien)".

Aussi, la présence du faciès calabrien discordant devient-il plus vraisemblable et les conclusions de Y.Gourinard seront retenues. Mais dans cet étage, nous ne pouvons inclure toutes les formations d'âge P1a à P2g de F.Doumergue.

Cet auteur, en effet, sous des faciès identiques à ces derniers introduit deux niveaux quaternaires qnd et qnd ("poudingues et grés coquillers - grés et grés sableux") qui ne se distinguent que par l'altitude. Or, c'est un argument peu valable dans une région où l'activité de la néo-tectonique se fait encore sentir. En fait, comme le démontrera ce travail, P1a et P2g sont des formations quaternaires continentales et P1g et qnd correspondent à des affleurements du calabrien.

Enfin, Y.Gourinard, place le calabrien au Quaternaire ancien et y inclue des dépôts pléistocènes souvent très récents.

Ainsi, au Calabrien, l'édifice structural en horst et en grabens est mis en place. Les premiers sont, d'ouest en est et du nord en sud :

- le Massif des Andalouses,
- le Massif de M'Sila,
- le Dj. Murdjadjo dont l'extrémité orientale se subdivise en Djebel Santon et Dj. Santa Cruz,
- le petit Massif de Cap Falcon.

Ces horst, à l'exception de ce dernier, correspondent aux reliefs les plus élevés de cette région.

Quand aux grabens, ce sont les zones les plus basses : vallée de l'O.Sidi Hamadi, plaine de Bou-Sfer/les Andalouses et dépression de Mers el Kébir.

D.- EN CONCLUSION :

On peut dire que si le littoral oranais est compartimenté en uni-

tés topographiques contrastées . Celles-ci correspondent à autant d'ensembles bio-climatiques , structuraux et lithologiques différenciés.

En effet , la tectonique en distension qui individualise dans cette partie du littoral oranais horsts et grabens , influe aussi bien sur la répartition dans l'espace des affleurements lithologiques que sur le type de sédimentation.

Ainsi , on peut remarquer qu'il y a contrastes lithologiques entre les zones topographiques les plus élevées correspondant aux horsts et les zones basses qui sont des grabens .

I.-Les zones les plus élevées ou horsts:

Les zones soulevées ont un substrat schisteux et calcaire possédant écaillés et chevauchements . L'âge des formations va du permocarbonifère au calabrien .Ainsi :

1°). Le Massif des Andalouses se distingue par un affleurement au nord du permocarbonifère écaillé et au sud par les tufs volcaniques du M2 . Le faciès de ce dernier a été décrit plus haut . Quant au permocarbonifère , il est constitué de roches à prédominance schisteuse : schistes rouges , verts ou noirs pouvant comporter des bancs de grès , de quartzites et de quartz d'oxidation ainsi que des conglomérats et une formation schisto-dolomitique dite de l'"O.Madakh" (B.Feñêt, 1975).

Sur le sommet du Massif , ce substrat est recouvert par les grès calcaires à lunachelle calabriens.

2°).Le Massif de M'Sila et le Mardjadjo.

Sur le Massif de M'Sila et le Mardjadjo , le permocarbonifère y est absent . Par contre , le Jurassico-crétacé y est largement représenté .

a-Le Jurassien comprend un ensemble autochtone et para-autochtone et un allochtone carbonaté qui chevauche généralement le premier . Stratigraphiquement , le Lias correspond à un faciès calcaire-dolomitique qui restera dominant pendant tout l'étage . Il affleure dans les parties occidentales des Dj.Santon et Santa-Cruz , au centre

du Murdjadjo ainsi qu'à Djorf Alia et tout le long du versant Nord du Massif de M'Sila .

Le Dogger est représenté par deux petits gisements constitués de calcaires en bancs massifs : l'un sur le sommet oriental du Dj.Murdjadjo et l'autre prolonge le premier au Nord vers la vallée de l'O.El Bachir .

Le Lias et le Dogger appartiennent à l'"allochtone carbonaté" et constituent les écaillés de Santa-Cruz , du Dj.Murdjadjo et du Massif de M'Sila (Djorf Alia) .Ils chevauchent un para-autochtone formé par le Malm et le Tithonique.

Le Malm est schisteux puis calschisteux et le Tithonique est surtout calschisteux et calcaire .Ils affleurent largement sur les versants septentrionaux des Dj.Santa-Cruz et Murdjadjo aux extrémités occidentales et orientales surtout.

b- Le Crétacé ; seul le crétacé inférieur et moyen est représenté . Il est selon B.Fenêt (1975) :

- "allochtone métamorphique " dans la partie orientale du Dj.Santon et au NE de Santa-Cruz ;

- et "para - autochtone " sur le versant septentrional du Murdjadjo et la plus grande partie du Massif de M'Sila où il s'étend largement vers le sud .

Dans les deux cas , il est schisteux et quartzitique.

Le Jurassique et le crétacé sont fossilisés , sur le sommet du Massif de M'Sila et sur celui du Murdjadjo par les calcaires à Algues méssiniens et localement aussi par les grés à lumachelle calabriens.

3°) Enfin , faisant partie des Horsts mais topographiquement bas (75m) , le petit relief de Cap Falcon est formé :

- au centre et à l'ouest par des affleurements permocarbonifères identiques à ceux du N.des Andalouses ;

- à l'est par le Lias calcaréo-dolomitique écaillé.

II. Les zones déprimées ou grabens :

Les zones déprimées ont un faciès à dominante marmeuse . Ce

sont d'abord :

1°). Les marnes argilifères triasiques qui jalonnent les contacts anormaux bordant les horsts en particulier :

- celui qui s'allonge d'El Ançor au Dr. Sidi Hamadi ,
- le long de la côte , de Santa-Cruz à Mers el Kébir ,
- l'accident de la partie occidentale de la dépression de Mers el Kébir ,
- sur le versant occidental du Ravin de l'Ouedit à l'W. de Bou-Sfer village.

2°) Les marnes senon-paléocènes "allochtones" sont peu représentées ici à part, de petits affleurements en bordure du versant septentrional du Massif de M'Sila entre la Fme Buès et le Douar Sidi Hamadi. Ce sont des marnes très argileuses , sombres , luisantes à petits bancs de micro-brèches et de calcaires marneux .Elles comportent souvent des éléments du Trias tellien .

3°) Enfin , le plus grand remplissage des grabens est formé par les marnes du M1 (1ier cycle post-rappes) ayant à leur base des bancs conglomératiques et discordantes sur le socle.

Elles sont recouvertes dans la partie amont de la vallée de l'O. Sidi Hamadi par les marnes et les tufs andésitiques à passées gréseuses du 2ème cycle post-rappes. Au NE de la plaine de Bou-Sfer / les Andalouzes elles sont fossilisées par le Pliocène marneux et conglomératique fossilifère.

Ainsi, les zones soulevées et topographiquement les plus élevées correspondent aux affleurements de roches résistantes tandis que les plaines et les vallées sont constituées de roches très peu résistantes. Ceci explique la répartition actuelle des volumes et en partie leur morphologie.

III.- Les conséquences de la structure et de cette répartition lithologique sur la morphologie .

1°). Sur l'allure de la côte :

Dans l'espace , la situation des volumes fait alterner du Nord

au Sud et selon une disposition parallèle NE/SW des horst (ou Djebels) et des fossés tectoniques qui coupent la côte en écharpe .

Ceci donne une côte faite d'une succession de baies avec plages d'accumulation et de promontoires rocheux correspondant aux reliefs élevés.

2°). Sur la morphogénèse des versants :

Cette répartition lithologique en mettant en contact zones hautes à substrat formé de roches résistantes et zones basses marno-sableuses par un système de failles , facilite le jeu de l'érosion différentielle . De plus , une tectonique récente (calabrienne et post-calabrienne) (1) fait que le soulèvement des horsts s'accompagne d'un basculement vers le sud , vers la Sebkhah. Ceci explique l'existence d'une dissymétrie générale des versants , dissymétrie que renforce le cadre bio-climatique : étant donné que les volumes sont disposés sur la trajectoire des flux pluvieux d'W et du SW, les versants septentrionaux se trouvent ainsi mieux arrosés mais aussi plus exposés à l'impact direct des gouttes de pluies que les versants sud.

Aussi , les versants septentrionaux ont-ils un modelé et une dynamique plus vigoureuse que les versants méridionaux . C'est dans les premiers par exemple , que se localisent la plupart des phénomènes érosifs intenses alors que les seconds en sont moins atteints . Il y a donc , en général , opposition entre versants septentrionaux plus abrupts , plus disséqués , plus érodés que les versants méridionaux plus doux.

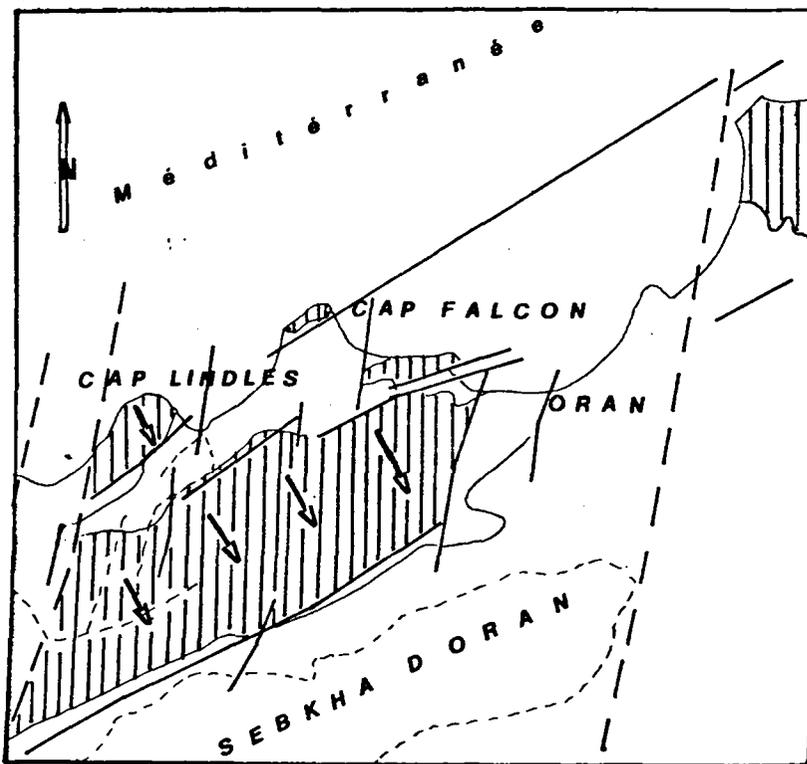
Mais il faut nuancer . A l'intérieur de ces grands ensembles de versants , les différences lithologiques et par conséquent l'érosion différentielle interviennent . Exemple : dans les versants septentrionaux , une corniche sommitale est dégagée dans le calcaire méssinien au contact avec le substrat schisteux moins résistant . D'autre part , l'"allochtone carbonaté" donne des escarpements vigoureux qui contrastent avec les versants schisteux et dont la pente est généralement moins forte ($\ll 35^\circ$).

3°). aussi peut-on distinguer des unités morphostructurelles différentes dans cette partie du littoral oranais étudiée .

Tous les facteurs exposés ci-dessus se combinent pour donner

(1) cf fig n° 6.

Fig 6 : STRUCTURE ET TECTONIQUE CALABRIENNES ET POST-CALABRIENNES
 (d'après B.FENET 1975)



LEGENDE:

-  - Zone des horsts
-  - Transversales et fractures profondes
-  -
-  - sens du basculement

0 5 10 km



des ensembles morphostructuraux bien individualisés .Ce sont :

- le sommet du Massif des Andalouses et sa retombée littorale orientale (la retombée occidentale procède de conditions morphostructurales et climatiques différentes);

- la vallée de l'O.Sidi Hamadi et sa bordure tabulaire;

- la plaine de Bou-Sfer/les Andalouses ;

- la dépression de Mers el Kébir.

-----"

- Deuxième Partie -

LE MODELE QUATERNAIRE

INTRODUCTION

Après la présentation du cadre physique général , il sera abordé dans la seconde partie de ce travail , la morphogénèse quaternaire.

Celle-ci sera menée dans un cadre sectoriel , respectant les grands ensembles morphostructuraux définis précédemment à une exception près : le sommet du Djebel des Andalouses et sa retombée littorale orientale seront inclus dans la bordure tabulaire de la vallée de l'O.Sidi Hamadi.

Chaque étude régionale comprendra :

- une étude lithostratigraphique des formations quaternaires et leur répartition dans l'espace,
- une approche néo-tectonique (à l'exception toutefois de la dépression de Mers el Kébir pour des raisons matérielles : circulation difficile dans cette zone militaire);
- et enfin , l'esquisse d'un schéma de l'évolution morphogénique au Quaternaire.

La base de ce travail repose sur un recueil de données de terrain complété par quelques analyses au laboratoire .

Le recueil des informations sur le terrain comprend trois opérations principales :

- inventaires et description des formations superficielles (et accessoirement aussi du substrat anté-quaternaire) et leur report sur la carte topographique au 1/25.000è) ,
- repère et description des "coupes" permettant de préciser la constitution , l'épaisseur , l'altitude , la superposition et le pendage de celles-ci.

- enfin, la localisation des principaux accidents.

En laboratoire, sont établies les corrélations lithologiques ainsi qu'une lithostratigraphie. Celles-ci ont été accessoirement, pour certains types de sédiments (sables et grés) éclaircies par des analyses granulométriques et morphoscopiques.

La granulométrie a été menée à partir d'un échantillon de 200 gr. préalablement dispersé et séché. Celui-ci est passé d'abord au tamis N°34 (Afnor) afin d'isoler les éléments dont la taille est supérieure à 2mm. Ensuite, il est lavé à l'eau et accessoirement passé d'abord à HCL à froid avant d'être mis à l'étuve et tamisé. Les résultats ont été traduits sous forme de courbes cumulatives et différents indices (QdePhi, So Trask et Asq).

Quant à la morphoscopie, elle a été faite par lots de longueur donnée, ce après tamisage. Des résultats ont été obtenus surtout dans les tailles suivantes :

- 0,215 à 0,315mm,
- 0,315 à 0,4mm,
- 0,4 à 0,5mm.

Pour les dimensions supérieures, ils ont été souvent décevants car les grains de sable sont très sales. Ils comportent la plupart de temps un enduit calcaire ou ferrugineux difficile à éliminer entièrement.

Le schéma de l'évolution morphogénique régionale adopte des principes de raisonnement basé sur les observations locales.

Les croûtes calcaires, en effet, sont caractéristiques de périodes d'assèchement climatique étant entendu que la mobilisation du calcaire dans les formations s'est faite pendant des phases plus humides. Dans la zone d'étude, quatre types d'encroûtement et de croûtes calcaires existent. Ce sont :

- une dalle rose saumonée (5 YR-6/6 ou 7/6) compacte et très résistante. Elle peut présenter deux types de faciès : grés fin, poreux, traversé par de fines lamines et contenant de petits éléments anguleux à sub-émoussés provenant du socle. Son second faciès est conglomératique englobant des galets émoussés et sub-émoussés provenant du substrat mais où prédominent les calcaires. L'épaisseur de cette dalle peut dépasser 1m50.
- une croûte grise feuilletée à feuilletés très durs et épais ($\geq 0,5$ cm). Elle est généralement bien développée : sa hauteur est toujours supérieure

à 50 cm . Elle surmonte un encroûtement tuffeux ou nodulaire .

- une croûte rose clair (7,5 YR-8/4) , feuilletée . Les feuilletés sont très minces et friables . Une pellicule rubannée blanche les surmonte . L'épaisseur maximum de cette croûte est de 50 -60cm . Elle se trouve généralement au-dessus d'un encroûtement tuffeux très développé : plus de 1m en moyenne.

- enfin , un encroûtement se traduisant par la grésification des sables et par la présence d'une mince pellicule rubannée blanche . Celle-ci surmonte un petit encroûtement tuffeux et met en relief les stratifications des dunes .

Ces carapaces calcaires se distinguent donc, par leur forme , leur couleur et leur épaisseur . Elles peuvent servir éventuellement comme critère ou repère chronologique étant entendu que :

- d'une part, dans des conditions morphologiques identiques , c'est la carapace calcaire la plus épaisse , la plus développée et la plus indurée qui est la plus ancienne . Dans ce cas , il s'agit de la dalle rose saumonée.

- d'autre part , dans certaines zones , comme la plaine de Bou-Sfer/les Andalouses , elles couronnent des formations superposées.(dunes).

Les phases climatiques plus humides ont donné lieu quant à elles , à la genèse de sols rouges . Ceux-ci se sont formés , soit sur le substrat et les croûtes calcaires , soit dans du matériel sableux facilement rubéfié .

Cependant , à l'intérieur d'un schéma classique où se succéderaient Pluviaux et Interpluviaux , il faut faire intervenir les nuances climatiques régionales . En effet , il a été démontré dans la première partie de ce travail , l'existence de zones plus sèches ou plus humides dans un domaine climatique situé à la limite du semi-aride et du sub-humide . De plus , interviennent des facteurs tels que : la topographie , le rôle de la situation géographique et de l'exposition ainsi que celui de la lithologie . Ainsi , en ce qui concerne cette dernière , on sait par exemple que les schistes rubéfiés sous un climat où le calcaire ne donne pas de sols rouges . Or les deux faciès existent dans cette région.

Quant à l'activité tectonique , elle peut être appréhendée grâce aux traces qu'elle a laissés et en particulier , les dénivellations et les penchages qui affectent les mêmes types ou séries de formations .

Variations climatiques et facteurs tectoniques influent sur le mode-

lé du relief . Celui-ci s'est fait pendant une succession d'épisodes de stabilité morphogénique et de crise d'instabilité morphogénique.

Les crises d'instabilité morphogénique seraient dûes à un assèchement du climat entraînant la régression ou la disparition du couvert végétal et par conséquent une dynamique érosive particulièrement active. Cette crise est plus accentuée quand elle coïncide avec une recrudescence des manifestations tectoniques .

Les périodes de stabilité morphogénique se caractérisent par :

- un climat plus humide et par conséquent un couvert végétal plus abondant
- une prépondérance de l'érosion linéaire ,
- une reprise de l'activité pédogénique et en particulier la genèse et l'extension des sols rouges . En ce qui concerne la formation des encroûtements et des croûtes calcaires , il faut nuancer . Il est classique de la lier à un climat semi-aride ou tout au moins à un climat à saisons sèches et humide alternées .

En effet , pour qu'il y ait enrichissement et accumulation calcaire dans les formations , il faut , non seulement qu'il existe un substrat ou un amont calcaire , mais aussi :

- une circulation des eaux abondante et aisée ,
- un système racinaire assez profond ("celui d'arbres et d'arbustes " selon A.Ruellan) qui provoque en plus la précipitation de calcaire.

Cependant , pour qu'il y ait durcissement et formation des croûtes, il faut une ambiance climatique assez sèche (au moins semi-aride).

Dans ce cas , il est évident que dans ce domaine à la limite du semi-aride et du sub-humide , la genèse des carapaces calcaires peut se placer aussi bien pendant les pluviaux que pendant les Interpluviaux. Elle dépend en plus , de leur plus ou moins grande pluviométrie ou plus ou moins aridité selon les cas . De même , elle peut se placer aussi pendant les périodes de transition puisque celles-ci se caractérisent aussi bien par une augmentation du volume des pluies que de la baisse de celui-ci . Aussi , les croûtes calcaires ne peuvent pas avoir de signification paléoclimatique absolue . Cependant , il reste que les conditions favorables à la précipitation et surtout au durcissement du calcaire contenu dans les dépôts sont réunies pendant les Interpluviaux . De même , la mobilisation du calcaire est maximum pendant les phases relativement humides .

Enfin , pendant ces périodes de stabilité morphogénique , les formes de relief , en particulier les versants , évoluent peu à part leur incision par l'érosion linéaire: la présence d'un couvert végétal protège ces derniers.

Cependant , il faut souligner que " ce sont les épisodes de passage d'un régime à un autre qui ont connu les ruptures d'équilibre amenant soit l'érosion , soit l'accumulation " (P.Biberson - 1971).

En effet , pendant la période de transition d'un Pluvial vers un Interpluvial , la baisse de la pluviométrie entraîne la régression de la végétation qui protège mal le substrat . Mais , en même temps , le volume des pluies est encore assez important pour favoriser une activité érosive assez intense. De même , pendant le passage d'un Interpluvial à un Pluvial , le couvert végétal est très réduit et par conséquent les dépôts sont mal protégés. L'augmentation de la pluviométrie a les mêmes conséquences que précédemment . Dans les deux cas , il peut y avoir ruissellement en nappe accompagné de processus d'ablation sur les pentes et d'accumulation en bas de versants . Accessoirement , les cueds n'ayant pas assez de compétence pour effectuer des transports plus longs , des dépôts plus importants peuvent se produire sur les piémonts.

Aussi , même si l'on adopte un schéma de l'évolution morphogénique où se succéderaient des périodes de stabilité et des phases d'instabilité morphogénique , il faut nuancer.

-----"

Chapitre I:

LA PARTIE OCCIDENTALE DU LITTORAL ORANAIS DES ANDALOUSES AU DOUAR SIDI HAMADI.

A - INTRODUCTION.

Située à l'extrémité ouest de la zone d'étude, la partie occidentale du littoral oranais des Andalouses au DR.Sidi Hamadi comprend une vallée au tracé presque méridien (SW/NE) : la vallée de l'O.Sidi Hamadi incisant un ensemble tabulaire.

Ce dernier a des altitudes médiocres : inférieures en général à 500m mais supérieures à 300m (cf Fig N° 2). Il comprend :

- au nord, le Massif ou Montagne des Andalouses,
- au sud, le Massif de la Forêt de M'Sila qui est le prolongement à l'ouest du Murdjadjo ;
- à l'ouest, un lambeau du plateau formant la jonction entre ces deux massifs et séparant la vallée de l'O.Sidi Hamadi de celle de l'O. Mouzoudj à l'ouest. Celui-ci a un écoulement de sens contraire à celui de l'O.Sidi Hamadi.

La vallée de l'O.Sidi Hamadi est exoréique : l'oued se jette à la mer au niveau des Andalouses. L'ensemble possède une façade maritime formée par la baie de même nom.

Du point de vue structural, ces grands ensembles topographiques correspondent :

- pour la vallée de l'O.Sidi Hamadi à un graben compris entre des horsts : celui du Massif des Andalouses au nord et celui du Massif de M'Sila au sud.

Du point de vue climatique et surtout pluviométrique, l'exposition,

L'altitude et l'orographie exercent une grande influence .Ainsi , si sur le Massif de M'Sila , la pluviométrie atteint les 600mm , sur le Massif des Andalouses , elle reste aux alentours de 400mm et diminue progressivement vers la côte . Dans la vallée de l'O.Sidi Hamadi , les conditions climatiques sont franchement semi-arides . Aussi , observe-t-on une gradation pluviométrique dans cette partie du littoral oranais, gradation dont le rôle est important pour ^{la compréhension} du modèle actuel du relief.

Ainsi , compte tenu de ces conditions topographiques , structurales et pluviométriques , l'étude de cette zone s'articulera autour de deux grands ensembles :

- un grand ensemble correspondant aux plateaux : le Massif des Andalouses : sommet et retombée littorale orientale , la bordure nord du Massif de M'Sila et enfin la lanière tabulaire occidentale .

- un second ensemble comprenant la vallée de l'O.Sidi Hamadi .

B.-LES PLATEAUX.

Les plateaux n'ont pas partout les mêmes caractéristiques topographiques . Au nord , le Massif des Andalouses possède un sommet tabulaire relié à la côte par de longs plans inclinés et disposés en gradins .

Au sud , la partie occidentale du Massif de M'Sila , du Dr Sidi Hamadi à Béchéria, conserve l'aspect tabulaire légèrement ondulé . Vers le NE, cet ensemble devient de plus en plus disséqué , entaillé par de profondes et nombreuses vallées souvent sous forme de gorges .Le caractère tabulaire ne subsiste plus alors que d'une manière très restreinte.

A l'ouest , en amont de la vallée de l'O.Sidi Hamadi , une lanière tabulaire est en continuité topographique avec le sommet du Massif des Andalouses et le SW de M'Sila .Cependant , au centre , elle est entaillée .Ceci correspond au point de recul de la tête des deux vallées qui la bordent de part et d'autre : vallée de l'O.Sidi Hamadi et celle de l'O.Mcuzouj.

L'approche du modèle quaternaire se fera donc en respectant ces nuances topographiques existant entre le Massif des Andalouses , la

bordure NW du Massif de M'Sila , celle septentrionale du plateau de Béchédia , du Dj. Azreg el Agab, et du Djorf Alia.

I.-Le sommet du Massif des Andalouses et sa retombée littorale orientale

Le sommet du Massif des Andalouses et sa retombée littorale orientale possède une originalité qui lui est propre . Celle-ci réside dans le fait que la néo-tectonique y a laissé des traces dans une topographie où prédominent des formes planes (glacis et replats) , des accumulations sableuses importantes et un réseau hydrographique à écoulement WSW/ENE . Le contact avec la mer se fait par une côte indentée à falaises.

1°). Les caractéristiques générales :

a-La topographie se caractérise par :

- un contact avec le sommet tabulaire par des plans inclinés et des ruptures de pente peu prononcées;
- une série de glacis dont la pente augmente très sensiblement vers la côte .Cet aspect est plus prononcé dans la partie centrale de cette zone ;
- enfin , un compartimentage des formes et des profils plus hachés au nord et au sud , doux au centre .

b- La retombée littorale orientale est disséquée du nord au sud par une série de chaabets de direction WSW/ENE, disposés parallèlement entre eux . Leur pente et leur profondeur s'accroissent vers la côte souvent brutalement. Ceci est matérialisé par des talus , des abrupts dans le lit des cours d'eau.

c-L'influence de la géologie se traduit par :

- au nord , l'affleurement du substrat anté-miocène constitué de schiste écaillé et d'une formation schisto-dolomitique permo-carbonifère (B. Fenêt - 1975);
- au centre , le substrat n'apparaît pas .Il est recouvert par d'épaisses formations sableuses quaternaires ;
- au sud , sous de minces dépôts quaternaires , affleurent les cinérites méssiniennes (tuf andésitique) et les marnes miocènes;
- enfin , un faisceau de fractures assez dense facilement repérables sur photographie aériennes et sur le terrain parcourt cette zone. Les

failles sont à N.50, N90, N.20 et N.145. A ces directions, communes s'ajoute un réseau à N.60 et N.40 (cf fig n°15).

Ces accidents déterminent ^{un} compartimentage du Massif des Andalouses en quatre sous-zones :

- le sommet du Massif ,
- la zone septentrionale comprise entre le Ravin des Andalouses au nord et l'O. de la Fme du Maroc au sud;
- la zone médiane comprenant les interfluves situés entre l'O. de la Fme du Maroc, l'O. el Kesseb, l'O. des Corailleurs et l'O. des Andalouses.
- et l'extrémité SE du Djebel.

2°). Le sommet du Massif des Andalouses:

a- Le sommet du Massif des Andalouses dessine une étroite lanière allongée du nord au sud. La topographie y est peu différenciée d'une manière générale : elle est tabulaire avec de petites ondulations et des croupes étroites de tracé est-ouest.

Mais deux zones s'y distinguent :

- une zone septentrionale au nord de Si. Abdallah plus plane, plus régulière et légèrement inclinée vers le nord : les altitudes y déclinent de 396 à 300m sur environ 2,5km.
- une zone méridionale plus incurvée : deux cuvettes étroites s'y localisent entre Si. Abdallah et la Fme du Marabout. Les altitudes varient de 395 à 318m.

Enfin, la bordure méridionale du Djebel constitue le versant nord de la vallée de l'O. Sidi Hamadi. Une convexité sommitale caractérise ce dernier à l'aval tandis qu'à l'amont se dessine une corniche.

b- Les formations et le modelé.

Les formations quaternaires sont identiques sur tout le sommet du Massif. Seules varient leur épaisseur et leur inclinaison. Elles reposent ou masquent un substrat miocène et anté-miocène lithologiquement différencié : au nord d'une ligne passant par la Fme du Maroc, il est schisto-dolomitique ; au sud, il est constitué par les marnes et les tufs andésitiques messiniens.

Deux séquences sont représentatives du modelé quaternaire :

La séquence n°I : est située en amont de la vallée de l'O. Sidi Hama-
di , sur le versant nord , en contrebas de la convexité sommitale et au
delà du point coté 231m sur la route qui monte vers le djebel (x=172 ;
y=271) . Sa hauteur est en moyenne de 2m50 et son altitude est de 230m.

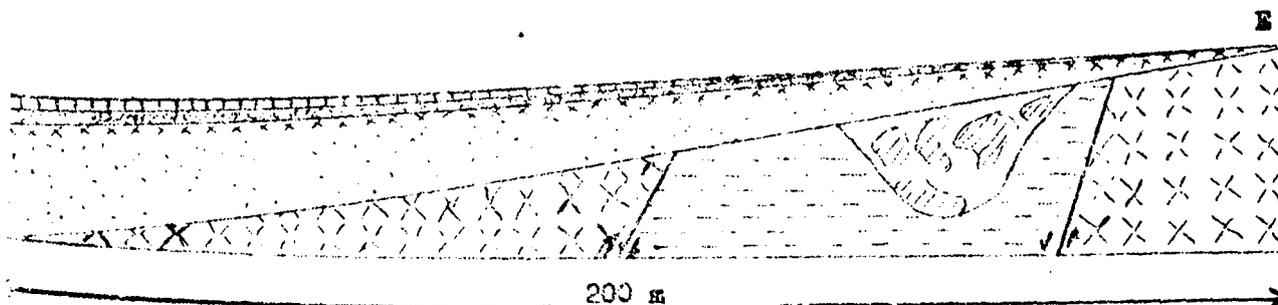
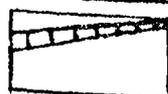
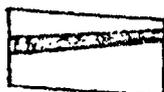


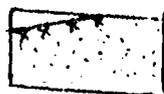
Fig N°7 : Rebord sud du sommet du Dj. des Anfaloues : Séquence I



- colluvions sablo-limoneuses rubéfiées.



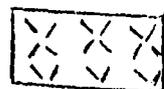
- sol rouge sablo-limoneux.



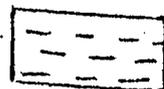
- crête calcaire grise feuilletée (ep. : + de 50cm) surmon-
tant un sable très fin , rose et encroûté.



- formation à gros galets et blocs de grés à lumachelle cala-
brien .



- cinérites messiniennes.



- marnes miocènes .

Cette séquence représente à la base un plan incliné vers l'ouest et
modelé dans les cinérites et marnes miocènes. Celles-ci sont faillées et
sont en discordance latérale. A l'est , les marnes sont ravinées par une
formations composées de gros galets et de blocs de grés à lumachelle cala-
briens . Ils sont pris dans une matrice fine , sableuse et rose.

Sur ce plan raviné s'est déposé un sable très fin ($Md = 0,08mm$),
bien classé (q. de Phi : 0,375) , d'origine probablement éolienne , de cou-
leur rose (7,5 YR-6/6 à sec) à blanchâtre : c'est un encroûtement tuffeux

vec au sommet une croûte calcaire grise feuilletée. Ses feuilletés sont très durés et son épaisseur moyenne est généralement supérieure à 50cm . Au-dessus : des colluvions sable-limoneuses rubéfiées (5YR-5/6) contenant de petits éléments grossiers , recouvrent un sel rouge sableux développé sur la croûte grise feuilletée. Les colluvions sont constituées par un sable très fin (Md: ,08mm) , bien trié (Q.de Phi = 0,375 à 0,125) . Elles sont le résultat de l'érosion du sel rouge situé en amont .

La séquence II : se situe sur l'extrémité SE du Massif des Andalouses , vers le point coté 293m , au bord de la piste qui mène de l'affluent principal de l'O. Sidi Hamadi au djebel (x=175 ; Y=272,5).

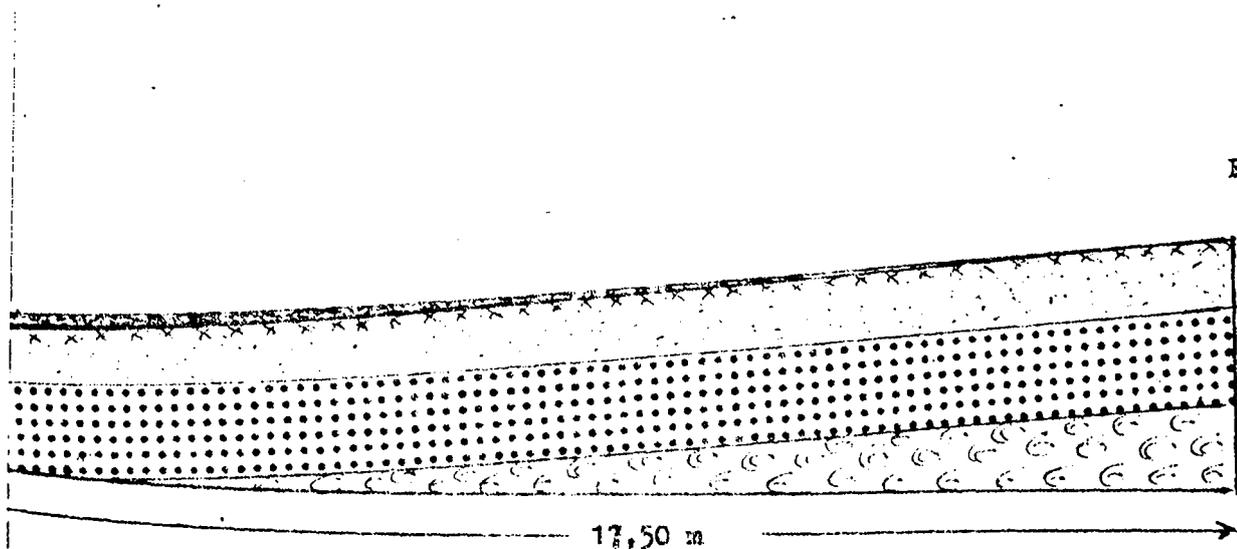
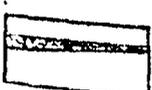
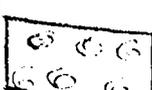


Fig N°8 : Rebord sud du sommet du D. des Andalouses : Séquence II.

-  - sel rouge sable-limoneux.
-  - sable fin , rose , encastré à croûte calcaire grise feuilletée.
-  - grés blancs à biotites altérées calabrien.
-  - grés à lumachelle calabrien.

L'ensemble représente un plan incliné de 8-10° environ. A sa base, affleurent sur 60cm d'épaisseur , des calcaires gréseux à lumachelle calabriens de couleur gris clair . Ils sont surmontés par un banc de grés blanc également très calcaire et contenant des biotites altérées. Celui-ci fait partie du complexe calabrien (cf 1ère partie) . Au-dessus on trouve :

- 1m en moyenne de sable fin , rose , identique à celui de la séquence I. Il comporte un encroûtement nodulaire : nodules gréseux de petite taille et au sommet : croûte calcaire grise feuilletée à feuilletés très indurés .

- sur celle-ci s'est formé un sol rouge sablo-limoncux de 50cm d'épaisseur moyenne .

Les deux séquences présentent des similitudes : mêmes formations quaternaires mises en place sur un plan légèrement incliné vers le nord-est . Elles constituent un glacis couvert .

Des différences existent aussi : dans la séquence II , le complexe gréseux calabrien est en place . Dans la séquence I , il n'en subsiste plus que des galets pris dans une matrice sablo-limoncuse . L'ensemble ravine le substrat miocène. De plus , dans cette même séquence I , des témoignages de mouvements verticaux apparaissent . Le substrat miocène est faillé. Les jeux et rejets des accidents mettent en discordance latérale les marnes et les cinérites miocènes .

En conséquence , de l'observation de ces deux séquences , les hypothèses suivantes peuvent être formulées en ce qui concerne le modelé :

- 1° cassures dans le substrat miocène avec rejets ultérieurs (puisque les cinérites et les marnes sont en discordance latérale);
- 2° transgression calabrienne;
- 3° épisode érosif inégal selon les zones provoquant localement une ablation des grés calabriens et le ravinement du substrat messinien à la faveur de différences lithologiques . Cette phase est favorisée , non seulement par une crise climatique (baisse de la pluviométrie entraînant probablement une régression du couvert végétal qui protège ainsi mal le substrat); mais aussi par la reprise de l'activité tectonique . Celle-ci est attestée aussi bien par le fait que l'érosion a été la plus intense dans les zones où les mouvements verticaux reprennent (ex: séquence I) mais aussi par les traces laissées par ceux . Par exemple, sur la moitié SE du sommet du Djebel des Andalouses , environ du point côté 293m (x:173 ; y:272,5) au point 363m (x:172,3 ; y:271,2) , le complexe gréseux calabrien affleure . Localement, il est fossilisé par la formation sableuse à croûte grise feuilletée . Au dessus de la vallée de l'O. Sidi Hamadi , il forme une corniche présentant des cassures et des dénivellations . La formation calabrienne se trouve donc à :
-290m à l'est , vers le point côté 293m sur la piste qui descend vers la vallée ;

- à 310m puis à 280m au sud du point 363m (x:172,3 ; y:271,2).

Ainsi , une tectonique post-calabrienne découpe ou achève de découper le Massif en panneaux . Elle emprunte soit des failles existantes soit des cassures nouvelles . Ainsi un réseau de fractures reconnu sur photographies aériennes et vérifié sur le terrain , affecte-t-il le Djebel . Les directions principales varient légèrement du nord au sud :

- au nord , elles se rattachent à celles de toute la région : N , N20 , N.50 , N.90 et N.145.
- au sud , un grand accident à N.50 limite le contact horst des Andalouses/graben de l'O.Sidi Hamadi (reconnu par B.Fenêt-1975). Il est recoupé par un faisceau de failles orthogonal à N.,N.90 et N.45-50 . Sur le littoral nous retrouvons de nouveau des N.145 , notamment vers les Corailleurs.

Ces faibles variations reflètent en fait l'existence de deux systèmes tectoniques :

- au nord , un ensemble se rattachant au horst du Massif des Andalouses et formé par le substrat permo-carbonifère;
- un système au sud constituant un gradin intermédiaire entre ce dernier et le fossé de l'O.Sidi Hamadi. Il est formé par les marnes et cinérites méssiniennes.

De plus , ces ensembles tectoniques sont découpés , grâce , on l'a vu au réseau de failles orthogonal , en panneaux secondaires ayant joué (et probablement jouent-ils encore) en distension du Miocène supérieur au quaternaire ancien (B.Fenêt-1975 et G.Thomas-1977) et au quaternaire récent.

4°La 4ème phase morphogénique responsable du modelé du sommet du Djebel des Andalouses se caractérise par des processus de glaciplanation s'accompagnant de dépôt par ruissellement diffus de sables d'origine probablement éolienne. L'ambiance climatique est donc de type semi-aride.

5°.Ensuite se placerait une phase pédogénétique avec la genèse (ou le début de celle-ci) de la croûte grise feuilletée.

6°.Enfin , une augmentation de la pluviométrie est responsable du développement sur cette dernière , d'un sol rouge sablo-limoneux actuellement lessivé et partiellement érodé à l'amont.

Ces trois dernières phases morphogéniques , si elles traduisent des variations climatiques , peuvent être liées à des épisodes tectoniquement "calmes".

D'autre part , les formations quaternaires décrites plus haut se retrou-

vent sur tout le sommet du Massif . Mais leur extension et leur épaisseur varient du sud vers le nord :

. dans la partie méridionale du sommet du Djebel , à l'est et au SW de Si. Abdallah , les cuvettes se distinguent par l'épaisseur du sol rouge sablo-limoneux , épaisseur qui peut dépasser 1m. Ce sol est recouvert par des colluvions de même faciès contenant de petits éléments provenant de la croûte calcaire et du niveau détritique des cinérites méssiniennes.

. au centre , aux alentours de Sidi Abdallah , apparaît la croûte grise feuilletée sous un sol rouge de 50cm d'épaisseur maximum et une formation superficielle à matrice sableuse (sable jaune , moyen déposé par le vent). Celle-ci contient des éléments de la croûte calcaire. Vers l'extrémité septentrionale du djebel, affleurent d'abord la croûte à nu , puis les grés calabriens érodés.

Ainsi , tectonique et processus morphogéniques se combinent pour donner au sommet du Massif des Andalouses sa morphologie actuelle. Celle-ci s'inscrit dans une topographie au préalable aplaniée par la transgression calabrienne. La néo-tectonique , quant à elle , a été favorisée par la présence d'une zone de contact entre horst et graben. Son influence se traduit par la création de dénivellations entre les différents panneaux ainsi que par celle de pentes (inclinaison de ces derniers vers à l'ouest et le nord) . Celles-ci entraînent et favorisent , lorsque les conditions bioclimatiques le permettent, les processus d'ablation sur les ensembles les plus soulevés comme l'extrémité septentrionale du Massif, et des phénomènes d'accumulation et de meilleures conservations des formations dans les cuvettes au sud de Si Abdallah. En outre le modelé se caractérise essentiellement par un dépôt éolien précédé et suivi par une phase de glaciplanation. Deux séquences pédogénétiques le retouchent.

3°). La partie septentrionale de la retombée littorale orientale ou zone de la Fme du Cap Lindlès:

Par certains de ses caractères, en particulier l'affleurement du substrat schisto-dolomitique permo-carbonifère , la partie septentrionale de la retombée est du djebel , se rattache à l'extrémité nord de ce dernier.

a- Située entre le Ravin des Andalouses et la chaaba au N. de la Fme du Maroc, cette zone correspond à un interfluve.

Spécialement , cet interfluve , d'étroit à l'ouest , s'élargit et se

découpe vers la côte. Trois vallons l'incisent. Au nord, le Ravin des Andalouses de tracé ouest-est, fait un coude de presque 90° et prend une direction SW/NE. Sa vallée est très profonde, en forme de V : les versants ont des dénivellations de 200 à 250m. Sa pente présente une interruption au niveau du point 95m : l'oued descend en formant des marches d'escalier vers la mer.

Au sud de la Fme du Cap, un court talweg (longueur 1km) n'incise la topographie profondément qu'à son embouchure (nous l'appellerons d'ailleurs l'O. de la Fme du Cap pour une meilleure compréhension du texte).

Enfin, la chaaba au nord de la Fme du Maroc, prend naissance au sommet du Massif. Son tracé est rectiligne WSW/ENE. Sa pente augmente brutalement vers l'embouchure : un talus de quelques 4m de dénivellation la matérialise. En même temps, sa vallée devient plus profonde. La forme de ses versants, de convexe à l'amont, devient de plus en plus rectiligne et abrupte à l'aval avec une esquisse de corniche sommitale.

La côte forme une large scillie convexe au nord et de petites indentations à l'embouchure des deux derniers oueds. Elle est rocheuse et abrupte : c'est une côte à falaises.

b-De l'observation des deux séquences, peuvent être tirées les traits essentiels de cette zone (cf Fig n. 11 séquences I&II) :

La séquence n°I est tracée à partir du point 339m (x:171 ; y:273,5) sur le sommet du Massif, passe par le pt coté 252m (x=172,3; y=274,2) et aboutit à la côte.

La séquence n°II part aussi du même pt 339m, passe au sud du point 252m et se termine au niveau du point coté 73m sur la côte.

(1°).- Séquence n°I: trois plans légèrement concaves se terminant par des replats la constituent. Ils se succèdent d'ouest en est et s'étagent du sommet du Massif des Andalouses à la côte.

Le plan supérieur est le plus long : plus de 1,5 km. Il s'étend du point coté 339 m au point 252m.

Le 2ème plan est le plus court : quelques 500 à 700m de long. Son altitude varie peu : 190 à 200m.

Le 3ème plan est légèrement plus développé : il forme un glacis et un replat de plus de 800m. Son altitude est de 100 à 50m.

Le contact avec la mer se fait par un versant convexo-concave de 50m

de dénivellation . La concavité est située à environ 10-15m et présente une esquisse de replat.

Les formations quaternaires sont identiques à celles du sommet du Massif . Elles reposent sur le substrat schisto-dolomitique permo-carbonifère. Cependant , des différences existent :

D'une part , il existe des dépôts nouveaux :

- une dalle calcaire rose saumonée , à faciès gréseux : grés fin , poreux, à fines lamines . Cette dalle se trouve sous la Formation sableuse à croûte grise feuilletée .
- une F.S similaire à celle du sommet du djebel mais contenant en plus des débris de la dalle rose saumonée .
- sur la côte , au niveau de la concavité , vers 10-15m d'altitude : une formation colluviale terrigène est composée de sables fins , rose saumon (7,5YR-7/4) légèrement encroûtés : encroûtement diffus . Ces sables contiennent des débris de coquilles d'escargot ainsi que de petits galets schisteux et des éléments grossiers provenant du niveau détritique des cinérites méssiniennes .L'épaisseur de cette formation est en moyenne de 10m. Elle est recouverte en surface par de minces colluvions sablo-limoneuses rubéfiées à éléments schisteux et débris des croûtes calcaires.

D'autre part , le sol rouge et les colluvions sablo-limoneuses rubéfiées ne sont présents que sur le glacis inférieur .

Sur le plan supérieur , la croûte grise feuilletée est très érodée . Elle laisse apparaître la dalle rose saumonée . Toutes les deux sont peu épaisses et la formation sableuse a disparu. En surface , la croûte grise feuilletée est partiellement recouverte par la F.S précédente , mais très mince (20cm).

Dans la concavité du second plan , cette F.S s'épaissit toutefois sans dépasser les 75cm .De même , sur le replat de 190m , affleure sous cette dernière , la dalle rose saumonée très érodée.

Sur le plan inférieur , toutes les formations (exception faite de la Formation terrigène rose saumon) existent .Leur épaisseur moyenne est de 3m. Elles constituent un glacis couvert .Mais vers l'extrémité aval de celui-ci , sur le replat de 50m , elles s'amincissent et laissent apparaître la dalle rose saumonée et les grés à lumachelle calabrien très érodés sur le substrat schisteux .Ce dernier affleure sous la mince F.S sur le versant convexe inférieur , en amont du glacis couvert .Sur le versant convexe supérieur , il est masqué par une épaisse pellicule rubannée grise

(5cm).

- 55 -

Des variations d'altitude caractérisent ces formations. Elles mettent en évidence et soulignent l'existence de cassures et de gradins tectoniques dans le socle perse-carbonifère .Ainsi :

- sur le plan supérieur , l'altitude du grès calabrien varie de 300 à 260m vers le sommet. Elle est de 250 à 230m vers la concavité et enfin de 230 à 215m sur le replat. Là , il est légèrement incliné vers le W.
- sur le 2ème plan , l'altitude du grès calabrien est de 225 à 240m. L'inclinaison est toujours NW.
- sur le plan inférieur , le pendage est SE et les altitudes de l'ordre de 80 à 50m.

Une tectonique en distension est donc responsable de ce découpage en gradins .Ceux-ci sont de moins en moins soulevés vers la côte : la surrection est la plus forte à proximité du sommet du Djebel.

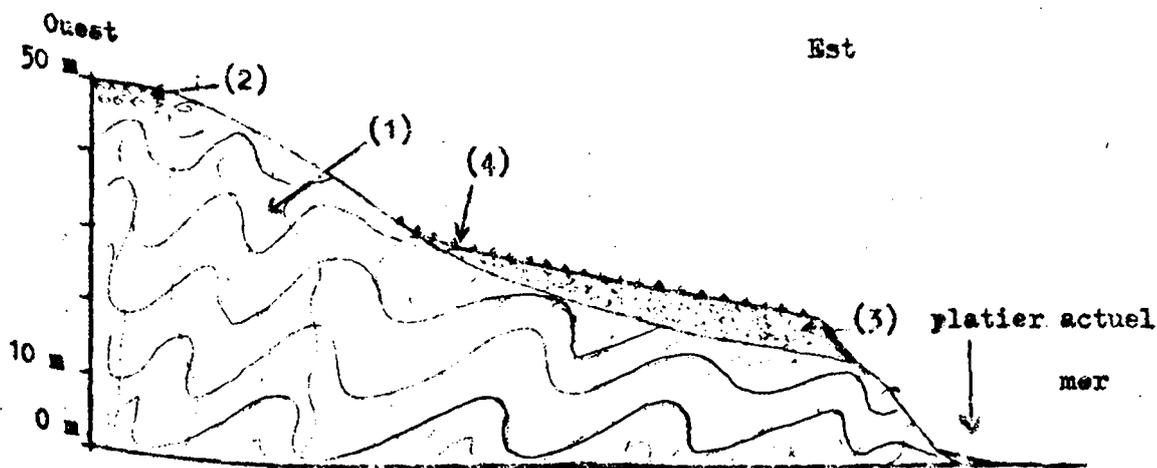


Fig 4. Profil en long de l'extrémité orientale du replat de la Fme du Cap Lindès.

(4).Colluvions sable-limoneuses rubéfiées.- (3). Formation terrigène rose saumée.- (2). grès calabrien et dalle rose saumée.- (1). Substrat schisteux.

(2:) .La séquence II: a un profil topographique moins haché : se succèdent du sommet du Massif à la côte , reliés par de simples ruptures de pente :

- un long plan (1,8km) légèrement incliné vers l'est , de 339 à 250m d'altitude environ;

- un versant convexe-concave se terminant par un replat à 50-70m d'altitude ;

- enfin , le contact avec la mer se fait par un versant rectiligne avec un replat à 20m d'altitude .

Le plan supérieur, incliné vers la mer, présente des similitudes avec le plan le plus élevé de la séquence I. Les grés calabriens sont dénivellés de part et d'autre de deux failles normales (cf Fig. 11) : ils sont respectivement d'ouest en est, à 290m, puis à 240 et enfin à 160m.

C'est dans la morphologie et la modelé du versant convexo-concave que réside l'originalité de cette séquence. D'une part, celui-ci a des déformations et des dépôts plus prononcés que le glacis couvert et le replat de la Fme du Cap Lindès au même niveau. D'autre part, le substrat schisto-dolomitique n'affleure plus.

En effet, dans la concavité du versant, des sables grésifiés, fins ($Md=0,1mm$ à $0,125mm$), bien classés ($Q.de\ Phi = 0,5$ et $So\ Trask = 1,16$) à stratifications obliques et à morphologie dunaire, fossilisent le complexe grés calabrien/dalle rose saumonée / F.sableuse à croûte grise feuilletée. Leur épaisseur moyenne dépasse les 20m. En surface, ils sont partiellement recouverts par des colluvions sablo-limoneuses rouges à galets sub-anguleux peu abondants et de taille moyenne ($ép < 50cm$).

Les déformations sont nettes : la base des grés calabriens est à 30m à l'embouchure de l'O. de la Fme du Maroc. A l'amont, son altitude s'élève progressivement : elle est de 70 m, puis 100m et enfin 150m. Elle souligne le rôle de mouvements verticaux post-calabriens ayant entraîné en surection de plus en plus grande vers le sommet du Djebel, un ensemble découpé en gradins en touches de piano. Cependant, la concavité de ce versant correspond à la zone de contact entre le panneau oriental le moins soulevé de cet ensemble et de plus incliné vers le SW et un petit bloc jouant le rôle de horst par rapport à lui (cf Fig 11). Il est, en outre à remarquer que cette extrémité orientale de ce versant est nettement plus subsidente (ou moins soulevée) que son homologue au nord, sur la séquence I.

La configuration de la côte et du versant côtier est un autre trait de l'originalité de cette zone : alors qu'au nord (séquence I) le tracé de la côte dessine un saillant, ici il présente des indentations. C'est une côte d'érosion. Quant au versant côtier, il a un profil rectiligne avec une forte pente et il est constitué par trois dépôts différents :

- à la base : un niveau alluvial à trois (3) bancs horizontaux reposant sur le socle :

- un banc inférieur de 25 à 30 cm de hauteur. Il contient des galets bien roulés, de dimensions généralement inférieures à 5cm et hétérogènes : différents grés (calabriens, miocènes), schiste,

- calcaire dolomitique, andésite, éléments des différentes croûtes calcaires. La matrice est peu abondante, sableuse et rubéfiée.
- un banc moyen de 50 cm d'épaisseur, à matrice plus abondante, ocre et limono-sableuse. Elle contient de petits éléments schisteux et gréseux peu nombreux.
 - un banc supérieur de 20 à 30 cm, composé d'une matrice sablo-argileuse blanchâtre, enrichie en calcaire, à éléments grossiers épars. Ces derniers sont encore moins abondants que ceux des niveaux précédents.

Cet ensemble alluvial est affecté, à l'embouchure de l'O. de la Fme du Cap Lindlès (x=173,5; Y=274,3) par une faille dédoublée N.80. Celle-ci le dénivelle : au sud du talweg le panneau méridional est affaissé par rapport à celui situé au nord; il se trouve alors à 2m environ plus bas.

• au-dessus de ce dépôt alluvial, la F. terrigène rose saumon à Hélix est couronnée par une dalle gréseuse de 25 cm d'épaisseur. Cette dernière est constituée par des grains de sables gris, identiques à ceux des dunes grésifiées à stratifications obliques. Ils forment, en outre un léger litage et sont très indurés. De plus, ils contiennent des débris de coquilles d'escargot. Cette dalle est un encroûtement calcaire développé dans du sable remanié par ruissellement diffus. Elle contribue à souligner la topographie de ce court replat.

• Enfin, l'aspect rectiligne et escarpé du versant est dû à la présence des sables grésifiés à stratifications obliques qui les constituent en grande partie et qui recouvrent la F. terrigène rose saumon.

Cette séquence II met en évidence le même type de manifestations tectoniques mais avec une surrection moindre puisque les grés calabriens se trouvent, d'une manière générale, à des altitudes plus basses que sur la séquence I. En outre, des failles affectent des formations postérieures au calabrien (niveau alluvial). Par conséquent, l'activité tectonique s'est poursuivie ou a repris jusqu'à une date très récente.

De la comparaison de ces deux séquences, deux remarques principales peuvent être faites :

D'une part, il ressort que la néo-tectonique s'est manifestée tout le long du quaternaire. Elle se traduit surtout par des mouvements verticaux ayant entraîné un compartimentage de cette zone en panneaux, ce dans le sens Est/Ouest mais aussi Nord/Sud. Ces panneaux sont en surrection mais d'inégale intensité : elle est plus intense au nord qu'au sud et à l'ouest

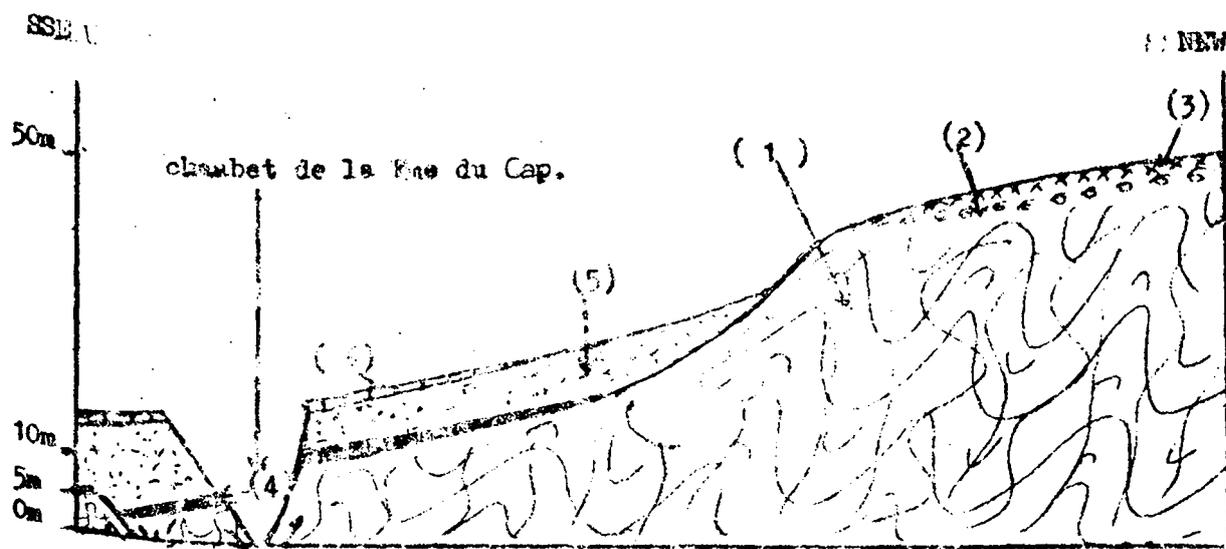
qu'à l'est .

La seconde remarque concerne les processus morphogéniques . Y prédominent selon les phases bioclimatiques :

- le ruissellement diffus accompagné souvent de glaciplanation et de col-luvionnement ;
- l'accumulation éolienne ;
- le développement d'encroûtement calcaire ou de sol rouge selon les cas.

Ces processus exploitent les données tectoniques : les plus fortes accumulations se produisent sur les extrémités orientales de la zone ainsi que dans la séquence II en général moins soulevée . En effet , les dénivellations sont les plus grandes dans les gradins où la surrection est la plus faible par rapport au sommet du Djebel . Elles favorisent les dépôts sur ces derniers .

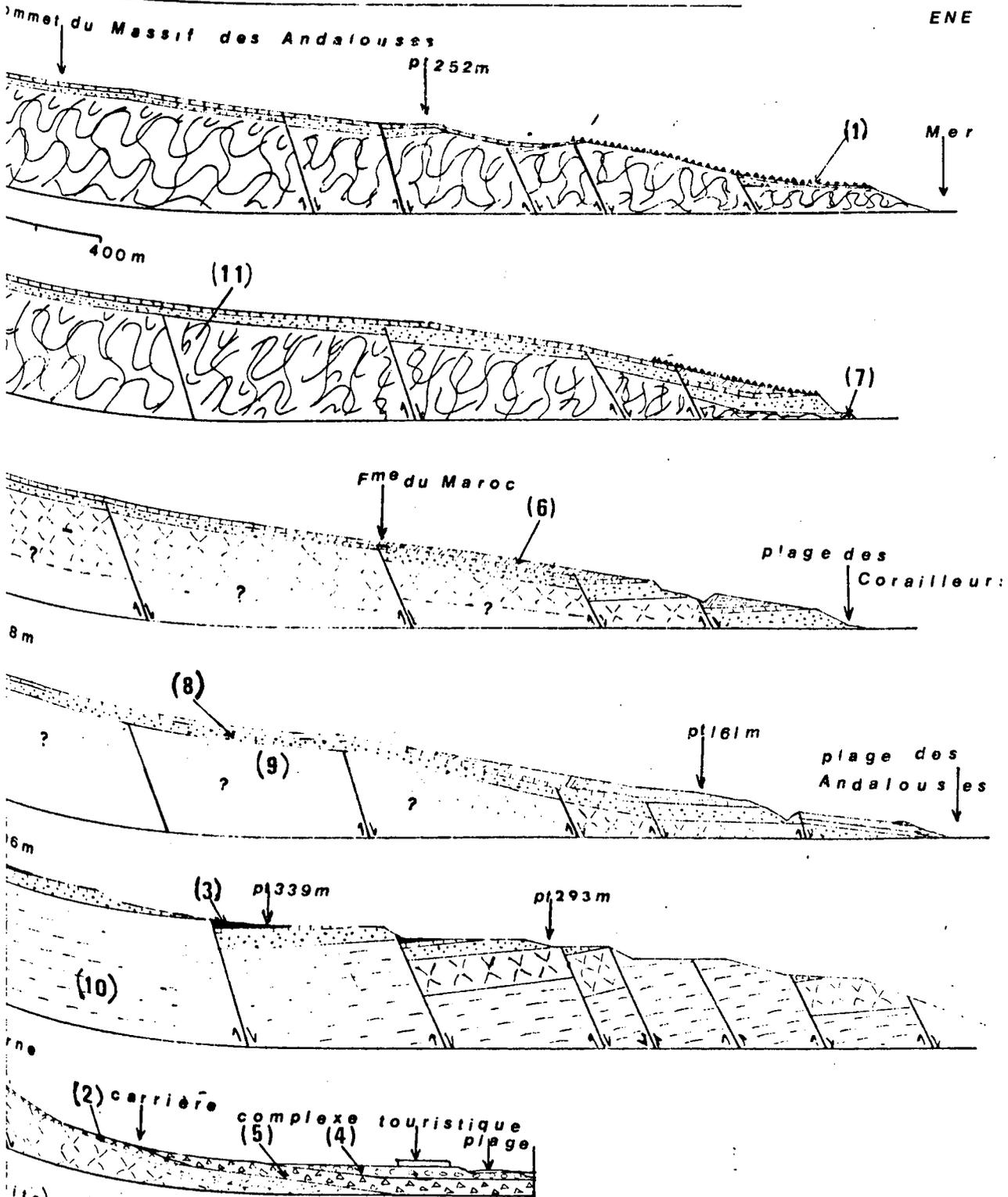
Fig n ° 10 : Coupe Nord / Sud à travers la chabta de la Fac du Cap Lindès .
à son embouchure .



- (1).-substrat schisto-dolomitique permo-carbonifère .(2).- grés à luachelle celabrier .(3).-dalle rose saumonée .(4).-niveau alluvial .(5).-Formation terrigène rose saumon .(6).-dalle gréseuse .

S 11: LA RETOMBÉE LITTORALE EST DU MASSIF DES ANDALOUSES : SEQUENCES INTERPRETATIVES.

ENE



(10)
 Séquence du point 339m au pt 252m à la côte (Sud du Ravin de Andalouses). - II. du point 339m à la côte: interfluve entre l'O. de la Fme du Cap et l'O. de la Fme du Maroc - III. du sommet du Massif, passe par l'interfluve de la Fme du Maroc jusqu'aux Corailleur. - IV. interfluve de l'O et Kesseb. - V. du pt 396m aux Andalouses.

Fig n° 11 : La Retombée littorale orientale du Massif des Andalouses : Séquences interprétatives. (1)-formation de pente caillouteuse. (2)-pellicule rubannée blanche surmontant un petit encroûtement tuffeux développé dans les colluvions sablo-limoneuses rouges. (3)- sol rouge et colluvions sablo-limoneuses rubéfiées. (4)-terrasse n°1 de l'O.Sidi Hamadi. (5)-niveau à lentilles remaniant la F.térrigène rose saumon. (6)- dunes grésifiées. (7)-complexe : grés à lumachelle calabrien, dalle rose saumonée et F. sableuse à croûte grise feuilletée. (9)-cinérites messiniennes. (10)-marnes miocènes indifférenciées (M1 et M2). (11)-substrat anté-miocène schisto-dolomitique.

Compte tenu de ces remarques, l'évolution morphogénique de la zone septentrionale de la Retombée littorale est du Massif des Andalouses peut être schématisée ainsi :

- 1°. La transgression calabrienne modèle une topographie plane sur une grande partie de cette région;
- 2°. une tectonique cassante en distension délimite des panneaux. En même temps, l'érosion éolienne remanie probablement le stock sableux calabrien;
- 3°. début de la genèse de la dalle rose saumonée;
- 4°. à la faveur de changement climatique dans le sens d'un assèchement, les dénivellations engendrées par la néo-tectonique sont atténuées au fur et à mesure par des dépôts sableux dans les concavités à la base des abrupts de failles. Ils remanient les formations éoliennes précédentes et ont été mis en place par ruissellement diffus. Ces processus donnent ainsi naissance à des glacis couverts et provoquent le recul d'abrupts de failles. Ceux-ci, à leur tour, donnent des versants convexes.
- 5°. encroûtement de ces sédiments : genèse de la croûte grise feuilletée;
- 6°. augmentation de la pluviométrie : développement d'un sol rouge sablo-limoneux sur la croûte calcaire;
- 7°. les mêmes processus que ceux précédant la croûte grise feuilletée se répètent. Ils le font à la faveur d'une reprise de l'activité tectonique et de la baisse de la pluviométrie qui entraîne la régression du couvert végétal. Ils provoquent le modèle du glacis couvert inférieur et de la mise en place du niveau alluvial et de la F.térrigène rose saumon en contre-bas du versant côtier;
- 8°. reprise de l'activité tectonique : le niveau alluvial est faillé et les cassures délimitent un petit fossé dans lequel coule actuellement un oued. D'autre part, il apparaît que les gradins de part et d'autre de celui-ci

sont inégalement soulevés, celui qui l'est le plus est au nord de la chaîne (cf Fig 11). En même temps, le climat étant franchement semi-aride, d'épaisses accumulations éoliennes (dunes grésifiées à stratifications obliques et entrecroisées) se forment à la faveur d'abrupts de failles dont les dénivellations ont été accentuées par les mouvements tectoniques (cf Fig 11).

9°. augmentation de la pluviométrie se traduisant par le développement d'une part, d'un sol rouge sur le sommet du Djebel plus humide et d'autre part par une migration du calcaire en solution de ce dernier vers les gradins les plus bas c'est à dire orientaux et méridionaux.

10°. De nouveau, période de dégradation de Pluvial : aridification du climat. Le calcaire transporté en solution par ruissellement diffus et les dépôts du pluvial précédent, sont immobilisés : encroûtement calcaire dans les sables des dunes grésifiées. De plus, étant donné que le couvert ^{végétal} se trouve restreint du fait de la baisse de la pluviométrie, l'ablation des sols rouges à l'amont est possible. Les produits de cette érosion constituent les colluvions sablo-limoneuses qui recouvrent les dunes grésifiées (cf Fig 11).

Enfin, il faut signaler que la configuration de la côte correspond aux données lithologiques : la saillie est modelée dans le substrat schisto-dolomitique tandis que les indentations s'inscrivent dans un matériel détritique fin, colluvial et sableux.

4°. - La partie centrale de la Retombée littorale orientale du Massif des Andalouses.

Les grands traits de la morphogénèse quaternaire exposés ci-dessus non seulement se retrouvent mais aussi se précisent.

a) - La partie centrale de la retombée littorale orientale du Massif des Andalouses correspond à quatre interflores de plus en plus longs et disposés parallèlement entre eux du Nord au Sud.

Les talwegs qui les limitent ont un tracé WSW/ENE. Ils forment des vallons dont la profondeur et la vigueur des versants sont plus fortes au sud qu'au nord. Ainsi, au sud de l'O. el Kesseb, les cours d'eau s'encaissent dès l'amont en formant un talus. Au nord, ce phénomène ne se produit qu'à partir de la fameuse du Maroc, c'est à dire sur la moitié orientale de la zone. D'amont en aval, la pente et l'encaissement de ces oueds augmentent aussi : vers leur embouchure, les versants sont très escarpés et ils ont souvent l'aspect de gorges (ex. ceux des Corailleurs).

b)- Du point de vue topographique ,trois grands ensembles se détachent :

- (1) - un plan légèrement incliné vers l'est et se raccordant au sommet du Djebel par une rupture de pente . Il est plus long au nord qu'au sud: dans l'interfluve de l'O. el Kesseb et celui de la Fne du Maroc , il a en moyenne plus de 1 km de long . Au sud , il est de 500 à 800m environ.
- (2) -Un vaste plan concave de plus de 1km de long . Il se relie au précédent par une rupture de pente . Sa concavité est de plus en plus prononcée vers la côte . Ce plan se termine par un court replat à 50-70 m d'altitude au-dessus de la mer .
- (3)- au sud de l'O. des Corailleurs , ce plan concave se poursuit par un court replat vers 150-160m d'altitude ("replat du point 161m) , un plan convexo-concave et un glacis de quelques 700m de long (cf Fig 11, séquences III & IV) . Un ravin dissymétrique , de plusieurs mètres de profondeur (10m) découpe le versant convexo-concave selon une direction SW/NE à l'exception de l'interfluve de l'O. de la Fne du Maroc .

Le glacis s'étire jusqu'au complexe des Andalouses : c'est le "glacis des Andalouses " . Son altitude varie d'ouest en est de 90 à 7m . Il est incisé au nord par la mer , au sud , à l'ouest et à l'est par un profond ravin drainé par un oued .

c)- ces interfluves sont limités par une côte à falaise , dentelée au nord , dessinant une petite crique aux Corailleurs et devenant de plus en plus rectiligne vers les Andalouses.

Au nord , elle reste une côte d'érosion , à galets , très étroite avec un platier rocheux et des versants côtiers abrupts et rectilignes . Vers les Andalouses , une plage d'accumulation sableuse borde une falaise de même nom . Elle est moins escarpée qu'au nord et son altitude déclive vers l'est .

d) - Le substrat est miocène et à prédominance cinéritique et dans les deux premiers ensembles topographiques , se retrouvent les mêmes formations quaternaires que dans la zone septentrionale . Mais des nuances existent :

- (1)- les sables coliens grésifiés , à stratifications obliques couvrent une superficie plus grande , pratiquement tout le vaste plan concave et au sud de l'O. el Kesseb , le replat terminal . De plus , ils sont plus

Épais qu'au nord . Leur épaisseur atteint plusieurs dizaines de mètres. En surface , ils sont recouverts par les colluvions sablo-limoneuses de plus de 50cm de hauteur.

(2)- Sur le replat du point côté 161m (x=173,5 ; y=273,4) en amont des Corailleurs , sous les dunes grésifiées apparaît pour la 1ère fois avec une forte épaisseur (1m en moyenne) la dalle rose saumonée . Cette dernière se termine par une pellicule rubannée grise bien développée (5cm en moyenne). Au-dessus , s'est mis en place un sol rouge de quelques 50cm de hauteur .

(3)- Sous cette carapace calcaire , se trouve sur 10m environ , une série de formations sableuses , horizontales , aux limites nettes , de teinte rose à rouge . Elles reposent sur les grés calabriens et les cinérites méssiniennes. Elles n'ont pu être analysées car leur accès est très difficile : elles forment un abrupt sub-vertical . Cependant , leur disposition en niveaux horizontaux aux limites bien tranchées , en fait des dépôts colluviaux probables (remaniant des sols rouges ?) sur lesquels se sont développés une forte carapace calcaire et un sol rouge . De plus , elles témoignent de l'intensité des processus d'accumulation dans cette partie du littoral. Ceux-ci se sont donc manifestés dès le Quaternaire ancien.

(4)- Sur la côte , le versant côtier reste modelé dans les sables grésifiés à stratifications obliques . Le replat qui existe à sa base disparaît peu à peu vers le sud . Aux Corailleurs, apparaît sous la formation alluviale à la base du versant côtier , un grés organogène . C'est le niveau à Strombus Bubonius signalé par Y. Courinard dans sa thèse (1958) . Il constitue le platier actuel . Aux Andalouses , il est recouvert par les sables de la plage actuelle. La falaise est , quant à elle constituée par les formations du " glaciais des Andalouses " qui sont une entité à part .

e)- Les formations du "glaciais des Andalouses ":

Des trous fait par des travaux de reconnaissance dans le cadre de l'extension du complexe touristique des Andalouses ainsi que des coupes correspondant aux versants nord et sud du glaciais , permettent d'en connaître la constitution.

(1)- Le trou n°1 a été creusé à 10-12m d'altitude , vers l'extrémité orientale du glaciais . Il a 5m de profondeur . De bas en haut se succèdent ;
* 4,50m de sables fins , rubifiés contenant de petits éléments grossiers. Ce sont les colluvions sablo-limoneuses vues à l'amont ;
* 40 à 50 cm de galets hétérométriques et hétérogènes ainsi que les débris

de croûtes calcaires peu abondants et lités. La matrice est sableuse et jaune. C'est un niveau alluvial .

(2) -Le trou n°2 est situé à 35-40m d'altitude . Le trou n°3 se trouve aux environs de la concavité du versant à 40-45m d'altitude . Ils ont les mêmes dépôts .Seule l'épaisseur de la formation supérieure varie : elle n'est que de quelques cm dans le trou 3.

Le trou 2 a 2m de profondeur .A la base se trouve :

* 1m d'un encroûtement calcaire à nodules gréseux roses de la taille de blocs.Ce sont des grés fins , poreux , roses saumon (5YR-7/6) s'apparentant à la dalle rose saumonée;

* au-dessus : 25cm d'un encroûtement induré , rose , formé de sable fin, à nodules plus petits que précédemment et à croûte grise feuilletée;

* enfin ,35 à 60cm d'un sable limoneux rouge (sol rouge) terminent la séquence .

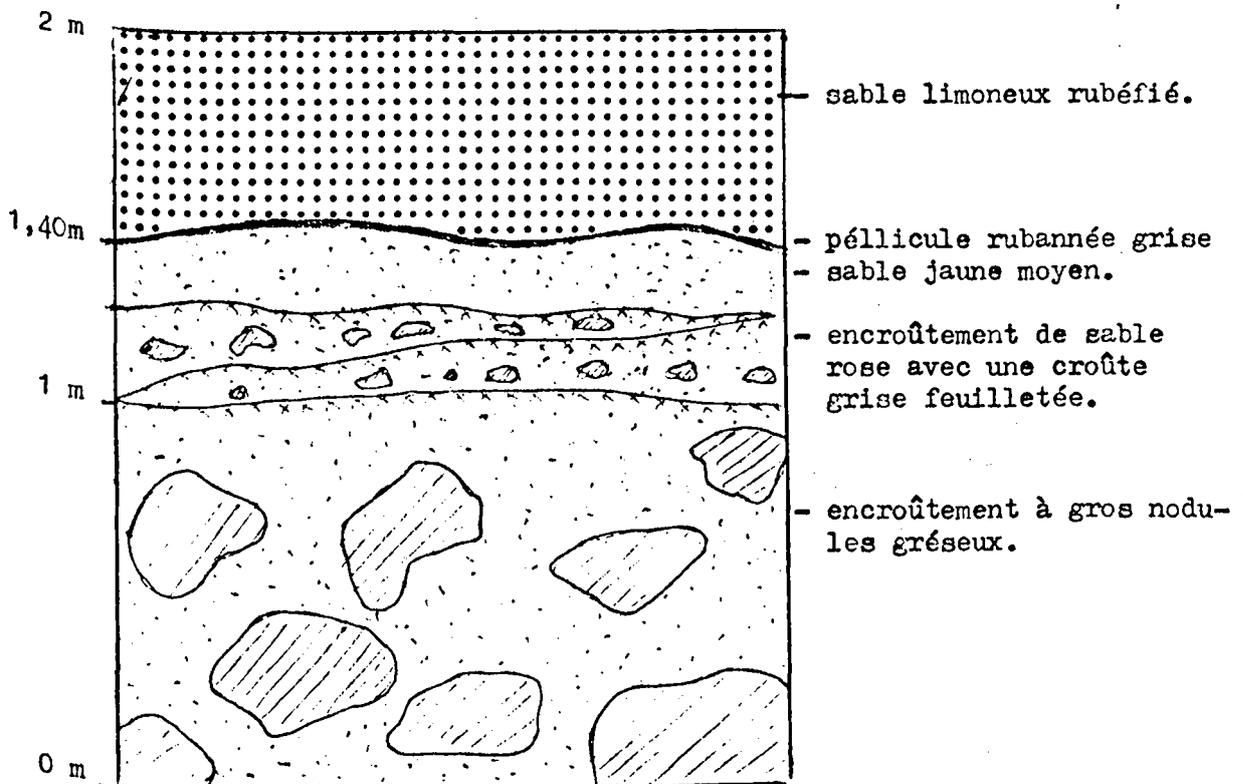


Fig 12 :coupe à travers les formations du glacier des Andalouses (trou 2).

Cette coupe montre des analogies avec la Formation sableuse à croûte grise feuilletée du sommet du Djebel : même encroûtement et type de croûte calcaire .Cependant ici , ils sont plus épais et plus développés. En outre , la croûte calcaire contient des éléments de la dalle rose saumonée . Par conséquent , les processus d'accumulation semblent avoir été ici plus importants qu'à l'amont .

La falaise de la plage des Anclouzes présente la séquence suivante et permet de compléter les observations précédentes :

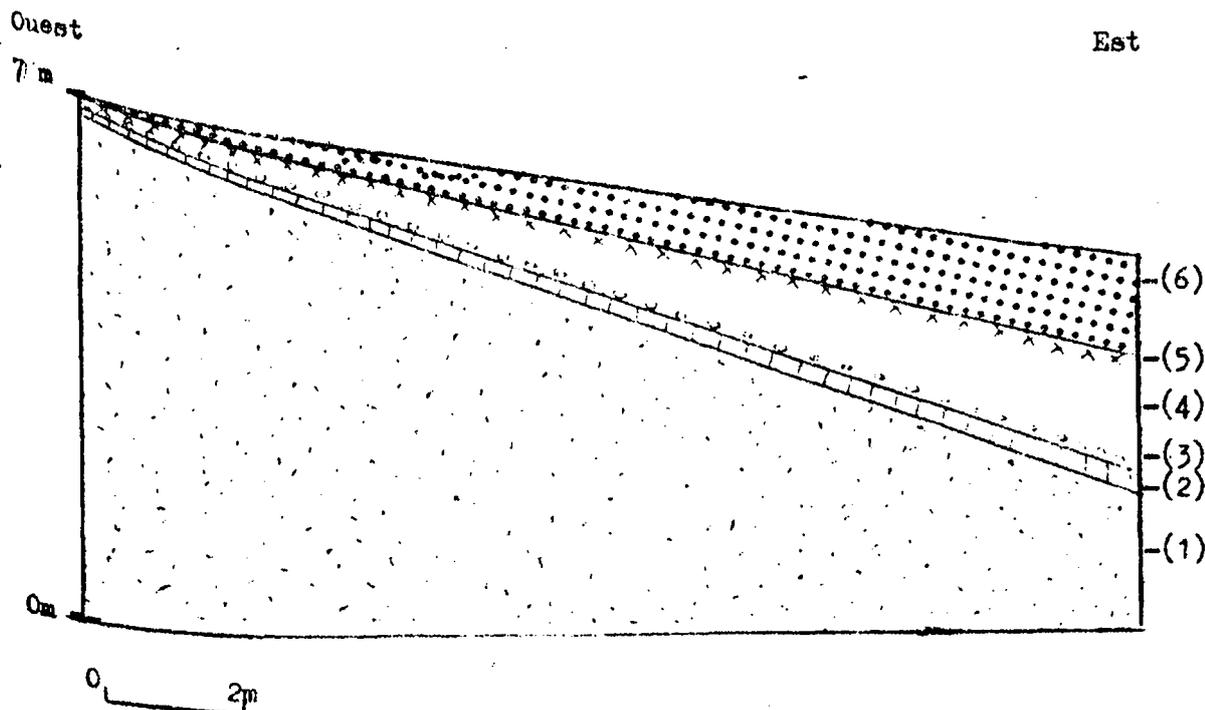


Fig 13 : séquence de la falaise ^{ouest} des Anclouzes. (1)-sable jaune moyen. (2)- encroûtement induré à faciès gréseux. (3)-colluvions : petits galets roulés .(4)- sable fin et rose .(5)-encroûtement tuffeux à pellicule rubannée blanche .(6)-sable limoneux rubéfié.

De la comparaison de cette séquence avec celle du trou 2 se dégage l'impression que les dépôts sont ici superposés selon un ordre inverse. Tout se passe comme si l'extrémité orientale du glacier provenait de l'ablation en amont de la formation sableuse à croûte grise feuilletée et son dépôt en aval. Ceci est souligné par la présence de deux niveaux colluviaux et d'autre part, par l'épaisseur des colluvions sablo-limoneuses rubéfiées à l'extrémité est du glacier . Là, de plus , elle est recouverte par une formation alluviale : c'est donc un glacier-terrace. Ceci confirme le rôle

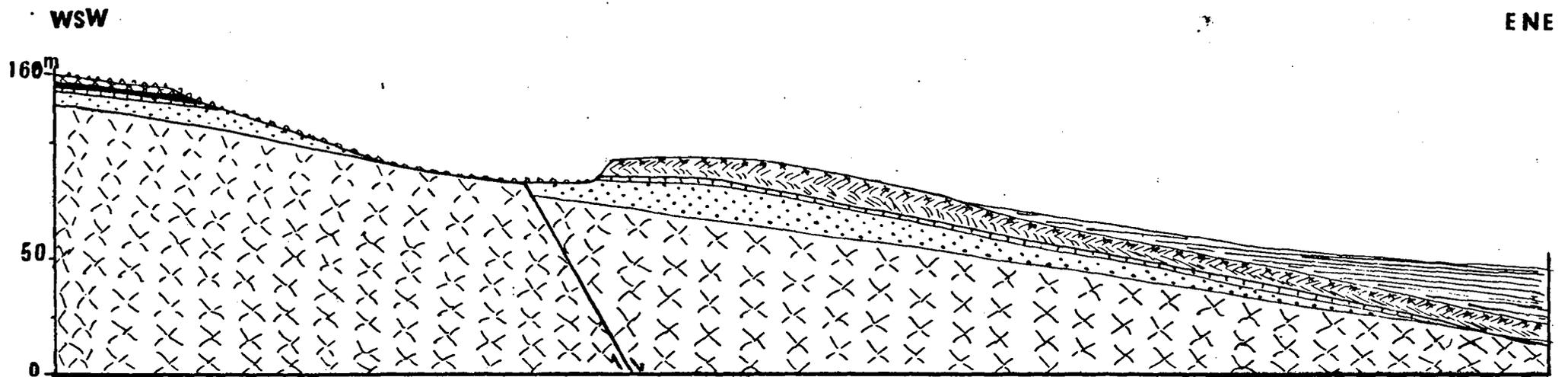


Fig n^o 14 : coupe sur le versant nord de la chaaba des andalouses

-  — f. superficielle caillouteuse.
-  — colluvions sablo-limoneuses rouges.
-  — sable dunaire grésifié à stratifications obliques.

-  — sol rouge.
-  — formations du quaternaire ancien surmontées de la croute grise feuilletée.
-  — cinérites messiniennes.

plus important des phénomènes d'accumulation .

f)-Les déformations d'origine tectonique sont plus accentuées dans cette partie centrale de la retombée littorale du Djebel qu'au nord.

Les déformations sont nettement visibles surtout sur la moitié orientale de cet ensemble . Là , la base du grés à lunachelle calabrien se trouve sur l'interfluve de la Fme du Maroc et à partir de celle-ci , à des altitudes différentes . D'ouest en est , ces dernières déclinent de 180 à 100 m puis de 80 à 70m et enfin , elles sont inférieures ou égales à 0m. Trois gradins se dégagent ainsi , délimités par des abrupts de faille de quelques mètres de dénivellation.

Le vaste plan concave de l'interfluve au sud de l'O. el Kesseb est constitué quant à lui , de deux gradins :

- à l'ouest : un gradin où les grés calabriens présentent des altitudes de 240 à 120m avec une inclinaison vers la mer ;
- à l'est : un gradin faillé en son milieu et où les grés calabriens sont à 100 puis à 50m d'altitude .

Ces deux gradins ont un rejet de faille de quelques 20m.

Le glacis-terrasse des Andalouses correspond lui , à un gradin nettement plus subsident : il est en contact avec le gradin oriental précédent par une faille présentant un rejet de quelques 30m environ (cf Fig 11). De plus, il est déformé : une coupe correspondant au versant septentrional de la Chaoua des Andalouses (cf Fig 14) montre une légère fléxure. La cassure précédente est soulignée par le ravin dissymétrique qui prend en écharpe l'extrémité orientale des interfluves au sud de la Fme du Maroc (cf Fig 11, séquence III& IV).

g)-Des observations ci-dessus , il ressort que la morphogénèse dans cette partie médiane conserve les mêmes traits dominants que ceux de la zone septentrionale .

En effets les mêmes conclusions que pour la zone nord peuvent être tirées pour la partie médiane du littoral du Djebel des Andalouses. De plus , certains traits de la morphogénèse vus au nord sont ici plus accentués : les mouvements de surrection sont encore plus faibles que dans la séquence II. Ils peuvent s'expliquer par la position de cette région sur le panneau intermédiaire entre le Horst des Andalouses et le fossé de l'O. Sidi Hamadi (cf paragraphe 2è). Ceci peut être confirmé par l'affleurement du substrat essentiellement d'âge messinien.

Cette surrection plus faible par rapport au sommet du Djebel et le reste du littoral, entraîne l'existence de dénivellations qui sont d'autant plus grandes . Par conséquent , les processus d'accumulation sont plus favorisés encore que sur les autres zones .

De plus , la reprise de l'activité tectonique à une époque récente est attestée par la présence de failles et de flexure dans des dépôts post-calabrien et même du quaternaire récent (glacis des Andalouses).

Enfin , si d'une manière générale , l'évolution morphogénique quaternaire est similaire à celle de la zone septentrionale , elle est précisée ici par deux faits :

- d'une part , par la présence des traces d'une transgression marine antérieure au dépôt de la F. terrigène rose saumon à Hélix;
- d'autre part , un épisode alluvial fossilise les colluvions sablo-limoneuses rubéfiées.

5°).- La zone méridionale (bassin des Corailleurs).

De par ses caractères , le bassin des Corailleurs au rebord sud de la retombée littorale orientale , se rattache plus à la zone septentrionale qu'à la partie médiane de celle-ci.

a)-La zone méridionale couvre un seul interfluve situé entre deux cours d'eau à vallée très profonde :

Au nord, c'est l'O. des Andalouses qui coule dans un vallon en V. Celui-ci a des versants dont les dénivellations moyennes sont de 70m. Le cours d'eau reste encaissé jusqu'à son embouchure . Mais il change de direction : d'WSW/ENE , il forme un coude au niveau des Corailleurs et se jette à la mer après avoir incisé profondément le glacis des Andalouses. Cette déviation est due à la cassure qui prend en écharpe l'extrémité aval de la zone médiane.

Au sud , la vallée de l'affluent principal de l'O.Sidi Hamadi a des dénivellations plus fortes , supérieures à 150m en moyenne .

Cet interfluve est en continuité topographique à l'ouest avec le rebord méridional du sommet du Massif.

b)- Topographiquement cette bordure méridionale a un profil haché , en gradins tectoniques et replats étagés d'ouest en est . Elle se termine par un long versant convexo-concave plongeant vers la côte (cf Fig 11, séquence V). Celle-ci est basse , sans falaise et rectiligne .

Elle est bordée par une plage d'accumulation sableuse : la plage des Andalouses.

Les replats sont étroits et d'inégale longueur : ils sont plus longs à l'ouest qu'à l'est et leur altitude décline dans le même sens. Ils sont au nombre de six (6), le gradin le plus élevé étant un élément du sommet du Djebel. Son altitude est de 400-390m. Les autres replats ont successivement :

- 340 à 330 m d'altitude et environ 800 m de long;
- 310 m " " " 500 m " " ;
- 290 m " " " 150 m " " ;
- 250 m " " " 350 m " " ;
- 210-220 m " " " 200 m " " ;

De courts versants convexo-concaves les relient .

c). Ces replats sont des gradins tectoniques :

Le substrat est miocène , marneux et cinéritique .Il est faillé avec des blocs marneux ou cinéritiques en discordance latérale .

Les formations quaternaires sont similaires à celles des autres zones. Elles se trouvent ici à des altitudes variées :

- à 350m sur le versant bordant à l'est le gradin supérieur (base des grés calabriens) ;
- 300 à 310m sur le second gradin ;
- 290 m sur le 3ème.

Ces gradins sont légèrement inclinés vers l'ouest et le NW , les pentages étant plus accentués dans les deux derniers .

Sur les autres replats , affleure le substrat miocène . L'absence de cinérites au centre , met en relief deux ensembles ayant été plus soulevés que les autres et jouant le rôle de petits horsts par rapport aux autres . N'y subsistent plus , en outre , que des traces de grés calabrien recouvertes partiellement par une mince formation superficielle caillouteuse . Celle-ci remanie en général le niveau détritique des cinérites.

d)-Les courts versants convexo-concaves qui relient les gradins sont des abrupts de faille . A leur pied , l'inclinaison des gradins a donné naissance à de petites cuvettes où se sont accumulées les colluvions sable-limoneuses rubéfiées à petits éléments cinéritiques . Leur épaisseur est souvent supérieure à 1m . Elles masquent les formations quaternaires telles qu'elles ont été décrites plus haut . Il faut co-

Fig 15: LE MASSIF DES ANDALOUSES : SOMMET ET RETOMBÉE LITTORALE ORIENTALE

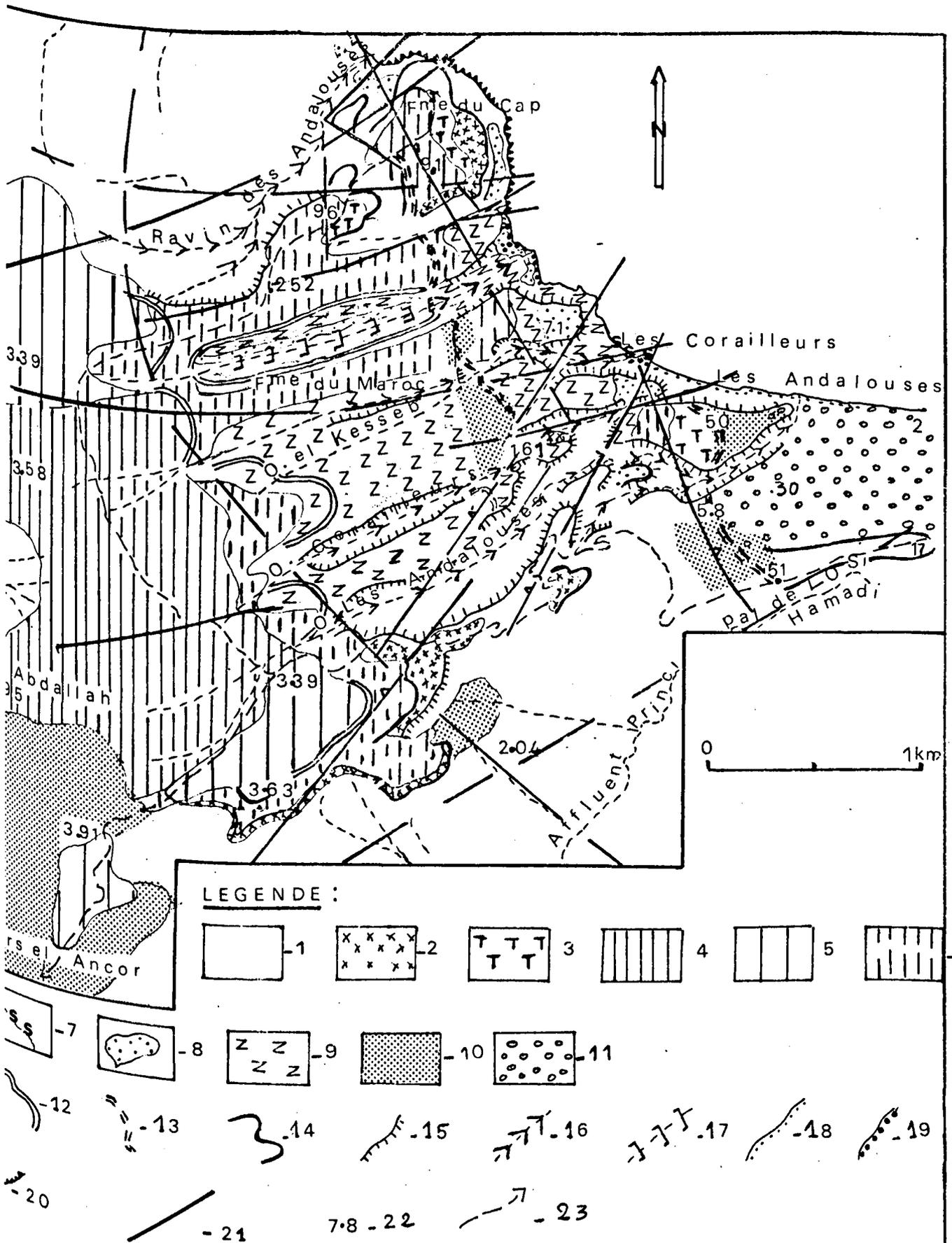


Fig n°15 : Le Massif des Andalouses : sommet et retombée littorale orientale : (1)- substrat anté-miocène .(2)- grès à lumachelle calabrien .(3) dalle rose saumonée .(4)- complexe comprenant de bas en haut : grès calabrien , dalle rose saumonée , dunes à croûte grise feuilletée et sol rouge. (5) - même complexe mais les deux dernière formations ont été érodées. (6)- grès calabrien et dalle rose saumonée surmontés par des sables jaunes provenant de l'érosion des dunes à croûte grise feuilletée et encroûtés à leur tour .(7)- plage à Strombes .(8)- Formation terrigène rose saumon à Hélix. (9)- dunes grésifiées .(10) colluvions sablo-limoneuses rouges .(11)- terrasse inférieure de l'O.Sidi Hamadi. (12) -versant convexes .(13) -versant concave .(14)- replat.(15)- versant abrupt (pente 45°).(16)-vallon en V.(17)-vallon à fond plat. (18)- côte sabbeuse et basse .(19)-côte à galets.(20)-côte rocheuse.(21)-faille.(22)-point côté.(23)-piste.

pendant exceptés les deux gradins centraux qui ne comportent aucun dépôt notable et où le substrat affleure.

e)-Le vaste plan convexo-concave qui termine à l'est cet inter-fluve , englobe deux gradins tectoniques en subsidence nette (ou moins soulevés). Ce versant est modelé dans le substrat miocène cinéritique et marneux. Ce dernier est masqué dans sa partie sommitale convexe du versant par une mince couverture de colluvions sablo-limoneuses rubéfiées (50cm). Celle-ci sont encroûtées : encroûtement tuffeux de quelques cm (10cm) et une fine pellicule rubannée blanche .La concavité du versant est constituée par des dépôts qu'on connaît grâce à une carrière ouverte pour l'exploitation de sables . On y voit :

- à la base : des sables fins , roses (75YR-6/6) et encroûtés : encroûtement diffus . Le contact avec le niveau suivant est sinueux .

- au-dessus : un banc de 4m d'épaisseur moyenne . Les mêmes sables se retrouvent mais remaniés par des lentilles de matériel plus grossier (sable gros , graviers provenant du niveau détritique des cinérites ainsi que de celles-ci) et finement lité . Ces sables sont très fins (Md = 0,08mm), bien classés (Q de Phi = 0,375; So Trask = 1,10) avec la partie fine dominante (Asq = 0,125).

- enfin , au sommet , 1m d'un encroûtement tuffeux développé dans du matériel remaniant les marnes et cinérites miocènes.

Les deux niveaux inférieurs présentent des similitudes aussi bien avec la formation terrigène rose saumon qu'avec les dépôts du glacis-terrasse des Andalouses, avec lequel ils sont d'ailleurs en continuité spatiale .

Mais la formation de la carrière est à 50m d'altitude tandis que dans le glacis elle est à 0m ou même au-dessous de 0m puisqu'elle plonge vers la mer. Dans les deux cas, les deux niveaux sont remaniés dans la terrasse inférieure de l'O. Sidi Hamadi. En effet celle-ci affleure de la carrière au bord de la mer.

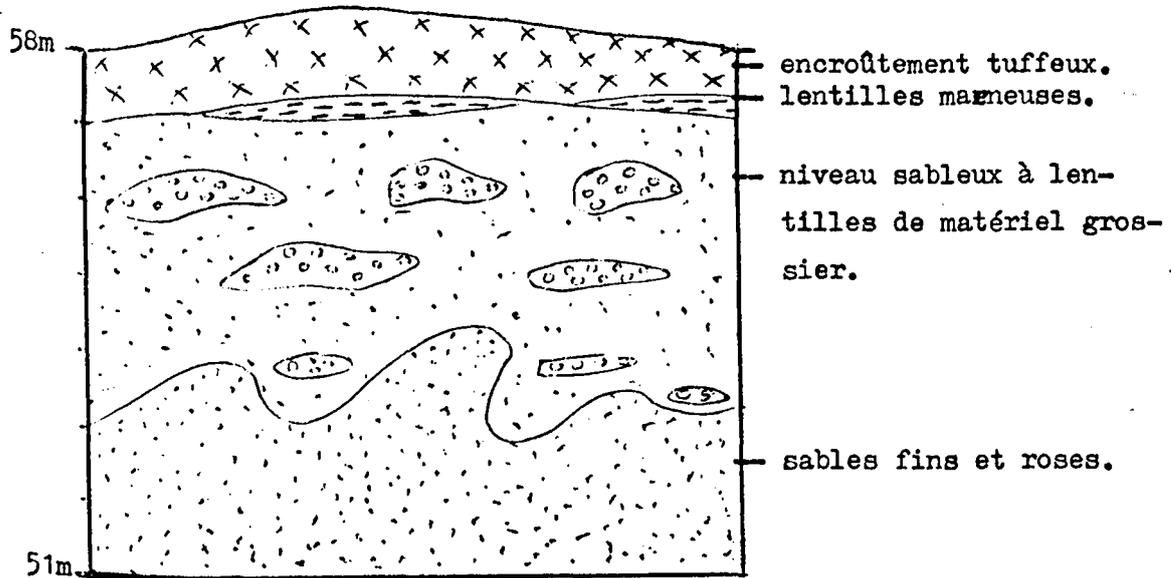


Fig 16 : Coupe de la Carrière des Andalouses.

f)-Mieux que dans les autres zones , apparait ici le rôle de la néo-tectonique avec des panneaux inégalement soulevés du sommet tabulaire du Djebel à la côte.

Mais , à l'encontre de ce qu'on a vu dans les autres ensembles à savoir :

- des gradins en touches de piano au nord;
 - des gradins orientaux nettement subsidents dans la zone médiane;
- ici apparaissent des différences.

Si , à l'ouest de cet interfluve , les gradins sont en touches de piano , au centre , un compartiment faillé apparait en surrection plus poussée que ces derniers . De plus , l'extrémité orientale est en subsidence plus forte que dans la zone médiane.

Aussi la morphodynamique respecte-t-elle les données tectoniques:

- les plus fortes accumulations se sont produites dans la partie orientale de cet interfluve, en contre-bas du versant convexo-concave. Il est à remarquer que la côte basse correspond aussi à cette donnée.
- Sur le compartiment central , sorte de petit horst par rapport

aux autres , prédominance de l'ablation sur tout processus.

- enfin accumulation et ablation s'équilibrent sur le bloc occidental. .

6°). L'évolution morphogénique du sommet du Massif des Andalouses et de sa retombée littorale orientale :

L'évolution morphogénique du sommet du Massif des Andalouses et de sa retombée littorale orientale , fait ressortir les effets conjugués de la néo-tectonique et des processus morphoclimatiques ; cependant que la chronologie relative semble aisée à établir.

a) - Les formations sont superposées et en continuité spatiale d'aval en aval.

A la base est le complexe gréseux à lumachelle calabrien surmonté :

- de la dalle rose saumonée . Dans la zone médiane , elle termine une série de formations colluviales rubéfiées et épaisses , probablement un ou plusieurs sols rouges érodés.

- la Formation sableuse à croûte grise feuilletée;

- un sol rouge sablo-limoneux;

- la plage à Strombus Bubonius sur la côte et sur laquelle se sont déposés :

* un niveau alluvial remaniant un sol rouge ,

* et la Formation terrigène rose saumon à Hélix.

- les sables grésifiés à stratifications obliques les recouvrent partiellement ou entièrement;

- les colluvions sablo-limoneuses rubéfiées . Sur le versant convexe-concave de la zone méridionale , elles sont encroûtées avec une mince encroûtement tuffeux et une pellicule rubannée blanche . Cet encroûtement est probablement contemporain de :

- la grésification des dernières dunes et de la dalle gréseuse;

- enfin , sur le sommet du Djebel et sur certains versants , se trouve une mince formation superficielle caillouteuse de pente.

Trois types d'encroûtement à développement inégal et souvent superposés , nous permettent de rattacher :

- la dalle rose saumonée au Quaternaire ancien,

- la croûte grise feuilletée au Quaternaire moyen,

- le matériel grésifié , le mince encroûtement tuffeux et la pellicule

rubannée blanche au Quaternaire récent.

La place du (ou des) sol rouge dans la chronologie pose un problème .Celui-ci s'est en effet développé sur la croûte grise feuilletée .Donc il lui est postérieur . Mais des observations sur le terrain , il s'avère que ce type de sol peut s'être formé plusieurs fois au cours du Quaternaire et sur cette même croûte . Chaque fois , il est érodé ce qui a entraîné une succession de cycles genèse-ablation . Actuellement, il existe sur sur le sommet du Djebel où il est entrain de se développer alors que sur le replat du point 161m , il est fossilisé par les sables grésifiés.

D'autre part , la plage à Strombes est le témoin d'une transgression post-calabrienne .Sa place dans la chronologie se situe après la croûte grise feuilletée, par conséquent ou bien pendant le Quaternaire moyen(à la fin?) ou bien début Quaternaire récent. La réponse à cette question ne pourra être trouvée que lors des prochains chapitres.

b)-La néo-tectonique a découpé cette région en cinq (5) grands panneaux bien différenciés qui sont à leur tour morcelés en compartiments.

En effet , nous avons vu que cette zone est striée par un réseau d'accidents (cf §.B , I, 1°). Les directions dominantes dans l'ensemble varient légèrement du nord au sud ;du moins en ce qui concerne la retombée littorale du Massif des Andalouses :

- au nord , le faisceau passe progressivement de N.60 à N.40 et à pendage NW:Un réseau à N.90 puis à N.145 subvertical^{le}/recoupe (cf Fig 15).
- au sud d'un grand accident à N.60 signalé par B.Fenêt (1975) comme limitant le horst des Andalouses au sud , les failles ont une direction essentiellement N. ,N.90 et N.50. Les N.145 ne se retrouvent qu'en bordure du littoral.

De ce quadrillage , se dégagent cinq (5) grands ensembles tectoniques:

- un ensemble constitué par la partie septentrionale du sommet du Djebel;
- la zone méridionale du Djebel est une autre entité tectonique intermédiaire entre le Horst des Andalouses et le graben de l'O.Sidi Hamadi;
- on a vu que la Retombée littorale orientale est découpée en trois unités :
- une unité septentrionale se rattachant au horst des Andalouses et comportant des gradins en touches de piano inégalement soulevés d'ouest en est.
- une unité médiane plus subsidente que les autres ensembles ou moins soulevée .Cependant s'y distinguent deux blocs : un bloc oriental moins

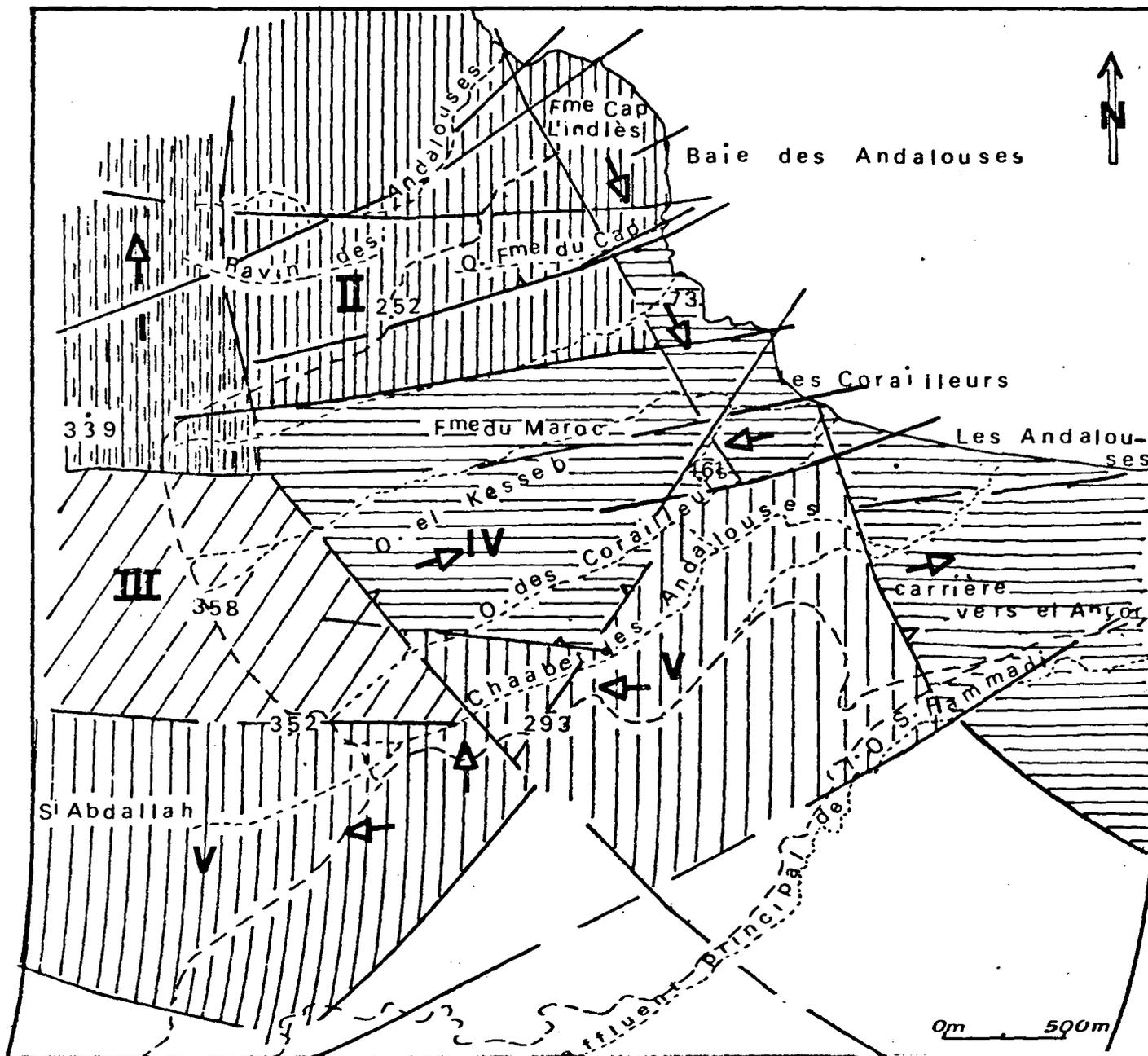


fig n°: 17
MASSIF DES ANDALOUSES
PRINCIPAUX PANNEAUX
TECTONIQUES

Légende:

- I** - horst de l'extrémité nord du sommet du massif
- II** - horst découpé en gradins en touches de piano
- III** - horst en surrection continue et sans basculement
- IV** - bassin subsident en permanence
- V** - gradins en touches de piano ayant connu un soulèvement important au quaternaire récent
- - sens du basculement
- 48 - point coté

entraîné par les mouvements du horst et un bloc occidental plus soulevé que le précédent;

- la zone méridionale a, d'une manière générale, été plus soulevée que l'unité septentrionale, mais dans le détail, elle présente des panneaux à mouvements inégaux:

- * un panneau central est en surrection très nette,
- * un panneau oriental très peu soulevé et plongeant vers l'embouchure de l'O.Sidi Hamadi,
- * enfin, un ensemble occidental qui se rattache par ses caractéristiques générales au rebord méridional du Djebel : gradins inclinés NWet W.

La retombée littorale orientale est donc une partie du sommet (ou d'un ensemble à l'origine plat, très peu dénivellé) détachée ou individualisée par des mouvements en distension (à l'origine) calabriens ou post-calabriens. Ceux-ci se sont poursuivis jusqu'au Quaternaire récent. Des arguments morphodynamiques permettent de les préciser et éventuellement même les dater.

c). Des observations de l'agencement spatial des dépôts, l'âge et l'activité néotectonique au Quaternaire, peuvent être appréhendés.

En effet, sur le Djebel des Andalouses (sommet et retombée littorale orientale), la répartition des dépôts quaternaire est conforme au compartimentage tectonique tel que nous l'avons exposé plus haut :

- (1) nous remarquons que les dépôts du Quaternaire ancien sont d'une manière générale peu épais sauf en une zone où ils sont particulièrement développés à savoir au niveau du replat du point côté 161m (à l'est de la partie médiane de la retombée littorale orientale).
- (2) les dunes à croûte grise feuilletée sont bien conservées d'une part, sur la partie méridionale du sommet du Djebel, d'autre part, on les retrouve localement sur le replat de la Fme du Cap Lindlès, au nord de la retombée littorale orientale (cf Fig 15).
- (3) Des formations sableuses provenant de l'érosion de celles-ci mais possédant le même type d'encroûtement, se situent paradoxalement en contrebas des zones les plus soulevées. Elles mettent ainsi en évidence des mouvements qui se sont produits au cours du Quaternaire moyen.
- (4) les dunes du Quaternaire récent (dunes grésifiées) se localisent essentiellement sur les panneaux ayant connu la surrection la plus faible de la région ou bien dans des zones subsidentes (ex : la partie médiane de la retombée littorale est). Là elles ont dû butter lors de leur mise en place contre des abrupts de faille dont les dénivellations ont été accentuées par des pulsations tectoniques au Quaternaire moyen. (cf Fig 15).

(5) Sur les compartiments ayant connu un soulèvement au Quaternaire récent les dépôts sont :

* ou bien inexistantes : le substrat miocène et anté-miocène affleure comme par exemple sur les gradins médians au nord et au sud de la retombée littorale orientale (cf Fig 15);

* ou bien, ils sont constitués par les formations du Quaternaire ancien très érodées laissant apparaître les grès calabriens (zone septentrionale du Djebel ainsi que sa bordure SE. De même sur le replat de la Fme du Cap).

(6) Dans le même ordre d'idée, de petits gradins faisant partie du système subsident en bordure de la côte, notamment au niveau des Corailleurs, ont dû subir des mouvements tectoniques ayant entraîné un léger soulèvement accompagné de basculement soit vers l'ouest soit vers le SE. Ceci s'est traduit sur le ^{plan} morphogénique par l'érosion, sur l'extrémité de ces gradins, des dunes grésifiées et par le remaniement superficiel de la Formation térrigène rose saumon (cf Fig 15 et 17).

(7) Enfin, les dépôts les plus récents : les colluvions sablo-limoneuses rubéfiées soulignent la prédominance des tendances subsidentes de certains ensembles tectoniques comme par exemple la cuvette de Si Abdallah (zone SW du sommet du Djebel), les concavités des versants à l'est de la Fme du Maroc ainsi que celles du Glacis des Andalouses et de la bordure SE de la Retombée littorale orientale.

Ceci tend à démontrer que :

- au Quaternaire ancien, l'ensemble septentrional que ce soit du Djebel ou de sa retombée littorale est, a fonctionné en horst, au moins par rapport à l'ensemble méridional.

- au Quaternaire moyen :

* les mouvements sont restés positifs au nord mais différenciés : ce qui explique l'étagement des gradins d'ouest en est et la prédominance des processus d'accumulation dans les ensembles les moins soulevés ainsi que la présence de formations remaniant des dépôts éoliens.

* le panneau situé entre l'ensemble septentrional du sommet du Djebel et Si Abdallah semble être relativement stable, du moins par rapport aux autres blocs.

- au Quaternaire récent, le panneau IV (cf Fig 17) est certainement subsident puisqu'il joue le rôle de piège à sédiment. Ou bien, on pourrait envisager l'éventualité d'un mouvement positif du panneau III (Si Abdallah).

Cette hypothèse est peu plausible car on ne note aucun phénomène d'ablation sur ce dernier. Quant au bloc V, il connaît une surrection nette. De même, il faut remarquer que dans l'ensemble II, à son extrémité Est une compression est peut être responsable des dénivellations qu'on voit actuellement dans le niveau alluvial à l'embouchure de l'O. de la Fme du

Cap ? Il est à signaler que ce dernier se situe exactement à la limite de deux panneaux à évolution tectonique différente : les panneaux II et IV.

d). En conclusion : trois aspects essentiels caractérisent la morphogénèse quaternaire du Massif des Andalouses :

Le premier aspect concerne la transgression calabrienne qui a nivelé la topographie . Elle a donné naissance aux formes planes , tabulaires qui seront maintenues par la suite par les processus morphoclimatiques.

L'intervention de la néo-tectonique se traduit par la création de dénivellations , par l'accentuation de celles qui existent et par la genèse de pentes et de contre-pentes. D'autre part , indépendamment des variations du niveau de la mer , les panneaux à mouvements positifs, quand les conditions bio-climatiques le permettent , déterminent une prédominance des processus d'ablation à leur surface. Au contraire , les ensembles à mouvements négatifs qui se trouvent en contre-bas de ces derniers bénéficient des produits de cette érosion.

Enfin , le 3ème aspect est lié aux conditions climatiques . Celles-ci ont laissé leurs empreintes : trois types d'encroûtement calcaire, un ou plusieurs sols rouges ainsi que de la prédominance des phénomènes de glaciplanation au cours du Quaternaire. Cette pédogénèse et ce caractère morphogénique mettent en évidence une ambiance climatique qui reste , en général semi-aride mais qui connaît de légères oscillations de la pluviométrie . Cette dernière , dans les conditions actuelles , présente , on l'a vu une gradation : la côte est nettement plus sèche que le sommet du Massif qui jouit d'une humidité plus grande. (cf IIème partie de ce travail). Cette situation est peu différente de celle qui a dû résider au cours du Quaternaire dans cette région . Aussi , dans l'évolution de celle-ci faut-il introduire des nuances : l'encroûtement calcaire ne peut être important qu'en contrebas du sommet du Djebel où les facteurs de sa genèse sont favorables: outre un climat en général plus sec qu'ailleurs, la circulation des eaux est aisée. Ceci s'explique par les conditions topographiques, géographiques , mais aussi par le type de matériel qu'elles traversent : sables , grès et limons.

De même , les sols rouges trouvent un milieu particulièrement favorable à leur genèse sur le sommet du Djebel. Il n'est cependant pas exclu , qu'ils ont dû se former aussi sur la bordure littorale lors de phases climatiques particulièrement humides.

Compte-tenu de ces remarques , trois grandes phases morphogéniques

quaternaires peuvent être envisagées pour cette région. Chaque phase est un cycle Pluvial-Interpluvial.

(1) La 1^{ère} phase morphogénique débute par la transgression calabrienne. Elle est à l'origine de la topographie tabulaire.

Dès le retrait de la mer calabrienne, des mouvements tectoniques verticaux individualisent des blocs tels qu'ils ont été définis plus haut. En même temps, l'augmentation de la pluviométrie (Pluvial) entraîne la genèse d'un sol rouge du moins en ce qui concerne le sommet du Djebel.

La dégradation suivante du Pluvial provoque la régression progressive du couvert végétal. Ceci ajouté aux dénivellations occasionnées par la tectonique accélèrent et favorisent l'érosion telle qu'elle a été décrite ci-dessus. Cependant elle a une intensité inégale selon les lieux. Ce sont les endroits où les mouvements sont les plus forts qui voient l'ablation prédominer sur les môles élevés alors que les zones qui se trouvent en contrebas de ceux-ci bénéficient d'abondantes accumulations de sédiments. Ces derniers sont les produits de l'ablation (période de transition vers un Interpluvial).

Cette phase se termine par le début de la genèse de la dalle rose saumonée et par une activité éolienne (Interpluvial, semi-aride).

(2) La deuxième phase : un sol rouge se développe sur la dalle rose saumonée. Ensuite, des processus de glaciplanation remodelent des sables d'origine éolienne. Ceux-ci sont favorisés, outre par les conditions climatiques (baisse de la pluviométrie donc régression de la végétation naturelle) mais aussi par la reprise des manifestations tectoniques (mouvements verticaux avec de légers basculements). Enfin, la croûte calcaire grise feuilletée commence à se former.

(3) La troisième phase : la transgression de la mer à Strombes découpe l'extrémité des gradins. Les grands traits de la morphologie actuelle de la côte sont alors tracés.

Cette transgression a été précédée par une phase pédogénétique "rubéfiante" qui libérera par la suite les sables et les limons rouges puis roses du niveau alluvial et de la Formation terrigène rose saumonée.

Ultérieurement, le vent dépose d'importantes quantités de sables à stratifications obliques dans les lieux abrités et contre les accidents topographiques : abrupts de failles, concavités de versants et falaise tyrrhénienne. Un épisode pédogénétique est à envisager postérieurement à ces dépôts et se traduisant d'une part, par la grésification et la formation de pélicule rubanée dans les dunes précédentes et d'autre part,

par le développement d'un sol rouge à l'amont, sur le sommet du Massif. Enfin, les processus de glaciplanation reprennent. Ils remodelent en surface les sables éoliens et déposent les colluvions sablo-limoneuses rubéfiées provenant des sols rouges du Djebel.

II. Les plateaux en amont et au sud de la vallée de l'O. Sidi Hamadi :

Du point de vue structure, les plateaux en amont et au sud de la vallée de l'O. Sidi Hamadi appartiennent à deux domaines différents :

- au sud, au Horst du Massif de M'Sila qui continue vers l'ouest le Murdjadjo ;
- à l'ouest, au système graben emprunté en partie par la vallée de l'O. Sidi Hamadi.

Cependant des subdivisions sont à introduire : le Massif de M'Sila par exemple, ne forme pas un ensemble homogène. Il est constitué par de petits blocs tectoniques ^{qui} ont exercé une influence sur les processus morphogéniques quaternaires. Aussi quatre sous-zones se dégagent - elles dans cet ensemble.

1°). La première sous-zone se trouve à l'ouest, en amont de la vallée de l'O. Sidi Hamadi.

La première sous-zone s'étend de la bordure sud de la cuvette de la Fme du Harabout (extrémité SW du sommet du Massif des Andalouses) à la ferme située sur la route D.20 (vers le point 369m, x=171 ; y=265,6). Elle correspond à la lamière tabulaire qui relie le sommet du Massif des Andalouses au nord au Massif de M'Sila au Sud. Elle est bordée de part et d'autre par deux cours d'eau de direction opposée : l'O. Sidi Hamadi qui coule vers le NE et l'O. Mouzoudj vers le NW.

a) Les altitudes sont en général supérieures à 300m et s'élèvent légèrement vers le sud, de 350 à 380m.

La topographie est légèrement mamelonnée. Le contact avec l'amont des deux vallées (O. Sidi Hamadi) est différent :

- avec celui de l'O. Sidi Hamadi, il se fait par un talus abrupt de 10 à 50m de dénivellation. Il a, en outre, une direction presque méridienne et est légèrement festonné.

- avec celui de l'O.Mouzoudj , le contact est moins brutal : longs plans ou versants concaves plongeant vers le lit de l'oued . De petits cours d'eau et des ravins les disséquent.

b) D'une manière générale , cette lanrière tabulaire est modelée dans le substrat messinien.

Le substrat méssinien est constitué par des marnes assez argileuses sur lesquelles se trouve un niveau cinéritique à faciès gréseux avec des bancs conglomératiques ou bréchiques. Il est épais de 10 à 50m. L'altitude de ce niveau cinéritique varie peu : de 330 à 320m . L'ensemble se superpose aux marnes du premier cycle post-nappes (M1).

Le talus en amont de la vallée de l'O.Sidi Hamadi correspond à ces cinérites mises en relief par l'érosion différentielle. En surface , elles sont remaniées et donnent des formations superficielles marno-gréseuses enrichies en sable jaune (dépôt éolien).

Quant à l'amont de la vallée de l'O.Mouzoudj , ses formes plus molles sont dues à l'affleurement des marnes argileuses .

c) Au nord , vers la Fme du Maroc , affleurent les marnes du M2 sur lesquelles se sont déposées des colluvions sablo-limoneuses rubéfiées.

Le niveau cinéritique existe en bordure du plateau . Mais il est peu épais : quelques 10m de hauteur en moyenne . Il est affecté par des glissements par paquets qui entraînent des éléments vers le fond de la vallée (cf planche n°1).

La topographie légèrement ondulée , conjuguée avec la présence d'un substrat à prédominance argileuse donne lieu localement à un mauvais drainage . Ceci explique la formation de petites cuvettes remplies d'eau en saison de pluie.

d) Au sud , vers la Fme Safsafa (vers le point côté 369m) , le talus bordier dessine une petite avancée vers l'est .

Le talus est formé par les schistes et les quartzites jurassiques et crétacés . Au-dessus , subsiste un banc de grés calabrien recouvert par des sables fins , rubéfiés , peu épais (1m). Deux failles parallèles N.20 bordent cet affleurement du substrat anté-miocène . Ce dernier est donc un petit herst par rapport à l'ensemble septentrional. De plus , il constitue une transition avec le Massif de M'Sila.

e) Ainsi , sur cette zone , n'existent pas de formations quaternaires épaisses et variées telles celles que nous avons rencontrées sur le Djebel des Andalouses.

A part les sables rouges et fins qui constituent probablement un sol rufigé développé sur les grés calabriens et les colluvions qui en dérivent , les autres formations proviennent du substrat méssinien remanié . Nous pouvons donc en déduire que la part de l'ablation reste prépondérante : au fur et à mesure que les dépôts sont mis en place , ils sont érodés et évacués vers les deux vallées (celle de l'O.Mouzoudj et celle de l'O.Sidi Hamadi).

f) Enfin , tectoniquement , cette zone comporterait trois panneaux :

Au nord , le compartiment à marnes se rattache au gradin intermédiaire entre le Horst des Andalouses et le graben de l'O.Sidi Hamadi.

Au sud , l'affleurement du substrat anté-miocène fait de cette unité un petit horst par rapport au panneau précédent.

Enfin , au centre , le secteur à cinérites se rattacherait au fossé de l'O.Sidi Hamadi et de l'O.Mouzoudj.

2°). La bordure NW de la Forêt de M'Sila , en amont de la vallée de l'O.Sidi Hamadi.

Par certains de ses aspects , la bordure NW du Massif de M'Sila se rattache à la zone précédente . Elle s'étend de la Fme Safsafa à la Maison Cantonnière (d'ouest en est).

a) Les altitudes moyennes sont de 380m.

Mais elles varient : les plus élevées se trouvent au sud (405m) et les plus basses à l'est (330m).

La topographie est mamelonnée avec des croupes étroites et allongées est/ouest , délimitant de petites dépressions fermées.

L'Oued Sidi Hamadi y prend sa source et l'incise à peine . Il coule du SSW au NNE.

b) Le substrat est plus varié que dans la zone précédente : sur le complexe de base tellien constitué de gros blocs calcaires et cristallins, et les calcaires dolomitiques liasiques ("allochtone carbonaté" ; B.Fenèt,

1975) (cf planche n°1), se superposent les marnes et les cinérites messiniennes. Celles-ci sont ici moins épaisses que sur la lanière tabulaire. In surface, elles sont remaniées et donnent une formation superficielle sablo-limoneuse jaunâtre à petits éléments grossiers et pisolithes. Sur cette dernière, se sont déposées des colluvions sableuses, fines, rubéfiées dont l'épaisseur augmente vers l'est, au niveau de la Maison Cantonnière. Là, elles atteignent 2m.

c) Des ravinements et des phénomènes assez intenses de solifluxion caractérisent la bordure NW de la Forêt de M'Sila, (cf planche n°1).

Ils sont dus à l'existence d'un substrat marneux et aux petites sources qui jaillissent au contact des grés et des marnes messiniens.

Mais la solifluxion n'explique pas entièrement la présence de croupes. Celles-ci ont souvent une disposition régulière qui évoque plutôt une morphologie dunaire. Cette dernière a probablement existé ici comme nous le verrons plus à l'est et a été remodelée par les mouvements de masse.

d) Néanmoins, la bordure NW du Massif de M'Sila se rattache par son modelé à la zone précédente.

En effet, les processus d'ablation semblent y prédominer surtout sur son extrémité occidentale.

Tectoniquement, elle fait partie du horst de M'Sila. De plus elle est découpée d'ouest en est par quatre failles parallèles N. à N.20 (cf planche IV). L'oued Sidi Hamadi, à sa source, coule d'ailleurs entre deux d'entre elles.

3°). La bordure septentrionale du Plateau de Béchédia et du Djebel Azreg el Agab.

D'étendue plus grande, la bordure nord du Plateau de Béchédia et du Djebel Azreg el Agab possède une originalité qui lui est propre.

a) Cependant, topographiquement, les mêmes aspects que ceux de la bordure NW du Massif de M'Sila se retrouvent ici. Mais les altitudes augmentent d'une part, d'ouest en est : de 330 à 390m et d'autre part, du nord au sud : de 340 et 350m à 411m.

b) Ce qui la distingue de la zone précédente c'est :

- l'affleurement sur le plateau de Béchédia du Substrat messinien

gréseux à l'ouest ; marnes à l'est . Il est épais (plusieurs dizaine de mètres) et semble reposer sur les marnes miocènes . Cet aspect rapproche ce plateau de la lamie tabulaire précédente . Mais l'altitude du Messinien est ici moins élevée ; elle est de 260 m à l'ouest et de 330m à l'est ;

- le substrat schisteux et quartzitique jurassique et crétacé constitue le Djebel Azreg el Agab . Il est en discordance latérale avec les marnes nésciniennes du Plateau de Béchédia . Ce djebel est donc un gradin soulevé par rapport à celui-ci .

c) Les grés calabriens sont conservés dans cette zone . Ils sont souvent masqués par des dépôts sableux quaternaires . Ceux-ci affleurent et il n'a pas été possible de déterminer une stratigraphie complète . Deux séries de sables peuvent être distinguées :

Une première série couvre le Plateau de Béchédia . Son épaisseur diminue vers l'est . Là , ils sont presque inexistantes et laissent apparaître les grés calabriens . Une coupe , à l'ouest , à la faveur d'une niche de décollement près de la Maison Cantonnière permet d'en préciser la granulométrie . Deux niveaux se superposent :

- le niveau inférieur a plus de 2m de hauteur . Il est constitué par un sable fin (Md=0,125mm) rubéfié , bien trié (Qde Phi =0,25 ; So Trask=1,087 ; échant. A6c) . Il présente des similitudes avec le sol rouge sablo-limoneux développé sur la croûte grise feuilletée du Massif des Andalouses .

- le niveau supérieur est constitué par 50 à 80 cm d'un banc sableux jaune , légèrement induré . C'est un encroûtement à pellicule rubannée sommitale très mince et blanche (A6_p) . Ses caractéristiques granulométriques sont identiques à celles du sable précédent et par certain côté , il rappelle la dalle gréseuse sur la F₁ terrigène rose saumen du Djebel des Andalouses .

Vu leur bon tri , ces deux niveaux sableux ont probablement une origine éolienne .

Une deuxième série de sable recouvre la bordure septentrionale du Dj. Azreg el Agab . Ce sont des sables éoliens à stratifications obliques et grésifiés . Ils sont identiques à ceux de la Retombée littorale orientale du Massif des Andalouses . Leur épaisseur est de 5m en moyenne .

e) Par conséquent , l'originalité de la bordure du plateau de Béchédia et du Dj. Azreg el Agab réside dans le fait que les dépôts quaternaires

mieux conservés et qu'on peut y déterminer les traces d'une érosion éolienne. Celle-ci est sensiblement similaire à celle du Massif des Andalouses du moins en ce qui concerne le Quaternaire récent. Elle justifie la topographie légèrement ondulée qui correspond ainsi à une morphologie dunaire.

Du point de vue tectonique, une série de failles N. à N.20 découpent la bordure du plateau. Elles permettent de distinguer deux panneaux principaux découpés à leur tour : ce sont le petit gradin soulevé du Dj. Azreg el Agab et le plateau de Béchédia incliné vers l'ouest.

En effet, à l'extrémité est de ce dernier, les marnes messiniennes se trouvent à une altitude supérieure (330m) à celle des grès messiniens (260m) alors que stratigraphiquement ces deux ensembles sont superposés. Ceci explique peut-être, la dynamique ablatrice sur cette partie orientale du plateau de Béchédia et la tendance à l'accumulation au niveau de la Maison Cantonnière, à l'ouest.

Les cours d'eau suivent le tracé de ces failles selon des vallons profonds souvent en V. Ils donnent une allure festonnée au rebord du plateau.

4°) Le Djebel Mazoudj et le Djorf Alia.

Le Dj. Mazoudj et le Djorf Alia forment une entité à part, différente des autres parties de la bordure septentrionale de la Forêt de M'Sila.

a) Les altitudes y sont plus élevées et augmentent vers l'est :

elles passent de 339 m à 472m. C'est un ensemble topographique fortement disséqué par des cours d'eau coulant dans deux directions principales : NE/SW et N / S. Ceci explique la présence des coudes vers la jonction avec la vallée de l'O.Sidi Hamadi.

Le Dj. Mazoudj et le Djorf Alia correspondent donc à des interfluvés allongés SW / NE, séparés entre eux et du reste du Massif de M'Sila par les Chabets Djorf Alia, O. Guedra et M'Sabiah.

Ces interfluvés ont une forme en ligne de crête^{aigue} au Dj. Mazoudj, plus massive dans le Dj. Djorf Alia. Ceci est dû à des différences lithologiques :

b) Sur le Dj. Mazoudj affleurent les schistes jurassico-crétacés tandis que le Djorf Alia est constitué par l'échelle de l'allochtone carbonatée. Dans les deux cas, les formations quaternaires sont peu ou pas existantes. Ce sont en général des dépôts de pente caillouteux ou un sol

LA PARTIE OCCIDENTALE DU LITTORAL ORANAIS :

GRANULOMETRIE DES FORMATIONS SABLEUSES.

FIG. 18 : GRANULOMETRIE DES SABLES ROUGES SABLE-LIMONEUX ET DES COLLUVIONS SABLE-LIMONEUSES ROUGES DES PLATEAUX.

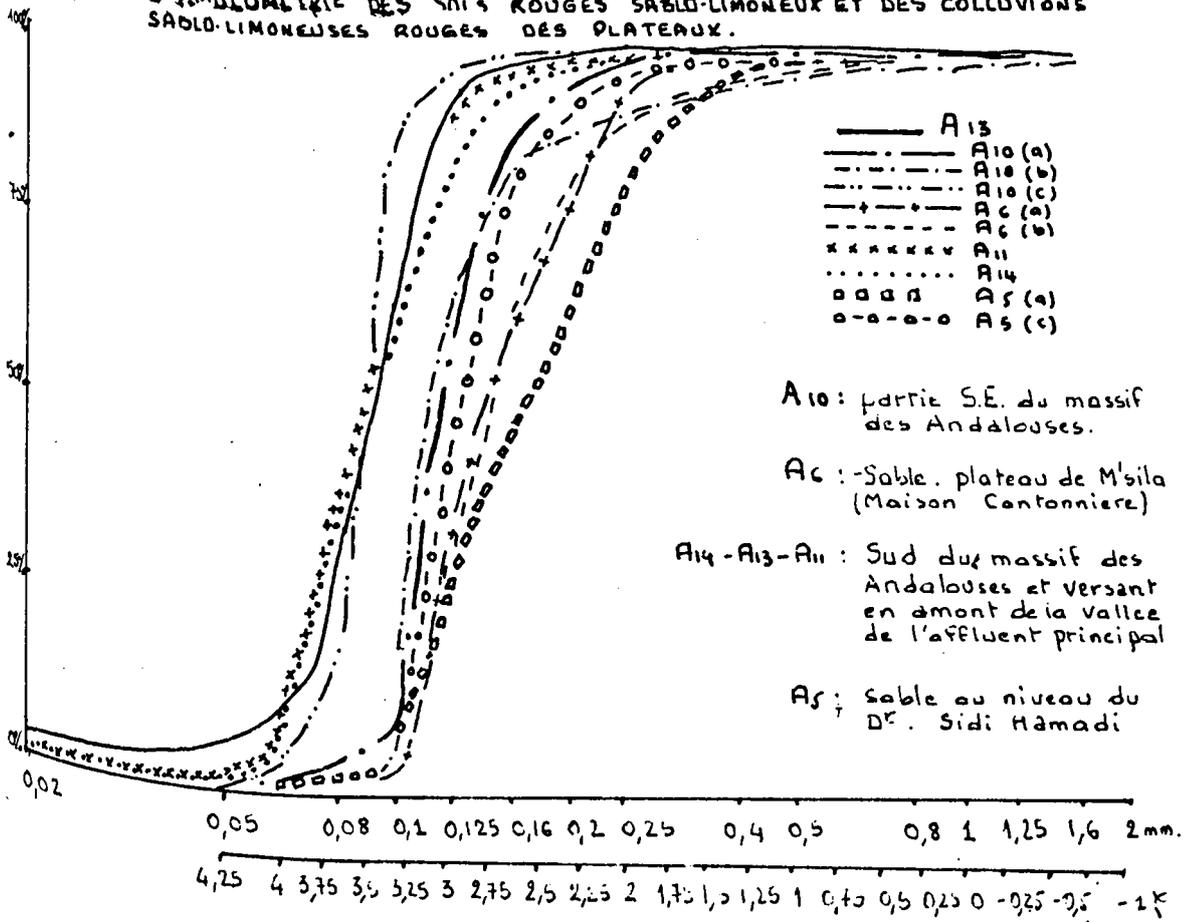
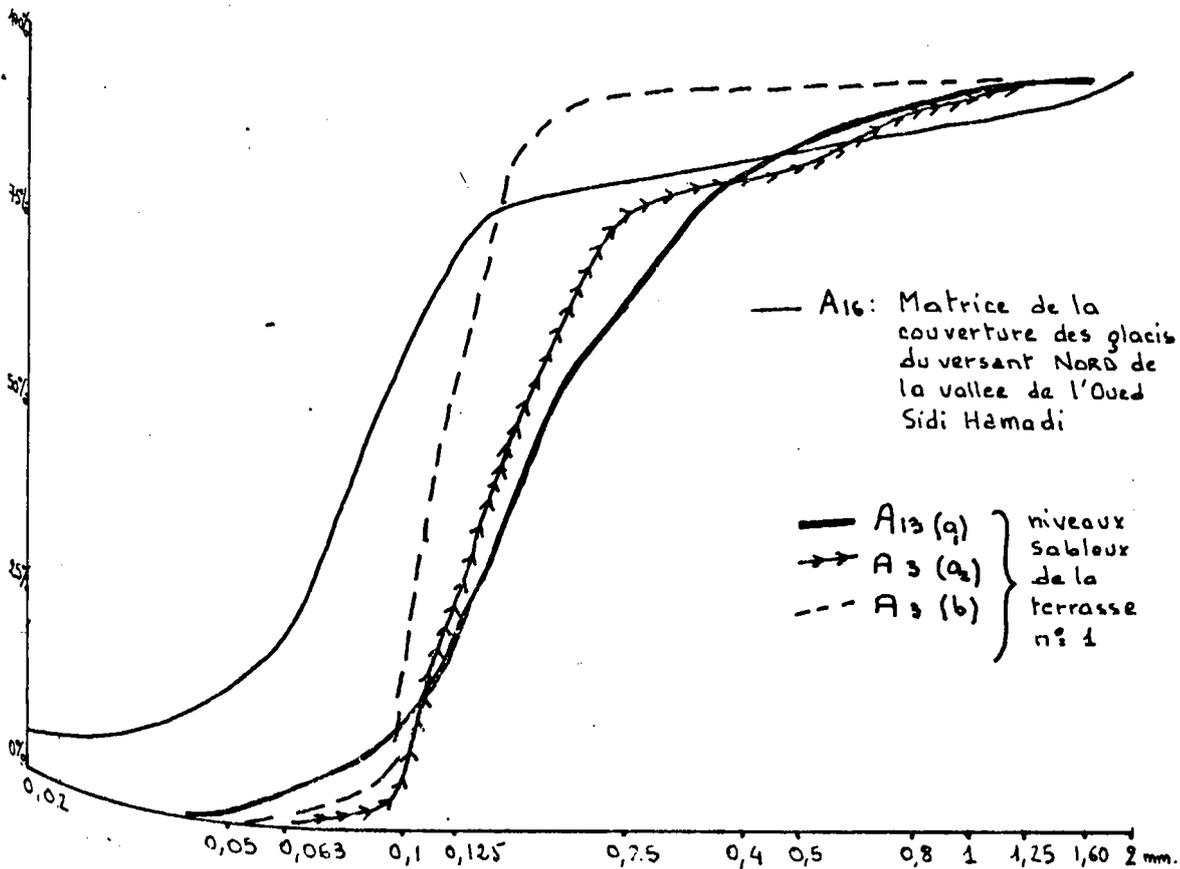


FIG n° 19

GRANULOMETRIE DE LA MATRICE DES FORMATIONS ALLUVIALES.



rouge peu développé (50cm en moyenne) :

L'érosion linéaire l'emporte dans ces djebels . Elle est favorisée par le facteur tectonique : cette zone est nettement plus soulevée que les autres parties de la bordure nord du Massif de M'Sila.

5°). En conclusion : de même que sur le Djebel des Andalouses , la transgression calabrienne est à l'origine de la topographie tabulaire de cet ensemble . La tectonique ^V/individualise des panneaux inégalement soulevés et appartenant à deux systèmes différents : -

- un système se rattachant au ~~fossé~~ fossé de l'O.Sidi Hamadi : la lanière tabulaire de la Fne du M'arabcut en amont de ce dernier . Elle est constituée de trois gradins.

- un système appartenant au horst de M'Sila . Sa bordure septentrionale est compartimentée en deux ensembles principaux qui se subdivisent eux-mêmes en panneaux secondaires : un bloc occidental comprenant une partie à l'est subsidente et un ensemble oriental nettement soulevé .

L'influence de la tectonique se fait sentir sur le modelé : elle favorise l'érosion linéaire et ablativ^{secteurs les}e dans les plus soulevés comme par exemple , le Dj. Mazoudj et le Dj. Djorf Alia . Dans les zones qui le sont moins , les processus d'accumulation par ruissellement l'emportent comme par exemple , au niveau de la Maison Cantonnière.

Cependant , la présence à proximité de grandes vallées drainées par des cours d'eau exoréiques ; la vallée de l'O.Sidi Hamadi et celle de l'O. Mouzoudj , fait de ces plateaux un ensemble très érodé . Aussi , les dépôts quaternaires y sont très réduits à l'exception du Plateau de Béchédi et du Dj. Azreg el Agab , là , ils sont similaires à ceux du Quaternaire récent du Djebel des Andalouses ; même type de sol rouge , de sables grésifiés à stratifications obliques . De plus , il ne faut pas oublier la présence des grés calabriens .

C. LA VALLEE DE L'OUED SIDI HAMADI.

I.-Introduction :

D'importance très modeste : 15 km de long et une largeur moyenne de 4km , la vallée de l'O. Sidi Hamadi correspond à un fossé d'orientation SW/NE. Celui-ci s'insère entre le Horst des Andalouses au nord et

celui de M'Sila au sud . Il appartient en outre , à une zone de subsidence englobant la plaine des Andalouses-Bou Sfer .

La forme de la vallée est en U avec un fond qui s'élargit vers l'embouchure . Celle-ci est bordée par une côte basse et sableuse , se relevant légèrement de part et d'autre de l'O.Sidi Hamadi .

La vallée est dissymétrique : le versant sud est long tandis que du nord , il est court (profil en long et en travers) . Elle est drainée par l'O. Sidi Hamadi qui est un cours d'eau temporaire . Celui-ci peut néanmoins être pérenne en amont certaines années pluvieuses grâce à de nombreuses petites sources . Ces dernières sont souvent saumâtres et jaillissent au contact des marnes miocènes et des cinérites gréseuses , bréchiques et conglomératiques .

L'O.Sidi Hamadi possède plusieurs affluents et l'ensemble du tracé du réseau est guidé par la tectonique.

II. Un réseau hydrographique guidé par la tectonique .

L'O.Sidi Hamadi et ses affluents prennent leur source sur les plateaux . Un seul affluent (sans toponymie) est assez important , sur le flanc nord , pour posséder sa propre vallée . Les autres plus courts , ont un comportement différent selon qu'il s'agit du versant septentrional ou méridional . Le tracé de l'ensemble des cours d'eau est guidé , pour la plupart , par des failles (cf planche n° 3) .

1°). Le tracé du réseau hydrographique .

L'O.Sidi Hamadi a un tracé en général rectiligne : il ne forme que de très petites sinuosités avec des gorges au niveau du Douar Sidi Hamadi et un méandre à l'embouchure . Sa direction générale est SW / NE . Mais il change deux fois de sens d'écoulement en décrivant chaque fois un coude proche de 90° :

- * l'un à l'ouest , à sa sortie du Massif de M'Sila;
- * l'autre , à l'aval , au niveau du village d'El Ançor.

Dans ces deux cas , sa direction devient presque méridienne .

L'affluent principal incise la bordure méridionale du Djebel des Andalouses . Il coule parallèlement à l'O.Sidi Hamadi dans lequel il se jette après avoir décrit un coude d'environ 90° et ce , à quelques mètres seulement de la côte .

Les autres affluents dessinent un réseau orthogonal avec l'O. Sidi Hamadi . Ceci est très net pour ceux qui descendent du Massif de M'Sila . Les cours d'eau sur le versant nord sont plus longs et plus abondants à l'amont où ils forment un chevelu qu'à l'aval . Là , ils sont très courts et en général rectilignes tandis qu'à l'amont ils dessinent des sinuosités . Coudes et tracé orthogonal s'expliquent par un jeu de failles qui forment un maillage assez dense dans cette vallée .

2°). Un faisceau assez dense de cassures explique le tracé général le tracé général des cours d'eau (planche n°3).

Deux directions prédominent : N. à N.50 et N.90 et des complémentaires à N.145-150.

a) Une série de grands accidents à N.20- N.40 sont responsables du tracé général de l'O. Sidi Hamadi et de son affluent principal . (cf planche 5). Exemples :

* celui qui passe au sud par Ain Na'ia et s'étire au-delà de la Maison du Caïd : en amont il met en discordance latérale le miocène gréseux et bréchique et les schistes jurassico- crétacés . Son tracé est jalonné de déformations et de dénivellations visibles dans les bancs gréseux des marnes du 1^{er} cycle post-nappes (M1);

* trois accidents se suivent à partir du Domaine du Guedra vers le Nord. Ils sont visibles sur photographies aériennes . Au sud de la Fme Bués , les grès des marnes tortoniennes portent les traces de déformations : cassures et plis;

* enfin , parallèlement à l'accident d'Ain Naja , deux failles dont une passe au sud de la Fme du Marabout et la seconde par Ain Ekris , ont permis à l'affluent principal de creuser sa vallée . Elles mettent en discordance latérale marnes et cinérites méssiniennes .

b) Un grand accident presque méridien , signalé par B. Fenêt (1975) passe au niveau des Andalouses . Il est responsable des coudes que font les deux oueds vers leur embouchure .

c) Une série de failles N. à N.50 découpent les deux versants de la vallée (cf B. I&II) ainsi que l'interfluve entre l'O. Sidi Hamadi et son affluent principal . Elles influencent les sens de l'écoulement des oueds qui descendent des Djebels.

Ce réseau hydrographique guidé par des lignes de failles s'imbrique dans un milieu lithologiquement différencié : d'où modelé d'une vallée

dissymétrique où versant nord et versant sud s'opposent.

III.- Le versant septentrional .

Le versant septentrional appartient à la bordure sud du Massif des Andalouses . Il comprend la vallée de l'affluent principal de l'O.Sidi Hamadi .

1°). Caractéristiques générales :

Le versant septentrional se distingue surtout par un profil convexo-concave se terminant par un glacis . Il est plus long au NE qu'au SW et la convexité sommitale est coupée de corniches ou d'abrupts vers l'amont.

Les dénivellations moyennes sont plus fortes à l'aval (120m) qu'à l'amont (85m) . De même , l'altitude des sommets du versant est plus élevée au NE (290m) qu'au SW (260m) .

La vallée de l'affluent principal de l'O.Sidi Hamadi est également dissymétrique : le versant sud est rectiligne alors que le versant nord est convexo-concave et coupé par un gradin . Celui-ci a quelques mètres de long (cf Fig n°18 , coupes I & II) : 250m à 350m et se situe toujours à la même altitude : 200m. On peut le suivre dans le paysage depuis le ravin qui aboutit au point côté 83m à l'embouchure (x=173 ; y=272 , feuille des Andalouses n°^s 3-4 au 1/25.000^e) jusqu'au point 223 m (x=171 , y= 270) à l'amont . Sa longueur diminue vers le SW où il disparaît .

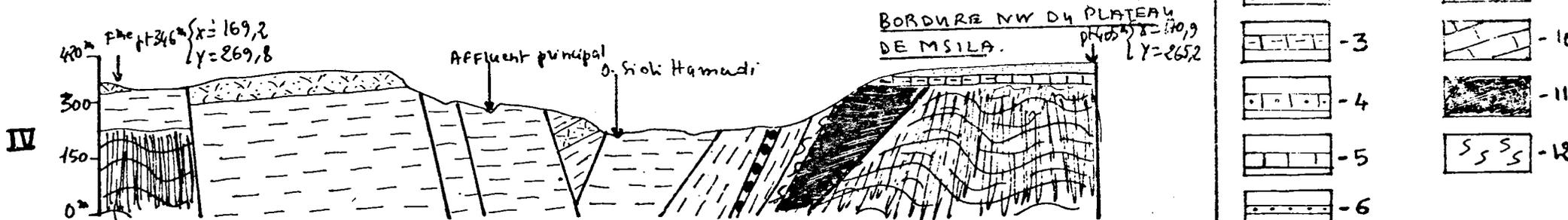
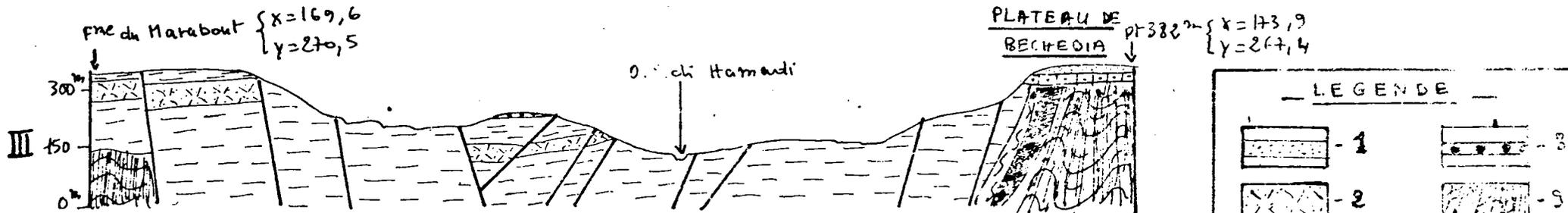
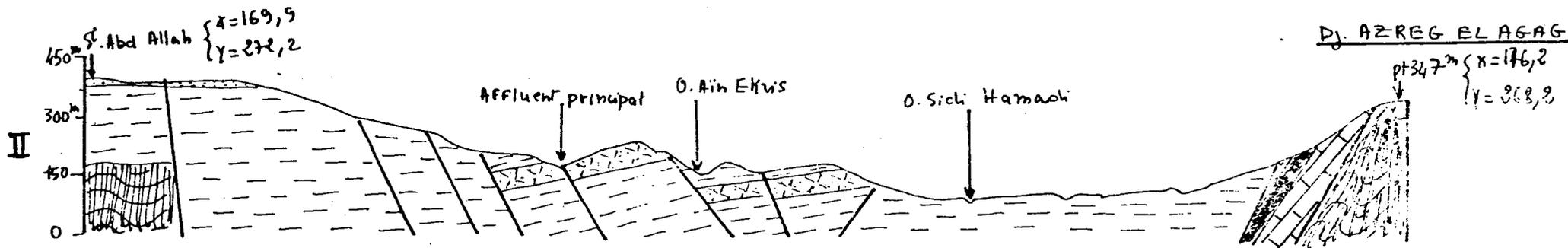
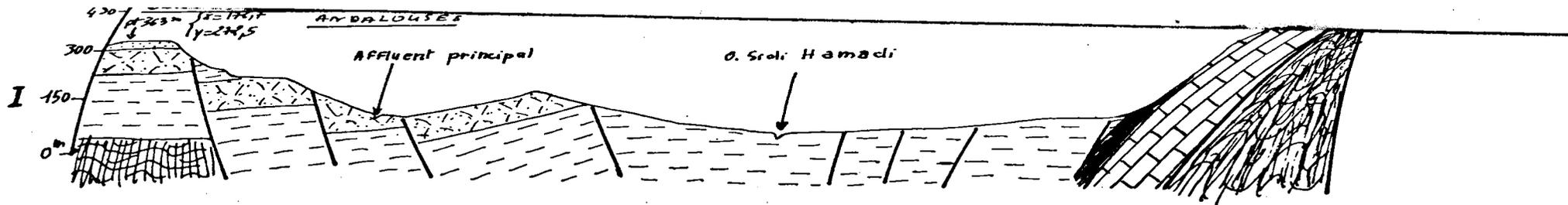
L'interfluve entre l'O.Sidi Hamadi et son affluent principal est en forme de plan légèrement déprimé en son centre . Il constitue une cuvette bordée de petits bombements séparés par une série d'oueds.

L'amont a un tracé légèrement courbe , des altitudes de 350 à 380m et une topographie mamelonnée . Il est bordé par un talus escarpé de plusieurs mètres de dénivellation (10 à 50 m) . Celui-ci forme le contact avec les plateaux . Il est souvent dédoublé .

2°). Stratigraphiquement , le substrat comprend deux séries :

- à la base : les marnes du 11^{er} cycle post-nappes (M1) . Elles reposent sur des conglomérats très consolidés et lités pris dans un ciment argilo-sableux . Ces conglomérats n'affleurent qu'à l'aval vers le point 59m (x=175 ; y=271) . Ils sont fortement cassés et basculés vers le SW.

- sur ces marnes du M1 , se trouve le Messinien formé par des marnes



LEGENDE

	1		8
	2		9
	3		10
	4		11
	5		12
	6		
	7		

Fig^o 20 = Coupes interprétatives NW-SE au travers de la vallée de l'o. Sidi Hamadi

0 500^m

Fig n°20 : Coupes interprétatives NW /SE au travers de la vallée de l'O.Sidi Hamadi (d'après B.Fenôt , 1975 et relevés sur le terrain) :

1- grès calabriens et formations sableuses et sablo-limoneuses quaternaires des plateaux. 2-cinérites méssiniennes . 3- marnes méssiniennes .4- grès méssiniens. 5-calcaire messinien .6- sables jaunes miocènes .7- marnes miocènes indifférenciées. 8- conglomérats de la base des marnes M1 .9- autochtone et para-autochtone schisteux . 10- allochtone carbonaté . 11- complexe de base de l'allochtone tellien constitué de gros blocs calcaires et schisteux , 12- allochtone tellien marno-schisteux.

et des cinérites . Les premières peuvent être épaisses : + de 100m . Les cinérites affleurent au sommet . Elles ont un faciès qui varie : à l'aval, elles sont tuffeuses avec des passées gréseuses et des niveaux détritiques peu épais à petits éléments bien roulés . A l'amont, elles sont gréseuses , bréchiques ou conglomératiques .

En conséquence , nous sommes en présence d'un milieu à lithologie contrastée.

3°). La tectonique s'est manifestée par des mouvements verticaux empruntant des failles préexistantes et en créant de nouvelles .

En effet , les formations similaires messiniennes sont à des altitudes différentes . Ex : les cinérites présentent des dénivellations de part et d'autre de l' affluent principal de l'O.Sidi Hamadi : elles sont à 320 m sur le versant nord et à 223m sur le versant sud.

De même , des différences d'altitude s'observent d'amont en aval , de part et d'autre de la série de cassures à N. N.20 à N.50 qui découpent l'amont de la vallée ainsi que la bordure méridionale du Djebel des Andalouses . Ainsi , les cinérites se trouvent :

* sur l'extrémité orientale de l'interfluve à 223m

* sur l'extrémité occidentale de celui-ci à 180 m puis à 160m.

Sur la rebord du Djebel des Andalouses , elles sont , à 330m tandis qu'au sud de la retombée littorale de celui-ci, elles sont à -0m (cf § B,I).

Plus de 100m de dénivellation existent donc entre les affleurements des cinérites à l'amont et à l'aval et de part et d'autre de l'affluent principal de l'O.Sidi Hamadi. Cela permet de supposer que se produit dans cette zone , ou bien une surrection de l'amont de la vallée et de la bordure méridionale du Djebel des Andalouses , ou bien il y a subsi-

subsidence de l'aval , ou bien encore les deux mouvements conjugués à la fois .

En fait , la bordure méridionale du Djebel des Andalouses appartient on l'a vu , (cf § B,I) à un secteur tectonique intermédiaire entre le Horst des Andalouses et le fossé de l'O.Sidi Hamadi. Il est permis de penser que ce panneau se subdivise car tirailé par des mouvements contraires et nous avons finalement des blocs inégalement soulevés et descendant vers le lit de l'oued . Ceci est matérialisé par les gradins continus sur le versant nord de la vallée et formés de cinérites.

De même , la lanière tabulaire de la Fme du Marabout est moins soulevée que le secteur tectonique précédent. Mais elle l'est beaucoup plus que l'ensemble formé par l'interfluve .Ce dernier est constitué d'une série de blocs nettement subsidents :

- d'une part , à son extrémité occidentale ; (avec une inclinaison SW) ;
- d'autre part , à l'aval : Le débouché des deux cours d'eau est un petit graben.

En conséquence , nous sommes en présence d'un milieu tectonisé .

4°). Le modelé quaternaire :

a) C'est ce domaine à lithologie contrastée où les cinérites se comportent comme des roches résistantes par rapport aux marnes et tectonisé que l'O.Sidi Hamadi et son affluent principal ont incisé.

A l'amont , par érosion différentielle , a été dégagé le talus bordier cinéritique . Ceci a entraîné l'affleurement des marnes . Cette dynamique a d'autant été favorisée que des sources jaillissent au contact des deux roches . Celles-ci donnent lieu à des processus de ravinement et de solifluxion souvent très intenses (cf planche I).

Les mêmes observations peuvent être faites à l'aval : la convexité des versants ainsi que les abrupts et les corniches sont modelés dans les cinérites . La concavité est marneuse quant à elle. Aussi , à la base des cinérites des eaux souvent saumâtres ou légèrement salées (grâce au gypse que contiennent les marnes) , suintent .Elles provoquent un ravinement intense aboutissant au recul du talus bordier par glissement par paquets et au paysage de bad-lands (ex : au niveau de la Maison Cantonnière).

b) Au versant convexo-concave qui découle de la juxtaposition des cinérites et des marnes , fait suite un glacis court en général et très affecté par les ravinements . Il est continu le long des deux versants septentrionaux (vallée de l'O.Sidi Hamadi et celle de son affluent principal). Mais son altitude diminue d'ouest en est , de 138m à la Maison du Caïd , à 48m vers le coude de l'oued à l'aval .

C'est un glacis couvert . Les dépôts ont un 1m50 à 4m d'épaisseur et reposent sur les marnes miocènes . Ils sont constitués par deux formations:

* A la base : un matériel hétérogène et hétérométrique où prédominent gros galets et blocs . Ces derniers peuvent atteindre 1m50 de long . Ils sont constitués de schistes , de calcaire dolomitique et surtout de grés calabriens . La matrice est un sable fin , jaunâtre à rose et peu abondante en général . Ce matériel provient du démantèlement des grés calabriens et la matrice remanie ces derniers mais très altérés . Il est , d'autre part , similaire à celui de la Séquence I du rebord méridional du Djebel des Andalouses (cf Fig n°7) . C'est un dépôt torrentiel .

* Au-dessus : couverture à matériau plus fin . Deux coupes sont représentatives :

La 1ère coupe est située à la concavité du glacis , au-dessus de la Fme Rodriguès , vers le point côté 103m ($x=173,9$; $y=269,4$, carte des Andalouses au 1/25.000è nos 7-8) . Sa hauteur totale est de 2m75 . A la base se trouve 1m de sable très fin , limoneux , légèrement rubéfié et enrichi en calcaire sous forme de pseudomycélium . Au-dessus : un petit lit blanchâtre de 10 à 25 cm d'épaisseur à accumulation calcaire sous forme tuffeuse et contient du sel . Enfin 1m50 d'une formation marno-sableuse à petits éléments gris clair sub-anguleux provenant des cinérites . Ce banc se termine par une croûte zonée rose à gris foncé de 5cm d'épaisseur moyenne et à pellicule rubannée sommitale grise ou blanche.

La 2ème coupe a 4m de hauteur . Elle se situe dans la vallée de l'affluent principal de l'O.Sidi Hamadi : talus vers le point côté 83m ($x=173$; $y=272$, carte des Andalouses Nos 3-4) , à la terminaison aval du glacis . Le matériel grossier (blocs et gros galets)n'existe pas . Trois niveaux sont superposés :

- le niveau inférieur est haut de 1m50 à 2m . Il est constitué de sable fin , enrichi en calcaire avec un encroûtement nodulaire . Il contient de petits éléments sub-émoussés à émoussés hétérogènes (schistes , andésites , cinérites) dont les tailles \ll 5cm .

- le niveau moyen a 1m de hauteur ; c'est un sable jaune et moyen .
- le niveau supérieur est un sable encroûté sur 1m . Il possède une mince croûte légèrement feuilletée , blanche , à pellicule sommitale grise .

Ce glacis , à l'aval , forme une avancée en lanière sur la rive gauche de cet affluent au niveau de la confluence avec l'O.Sidi Hamadi . Il a donc été érodé .

Ces deux coupes montrent donc une couverture encroûtée à croûte calcaire zonée . Celle-ci , sur le versant nord de l'affluent principal a été érodée et ne subsiste plus qu'à la racine du glacis . Ailleurs , affleure ou bien l'encroûtement tuffeux ou bien il y a eu genèse ultérieure d'une mince croûte blanche et légèrement feuilletée telle celle de la coupe 2 .

c) Ce glacis surplombe une terrasse qu'incisent actuellement l'O. Sidi Hamadi et son affluent principal . C'est donc la terrasse la plus basse (n°1) . Le contact se fait par un talus souvent escarpé de 4 à 10 m de hauteur .

La terrasse est peu étendue . Sa hauteur moyenne est de 8m environ . Elle est constituée en général de deux niveaux :

- un niveau inférieur dont l'épaisseur augmente vers l'amont . Là , elle atteint 4m . Son matériel est identique à celui de la base du glacis : gros galets et blocs hétérométriques (dolomies , schistes , grès calabriens) non lités et à matrice peu abondante , sableuse (sable fin) rose à jaune clair .
- un niveau supérieur plus développé (3 à 5m) . Il se caractérise souvent par un matériel moins gros et une matrice très abondante , sableuse ou sable-argileuse , finement litée , brun clair à grisâtre (10 YR-5/4 à sec) . Les galets sont petits en général , peu nombreux et à prédominance schisteuse à part quelques éléments calcaires plus gros . Ces galets se disposent en minces bancs .

A l'amont , au niveau du Douar Sidi Hamadi , l'oued à sa descente du plateau coule entre des berges escarpées dont la hauteur est légèrement supérieure à 10m . Elles montrent , sur les marnes argileuses et grises miocènes :

- à la base : 5m en moyenne d'un sable rubéfié , ocre , sans galets et comportant des taches rouges et blanches (ces dernières sont , soit du calcaire en amas friables , soit du sel NaCl) . Des concrétions calcaires existent aussi , dues au suintement des eaux des sources . Le sable est fin (Md = 0,16mm) , bien classé (ϕ de Phi = 0,5 et So Trask = 1,22) (échant. A3a₁) . La courbe granulométrique présente des paliers , ce

qui traduirait un matériel remanié ou soliflué . Cette dernière hypothèse est plausible puisque le substrat est argileux .

- au-dessus : 2m en moyenne d'un sable légèrement rubéfié et fin (Md=0,16) bien trié (Qdc Phi=0,5 et So Trask = 1,20) (échant. A3a₂) . Ce sable contient des lits de galets bien émoussés , souvent arrondis , gréseux et quartzitiques . Les grains des galets gréseux sont de même nature que les sables du niveau précédent . Ils possèdent , en outre , une mince pellicule ferrugineuse ou manganifère . De plus , ils sont souvent très altérés . Ce niveau contient aussi quelques outils préhistoriques non déterminés .

- au sommet , 1 à 2 m de sable jaune et fin (Md =0,125mm) bien trié (Qdc Phi = 0,25 et So Trask = 1,08) (échant. A3b) .

Cette formation peut être assimilée à la terrasse la plus basse car, elles sont en continuité topographique . Elle remanie deux séries de sables éoliens encroûtés , l'encroûtement ayant donné des galets gréseux . L'origine de ce matériel peut se trouver dans les dépôts sableux de la Maison Cantonnière (cf § B-II) . La couleur rouge des niveaux inférieurs est donc probablement héritée . Ce sont des sables éoliens , pédogénéisés et remaniés . Enfin , l'altération des galets gréseux et la présence d'une mince pellicule ferrugineuse ou manganifère peut être attribuée à une action chimique . Celle-ci a été favorisée par le mauvais drainage des eaux et au surintement de petites sources .

1) Des formations de pente caillouteuse et des colluvions sablo-limoneuses peu épaisses en général (< 50cm) recouvrent une partie des versants et du glacis .

Sur les versants , on trouve des galets sub-anguleux cinéritiques de petite et moyenne taille (environ 5cm en moyenne) . Vers l'embouchure des oueds , cette formation de pente est plus riche en galets constitués de grés calabriens , de débris de croûte calcaire , d'andésite , de roches vertes et de schiste (ces derniers sont des éléments du niveau détritique des cinérites) . La matrice est plus abondante , sableuse à sablo-limoneuse et se distingue par sa couleur jaune clair .

Cette formation est souvent enrichie par des colluvions sablo-limoneuses rubéfiées de 50cm en moyenne d'épaisseur . De couleur rouge (5YR-6/6 au 5YR-5/6) , elles présentent un matériel bien trié (Qdc Phi = 0,375 et 0,125 et So Trask 1,10 à 1,074)(échant. A** et A13) et très fin (Md=0,08mm) . Elles contiennent quelques galets sub-anguleux .

Ces colluvions proviennent de l'érosion , en amont , du sol rouge développé sur la formation sableuse à croûte grise feuilletée du Massif des Andalouses.

e) Enfin , en amont , en contrebas du talus bordier , il faut signaler des formations de coulées de solifluxion. Elles remanient le substrat marneux et cinéritique : elles sont sablo-argileuses , jaunes et contiennent de petits galets . Ceux-ci sont émoussés à l'ouest et au NW d'Ain Naja . Au sud , ils sont sub-anguleux à sub-émoussés (cf planche I) .

f) En conclusion , nous pouvons dire que le modelé convexo-concave est conforme aux données lithologiques et le tracé du réseau hydrographique à la tectonique. Le glacis couvert est , quant à lui , un épisode semi-aride postérieur à l'ablation des grés calabriens . Cependant , sa présence uniquement sur le versant nord de la vallée ne s'explique pas uniquement par le type de climat , mais aussi par les conditions morphostructurales .

En effet , le versant est modelé dans des roches facilement ameublées et érodées (cinérites , marnes et grés) . De plus , il est en position d'abri par rapport aux vents dominants d'W et du SW : l'impact et le volume des pluies amenées par ces derniers se trouvent par conséquent amoindris .

Son matériel , notamment le niveau supérieur , ressemble par certains côtés à la Formation sableuse à croûte grise feuilletée des Andalouses dont il est probablement contemporain . Celle-ci , on l'a vu , a été mise en place par glaciplanation . Mais l'encroûtement est différent et on ne trouve pas trace de la genèse d'un sol rouge sur la croûte calcaire .

Ce glacis a été incisé par l'oued qui a mis en place une terrasse . Celle-ci remanie le substrat miocène et possède à sa base , le même matériel torrentiel que le glacis . Enfin , les formations de pente sont les témoins de la reprise récente du modelé des versants .

IV. Le versant méridional .

Plus long (en profil longitudinal) que le versant nord (9 à 10 km contre 5 à 6 km) , le versant méridional est moins homogène et possède des caractéristiques plus variées .

1°) Les aspects généraux :

D'est en quest :

- le profil du versant méridional est plus long au NE qu'au SW . En même temps , c'est au NE , à Djorf Alia , qu'il est le plus escarpé (dénivellation de 300 à 350m sur 600 à 650 m de long) . Il se caractérise par une convexité sommitale bien prononcée , l'esquisse d'un replat légèrement incliné vers le nord et une pente rectiligne de 25 à 35° . Celle-ci se termine par une concavité basale . De part et d'autre du Ravin de la Mauresque , des pointements rocheux dessinent de petites corniches souvent doublées.
- au Djebel Azreg el Agab et au Djebel Mazoudj , le profil est moins escarpé avec 280m en moyenne de dénivellation . Il a une allure rectiligne à légèrement concave avec des pointements rocheux . La pente devient plus douce en dessous de 200m . L'ensemble est très disséqué par des oueds qui mettent en relief des interfluvés en forme de ligne de crête .
- entre l'O. Azreg el Agab et la Maison Cantonnière , le profil est plus court , concave avec des dénivellations de 150m en moyenne . Mais au niveau du Dr Sidi Hamadi , le versant dessine un abrupt rectiligne de 40 à 45m de hauteur .
- à l'ouest de la Maison Cantonnière , le versant est convexe et escarpé . Son profil est plus long à l'est qu'à l'ouest . Les dénivellations sont de 170 à 88m .
- enfin , l'amont a les mêmes caractéristiques que le versant septentrional.

2°) D'une manière générale , le versant méridional est un escarpement de ligne de faille qui juxtapose des lithologies différentes .

La lithologie du versant méridional à l'encontre de celui du nord, est plus variée , plus contrastée que celle de ce dernier : on l'a vu dans le chapitre sur les plateaux (cf § B ,II) . Deux ensembles la constituent :

- Le premier ensemble est le substrat de la partie escarpée du versant et se rattache au système du herst . Il est constitué par :
- l'allochtone carbonaté et le complexe de base à Djorf Alia;
 - les schistes à bancs de quartzites et le complexe de base au Djebel Mazoudj et au Dj. Azreg el Agab;

Fig. n° 21

VALLÉE DE L'O. SIDI HAMADI AMONT

GRANULOMETRIE DE LA MATRIxe DES FORMATIONS DE SOLIFLUXION.

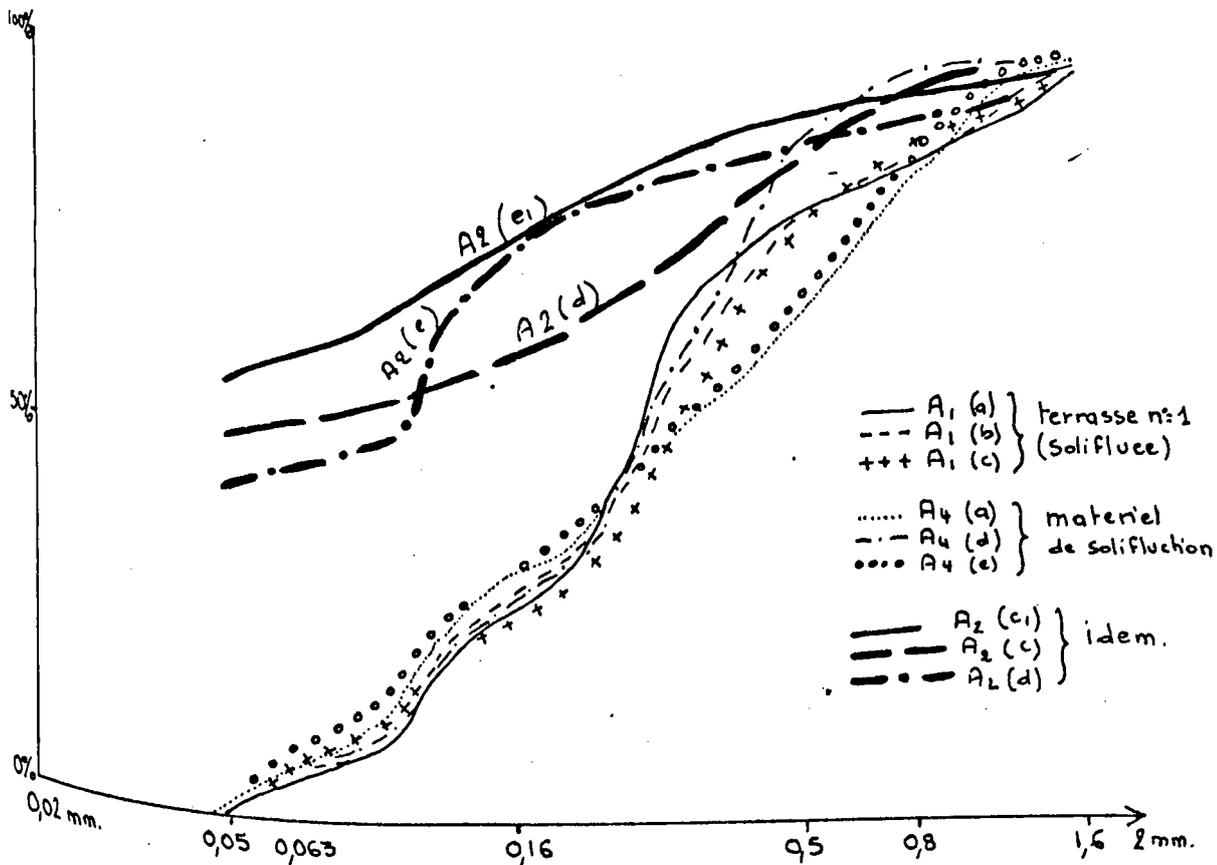


TABLEAU N° 5 : GRANULOMETRIE DES SABLES DES FORMATIONS DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU LITTORAL ORANAIS

ECHANTILLON N°	Q1	Q3	Md. mm.	Q de phi	SoTrask	ASQ
A5(a)	3,25	1,75	0,16	0,75	1,36	-0,25
A5(c)	3,25	2,75	0,125	0,25	1,087	0
A11	4	3,25	0,08	0,375	1,10	0,125
A13	3,75	3,25	0,08	0,125	1,074	0
A14	4	3,25	0,08	0,375	1,10	0,375
A10(b)	3,25	2,75	0,1	0,25	1,087	-0,25
A6(a)	3,25	2	0,125	0,625	1,27	-0,25
A3(a1)	3	2	0,160	0,5	1,22	-0,25
A3(a2)	3,25	2,25	0,160	0,5	1,20	0
A3(b)	3,5	3	0,125	0,25	1,080	0

- les marnes et les grés méssiniens de l'O. Azreg el Agab à la Maison Cantonnière . Ce sont ces grés qui constituent l'abrupt au-dessus de la vallée.

- l'allochtone carbonaté et le complexe de base , à l'ouest . Celui-ci est composé par des "roches vertes , des conglomérats permien , des calcaires marmoréens , des brèches dolomitiques et du gypse " (B.Fenêt, 1975).

Ce complexe de base affleure donc tout le long du versant . Mais son extension et son épaisseur varient :

* à l'ouest de l'O. Azreg el Agab vers le point coté 364m (x=173 , y= 267 ; feuille des Andalouses Nos 7-8) , il affleure largement et monte assez haut en altitude , jusqu'à 320 m . De même , à l'ouest de la Mon Cantonnière , il forme l'ensemble du versant (cf planches I & II).

* au NE , au pied du Djorf Alia , il est plus réduit . Les pointements rocheux correspondent à ses éléments mis en relief par l'érosion .

Le second ensemble est constitué par les marnes miocènes (du M1 et M2) qui remplissent le fossé de l'oued Sidi Hamadi .

Ainsi , si tectoniquement , le versant méridional de la vallée se rattache au Horst de M'Sila , il se trouve dans la zone de contact entre celui-ci et le graben de Sidi Hamadi . Ce contact est matérialisé par une série d'accidents à N. 50 et N.90 .



Du point de vue morphogénique , la juxtaposition d'un ensemble de terrains résistants (exception faite de l'extrémité occidentale du Dj. Azreg el Agab marneuse) et d'un ensemble moins résistant , marneux , a favorisé l'érosion différentielle . Celle-ci est d'autant plus dynamique que les données climatiques et tectoniques s'y prêtent : le versant est bien exposé aux vents d'W et du NE . Par conséquent il est mieux arrosé que le versant nord. et reçoit plus violemment l'impact des pluies . De plus , il est dans une zone de contact entre deux entités tectoniques différentes : au nord , un graben et au sud un horst qui en se soulevant , s'incline vers la Sebka au sud . De ce fait , le versant est entraîné vers le haut plus que la retombée méridionale de M'Sila et ainsi , sa pente se trouve accentuée au fur et à mesure que les mouvements tectoniques se font . Ceci explique sa convexité et son escarpement . Ce dernier aspect est renforcé par les nuances lithologiques . Cependant , ce versant n'est pas homogène sur toute sa longueur . Nous avons vu , dans le chapitre B, II , que le rebord nord du Horst de M'Sila est constitué de quatre panneaux tectoniques principaux , de plus en plus soulevé vers l'est . Or , ce sont le Djorf Alia , le Dj. Mazoudj et le Dj. Azreg el Agab qui forment le contact le plus escarpé de l'ensemble avec la vallée de l'O. Sidi Hamadi .

Le versant méridional de la vallée de l'O.Sidi Hamadi est donc modelé dans un escarpement de ligne de faille constitué de gradins inégalement soulevés et à lithologie variée et contrastée . Les dépôts quaternaires achèvent de souligner l'originalité de ce versant sud par rapport au versant nord .

3°) Les dépôts quaternaires :

En effet , le contact avec le lit de l'O.Sidi Hamadi est différent sur ce versant méridional par rapport au précédent .

D'El Ançor à l'ouest de la Fne Eues (pt. 95m) , une série de cônes de déjection s'étalent à la base du versant . Leur font suite : deux terrasses alluviales étagées . Une formation litée recouvre la racine des cônes et donne son aspect régularisé au bas du versant de Djorf Alia et du Dj.Mazoudj .

A l'amont , ces cônes disparaissent , faisant place à des mouvements de masse et des ravinements intenses . De même , les terrasses deviennent plus réduites et subsistent seulement le long du lit de l'oued .

Toutes ces formations quaternaires occupent un espace beaucoup plus grand sur la rive droite de l'oued que sur sa rive gauche .

a) Les cônes de déjection contribuent à souligner les différences qui existent avec le versant septentrional .

Leur matériel est peu épais en général : 2 à 2m50 en moyenne . Il repose sur les marnes miocènes et est hétérogène et hétérométrique . Il est similaire à celui qui constitue la base des glacis couverts du versant nord ainsi que celui qui ravine la bordure méridionale du Massif des Andalouses (cf § B,I, séquence I) . En outre , il est encroûté : l'encroûtement est tuffeux avec au sommet une croûte calcaire compacte de 20cm d'épaisseur , à ciment rose et grains très fins , bien indurés . Une pellicule rubannée gris foncé à rose saumon la surmonte . La croûte calcaire prend souvent l'aspect de dalle immédiatement au pied du Djorf Alia et du Dj. Mazoudj . Là , elle atteint et dépasse 1m50 d'épaisseur et possède un faciès conglomératique : elle englobe de gros galots calcaires et formés de roches vertes dans un ciment gréseux rose . Sa position en contrebas de massifs calcaires explique sa forte épaisseur : elle est bien alimentée en calcaire .

A l'amont de la vallée , ce matériel est remanié par la solifluxion : présence du substrat marneux affecté par des mouvements de masse .

Ces derniers sont favorisés, on l'a vu par les sources qui jaillissent au contact des grès et des brèches cinéritiques avec les marnes miocènes. Par conséquent, ces mouvements de masse entraînent avec eux le manteau détritique (cf planche I). A l'aval, celui-ci présente des bossèlements qui ne peuvent s'expliquer autrement .

Ainsi, malgré la similitude de faciès des dépôts à gros galets et gros blocs à la base des deux versants, c'est au sud qu'ils révèlent le mieux le mode de leur mise en place. Celui-ci est du type torrentiel. Il suppose non seulement un climat particulièrement agressif (pluviométrie abondante sur un substrat mal protégé par un couvert végétal faible ou inexistant), mais aussi, une activité tectonique ayant facilité le remaniement de gros blocs de nature lithologique résistante. Cette dynamique torrentielle est probablement le fait des cours d'eau du versant méridional puisque c'est là que les dépôts ont la forme de cône, la plus grande extension et que se trouve l'origine en grande partie des galets et des blocs. Ce matériel a butté, au moment de sa mise en place, contre le versant septentrional de la vallée. Aussi, peut-on envisager l'hypothèse d'un recouvrement de tout le fond de la vallée par cette formation torrentielle .

b) La Formation litée du Ravin de la Mauresque :

Sur la rive droite du Ravin de la Mauresque, à son débouché sur la vallée, au point coté 106m (x= 176 ; y = 270, carte des Andalouses Nos 7-8) existe un replat d'une centaine de mètres de long. Il est constitué par une formation litée de 4m environ de hauteur. La matrice est presque inexistante et sableuse (sable rose et fin). Les galets sont moyens à petits (≤ 10 cm), sub-anguleux à anguleux et légèrement aplatis. Ils proviennent en grande partie du complexe de base et de l'allochtone carbonaté puisqu'on y trouve des roches vertes et du calcaire dolomitique. L'ensemble est induré. Une croûte calcaire très dure, de 5cm d'épaisseur moyenne, rose saumon (5YR - 7/6) à gris foncé et à pellicule rubannée sommitale le fossilise. Elle est similaire à celle du glacis septentrional .

Cette formation possède un pendage vers le sud de 5 à 10°. Celui-ci est dû à deux facteurs :

- (1) La tectonique : le double mouvement de surrection de Djorf Alia et de subsidence du fossé de Sidi Hamadi affecte ce dépôt,
- (2) La présence à peu de profondeur d'un faciès marneux et argileux a

Joué le rôle de lubrifiant.

Ces deux facteurs conjugués ont contribué à détacher cette Formation du versant et à l'incliner vers le Djorf Alia.

Les traces de la Formation litée existent le long du Djorf Alia et du Dj. Mazoudj . Elle est similaire à un dépôt de pente encroûté et est responsable de l'aspect rectiligne , régularisé du versants .

Cependant , son faciès pose le problème de sa mise en place : serait-elle due à un épisode froid ? Ceci expliquerait son allure de grèze litée et la régularisation du versant . Mais il n'y a pas de traces de gélifraction . Aussi peut-on lier son dépôt à un ruissellement diffus , en milieu semi-aride qui aurait remanié des galets provenant d'un substrat tectonisé . En effet , ce matériel se situe de part et d'autre d'une grande fracture qui affecte le Djorf Alia au niveau du Ravin de la Mauresque (présence d'un miroir de faille) .

c) Les terrasses alluviales :

Les formations alluviales sont plus étendues au pied du versant méridional . Elles prennent une grande extension du Domaine du Guédra à l'embouchure de l'oued Sidi Hamadi . De plus , elles s'emboîtent dans les cônes de déjection . On peut en distinguer deux séries :

* (1) La nappe de l'oued Guédra : appelée de ce nom car elle semble avoir été mise en place par une dynamique particulière de ce cours d'eau . Elle s'individualise nettement par rapport aux cônes de déjection qu'elle recouvre partiellement , par son épaisseur plus grande , supérieure à 5m et la composition de son matériel .

Ce dernier est constitué de galets sub-anguleux . Ceux-ci sont de moyenne et petite taille (5cm en moyenne , 10cm au maximum) . En outre, ils sont hétérogènes : schistes , calcaire et débris de la croûte calcaire rose saumonée . Mais , les galets schisteux prédominent .

Ces éléments sont lités en général , quand ils ne sont pas remaniés en surface par les travaux agricoles . La matrice est assez abondante , sablo-argileuse et grise .

La nappe de l'O.guédra s'étend du débouché du cours d'eau dans la vallée à l'embouchure de l'O.Sidi Hamadi . En contre-bas des cônes de déjection , elle prend la forme d'une crête allongée SSW / NNE (de même direction qu' un accident situé à ce niveau , cf planche I & II) . Vers le lit de l'oued , elle est érodée et remaniée superficiellement par

l'incision de l'O.Sidi Hamadi, postérieurement à son dépôt .Ceci a eu pour conséquence la genèse d'un talus en pente douce (5 -10°).

Ainsi , mise en place par un écoulement en nappe qui a recouvert la terminaison des cônes , cette formation alluviale a été ultérieurement remaniée par l'entfocement de l'O.Sidi Hamadi (en liaison avec la baisse du niveau de base ?).

*(2) La terrasse N°1:

C'est la terrasse la plus basse , décrite plus haut et qui se trouve en contrebas du glacis septentrional . Elle se relie à la nappe de l'O. Guédra remaniée , par un talus escarpé de 2 à 5m de commandement .

d) La formation litée du Ravin de la Mauresque , les cônes de déjection et la nappe de l'O.Guédra sont recouverts par des colluvions sablo-limoneuses rubériées (5YR -6/6).

Ces colluvions sont identiques à celles du versant septentrional et du Massif des Andalouses . Mais là , elles sont peu épaisses : quelques cm (5 à 10 cm) exception faite sur un plan incliné et déformé (mouvements tectoniques et solifluxion) à l'est de la Maison Cantonnière , en contrebas du Plateau de Béchédia . Ce plan a 700m environ de long et une pente moyenne de 8° . Le substrat est marneux et cinéritique . Il est masqué par 1m en moyenne de ces colluvions enrichies en galets moyens gréseux (grés méscinien et calabrien), schisteux et de débris de croûte calcaire .

Ce matériel provient donc de l'érosion du sol rouge sableux développé sur les plateaux (cf coupe Maison Cantonnière § B,II) et dans le cas du plan incliné , également du substrat calabrien et miocène .

4°) Trois facteurs principaux expliquent la morphologie actuelle du versant méridional et l'oppose au versant septentrional :

a) Le premier facteur est d'ordre lithologique :

Le versant sud de la vallée est modelé dans un terrain en général plus résistant que celui du versant nord , du moins dans sa partie sommitale (calcaire dolonitique , schiste et grés au sud , marnes et cinérites au nord)..

b) La tectonique :

Les manifestations tectoniques calabriennes et post-calabriennes se caractérisent , dans les Massifs littoraux et en ce qui concerne les Horst , par une surrection accompagnée de basculement vers le sud (B.Fenêt 1975) . De ce fait , le versant méridional voit ses dénivellations plus accentuées par rapport au fond de la vallée que si les mouvements étaient simples . Le phénomène inverse se produit au nord . Par conséquent , l'aspect escarpé qui résulte déjà du facteur lithologique , se trouve renforcé en ce qui concerne le versant sud , par la tectonique .

c) Le facteur exposition aux vents pluvieux d'W accentue encore l'aspect escarpé du versant méridional.

En effet , le versant méridional de la vallée , de par son orientation SW/NE , se trouve sur le trajets des vents dominants en saison pluvieuse et qui viennent de l'ouest . En conséquence , il est non seulement bien arrosé mais , de plus , il reçoit directement l'impact des gouttes de pluie . Aussi , les processus érosifs se trouvent -ils favorisés et , en particulier , l'ablation du matériel ameubli par pédogénèse est facilitée . Ceci explique l'abondance relative , des dépôts quaternaires en contrebas de ce versant méridional . De plus , la facteur climatique joint au facteur tectonique rend plausible la présence des cônes de déjection pour peu que les deux aient joué en même temps : climat agressif (dans un milieu il est vrai mal protégé par la végétation naturelle) et secousses tectoniques .

Aussi , les conditions lithologiques et tectoniques ainsi qu'une bonne exposition aux vents pluvieux se combinent -elles pour donner à la vallée de l'Oued Sidi Hamadi , une morphologie dissymétrique où s'opposent :

- un versant sud escarpé , possédant des dépôts abondants venant buter contre
- un versant nord , aux formes plus molles , aux dénivellations plus faibles et aux sédiments quaternaires plus restreints .

II.-L'aval et la côte :

L'aval correspond au débouché de l'O.Sidi Hamadi et de son affluent principal dans la plaine de Bou-Sfer/ Les Andalouses . Il s'oppose de par ses formations quaternaires épaisses à l'amont , où on l'a vu , affleurer le substrat marneux soliflué et raviné . Cependant :

1°) La morphologie générale est celle d'une dépression découpée au nord par la mer et bordée à l'ouest par l'extrémité sud de la retombée littorale du Djebel des Andalouses et par le versant convexo-concave de l'interfluve entre l'O.Sidi Hamadi et son affluent principal . Celui-ci est plonge vers le lit de l'oued par un long plan incliné .

A l'est ,la dépression fait jonction avec la plainc de Bou-Sfer/les Andalouses (qui sera abordée dans le chapitre suivant). Là, elle se distingue par un système dunaire , recouvert par des formations alluviales et s'enfonçant vers le lit de l'oued .

Le sud est constitué par la vallée de l'oued Sidi Hamadi . Les altitudes sont peu élevées : 70 à 0m et le cours d'eau arrive difficilement à la mer : il dessine dans les sables de la plage des Andalouses , des sinuosités souvent en forme d'épingle à cheveux .

La côte est en croissant de lune dissymétrique . L'altitude y est inférieure à 2m et ses bords se relèvent de par et d'autre du lit de l'O.Sidi Hamadi .Ainsi , la côte est basse au centre et rectiligne . A l'est et à l'ouest ,elle est à falaises . De plus , elle est bordée par une plage sableuse qui se rétrécit considérablement vers son extrémité orientale .

2°) A l'exception des dépôts côtiers , les formations sont celles de la vallée de l'oued Sidi Hamadi.

a) En particuliers , nous retrouvons à El Ancor , le cône de déjection encrouté du versant méridional de la vallée (cf Fig 22) recouvert par des colluvions sable-limoneuses . Le matériel de ce cône se trouve en partie sur deux monticules , de forme allongée et à sommet plat . Ils sont situés au NW d'El Ancor , entre la piste qui longe l'oued et la route qui mène aux Andalouses . Leur altitude est de 71m au sud et 40m au nord . La croûte calcaire a été défoncée par les travaux agricoles . Des éléments en subsistent , mélangés aux colluvions sable-limo -

neuses rouges ainsi que de petits galets schisteux peu abondants .

Ces monticules sont en continuité au nord , avec le cône d'El Ançor . Ils sont donc été recouverts par ce dernier . Ultérieurement , la nappe de l'oued Guédra l'a remanié superficiellement . De plus , l'érosion linéaire l'a incisé et détaché du reste des formations quaternaires . En effet :

b) En contrebas de ces monticules se trouvent étagées :

- la nappe de l'O. Guedra remaniée
- et la terrasse inférieure de l'O. Sidi Hamadi .

Cette dernière a une altitude relative qui décroît très rapidement vers la mer : elle est à 10m entre le coude de l'O. Sidi Hamadi au sud et son point de confluence avec l'affluent principal . Après celui-ci , elle décroît rapidement et dessous de 0m. A la base des formations alluviales apparaissent les cinérites messiniennes . Celles-ci affleurent sur environ le tiers de la hauteur totale des berges du cours d'eau et sur la presque totalité sur celles de l'affluent principal.

Au-dessus des cinérites , la matrice est argilo-sableuse , grise , plus abondante que précédemment (vallée de l'O. Sidi Hamadi) avec de petits galets schisteux et cinéritiques lités et peu abondants . Le matériel à gros galets et blocs qui se trouve à la base de la nappe alluviale dans la vallée est ici absent .

A l'embouchure , cette terrasse recouvre l'extrémité du glacis-terrasse des Andalouses et remanie la formation sableuse rose du plan convexo-concave au SE du Dj. des Andalouses (cf § B, I-4° & 5°) . De part et d'autre de l'O. Sidi Hamadi , elle est , en outre , enrichie en sables dunaires qui encombrant l'embouchure du cours d'eau .

c) Au SW , le versant convexo-concave qui constitue le contact entre l'interfluve et l'aval est masqué dans les cinérites . Celles-ci

Fig. 22 : LA VALLÉE DE L'O.Sidi
 HAMADI: AVAL ET EM-
 BOUCHURE.

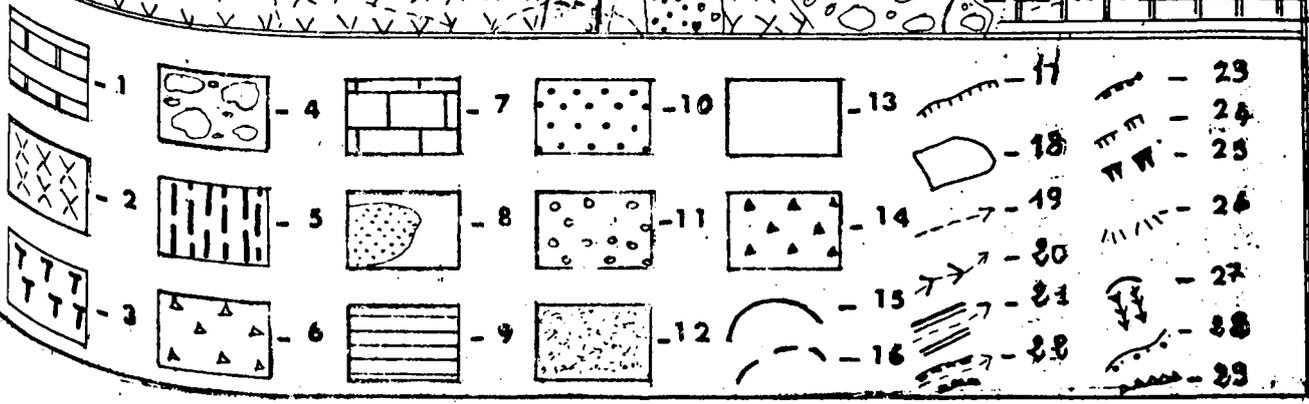
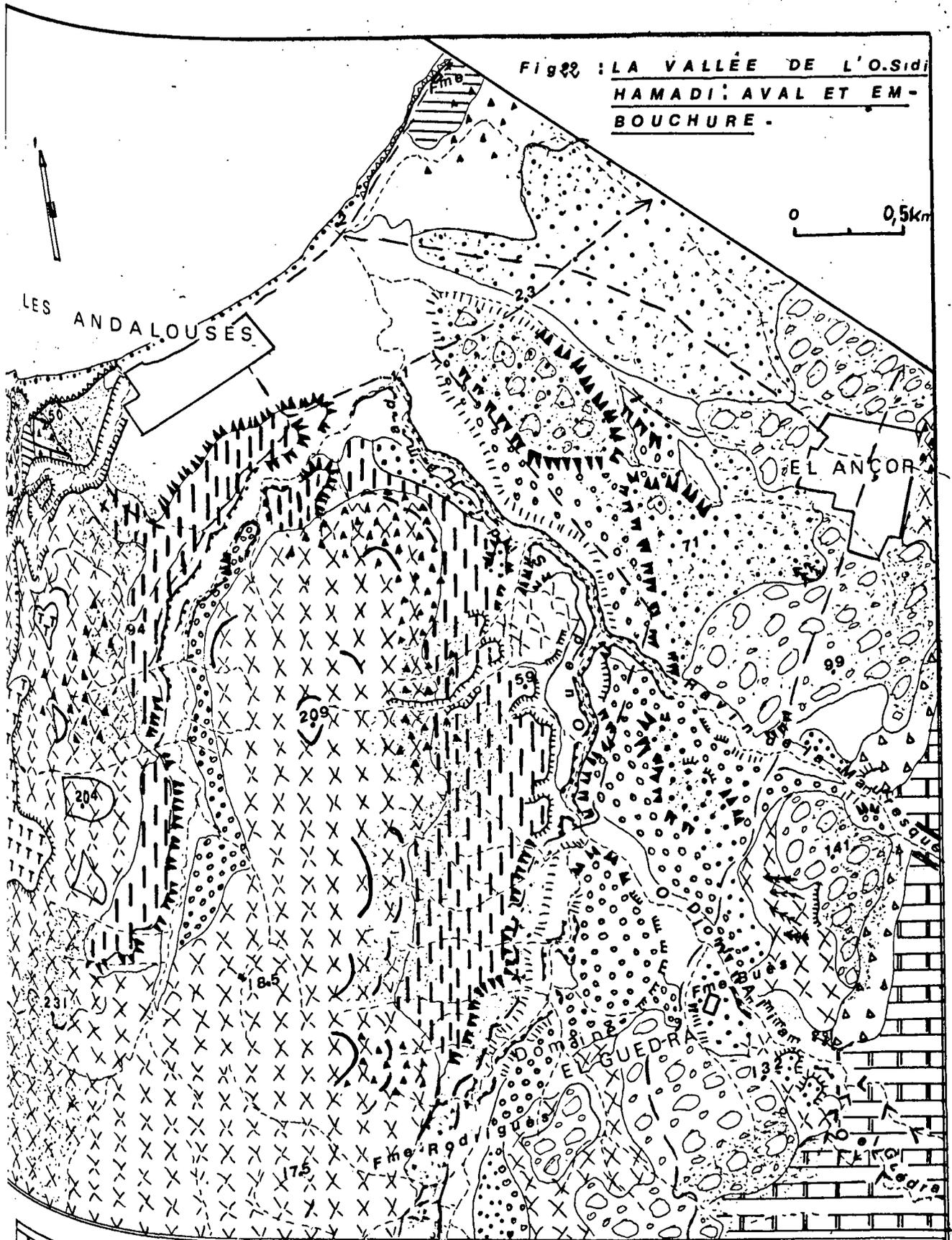


Fig 21 : La vallée de l'O.Sidi Hamadi : aval et embouchure (croquis géomorphologique). 1-Substrat calcaire anté-miocène , 2- miocène indifférencié , 3- grès à lumachelle calabrien , 4- Cônes de déjection (Q.A), 5- formation de glacis (Q.M) , 6-formation litée du Ravin de la Mauresque (Q.M) , 7-croûte grise feuilletée du Q.M, 8- formation terrigène rose saumon (Q.R) , 9- dunes grésifiées à stratifications entrecroisées (Q.R), 10- nappe de l'O.Guédra , 11- nappe de l'O.Guédra remaniée , 12- colluvions sablo-limoneuses rouges , 13-terrasse inférieure de l'O.Sidi Hamadi , 14-formation de pente caillouteuse , 15- convexité de versant , 16-concavité, 17-abrupt , 18-replat ^d d'origine tectonique , 19-cours d'eau temporaire , 20-vallon en V , 21-gorges , 22- cours d'eau encaissé, 23-rebord abrupt de terrasse , 24-rebord de terrasse raide (30-20°), 25- rebord de terrasse adouci (20-10°), 26-rebord de terrasse estompé (5°) , 27- ravinement installé , 28-côte basse et sableuse , 29-côte à falaise .

forment aussi le plan incliné qui plonge vers le lit de l'oued . En outre, il faut remarquer que la concavité coïncide avec un accident à N.145.

L'ensemble comporte donc, deux gradins d'origine tectonique et dont l'un est subéminent (- plan incliné) par rapport à l'autre et se trouve recouvert , en partie , par d'une part , la formation de glacis (du versant septentrional de la vallée) et d'autre part , par la nappe de l'O. Guédra.

3°). La côte:

a) Au centre , de part et d'autre de l'embouchure de l'O.Sidi Hamadi, la côte est basse . C'est une plage d'accumulation sableuse de plusieurs mètres de large (plus de 30m). Le sable est moyen et jaune . Il contient des galets peu abondants , de petite et moyenne dimension (< 10cm) provenant du substrat anté-miocène . Des dunes vives occu-

pent les deux rives du cours d'eau .

b) A l'est , la topographie se relève sensiblement : les dunes vives y sont plus nombreuses et il existe une falaise de 8 à 10m de hauteur . Celle-ci montre les formations suivantes :

- à la base et sur une épaisseur de 3 à 5m , des sables fins , terrigènes, rose saumon (75 YR- 7/4) . Ils contiennent des débris schisteux et de croûtes calcaires ainsi que des coquilles de gastéropodes (Hélix) . Ces sables sont légèrement encroûtés : c'est la Formation terrigène rose saumon des versants côtiers de la retombée littorale est du Dj. des Andalouses .

- au-dessus : 1m50 à 2m environ de sédiments alluviaux bien lités qui se rattachent à la nappe de l'O. Guédra . Ce sont de minces lits où alternent :

* des bancs de galets de petite et moyenne dimensions ($\leq 8\text{cm}$) et où prédominent les schistes . La matrice est maigre .

* des bancs par contre , à matrice très abondante, sablo-limoneuse et à éléments grossiers rares .

En surface , on note la présence de morceaux de la croûte grise feuilletée et de la dalle rose saumonée .

Vers l'est , un peu avant la première Fme située en bordure de la route côtière , apparaissent les sables de la dune grésifiée à stratifications entrecroisées . En même temps , la plage s'amincit .

La dune grésifiée ravine la Formation terrigène rose saumon . Le ravinement est souligné par un plan oblique et de petits galets . La nappe de l'O. Guédra recouvre en partie cette dune (cf Fig 27) .

c) A l'ouest , la falaise tranche le glacis-terrasse des Andalouses . (cf § B-I, 4°) .

4°) De l'étude de la partie aval de la vallée de l'O. Sidi Hamadi , s se dégagent deux traits principaux :

a) D'une part , une opposition avec l'amont révélée par la tectonique et le modelé quaternaire .

En effet , le banc cinéritique méssinien de 20 à 50m d'épaisseur, se trouve , on l'a vu , à l'aval à une altitude inférieure à 3m alors qu'à l'amont , il est à plus de 300m. Cette dénivellation s'explique en grande partie par la tectonique : l'aval correspond à un panneau affaissé . Ceci rejoint les conclusions tirées de l'étude de la retombée littorale orientale du Massif des Andalouses : les extrémités orientales sont subsidentes

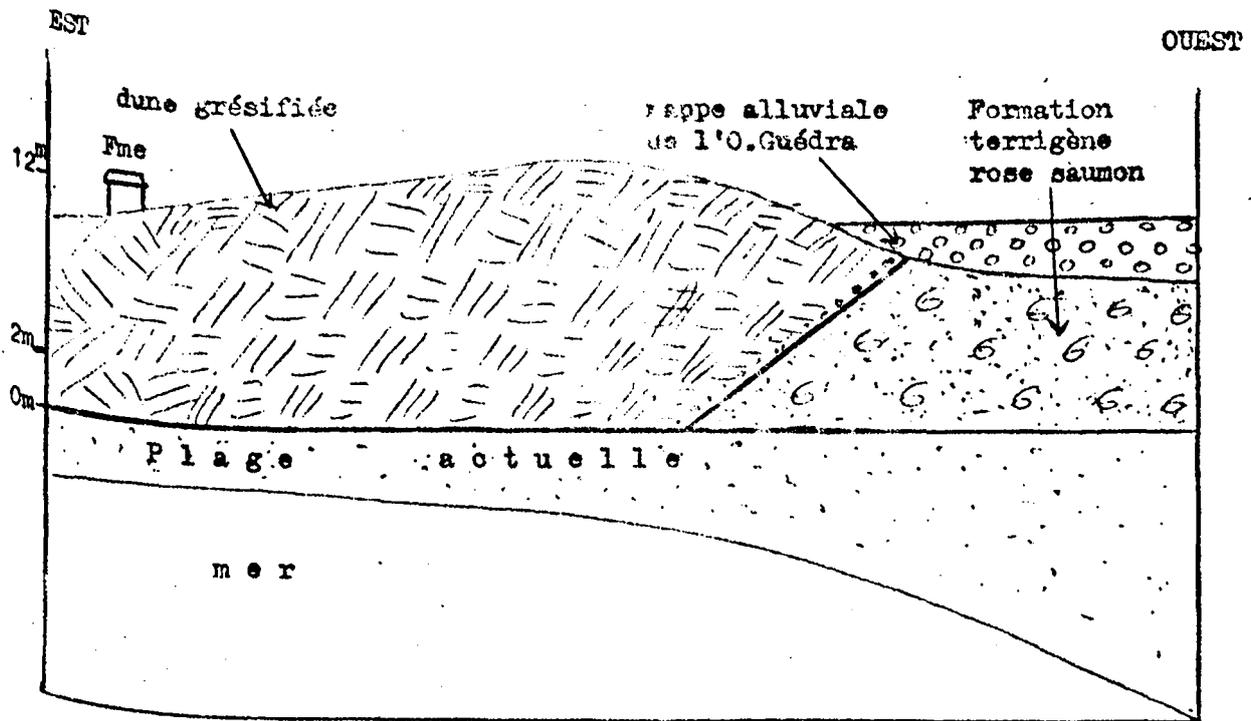


Fig 25 : Les formations de la falaise orientale de la plage des Andalouses.

ou moins soulevées que les gradins occidentaux (cf § B-I). L'aval de la vallée est donc constituée par une série d'unités plongeant vers l'est et le nord . L'oued Sidi Hamadi coule dans le gradin le plus subsident . Ceci est visible à l'embouchure : alors que ce cours d'eau arrive difficilement à la mer , l'oued des Andalouses situé seulement à quelques mètres à l'ouest (800m environ) incise profondément le glacis terrasse du même nom . La configuration de la côte , en outre , le souligne encore plus ..

Le modelé quaternaire achève de faire ressortir cette opposition : à l'aval , les dépôts sont plus épais , masquant complètement le substrat alors qu'ils sont presque inexistantes à l'amont. Dans ceci , la tectonique a joué son rôle .

b) Un deuxième trait réside dans les formations de la côte : elles permettent de préciser une partie de la chronologie relative quaternaire quoique les dépôts marins soient absents ou masqués . D'autre part , ces formations sont similaires à celles de la côte qui borde le Dj. des Andalouses , à l'ouest .

VI. Chronologie relative et schéma d'évolution de la vallée de l'O. Sidi Hamadi.

1°) Trois critères permettent d'établir une chronologie relative :

a- Le premier concerne l'agencement des dépôts les uns par rapport aux autres :

- les cônes de déjection du versant méridional et les nappes alluviales sont emboîtés ,
- la Formation litée du Ravin de la Mauresque et les dépôts du glacis couvrent fossilisent en partie le matériel des cônes de déjection ,
- les dunes grésigiées et la Formation terrigène rose saumon sont recouvertes par la nappe de l'O. Guédra ,
- enfin , les colluvions sablo-limoneuses rouges remanient et recouvrent superficiellement tous les dépôts sauf la terrasse inférieure (n°1).

b) Le second critère est l'empreinte laissée par la pédogénèse sur ces sédiments . Elle se traduit souvent par des encroûtements calcaires qui diffèrent par leur épaisseur , leur forme et leur couleur . Les dépôts les plus récents ne sont généralement pas ou peu encroûtés (cf Introduction).

c) Enfin , la présence de la plage à Strombes constitue un repère chronologique . Selon Y. Gourinard (1958), elle se place au début du Quaternaire récent .

2°). Schéma de chronologie relative :

a). La formation la plus ancienne est celle des cônes de déjection qui se trouve à la base de tous les dépôts de la vallée . De plus , ils possèdent la carapace calcaire la plus développée et d'une couleur caractéristique : la dalle rose saumon souvent décrite par les auteurs du Quaternaire marocain . Cependant ici , son épaisseur (qui peut être supérieure à 2m) et sa teinte peuvent s'expliquer par l'environnement dans lequel elle s'est formée : en contre-bas d'un versant calcaire , le Djorf Alia et en présence sur les plateaux , d'un matériel sableux facilement rubéfié . De plus , cet encroûtement s'est développé dans un sédiment détritique constitué de blocs et de gros galets et à matrice sablo-limoneuse . La circulation des

eaux à l'intérieur des cônes a donc été très aisée :

b) La formation immédiatement postérieure aux cônes est celle du Ravin de la Mauresque . Elle semble être contemporaine des glacis couverts : même croûte calcaire et même position au-dessus du matériel torrentiel .

c) La Formation terrigène rose saumon à Melix et les dunes grésifiées en bordure de côte sont encroûtés sans qu'il y ait présence de croûte calcaire sommitale . Mais on sait qu'elles sont postérieures à la plage à Strombes . Par conséquent , elles sont du Quaternaire récent .

d) Les formations postérieures à ces dépôts n'ont pas de croûte calcaire . De la plus anciennes à la plus récentes , nous avons :

- la nappe de l'O. Guédra ,
- la terrasse n°1 ,
- la formation baillouteuse de pente et les colluvions sable-limoneuse rubéfiée .

e) Cependant , il faut remarquer que les dépôts les plus récents sont les plus abondants , les mieux représentés et qu'il n'y a pas de critère absolu pour placer la Formation litée du Ravin de la Mauresque et les glacis couverts au Quaternaire moyen ou ancien .

3°) Le creusement initial de la vallée est postérieure à la transgression calabrienne . Il a été favorisé par deux facteurs :

a) Un facteur tectonique déterminant :

Postérieurement ou en même temps que la transgression calabrienne , se produit le soulèvement des Massifs littoraux et la tendance au basculement vers le sud (B. Fenêt , 1975) . Ceci , joint à la baisse du niveau de base (régression post-calabrienne) a favorisé le creusement initial de la vallée . C'est à ce moment que les grands traits du réseau hydrographique s'esquissent et que la dépression est évidée (cf planche III) .

b) L'action de l'érosion linéaire a été d'autant facilitée qu'il existe un contraste lithologique : les marnes miocènes remplissent le fossé délimité au nord par le substrat permocarbonifère recouvert en partie par les cinérites messiniennes et au sud , par l'écaille dolomitique de Derr Alia et les schistes crétacés .

Cette phase érosive serait assez longue et assez active pour dégager

les grands traits du relief actuel . En outre , puisque y prédomine l'incision linéaire , elle est significative d'un pluvial . Lui serait contemporaine , l'altération sur les Plateaux du stock sableux calabrien .

4°) Ensuite , la morphogénèse s'effectue en plusieurs phases où interviennent facteurs tectoniques et variations climatiques . Ainsi :

a - La mise en place des cônes de déjection succède au creusement initial de la vallée . La présence de gros blocs et gros galets constitués par un grès très résistant s'explique par le facteur tectonique qui a contribué à faciliter par la suite l'érosion . En effet , nous pouvons envisager la reprise ou la continuité des mouvements verticaux . Ceux-ci sont accompagnés de cassures nouvelles , du moins dans les grès calabriens (cf Planche II) . Ils libèrent , par conséquent , du matériel broyé que l'érosion fluviatile n'a aucune peine à charrier d'autant qu'elle est certainement favorisée par l'ambiance bio-climatique : assèchement du climat ou plutôt baisse de la pluviométrie entraînant la régression du couvert végétal (phase de transition vers un Interpluvial) . Celui-ci , par conséquent , protège mal , le substrat que les processus d'ablation attaquent d'autant mieux qu'il a été précédemment altéré et que la pluviométrie reste , somme toute , encore importante . Ensuite , la compétence des cours d'eau diminuant , il y a genèse de cônes de déjection .

b - La phase morphogénétique suivante est significative d'une ambiance climatique semi-aride , d'un " calme " tectonique et d'une relative stabilité du niveau de base puisqu'il y a modelé de versants régularisés (F. litée du Ravin de la Muresque) et des glacis couverts . Toutes ces conditions correspondent à celles qu'on pourrait trouver pendant un Interpluvial (contemporain , selon les quaternaristes marocains , de transgression marine) . Cependant , il n'existe pas (ou n'apparaît) du moins dans cette région . de traces de cette dernière . De plus , cette phase verrait le début de la genèse de la dalle rose saumonée .

c - Une phase où prédomine l'érosion linéaire succède à la genèse des glacis couverts et des versants régularisés . L'oued Sidi Hamadi s'enfonce dans son lit et incise les dépôts torrentiels précédents (Pluvial?) .

d - la 4ème phase se caractérise par la transgression qui laisse en se retirant , la plages à Strombus Bubonius en bordure de la côte

actuelle. A l'amont, elle est contemporaine de l'ablation du matériel torrentiel. Le substrat est ainsi mis à nu. Le climat est alors sec ; c'est un Interpluvial pendant lequel débute la formation des encroutements sur les glacis couverts et la Formation litée du Ravin de la Mauresque.

d - A cette phase semi-aride, succéderait une période assez humide pour expliquer l'origine de la Formation terrigène rose saumon. En effet, celle-ci ne peut provenir que de l'altération d'un matériel sableux probablement encrouté, ce pendant un Pluvial. Postérieurement à celui-ci, la régression du couvert végétal joint à un climat agressif (de même type par exemple que celui responsable de la mise en place des cônes de déjection) entraîne l'ablation de ces sables altérés à l'amont et leur dépôt, en bas des versants côtiers.

e - Reprise de l'érosion linéaire qu'atteste l'incision de la F. terrigène rose saumon. En même temps, on peut placer un épisode pédogénétique assez important se caractérisant en particulier par l'altération du substratum schisteux (Pluvial).

f - Postérieurement se produit d'abord une accumulation éolienne ensuite, la mise en place de la nappe alluviale de l'O. Guédra. La première réclame l'existence d'un stock sableux préalable que le vent pourra remanier facilement. Cette condition est possible pendant une régression : la mer en se retirant laisse à nu des étendues sableuses que sont les plages.

Quant à la nappe alluviale, sa mise en place est caractéristique de climat semi-aride. D'autre part, il faut remarquer qu'elle remanie un matériel schisteux. L'origine de celui-ci peut s'expliquer aussi bien par la pédogénèse sous climat humide précédent que par la tectonique. Celle-ci a probablement fait jouer des accidents, ce qui a dégagé du matériel broyé que l'érosion fluviatile a pu facilement charrier par la suite. Cependant, il faut envisager que les deux facteurs climatique et tectonique ont dû jouer conjointement ce d'autant que la mise en place de cette nappe alluviale semble avoir été le fait de l'oued Guédra. En effet, celui-ci draine et incise profondément les Djebels Mazoudj et Azreg el Agab, tous deux schisteux.

g - Ensuite, les cours d'eau s'enfoncent peu à peu dans la nappe de l'O. Guédra. Les effets conjugués de la surrection du versant sud et de la subsidence dans lequel ils s'écoulent, font que par exemple,

l'oued Sidi Hamadi est déporté peu à peu vers le versant septentrional: son lit se déplace ainsi latéralement, ce qui entraîne le remaniement de la nappe de l'O. Guédra. Cet épisode correspondrait à un Pluvial du point de vue climatique.

h - Enfin, le dépôt de la terrasse inférieure, de la formation de pente caillouteuse et des colluvions sablo-limoneuse rouges sont probablement contemporains d'une transgression et par conséquent d'un Interpluvial à climat plus sec que le précédent.

D - L'EVOLUTION DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU LITTORAL ORANAIS AU QUATERNAIRE .

La néo-tectonique a favorisé un modelé qui s'est effectué souvent dans une ambiance climatique à tendance semi-aride. Celle-ci devient légèrement plus humide pendant les Pluviaux. Ces aspects ont caractérisé l'évolution morphogénétique de la région pendant tout le quaternaire. Cependant, le schéma chronologique pose quelques problèmes.

I.- Schéma d'une chronologie relative :

Une esquisse de chronologie relative du Quaternaire dans cette partie occidentale du littoral oranais peut être tentée même si nous rencontrons quelques difficultés.

En effet, des formations sont spécifiques à certaines zones en particulier: les Plateaux par exemple, ont surtout des dépôts de faciès sableux ou sablo-limoneux d'origine éolienne et/ ou colluviale (cf Plan - che II). Au contraire, dans la vallée, ces derniers sont plus restreints et ce sont les alluvions fluviales qui prédominent. Aussi, les rapports entre les deux types de formations sont souvent peu clairs et par conséquent leur place respective dans la chronologie est difficile à établir.

Cependant, au-dessus de la plage à Strombes, nous avons une succession de faciès qui se retrouvent un peu partout sur la côte. Elle nous permet de mieux appréhender la chronologie du Quaternaire récent. De mé-

me , la dalle rose saumonée peut constituer un bon repère . Malgré cela, le schéma proposé ci-dessus est mal équilibré et possède des carences surtout en ce qui concerne le Quaternaire moyen . Nous y plaçons des sédiments qui ne se distinguent de ceux des autres étages que par leur type de croûte calcaire . Ceci n'est pas un argument probant puisque les conditions morpho-climatiques varient plus ou moins d'une sous-zone à une autre (cf 1^{ière} Partie de ce travail) . Cependant , la suite de cette étude et en particulier , le chapitre concernant la plaine de Bou-Sfer/ les Andalouses , confirme ou infirme les hypothèses chronologiques suivantes :

1°) Au Quaternaire Ancien , nous plaçons toutes les formations à dalle rose saumonée :

- les niveaux de colluvions sablo-limoneuses rouges du replat 16Im (partie médiane de la retombée littorale orientale du Dj. des Andalouses) .
- ceux-ci sont précédés par un ou plusieurs sols rouges développés probablement sur le calabrien .
- les cônes de déjection de la vallée de l'O.Sidi Hamadi.

2°) Au Quaternaire Moyen :

- la formation sableuse à croûte grise feuilletée du Massif des Andalouses.
- les glacis couverts de la vallée de l'oued Sidi Hamadi proviendraient de l'érosion de celle-ci. De même , les sables encroûtés de la partie septentrionale de la retombée est du Djebel des Andalouses. Ils lui sont donc postérieurs.
- contemporaine de ces dernières est la Formation litée du Ravin de la Mauresque.
- un sol rouge développé sur la croûte grise feuilletée .

3°) Au Quaternaire Récent :

- la plage à strombus bubonius,
- un niveau alluvial remaniant le sol rouge et se trouvant en bas des versants côtiers ,
- la Formation terrigène rose saumon à Hélix ,
- les sables grésifiés et la dalle gréseuse qui se trouve localement (au N. des Corailleurs) sur la formation précédente . En amont (sur les plateaux) se formé à ce moment un sol rouge .

- la nappe de l'O. Guédra ,
- la terrasse inférieure de Sidi Hamadi ,
- la formation de pente caillouteuse et les colluvions sablo-limoneuses rubéfiées .

Ces deux dernières sont probablement holocènes .

Comme on le voit , le Quaternaire récent est "gonflé " par rapport aux autres étages . Cela est dû probablement au fait que ses formations n'ont pas encore été sérieusement érodées .

II. L'évolution morphologique de la partie occidentale du littoral oranais au Quaternaire.

La transgression calabrienne est à l'origine de la topographie tabulaire des Plateaux . Ces derniers devaient former un ensemble continu du Massif des Andalouses au nord , au Massif de M'Sila au sud . Deux facteurs interdépendants sont intervenus pour y individualiser une vallée et découper les plateaux en plusieurs entités :

1°). Le premier facteur est d'ordre tectonique et lithologique .

a.) Dans cette topographie nivellée par la mer calabrienne , l'O. Sidi Hamadi a pu creuser sa vallée , non seulement grâce à la néotectonique mais aussi aux conditions lithologiques .

La tectonique a favorisé son action de deux sortes :

- d'une part , le soulèvement du substrat a accentué les dénivellations qui pouvaient exister entre le plateau d'origine et le niveau de base ;
- d'autre part , les lignes de faille ont guidé l'érosion linéaire .

La présence au centre d'un ensemble tabulaire de roches peu résistantes (marnes et cinérites) a achevé d'influencer le tracé des cours d'eau . Ceux-ci se sont donc enfoncés dans ces marnes et cinérites et ont dégagé par érosion différentielle , le substrat à calcaire dolomitique et schistes .

Cependant , il y a individualisation de l'aval par rapport à l'amont . Le premier est un gradin subsident par rapport au second : la baisse du niveau de base lui a permis d'émerger .

b) En même temps , la tectonique découpe le Dj. des Andalouses en une série de gradins de moins en moins soulevés vers l'est et le sud.

c) Sur la bordure nord du Massif de M'Sila , ce découpage en pan-neaux existe . Mais la gradation telle qu'elle se présente sur le Massif des Andalouses est absente . Ce que nous avons , c'est un ensemble moins soulevé que le reste au centre (Plateau de Béchédia) et légèrement incliné vers l'ouest . De part et d'autre de celui-ci , se trouvent deux séries de gradins en surrection plus nette et où affleure le substrat antémiocène : ce sont le Djorf Alia et le Dj Mazoudj au NE et le plateau à l'ouest de la Maison Cantonnière . Néanmoins , ce dernier est nettement moins soulevé que les premiers . Même sur le Dj. des Andalouses , le compartimentage est nuancé : la zone médiane est subsidente probablement dès le Quaternaire ancien (en ce qui concerne la retombée littorale orientale) tandis que la bordure SE a connu un épisode au moins de surrection au Quaternaire récent .

d) pendant tout le Quaternaire , la tectonique a exercé son influence sur le modelé tout en gardant , d'une manière générale , ses grands traits tels qu'ils ont été tracés ci-dessus .

2°) Le second facteur est d'ordre morpho-climatique .

a) En même temps que les facteurs tectoniques , l'action de la morphogénèse et de la pédogénèse s'exerce dans un milieu climatique où la tendance semi-aride prédomine .

Celle-ci est attestée par la présence de trois grands types d'encroûtements calcaires et par le modelé de glacis et de nappe alluviale .

Les oscillations climatiques dans le sens d'une augmentation de la pluviométrie donne lieu à la genèse de trois séries de sols rouges .

Mais des nuances sont à introduire du fait des variations des paramètres climatiques à l'intérieur de cette région (cf 1ière Partie de cette étude) : la côte est généralement plus sèche que le sommet des Djebels et les versants bien exposés aux vents pluvieux de NW et d'W.

Aussi , pendant la même phase morpho-climatique , il peut y avoir encroûtement en bordure de la mer et formation d'un sol rouge en amont.

C'est ce qui semble se produire sur la retombée littorale orientale du Dj. des Andalouses : à l'extrémité est des glacis , il y a grésification et développement d'une pellicule rubannée blanche dans les sables éoliens alors que sur le sommet du Massif ,il y a formation d'un sol rouge sableux.

avons

En conséquence et schématiquement , nous avons une succession de trois grandes phases climatiques se caractérisant chaque fois par une croûte calcaire et un sol rouge. Chaque phase comprend une oscillation de la pluviométrie (baisse puis remontée) : Pluvial et Interpluvial. L'évolution est toutefois sensiblement différente dans la vallée et sur les plateaux .

b) Sur les plateaux , c'est la glaciplanation qui domine avec ablation sur les gradins les plus soulevés et accumulation dans les concavités et sur les panneaux subsidents . Ces processus reprennent chaque fois que la tectonique accentue les dénivellations entre les compartiments et que les conditions bi-climatiques le permettent (phase de transition vers un Interpluvial : baisse de la pluviométrie qui reste cependant suffisante pour entraîner l'érosion de dépôts mal protégés par une végétation en régression).

Cette glaciplanation remanie en général du matériel sableux déposé par le vent ainsi que des sols rouges .

c) Dans la vallée , une érosion de type torrentielle , contemporaine de manifestations tectoniques , esquisse dès le Quaternaire ancien , les grands traits du relief actuel . Les produits de cette érosion ravinent le substrat miocène sur le rebord sud du Massif des Andalouses et déposent au fond de la vallée , une couverture détritique grossière de quelques mètres d'épaisseur . Une morphogénèse de type semi-aride (glacis , versants régularisés et écoulement en nappe) achève de modeler cette vallée . Elle suppose , de plus , dans le cas des glacis et des versants régularisés , une stabilité tectonique .

L'influence de la tectonique se fait sentir pendant tout le Quaternaire par l'accentuation de la dissymétrie entre versant nord et versant sud avec déplacement latéral vers le nord du lit du cours d'eau . En même temps , le contraste amont - aval se traduit par la prédominance des processus d'accumulation à l'aval tandis qu'à l'amont c'est l'ablation qui prime , accompagnée par des mouvements de masse .

d) La mer à Strombes , ne semble pas avoir pénétré loin dans

les terres dans cette région . En outre , la morphologie de la côte respecte les données lithologiques et tectoniques : elle est basse et sableuse à l'embouchure qui correspond au panneau le plus subsident (fossé de l'embouchure de l'O.Sidi Hamadi). Elle se relève de part et d'autre de celui-ci , vers les zones plus soulevées ou moins subsidentes . Là , elle est bordée de falaises . Celles-ci , à partir des Corailleurs et vers le NW , fait suite à des versants côtiers escarpés , d'abord rectilignes quand ils sont modelés dans les sables , ensuite convexes dans le substrat schisto-dolomitique .

Enfin , l'activité tectonique s'est fait sentir au Quaternaire récent. Elle se traduit par le relèvement de la plage à Strombes et du niveau alluvial côtier vers le nord tandis que sur la bordure SE du DJ. des Andalous , une surrection entraîne une importante ablation. ^PPar ailleurs , le niveau alluvial est faillé et des rejets y sont visibles , preuve que les mouvements verticaux ont repris à une date récente . Vers l'embouchure de l'O.Sidi Hamadi , les deux formations disparaissent en profondeur , entraînées par la subsidence de celle-ci.

Chapitre II:

LA PLAINE DE BOU-SFER / LES ANDALOU-
SES.

A - INTRODUCTION .

La plaine de Bou-Sfer/ les Andalouses a une forme se rapprochant du trapèze . La petite base correspond aux petits reliefs de Falcon au nord et a une longueur d'environ 2,6 km . La grande base s'étire du Dj.Santon, à l'est , au Massif de M'Sila , à l'ouest , sur une quinzaine de km à vol d'oiseau . Enfin , la hauteur est d'environ 8 km. Les cotés sont bordés par la mer et constituent deux façades maritimes dissymétriques .

La topographie est en général peu différenciée . La plaine présente des ondulations de direction et d'ampleur variées :

Au nord d'une ligne passant par les Andalouses et Bouisseville , une série de crêtes arrondies et de dépressions étroites , allongées selon une direction WSW / ENE , se succèdent de Cap Falcon au nord à Ain el Turk au sud .

Au sud-est , faisant suite au Dj. Santon et au Murdjadjo , un vaste versant concave à large rayon de courbure se rattache au nord , à la crête du Douar Nakous . Il forme une cuvette très aplatie avec une légère ondulation au centre (cf Fig 45 , Toposéquence III) .

Au sud -ouest , en contrebas du Dj. Murdjadjo , une série de petits mamelons s'étendent de la Fme Ste Rose à l'est jusqu'à El Ançer à l'ouest.

Enfin , à l'ouest , la plaine se rétrécit considérablement et correspond à l'embouchure de l'O.Sidi Hamadi . Là , elle est bordée par la retombée littorale orientale du M. des Andalouses .

Du point de vue géologique , la plaine de Bou-Sfer/les Andalouses est un graben situé entre, au nord , le petit horst de Falcon et , au sud ,

ceux de Santon et du Murdjadjo .

Ce graben est comblé par les marnes du 1^{er} cycle post-nappes (~~tor-~~
~~toniennes~~). A leur base , se trouvent des conglomérats constitués par
les produits de démantèlement du substrat anté-miocène (B.Fenêt , 1975).
Au sommet des marnes , nous avons un Pliocène inférieur -moyen marin à
faciès marneux (marnes bleues) , molassique et gréseux . Le Pliocène n'
occupe que la partie centrale du graben . Celui-ci est déformé légèrement
et dessine une gouttière de direction WSW/ENE (cf B.Fenêt , Planche 2 hors-
texte , coupe VI ; 1975).

Les dépôts quaternaires ont un agencement original :

- au nord , les dunes prédominent ,
- au SE , les accumulations sableuses existent . Mais la morphologie du-
naise subsiste très peu ; elle est remodelée superficiellement par les eaux
continentales ;
- au SSW , les formations alluviales prennent une grande extension . Elles
buttent au nord , contre les dunes qu'elles fossilisent partiellement ou
entièrement .

Aussi , trois sous-zones se détachent dans la plaine de Bou-Sfer/ les
Andalouses et correspondent à ces trois types de dépôts dominants .

Au sud , la plaine s'appuie sur un amont montagneux dont l'influence sur
le modelé de celle-ci est certain : c'est le versant septentrional court et
escarpé du Murdjadjo .

Une côte coupe l'ensemble . Elle dessine un cap au nord et de larges
baies à l'ouest et à l'est .

Cinq sous-zones constituent donc la plaine de Bou-Sfer/les Andalouses.
Aussi , ce chapitre s'articulera-t-il en cinq parties leur correspondant .

Enfin , il est à noter , que l'étude de cette plaine présente un inté-
rêt certain car :

- presque tous les types de dépôts rencontrés dans la zone d'étude sont pré-
sents ,
- cela nous permet , d'une part , d'aborder les rapports existants entre
la plage à strombes et les formations continentales qui lui sont antérieures
ainsi que celles qui lui sont postérieures ;
- d'autre part, les rapports entre dépôts alluviaux et dépôts éoliens no-
tamment ceux du Quaternaire récent peuvent être saisis .

B.- LA ZONE MONTAGNEUSE EN AMONT DE LA PLAINE DE BOU-SFER / LES ANDALOUSSES.

S'étirant sur quelques 12 km , le versant septentrional du Dj.Murdjadjo décrit un vaste arc de cercle . Sa concavité est tournée vers le nord et est due à un renfoncement de la zone montagneuse . Ses deux extrémités , au contraire , sont des avancées dans le paysage et une plus grande extension de celle-ci .

L'avancée orientale est la plus importante . Elle est en forme de gradin . De plus , la présence de dépôts quaternaires épais , en fait une entité à part . Aussi , la présentation de cet amont se fera-t-elle en deux volets :

- étude du versant NW du Murdjadjo entre la Fme du Marabout à l'est et la ville d'El Ançor à l'ouest ;
- et celle du gradin oriental qu'emprunte la route de Bou-Sfer à Mers el Kébir .

I.- Le versant NW ou retombée nord - occidentale du Murdjadjo .

La retombée nord-occidentale du Murdjadjo s'étire d'El Ançor à l'ouest à la Fme du Marabout à l'est .

1°). Les caractéristiques générales permettent de distinguer trois sous-ensembles :

D'une manière générale , les versants ont un profil transversal convexo-concave . A la base , le contact avec la plaine se fait par une série de petits plans ou versants rectilignes de 30 à 35° de pente . Un autre de leur trait frappant , c'est leur aspect escarpé et en même temps très disséqué par des rueds descendant du Murdjadjo . Ceux-ci , en effet , s'y encaissent profondément , formant des vallons en V et des interfleuves se recoupant en ligne de crête aigüe .

Le substrat anté-miocène schisteux et calschisteux prédomine avec :

- l'affleurement à l'extrémité occidentale de l'écaille carbonatée du Djorf Alia et écailles
- celui de petites/calcaires dans la zone montagneuse à l'ouest du Ravin

de l'Ouedit .

Ce substrat est coiffé au sommet , par le calcaire méssinien. Il est recouvert sur les pentes , par un manteau d'altérites schisteuses et cal-schisteuses . La matrice est argilo-limoneuse et rouge . Elle contient des éléments grossiers hétérométriques en général et de petite et moyenne taille . L'épaisseur de ce manteau peut atteindre 2m.

Cependant , l'interaction de la tectonique , de la lithologie et de la morphogénèse quaternaire, introduit des nuances . Aussi peut-on distinguer trois séries de versants :

- les versants à l'est de Djorf Alia ,
- l'avancée de la montagne au niveau du Ravin de l'Ouedit ,
- et enfin , la zone en amont du village de Bou-Sfer à la Fme Du Marabout . Cette dernière , par certains de ses traits constitue une transition avec le gradin oriental .

2°) L'ensemble des versants à l'est de Djorf Alia :

A l'encontre du Djorf Alia qui forme une masse compacte convexe-concave , l'ensemble à l'est est très découpé par un réseau hydrographique assez dense .

Celui-ci est favorisé par une tectonique cassante : failles N , N 20 et N.60-90 (cf B.Fenêt , 1975 et Y.Gaurinard , 1959) . Les cours d'eau coulent dans des vallons généralement profonds , en forme de V , souvent dominés par des crêts et des chicots rocheux . Leur tracé suit des lignes de faille .

L'exemplé le plus frappant est constitué à l'ouest par le cours d'eau qui emprunte le Ravin du Laurier Rose . Celui-ci traverse la masse calcaire par des gorges profondes SSW / NNE , de 200 à 290m de dénivellation . Son tracé a été favorisé par une cassure (cf B.Fenêt , planche hors texte n°3 , 1975) . Cet oued débouche sur la plaine , au niveau d'El Ançor , en dessinant une boucle vers le NW. Deux replats à 160-170m et de quelques m² de superficie , le dominant de part et d'autre de son lit . La dalle calcaire rose saumonée du Quaternaire ancien affleure à leur surface . Elle se termine par une fine pellicule rubannée grise . Des sables fins et jaunes se trouvent piégés à la tête de vallons . Leur origine n'a pu être déterminée .

Ces replats se relient aux cônes d'El Ançor (cf chapitre I) par

un court versant rectiligne , de 30 à 35° de pente . Il est recouvert par une mince formation sableuse à fine pellicule calcaire rabannée et blanche . A la base , affleure de nouveau la dalle rose saumonée à 100-110m d'altitude et plus épaisse que précédemment .

La position de cette dalle à la base et au sommet de ces replats (alors qu'elle absente sur le versant qui relie les replats à la plaine) est le témoin d'un rejeu tectonique probablement post-villafranchien . Le double mouvement de surrection du Murdjadjo et de subsidence de la plaine en est la cause . De plus , ses manifestations se font sentir durant tout le Quaternaire . Aussi , les courts versants rectilignes pourraient être une partie du plan de faille délimitant le contact horst-graben . Une morphogénèse ultérieure l'a remodelé , en particulier par ruissellement qui a déposé le sable puis le calcaire . Ce dernier en précipitant et durcissant a donné la pellicule rubannée blanche .

En amont de l'écaille de Djurf Alia , le substrat est schisteux et calschisteux (cf Fig 23) , les vallons sont moins profonds et plus larges . Ils se relient à une ligne de partage des eaux en forme de croupe allongée du SW au NE qui s'élargit vers l'avancée de la zone montagneuse du Ravin de l'Ouedit .

3°) L'avancée montagneuse du Ravin de l'Ouedit :

Limitée à l'ouest par le Ravin de l'Ouedit , à l'est par un méridien passant par la Fme des Roses et au sud par le Chabet el Hassiane (cf Fig 24) , cette zone est une avancée du versant NW du Murdjadjo dans la plaine de Bou-Sfer/les Andalouses .

D'une manière générale , la tectonique y a imprimé ses traces en délimitant un système de blocs faillés qui se manifeste dans le dispositif des interfluvés et des vallées . Dans le détail , on peut distinguer :

a) L'extrémité septentrionale de cette avancée montagneuse :

Sur l'extrémité septentrionale de l'avancée montagneuse , en bordure de la plaine , entre El Ançor et Bou-Sfer , s'étirent , entre des vallons en V assez profonds (dénivellations de 150 à 200m en moyenne) , de longs interfluvés en forme de ligne de crête aigüe . Ils se terminent , après une rupture de pente , par des versants rectilignes , réguliers de 30 à 35° de pente . Un sol rouge tapisse ces derniers . Sa matrice est argilo-limoneuse et rubéfiée . Elle contient des éléments grossiers hé-

térométriques mais où prédominent des graviers de petite dimension (< 5cm) à enduit argileux rouge . Son épaisseur peut atteindre et même dépasser 2m . Au débouché de certains petits cours d'eau , ce sol est enrichi en colluvions sablo-limoneuses rouges déposées souvent sous forme de petits cônes.

A la sortie du Ravin de l'Ouedif (rive gauche) sur la plaine , il faut signaler un étagement dont l'origine est probablement tectonique et qui a été retouché par une morphogénèse fluviatile . On peut y voir deux petits gradins sur l'interfluve situé entre l'oued aboutissant à la Fme Goyot et celui du point côté 107m (vers la Fme des Roses) . De même , il existe un gradin étroit au niveau du point côté 138m au N. de la Fme des Roses , à 130-140m d'altitude . Il est relié à un autre de 145 à 150 m d'altitude par une rupture de pente et une courte concavité . A la confluence de l'O. de la Fme Goyot et celui du Ravin de l'Ouedit et sur les deux rives , se trouvent deux petits replats de 130 à 140 m d'altitude .

Ces gradins , excepté celui du point 138m , sont constitués par le substrat schisteux recouvert par des colluvions . Celles-ci ont une matrice sablo-limoneuse rouge ou jaune clair . Elles sont enrichies en éléments grossiers hétérométriques : gros galets et blocs de grés calabriens , débris de la dalle rose saumonée , ainsi que de petits graviers schisteux ayant souvent un enduit rouge . L'épaisseur de ces colluvions est comprise entre 50cm et 2m.

Sur le gradin du point 138m , une mince formation masque peu le substrat . Elle ressemble au dépôt de la nappe de l'O. Guédra (cf chapitre I).

Un matorral bas et assez dense recouvre ces versants . Il maintient en place le manteau d'altérite et de colluvions . Cet équilibre peut être interrompu dès que la végétation disparaît soit par déboisement , soit à la suite d'un incendie . Actuellement , on observe des ruissellements avec ravinement installé et des mouvements de masse à l'amont de certains vallons et en bas certains versants (comme par exemple ceux qui s'étendent de la Fme Goyot à la terminaison est de Djorf Alia) . Ces derniers ont été récemment et entièrement déboisés par les services de la D.R.S (1978) . Des banquettes y ont été tracées . Ceci a entraîné la genèse d'un ravinement qui s'est rapidement développé et installé selon la direction de plus grande pente . En bas de versants , des dépôts en petits cônes soulignent les effets de cette érosion .

b) Un ensemble tabulaire occupe le centre de cette zone :

FIG 24: LE VERSANT NW DU MURDJADJO

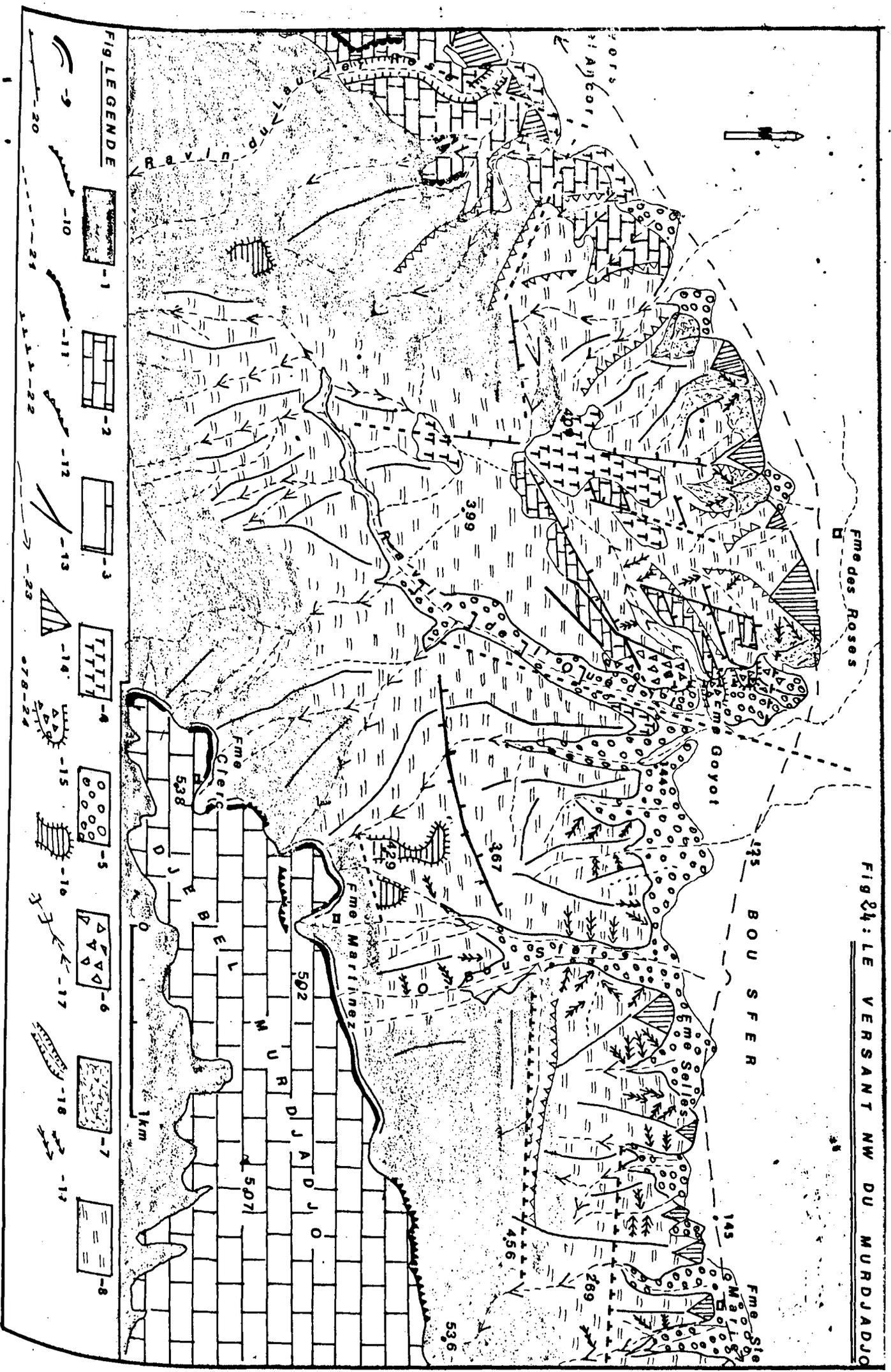


FIG LEGENDE

- 1 [Symbol: Dotted pattern]
- 2 [Symbol: Horizontal lines]
- 3 [Symbol: Vertical lines]
- 4 [Symbol: TTTT pattern]
- 5 [Symbol: Circle pattern]
- 6 [Symbol: Triangle pattern]
- 7 [Symbol: Stippled pattern]
- 8 [Symbol: Horizontal dashed lines]
- 9 [Symbol: Concave line]
- 10 [Symbol: Convex line]
- 11 [Symbol: Dashed line]
- 12 [Symbol: Solid line]
- 13 [Symbol: Arrow]
- 14 [Symbol: Triangle with dot]
- 15 [Symbol: Circle with dot]
- 16 [Symbol: Stippled area]
- 17 [Symbol: Wavy line]
- 18 [Symbol: Dashed line with arrow]
- 19 [Symbol: Dotted area]
- 20 [Symbol: Dashed line]
- 21 [Symbol: Dashed line]
- 22 [Symbol: Dashed line]
- 23 [Symbol: Dashed line]

1km

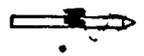


Fig 24 : Le versant SW du Mardjadjo : (1)-substrat anté-miocène schisteux et calschisteux ; (2) - calcaire dolomitique : "al-
lochtone carbonaté " , (3)- calcaire messinien , (4) - grés à
lumachelle calabrienne , surmonté par un ensemble sableux peu
épais à dalle rose saumonée , (5) -alluvions fluviatiles de la
nappe de l'Ouédit , (6) - manteau provenant du substrat schis-
teux et calschisteux altéré , (7) - colluvions sablo-limoneuses
rouges , (8) - manteau d'altérite en place , (9) - versant con-
vexe , (10) - versant à corniche en structure subhorizontale ,
(11)- corniche rocheuse , (12) - crêt , (13) -interfluves se
recoupant en ligne de crête aigüe , (14) -versant régularisé ,
(15)- replat ~~d'origine~~ tectonique recouvert par des colluvions
caillouteuses à matrice limoneuse , (16)-replat indéterminé ,
(17)- vallon en V ou à fond plat , (18)- gorges , (19)-
ravinement intense , (20)- faille sûre , (21)- faille proba-
ble , (22)- faille délimitant une série de gradins tectoniques,
(23)- route , (24)- point côté.

(cf Fig 25 , I). Son altitude s'élève vers le sud : de 330-340m , elle passe à 424m . Son modelé paraît être lié , au départ , à la transgression calabrienne puisque y subsistent des dépôts de la lunachelle et grès de cet âge . Ils sont encroûtés : présence de la dalle rose saumonée peu épaisse ici (10 à 15cm) et d'une pellicule rubannée grise . Le tout a été partiellement érodé : on retrouve des éléments de cette dalle pris dans les colluvions sablo-limoneuses rubéifiées des versants.

L'extrémité méridionale et orientale de cet ensemble tabulaire coïncide avec la rive gauche de l'O. Ouédit et du Chabet el Hassiane . C'est un versant continu , peu entaillé par de petits ravins , de forme convexo-concave et de pente assez raide : 30 à 35° . Le même manteau d'altérite schisteuse et calschisteuse se retrouve ici . Il est plus ou moins enrichi en éléments provenant de l'érosion de l'ensemble tabulaire . De plus , il est masqué par un matorral dense , bas en général , mais haut par endroit : sur les versants bien exposés aux vents de secteur ouest et dans certains ravins particulièrement humides.

Le Chabet el Hassiane dont le tracé suit probablement une ligne de faille , forme une coupure entre l'ensemble tabulaire et le reste du versant septentrional du Mardjadjo.

c) Le versant du Mardjadjo au sud de l'ensemble tabulaire central :

Le versant du Mardjadjo , au sud de l'ensemble tabulaire est très entaillé par de nombreux petits cours d'eau . Sa forme , à partir du sommet du Djebel (au niveau de la Fme Clerc , cf Fig 24) est convexo-concave avec un replat vers le point côté 501m . Celui-ci a quelques mètres de long seulement (100m environ) . Il se continue par de longs interfluves se recoupant en ligne de crête aigüe avec une esquisse de replat vers 400 , 340 et 350m d'altitude . Le tout se relie au lit de l'oued par des versants rectilignes de 30 à 35° de pente.

Le calcaire messinien qui affleure sur le sommet du Djebel ne donne

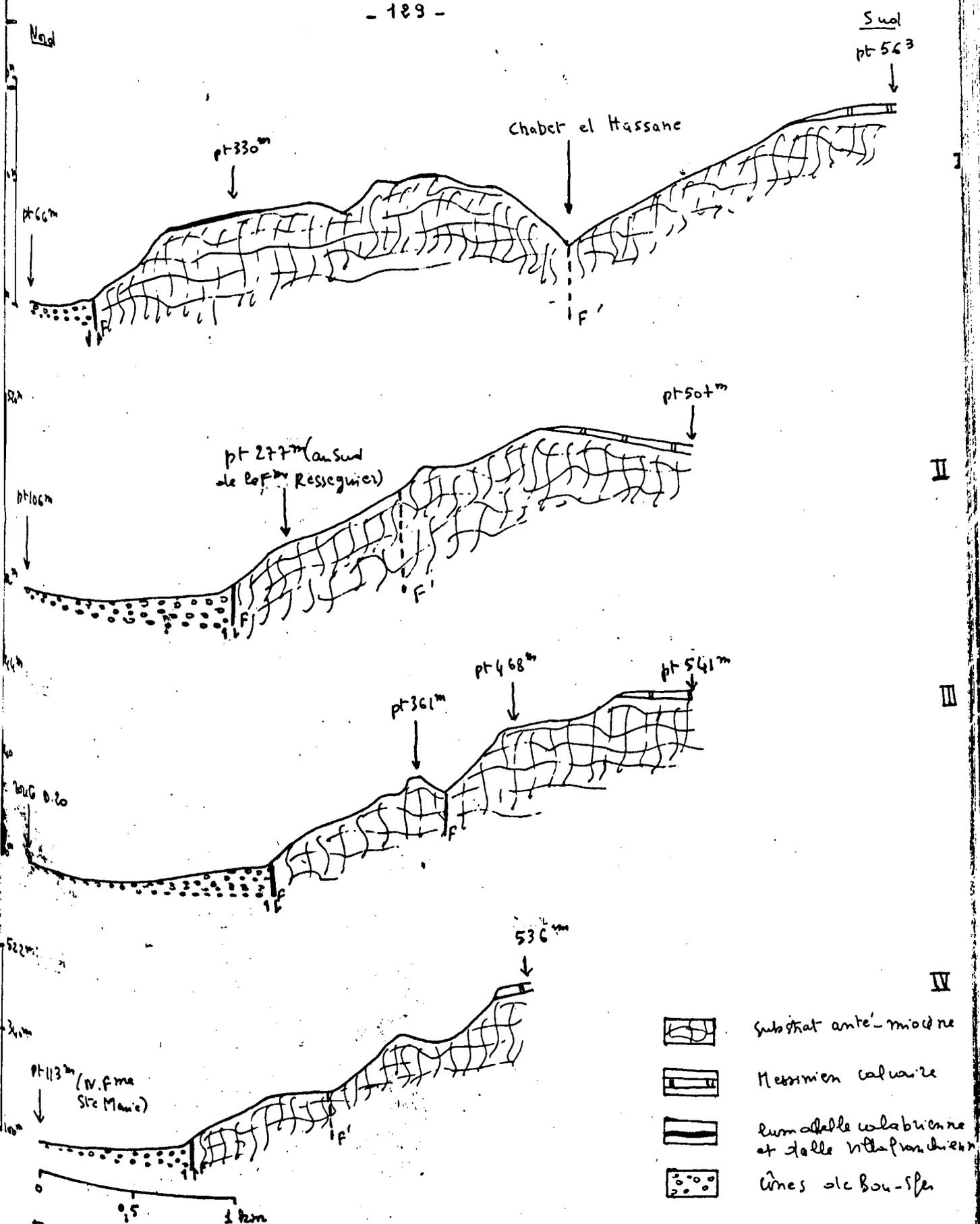


Fig n° 25 : Coupes au travers du versant septentrional du Moudjaoljo. partie occidentale

I = L'avancée de la zone montagneuse du Rowin de l'Ouedit

II et III : L'Amont de Bou-sfer, à l'ouest de la fme Ste Marie

IV : l'amont de Bou-sfer, à l'est de la fme Ste Marie.

pas ici de corniche . De plus , son extension et son épaisseur sont réduites à ce niveau : il présente des reculs de part et d'autre du ravin dont la tête se trouve entre les points 522 et 528m . Lui fait pendant sur le versant sud du Murdjadjo , le Chabet Ain Dalia où apparaît à nu le substrat schisteux . Des sources qui jaillissent au contact des calcaires messiniens et des schistes anté-miocènes ainsi qu'une bonne exposition aux vents pluvieux du secteur ouest (sans compter l'impact direct des pluies sur les versants pentus) expliquent le prédominance des processus d'ablation et de creusement sur cette partie du versant . De ce fait , la surface sommitale plane du Murdjadjo se réduit considérablement .

4°) Le versant septentrional du Murdjadjo , en amont de Bou-Sfer à la Fme du Marabout :

A l'est , de l'interfluve de l'O.Ouedit à l'oued qui aboutit au village de Bou-Sfer (et que nous appellerons O. Bou-Sfer) , le gradin à sommet tabulaire disparaît . Le paysage est constitué par des versants raides , se recoupant en ligne de crête aigüe . Ceci donne des interfluves de cette forme et allongés S/N. Les cours d'eau coulent parallèlement entre eux . Ils prennent leur source vers le sommet du Djebel , dans la zone de contact calcaire messinien / schiste jurassico-crétacé . Leur tracé est rectiligne , exception faite d'un petit affluent de l'O.Ouedit (celui qui aboutit au point 144m sur la route) . Celui-ci décrit à l'amont , un coude de 90° au niveau de celui du Chabet el Hassane et de sens contraire . Ceci nous permet d'avancer l'hypothèse qu'une ligne de faille SW/NE existe dans le même alignement que le Chabet el Hassane .

Le profil en long de cette partie du versant NW du Djebel présente des changements de forme et esquisse un léger étagement (cf Fig 35).
Exemple : la toposéquence méridienne passant par la Fme Martinez . De haut en bas , on peut voir :

- une corniche peu prononcée suivie d'un replat à 472m ,
- un versant convexe-concave se poursuivant par deux replats à 420 et 429m,
- une légère concavité et l'esquisse d'un replat en lanière de 377 à 369m d'altitude (et inclinés vers la plaine) ,
- enfin , une ligne de crête à tracé rectiligne .

A l'est , les caractères esquissés ci-dessus se précisent (cf Fig 25 et toposéquence IV) :

- au sommet : une corniche dans le calcaire messinien . A peine ébau-

chée à l'ouest du point 536m , elle devient bien nette à l'est de celui-ci
Elle a 10m de commandement en moyenne .

- ensuite , nous avons un versant concave possédant des esquisses de
replats ou d'interfluves tabulaires (ex : pts 468m, 456m, 430 et 410m).

- le profil est de nouveau convexo-concave se poursuivant par de longs
interfluves en forme de ligne de crête ^{aigüe} de 280 à 220m . Cet ensemble est
très disséqué par des oueds à tracé rectiligne N/S.

- le contact avec la plaine se fait par les mêmes petits versants réguliers ,
éléments du plan de faille dégagés par la surrection du Murdjadjo
et remodelés par la morphogénèse quaternaire .

Un étagement de formes existe donc . Mais il présente un décalage à
l'est de la Fme Ste Marie : là , l'altitude des différents gradins est net-
tement plus basse .

Les mêmes facteurs que ceux du versant au sud de l'ensemble tabulaire
(cf § précédent 3°, c) interviennent ici pour expliquer la morphologie de
cette partie de la retombée ^N du Murdjadjo , à savoir : différence lithologi-
que , cassures ayant guidé le réseau hydrographique et bonne exposition aux
vents pluvieux .

5°) L'évolution morphogénique de cette partie occidentale en amont
de la plaine est assez mal aisée à tracer ce , malgré des caractères nets.

a) En particulier :

- le fait que cet ensemble de versants soit de plus en plus disséqué vers
l'est , notamment en amont du village de Bou Sfer ,

- la présence de gradins plus étendus à l'ouest et plus réduits à l'est
et esquissant un étagement . En effet , de la corniche sommitale au bas du
versant , nous avons respectivement :

* une esquisse de replats à 500 , 490 et 472m (d'ouest en est) ;

* des replats , des interfluves à sommets tabulaires ou des lanières
inclinés vers le nord . Le plus développé est celui qui se trouve au
nord du Chabet el Hassane . Les altitudes varient de 340 à 429m ;

* enfin , à l'est du Ravin de l'Ouedit , deux séries étagées de longs
interfluves en ligne de crête aigüe et reliés , soit par une rup-
ture de pente , soit par une ligne de faille . Leur altitude , en
général , est plus basse au niveau et à l'est de la Fme Ste Rose.

Elle est respectivement pour la série la plus élevée de :

- 430 à 280m à l'ouest de la Fme (altitude maxima et minima de l'
interfluve) ;

- 450 à 370 m à l'est de celle-ci .

Les interfluves inférieurs se trouvent à :

- 366-280m à l'ouest ;

- 280-220m à l'est .

b) Mais peu de dépôts subsistent :

La transgression calabrienne a laissé des traces . De même , la phase à encroûtement du Quaternaire ancien qui a donné la dalle rose saumonée . Enfin , actuellement , il existe sur les versants un manteau d'altérite surmonté d'un sol rouge caillouteux .

c) Cependant , trois critères nous permettent d'avancer une hypothèse sur l'évolution de cet ensemble de versants :

(1°) Le double mouvement de surrection du Murdjadjo et de subsidence de la plaine s'est quasiment manifesté durant tout le Quaternaire et tout particulièrement pendant la période postérieure à la genèse de la dalle rose saumonée . Celle-ci , en effet est dénivellée et se trouve à :

- 370-330m ,

- 160-170m ,

- 100-110m .

Elle souligne la présence de certains replats .

De même , l'existence de ces derniers ainsi que l'étagement des interfluves à l'est du Ravin de l'Ouedit peut s'expliquer par cette activité tectonique . Celle-ci , néanmoins ne s'est pas effectuée d'une façon continue mais avec des phases alternées où des pulsions fortes font places à des "calmes " relatifs .

(2°) Le second critère est d'ordre climatique .

Les grands traits des variations climatiques tels qu'ils ont été définis plus haut (cf chapitre I) restent valables pour cette région: ambiance semi-aride en général avec une pluviométrie légèrement plus élevée pendant les pluviaux . Mais la situation géographique et l'orientation du versant introduisent des nuances . En effet , la retombée NW du Murdjadjo est orientée WSW/ENE et ne se trouve plus sur le même méridien que le Dj. des Andalouses . Aussi , les vents pluvieux du secteur ouest et éventuellement du NE l'atteignent -ils plus facilement sans avoir au préalable déposé une partie de leur humidité sur ce dernier . De plus , la situation du versant à quelques 4km seulement de la mer et sa pente assez forte , entraîne la formation de fréquentes condensations occultes . Celles-

ci contribuent à accroître son humidité (l'humidité de l'air est actuellement de 80% en moyenne toute l'année) . Aussi , pouvons-nous avancer l'hypothèse que cette zone a été durant tout le Quaternaire plus humide , plus arrosée que le reste de la région étudiée .

(3°) Enfin , les témoins de la dynamique particulière érosive sur ces versants existent : ablation de la dalle rose saumonée , des grés calabriens et recul de la corniche messinienne .

d) Aussi l'évolution de la retombée NW du Murdjadjo peut être envisagée de la manière suivante :

Les facteurs cités ci-dessus interfèrent dans des cycles où se succèdent des crises d'instabilité morphogénique et des phases de stabilité morphogénique .

Les cycles de stabilité morphogénique voient la genèse , ou bien d'un sol rouge quand ils coïncident avec des Pluviaux , ou bien d'encroûtement calcaire quand le climat est sec , semi-aride (Inter-Pluviaux) . Mais nous ne pouvons nous prononcer avec précision car il ne subsiste plus actuellement qu'un seul type d'encroûtement : la dalle rose saumonée . Quant au manteau d'altérite qui tapisse les versants , il est probablement d'âge historique puisque des sols rouges se développent actuellement sur les schistes et les calcaires du Murdjadjo .

Les cycles de stabilité morphogénique correspondent probablement aussi à des "calmes " (relatifs) de la tectonique . La dynamique des versants est réduite à ce moment .

Pendant les crises d'instabilité morphogénique , l'érosion est particulièrement active avec le recul de la corniche messinienne et l'ablation des dépôts quaternaires et surtout des sols formés pendant les cycles précédents . Ces phases coïncident aussi avec des secousses tectoniques⁽¹⁾ plus importantes et/ ou un climat agressif . En effet , pendant les périodes de transition vers un Pluvial , la pluviométrie en s'accroissant peut provoquer une érosion d'autant plus efficace que le manteau végétal a disparu ou régressé (pendant l'Interpluvial) et qu'il n'est pas encore reconstitué . De même , pendant la phase de transition vers un Interpluvial , la pluviométrie est encore assez élevée pour avoir les mêmes conséquences que précédemment ce , sur un substrat souvent mal protégé par une végétation en régression .

(1) Il est à remarquer que Bou-Sfer est situé sur un épicerne sismique et que le village a connu un tremblement de terre particulièrement des-

II.- La retombée NE du Murdjadjo : le gradin de la route Bou Sfer/ Mers el Kébir(" gradin oriental ").

Formant une avancée dans la plaine d'Ain el Turk (au SE de la plaine de Bou Sfer/ les Andalouses) , le gradin oriental constitue une entité topographique à part , en contrebas des Djebels Santon et Murdjadjo.

De forme allongée dans le sens est-ouest , il est tabulaire avec environ 1,8km de large et 4,5km de long .De plus , il est incliné dans deux directions : vers le nord , l'altitude diminue de 380 à 250m et vers l'ouest de 355 à 150m .

Il ne se rattache au sommet du Murdjadjo qu'à l'est par une lanière de quelques 500m de large (empruntée par la route qui mène à la Fme Com-bier) et un court versant rectiligne de 20 à 23° de pente se terminant par une corniche sommitale . A l'ouest , la vallée de l'O. el Bachir les sépare . Elle est profonde (plus de 300m de dénivellation) , en forme de  dissymétrique et à tracé rectiligne est-ouest (probablement suivant une ligne de faille) . A ce niveau , le versant septentrional du Murdjadjo est peu entaillé par comparaison avec sa partie occidentale . Il a un profil convexe au N. du Douar Kherza (x=705 , y= 3953 , carte d'Oran 3-4 au 1/25.000è) devenant plus rectiligne et peu entaillé au N. des Ouled Sidi Bachir el Reh . Une corniche sommitale nette de plus de 10m de dénivellation le coiffe .

Le contact avec la plaine de Bou Sfer / Ain el Turk et celui avec la dépression de Mers el Kébir est différent .

Avec la plaine de Bou Sfer/Ain el Turk , il se fait par un court versant convexo-concave assez raide (180m de dénivellation sur 500m environ) avec des escarpements au NE .

Ce versant devient moins pentu , plus long , mais aussi plus disséqué et de forme aplatie vers l'ouest (vers le village de Bou Sfer) : il plonge dans la plaine .

Avec la dépression de Mers el Kébir , le contact est moins net , la solifluxion ayant entraîné un morcellement du versant .Il est en même temps plus abrupt : 200 à 250m de dénivellation sur quelques mètres .

(1 suite) : -tructeur en 1889.

1°) Cependant , le cadre structural est simple :

Le gradin oriental fait partie du horst constituant les Djebels Santon et Murdjadjo . Il est limité au nord et au sud par deux grands accidents :

- au nord , celui de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses (cf B.Fenêt, planche 2 hors texte , coupe VI ; 1975) ,
- au sud : le tracé de l'oued el Bachir en amont est une continuité dans l'espace de la faille qui borde au sud le fossé de Mers el Kébir .

Le substrat est essentiellement anté-miocène schisteux et dolomitique. Il comprend néanmoins , sur la bordure est , les marnes tortoniennes (M1) qui comblent le fossé de Mers el Kébir tandis que le sommet du Murdjadjo est recouvert par les calcaires à Algues du Messinien .

La transgression calabrienne (cf Thèse Y.Gourinard , 1959) lui a donné son aspect tabulaire . Elle y a laissé aussi un stock de sables qui seront repris ultérieurement par l'érosion éolienne et pédogénésés .

2° Mais la morphogénèse quaternaire semble assez complexe .

La topographie : plan incliné , bordé de versants convexe-concaves et la présence de dépôts , minces en surface à l'est , plus abondants ailleurs , permettent de saisir les grandes lignes de l'évolution morphogénique au Quaternaire de ce gradin .

a) Sur la surface du gradin , à l'est :

De part et d'autre de la route qui mène vers la Fme Combiar et du sud au nord , affleurent successivement :

- du point 406m aux environs du point 351m , en bas du versant : des colluvions à matrice sablo-limoneuse abondante et rubéfiée . Elle contient des éléments grossiers schisteux et hétérométriques sans toutefois atteindre la taille de gros galets et de blocs .

- à partir du point 351 m , dans l'espace compris entre les deux petits chemins , apparait la dalle rose saumonée du Quaternaire ancien . Son faciès est gréseux : grés fin , bien induré , à texture fine , à minces lamines et très riche en calcaire . Elle contient de petits éléments du socle (schiste , calcaire , quartzite) ainsi que de petits gastéropodes . Sa couleur est rose saumon ou rouge brique (5YR-6/5 dans l'échelle de

Mundsehl). Altitude moyenne : 345m.

- du petit chemin à la boucle de la route qui descend vers Mers el Kébir, la croûte gréseuse est fossilisée par un encroûtement tuffeux . Celui-ci s'est développé dans un sable jaunâtre (75 YR - 7/6) de 1m d'épaisseur en moyenne . Une pellicule rubannée assez épaisse (quelques cm) le termine (échant. B 25).

Ce sable est fin , bien trié et la fraction fine y est prédominante (cf tableau n° 6).

En morphoscopie : prédominance des EM et des SEM dans les tailles 0,5-0,4mm et 0,4-0,315mm (48% d'EM et 24% de SEM) . Donc action éolienne certaine et pédogénèse .

- vers le point 307 m (cf Fig 26) , en allant vers l'amorce du versant qui descend vers Mers el Kébir : même formation . Mais elle est plus épaisse et remaniée probablement par le ruissellement . En outre , elle est légèrement plus riche en calcaire : sa couleur est plus claire (75 YR- 8/2). C'est un sable moins bien classé que le précédent (cf tableau n° 6) et moins fin (Md : 0,1 à 0,125mm).

En morphoscopie : prédominance des EF dans les tailles (0,5-0,4mm ; 0,4-0,315mm et 0,315-0,25mm) : respectivement 40% , 23% et 20% . En outre, il y a 16% de RM dans les 0,5-0,4mm . Par conséquent , l'action éolienne et la pédogénèse sont nettes . (échant. B26) .

Ainsi , favorisée par sa pente vers le nord , la surface orientale du gradin apparaît comme une zone d'ablation et de transit .

D'ablation : la dalle rose saumonée du Quaternaire ancien apparaît à nu sur la partie la plus haute . Elle est érodée partiellement car , en contrebas du point 307m (boucle de la route) , nous avons une formation limono-sableuse rose , encroûtée . Elle contient des éléments sub-anguleux provenant de cette dalle et des débris de schiste .

De transit grâce à un ruissellement diffus attesté par les fines lamines de la dalle rose et par la présence de colluvions sablo-limoneuses à l'amont et sableuses à l'extrémité est du gradin .

C'est aussi une zone où l'action éolienne et la pédogénèse se sont manifestées probablement pendant plusieurs phases . Celles-ci sont au moins au nombre de deux : existence de deux types d'encroûtement calcaire et d'un dépôt éolien .

Tableau n° 6 : le gradin oriental : données granulométriques.

N° Echant.	Q1	Q2	Q3	Md mm	Qde Fin	Qde Totale	Aeq
B25	3,75	3,5	3	0,08- 0,1mm	0,37	1,110	-0,12
B26	4	3,25	2,5	0,1- 0,125	0,75	1,26	0
03(a)	3,25	3	2,75	0,125- 0,16	0,125	0,95	0,5
03(b)	3	3	2,75	0,16- 0,2	0,5	0,816	-0,25
06(b1)	3,25	3	2,75	0,125	0,25	1,087	0
06(b3)	3,25	3	2,75	0,1- 0,125	0,25	1,087	0
03(c)	2,75	2,25	2	0,2	0,25	0,90	0
06(c)	3,25	3	2,75	0,125	0,25	1,087	0
06(d)	3,25	3	2,75	0,1	0,25	1,087	0

b) Sur le versant nord et sur l'extrémité occidentale du gradin :

Sur le versant nord et l'extrémité occidentale du gradin, les dépôts sont plus abondants.

Ainsi, le tracé de la route Bou Sfer/ Mers el Kébir révèle une dizaine de coupes (cf Fig 25) où prédominent des dépôts sableux. Ceux-ci, sont plus nombreux, plus continus sur la moitié orientale du versant que sur sa moitié occidentale. Sur cette dernière, le socle apparaît plus souvent et à l'extrême ouest du versant, il affleure largement. Sur la partie occidentale du versant, les mêmes sédiments se retrouvent mais à une altitude plus basse.

Quatre coupes sont caractéristiques : ce sont les coupes Nos 3 , 6 , 8 et 9 (cf Fig 27, 28, 29 et 30). Elles montrent 6 séries de formations à limites toujours nettes . Ce sont , successivement de bas en haut :

- un grés blanc , très induré , à lumachelle et grains de quartz d'âge probablement calabrien . Il n'affleure qu'à l'extrémité est du versant . A l'ouest (cf coupe N°6a) , on trouve un niveau à grosses coquilles d'huitres . Seule sa position à la base de la formation permet (et encore !) de supposer qu'il fut d'âge calabrien . En absence d'étude paléontologique , nous ne pouvons nous prononcer .

- dalle rose saumonée à faciès gréseux similaire à celle de la surface du gradin . Elle est pratiquement à la base de tous les dépôts sauf à l'extrémité ouest du versant . Elle peut être assez épaisse (environ 1,50m). Au dessus , nous avons 4 niveaux sableux :

- le 1ier niveau est colluvial . Ce sont des sables fins , rose clair à foncé . Ils sont plus abondants à l'ouest (coupes Nos 6a et 6bis) et contiennent des éléments grossiers hétérogènes et hétérométriques . Ceux-ci proviennent du substrat avec une prédominance de petits galets schisteux de 1,5 à 2 m de long en moyenne et des débris de la dalle rose saumonée . L'épaisseur de ce niveau varie d'est en ouest , de 4m à 85 cm . De même , son faciès présente des différences : à l'ouest , dans la coupe N°6 , ce dépôt contient 3 bancs . Deux d'entre eux ont un matériel détritique grossier (les galets ont de 1 à 25cm de long) . Ils sont traversés par un niveau peu épais (quelques 50 cm) constitué de sable très induré et de quelques gros galets sub-anguleux provenant du substrat anté-miocène . D'une manière générale , la matrice de ce niveau colluvial est du sable fin (Md=0,125-0,16mm) , bien classé avec la fraction grossière la mieux triée (cf tableau 7) . En morphoscopie , il apparait un % assez important de grains émoussés luisants ou picotés . Souvent ceux-ci sont cassés .

Par conséquent , ce sable est probablement d'origine éolienne . Il a été remanié ultérieurement par colluvionnement . En fait , il provient du démantèlement de la dalle rose saumonée et des dépôts qui existaient sur celle-ci (?) . De plus , il a été pédogénésé . L'action de la pédogénèse ayant pu avoir lieu aussi bien avant le colluvionnement et ayant pu continuer ou reprendre par la suite .

- Le second niveau est composé de sable fin , bien classé , ocre avec des taches roses correspondant à des noyaux indurés (encroûtement nodulaire) .

A l'ouest, il comporte de fines stratifications horizontales et son épaisseur varie de 2 à 4m. D'après les observations à la loupe binoculaire, le matériel apparaît comme fortement picoté avec des grains assez émoussés en général (cf tableau N° 7). On note aussi un % assez élevé de luisants (36% d'EL dans les 0,4-0,315 mm et 27,3% d'EL dans les 0,315-0,25mm, Echant. 06(a)). L'action marine ou fluviatile dans ce cas peut être envisagée. Celle de la pédogénèse est certaine. Néanmoins, sa mise en place finale sur ce versant est due à une nappe alluviale ou au ruissellement diffus.

- un 3^e niveau sableux se distingue par sa couleur jaunâtre. Il comporte des zones d'indurations en forme de poutres et de racines pénétrant aussi dans le niveau inférieur. C'est un sable fin et bien classé (échant. 06 d). En morphoscopie : prédominance des SEP (29,2%) et SEL (20,8%) dans les tailles 0,4-0,5mm ; des EP (44%) et EL (32%) dans les 0,315-0,25mm. Donc, ce matériel a subi une usure marine ou fluviatile certaine et porte les traces d'une phase (au moins) de pédogénèse. L'épaisseur de ce niveau est de 3 à 4m.

Le même type de processus de mise en place finale du matériel peut être envisagé : nappe alluviale ou ruissellement et colluvionnement. L'usure éolienne et l'action marine sont certaines. Cette dernière précède probablement la première. Après le dépôt, s'effectue un encroûtement calcaire nodulaire.

- un 4^eme dépôt sableux correspond à une phase éolienne : sables gris, grésifiés, à stratifications obliques avec de fines pellicules calcaires blanches soulignant ces dernières. Ils sont identiques à ceux de la retombée littorale orientale du Massif des Andalouses, ainsi que ceux du Dj Azreg el Agab et ceux de la côte, à l'embouchure de l'O. Sidi Hamadi (échant. 03c). Sur le gradin, ils sont particulièrement développés sur le flanc occidental. Là, ils affleurent exclusivement sur un long et étroit plan incliné vers l'ouest se terminant par un court versant convexo-concave. Ce sont des sables moyens et très bien classés (cf tableau N° 7). En morphoscopie, il y a prédominance nette dans les 4 tailles (0,5-0,4mm ; 0,4-0,315 ; 0,315-0,25mm ; 0,25-0,2mm) des EL. Respectivement les % sont de 36%, 32%, 38,4% et 40%. L'usure par la mer et les eaux continentales est donc certaine.

C'est par conséquent, un sable probablement d'origine marine, remanié par le vent et pédogénésé. Celle-ci se manifeste de deux manières :
- encroûtement surmonté par une croûte blanchâtre, légèrement feuille-

tée et peu développée (25 cm au max.) . Cette croûte épouse la forme de la majeure partie du versant et de la partie occidentale du gradin . Sa présence et son épaisseur dans cette zone au-dessus des sables grésifiés, alors qu'ailleurs , elle n'existe pas , s'explique par la proximité du substrat dolomitique .

- une pellicule rubannée déposée selon les stratifications obliques des dunes .

Au-dessus de ces formations , on trouve des colluvions sablo-limoneuses rouges . Elles recouvrent l'extrémité orientale du versant nord (au niveau du point 214m) et la partie ouest du gradin . Là, elles atteignent leur plus grande épaisseur : 2m (au niveau de la Tme Belamont) . En outre , leur faciès est identique à celle de la partie amont du gradin mais ne contiennent pas ou peu d'éléments grossiers .

Ainsi , ce gradin oriental se caractérise par 7 types de dépôts dont la succession chronologique suit l'ordre dans lequel ils ont été décrits . Les plus anciens sont le grés calabrien et la dalle rose saumonée (celle-ci est du Quaternaire ancien) . Les plus récents sont les dunes grésifiées (Q. Récent) et les colluvions sablo-limoneuses (Holocène) . Il faut noter que ces dernières ne sont pas rubéfiées sur le versant oriental du gradin .

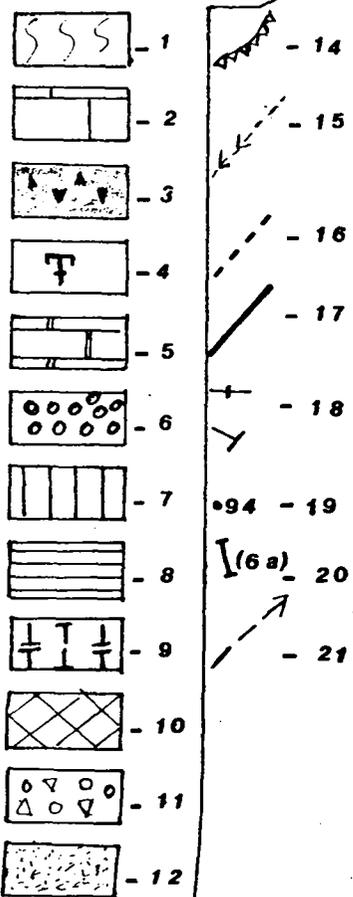
3°) De ceci , nous pouvons avancer des hypothèses concernant l'évolution morphogénique du gradin oriental au Quaternaire .

a) Tout d'abord , il faut remarquer que , exception faite du dernier , les dépôts sableux ont été mis en place par colluvionnement et ruissellement. Leur origine peut être trouvée dans l'attaque biochimique d'encroûtements calcaires développés dans des sables marins remodelés par le vent . Aussi , chaque dépôt serait le témoin de variations climatiques se présentant ainsi :

- période semi-aride : dépôt éolien remaniant des sables marins ,
- humidification du climat entraînant la mobilisation du calcaire dans les sédiments (période de transition vers un Pluvial ou Pluvial) . Le calcaire précipite et durcit pendant :
- une phase d'assèchement du climat ou de semi-aridité (climat à alternance de saisons sèche et de saison humide) ,
- lui succédant : une période plus particulièrement humide (Pluvial) .

Fig 26: LE GRADIN ORIENTAL DE LA ROUTE DE BOUSFER / MERS EL KÉBIR.

I. FORMATIONS:



II. FORMES & DIVERS

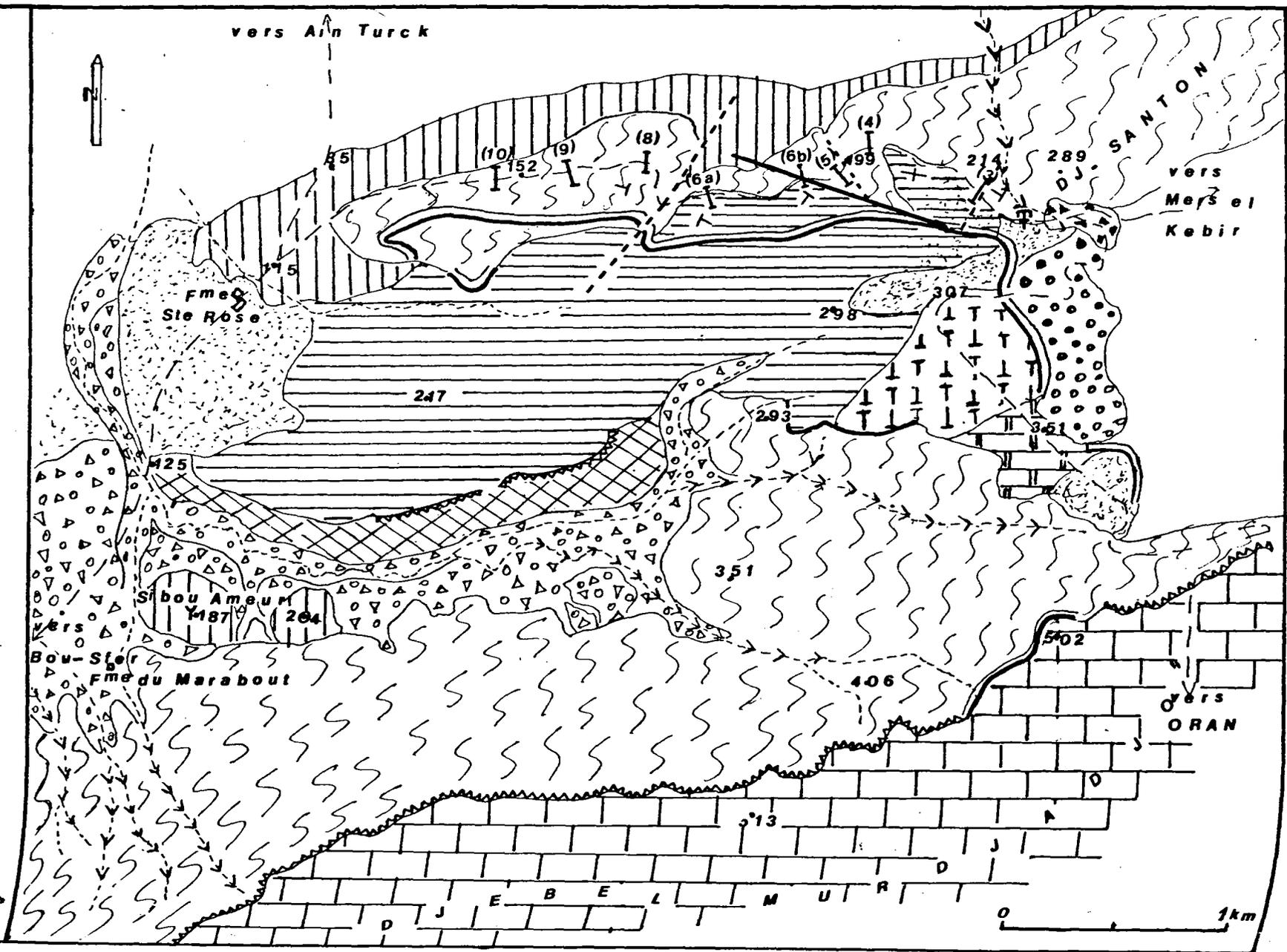


Fig 26 : Le gradin oriental de la route de Bou Sfer à Mers el Kébir.

I. Formations : 1- substrat anté-miocène schisto-dolomitique , 2- calcaire messinien ; 3- brèche tectonique ; 4- grés calabrien , 5- dalle rose saumonée , 6- colluvions caillouteuses prises dans une matrice sableuse indurée , 7-croûte rose feuilletée , 8- dunes grésifiées , 9-formation sableuse encroûtée de surface , 10- ensemble des formations du versant septentrional , 11- terrasse 1 et 2 de l'O. el Bachir , 12-colluvions sablo-limoneuses rouges .

II. Formes et divers : 13- versant convexo-concave, 14-versant à corniche, 15-oueds et vallons en V, 16-faille probable, 17-faille certaine , 18-pendage horizontal et incliné, 19-point côté , 20-situation des coupes , 21- piste ou route .

aboutissant à l'altération de l'encroûtement précédent ,
- enfin, aridification du climat .Ceci entraîne la disparition ou la régression du couvert végétal et permet l'ablation par ruissellement du produit de l'altération bio-chimique précédente et son dépôt en bas de versant (période de transition vers un Interpluvial).

Ce cycle se serait produit au moins deux fois après la genèse de la dalle rose saumonée .

En effet , le niveau inférieur sableux porte les traces du démantèlement de celle-ci . D'autre part , les deux autres dépôts sous les sables grésifiés présentent des similitudes avec la Formation terrigène rose saumon de la retombée littorale orientale du Massif des Andalouses (cf Chapitre I, B) . Celle-ci ne peut provenir , on l'a vu , que de l'érosion d'une ou plusieurs dunes encroûtées.

Le gradin oriental de la route de Bou Sfer à Mers el Kébir , a donc fonctionné comme un plan incliné vers le nord et l'ouest , favorisant ainsi le ruissellement diffus . Celui-ci a entraîné , lorsque les conditions bioclimatiques s'y prêtaint (absence de végétation , semi-aridité) l'érosion , le transport et enfin le dépôt d'un sable d'origine éolienne en bas des versants septentrionaux et occidentaux .

b) Cette inclinaison NW est le fait de la tectonique .

Le gradin oriental est intermédiaire entre le Murdjadjo et la plaine de Bou Sfer/les Andalouses . Par conséquent , il subit les conséquences du double mouvement tectonique de surrection au sud et de subsi-

Tableau N°7 (suite)

N°échant	taille	SEM	EM	OM	RM	NUL	SEL	EL	OL	RL	Salé	SEP	EP	T.
0 3c	0,2-													
	0,25mm	-	4	4	4	-	4	40	-	4	12	8	20	100
	0,25-													
	0,315	3,9	8	-	3,9	-	3,9	38,4	-	-	19	19	3,9	100
	0,315-													
	0,4mm	-	-	-	-	8	8	32	4	-	4	20	24	100
	0,4-													
	0,5mm	-	4	-	-	8	4	36	-	4	4	16	24	100
	0,2-													
	0,25mm	-	20	-	-	-	8	40	-	-	8	4	20	100
0 6b1	0,25-													
	0,315	4	8	4	-	-	8	28	-	-	12	16	20	100
	0,315-													
	0,4mm	-	12	-	-	-	-	32	-	4	-	28	24	100
	0,4-0,5	8	8	4	-	-	4	32	-	-	20	12	12	100
	0,2-													
0 6b3	0,25mm	8	4	-	-	-	4	40	-	-	20	12	12	100
	0,25-													
	0,315	16	-	-	-	4	4	36	-	-	16	12	12	100
	0,315-													
	0,4mm	-	4	4	-	-	8	40	-	-	32	-	12	100
	0,4-													
0 6c	0,5mm	4	16	4	-	-	-	20	-	4	12	8	24	82
	0,2-													
	0,25mm	-	4	-	-	-	8	32	-	-	40	8	8	100
	0,25-													
	0,315	-	9	-	-	-	3	27,3	-	-	30,3	12	18,2	100
	0,315-													
0,4mm	4	8	-	-	-	-	36	-	-	12	8	32	100	
0,4-														
0,5mm	4	16	4	-	-	4	16	-	-	8	12	36	100	

Tableau N° 7 (suite et fin)

N°échant	Taille	SEM	EM	OM	RM	NUL	SEL	EL	OL	RL	Salés	SEP	EP	T.
0 6d	:0,2-	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
	:0,25mm	-	4,16	-	-	12,5	8,33	33,4	-	-	-	16,6	25	100
	:0,25-	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
	:0,315	-	-	-	-	4	-	32	-	-	4	16	44	100
	:0,315-	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:
	:0,4mm	-	12,5	-	-	8,33	20,8	8,33	-	-	8,33	29,16	125	859

- SEM = sub-émoussé mat
- EM = émoussé mat
- OM = ovoïde mat
- RM = rond mat
- NUL = non-usé luisant
- SEL = sub-émoussé luisant
- EL = émoussé luisant
- OL = ovoïde luisant
- RL = rond luisant
- SEP = sub-émoussé picoté
- EP = émoussé picoté.

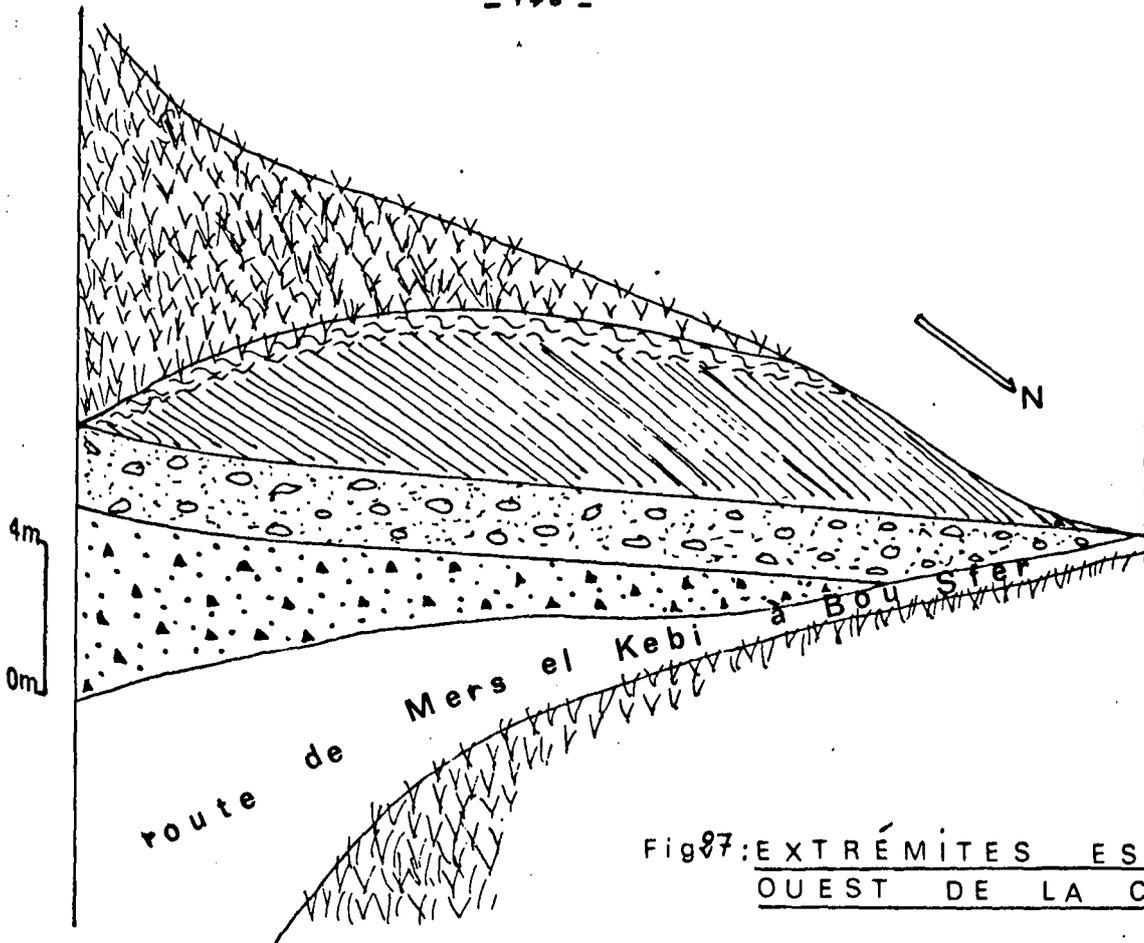
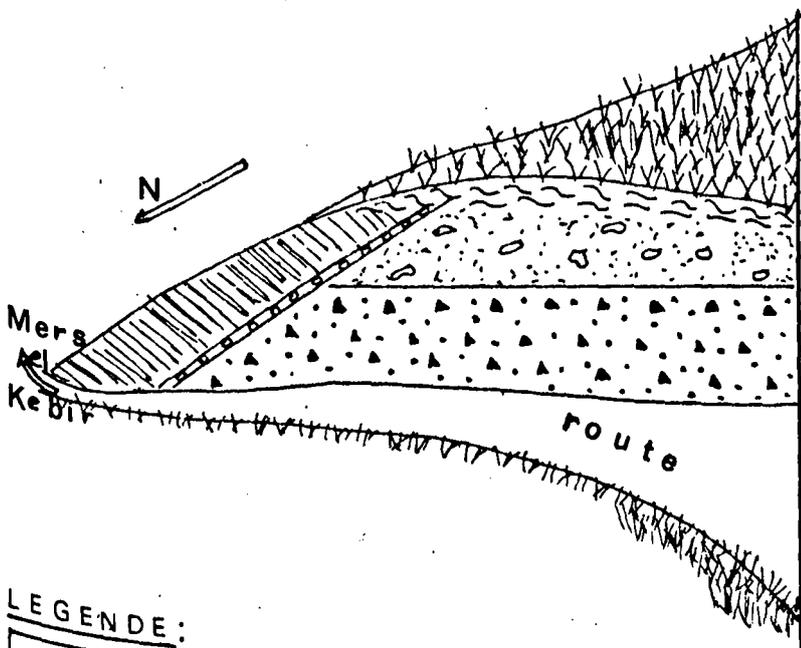
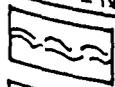
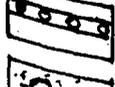


Fig 97: EXTRÉMITES EST ET OUEST DE LA COUPE 3.



LEGENDE:

-  - croûte feuilletée blanche.
-  - dune grésifiée.
-  - niveau colluvial caillouteux.
-  - sable fin, rose à encroûtement nodulaire.
-  - sable fin, rose à éléments hétérogènes.

dence au nord (cette dernière semble plus accentuée vers le NW) , d'où le basculement du gradin vers le NW et sa position en altitude intermédiaire entre le sommet du Murdjadjo et la plaine . Il a donc été soulevé . Ce soulèvement est attesté par l'affleurement en bas du versant (et des coupes décrites plus haut) du substrat anté-miocène . Il est aussi confirmé par la présence de la dalle rose saumonée à la surface du gradin à 345m d'altitude et à la base de la coupe 0 6(b) à 200m.

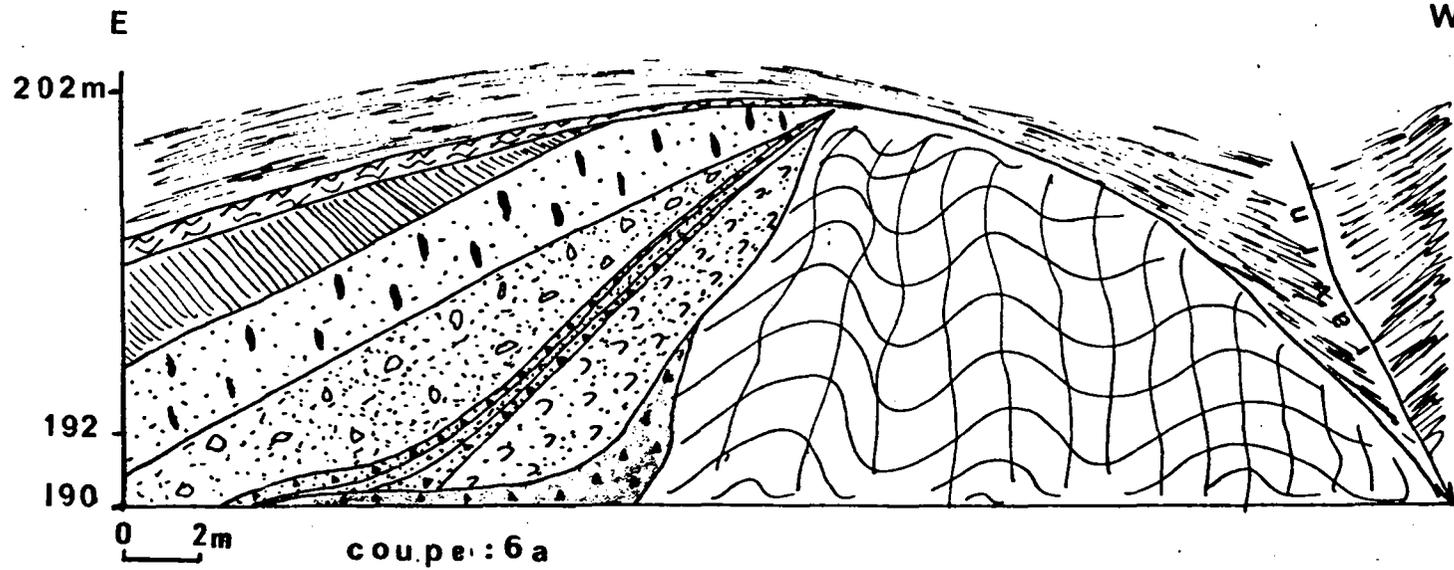
Ce mouvement ne s'est pas fait d'une manière uniforme . Le gradin présente sur sa bordure septentrionale , une série de petites failles complémentaire de l'accident bordier (ex : miroir de faille sur le tracé de la route , au point côté 199m : faille N 120) . Ceci explique les variations de pendage des formations décrites plus haut et qui traduisent des basculements du gradins et des déformations :

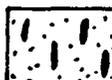
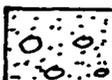
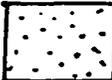
- de la coupe 10 à la coupe 8 : le pendage est vers l'est (cf Fig 26), de l'ordre de 1° à 15° .
- coupe 6 a : pendage est (15° env.) .
- coupe 6 b : pendage SW (8-10°) .
- de la coupe 6b à la 3 , les dépôts sont en général horizontaux à sub-horizontaux .

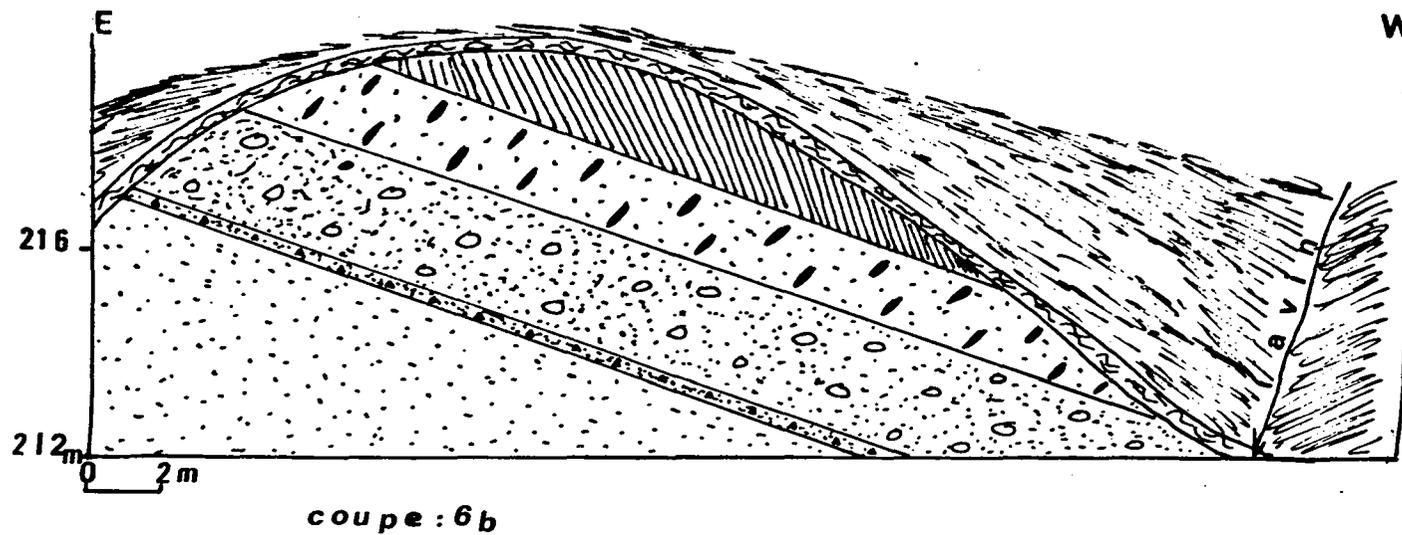
Cependant , il faut signaler que la coupe 3 pose un problème : à son extrémité occidentale , les niveaux sableux 1 et 2 sont horizontaux . A sa partie orientale , ils sont légèrement inclinés vers l'ouest (cf coupe 3 , Fig 7) (5-8°) . Le sable dunaire grésifié à stratifications obliques est concordant à l'est et discordant à l'ouest . A cet endroit , il ravine les deux niveaux sableux inférieurs . A sa base , se trouve un banc de colluvions sableuses à petits graviers constitués de schistes , de calcaire ainsi que de morceaux de la dalle rose saumonée . La matrice est riche en calcaire . Cette partie de la coupe 3 présente quelques similitudes avec les formations de la falaise à l'est de l'embouchure de l'O.Sidi Hamadi , sur la plage des Andalouses. (cf chapitre I,C).

L'extrémité septentrionale du gradin se subdivise ainsi en cinq petits ensembles . Ceux-ci subissent , les effets du double mouvement tectonique : soulèvement et basculement vers le nord combiné avec une inclinaison soit vers l'est , soit vers l'ouest hormis , la partie orientale du versant entre le point 199m (x=704,1 ; Y=3954,9) et le point 214m (x=704,8;Y= 3954,99) sur la route (cf Fig 26). Le ravinement par les sables grésifiés des deux niveaux sableux à l'ouest de la coupe 3 pourrait s'expliquer par sa position à la limite de deux panneaux tectoniques de

Fig 28: COUPES N°6



-  - croute feuilletée blanche,
-  - dune grésifiée,
-  - sable fin jaune à indurations en forme de poupée et de racine,
-  - sable fin ocre à encroustement nodulaire,
-  - sable à éléments hétérométriques et hétérogènes,
-  - dalle rose gréseuse Q.A.
-  - brèches.
-  - socle shistodolomitique.



-148-

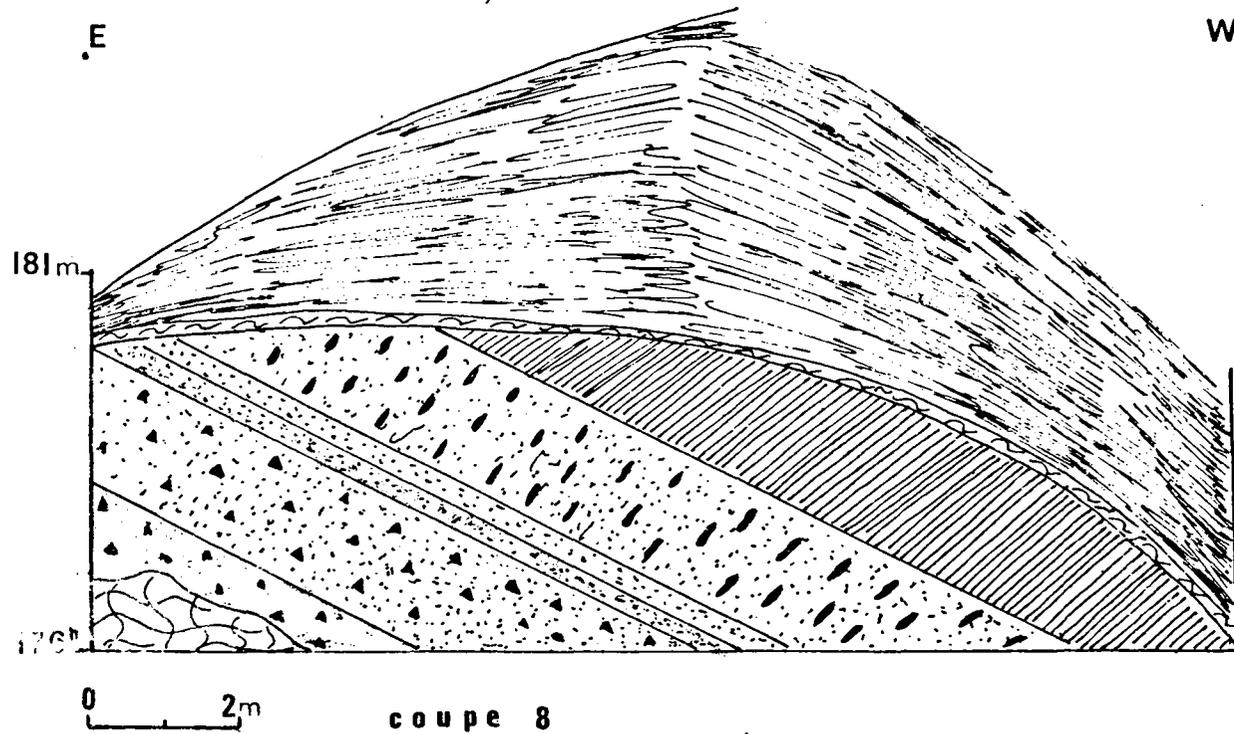
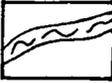
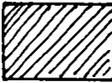
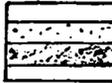
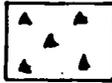


Fig: 29 Coupe 8

-  - croute blanche feuilletée.
-  - dune gresifiée.
-  - sable fin et jaune a indurations en forme de poupée et de racine.
-  - sable moyen blanc a niveau induré.
-  - sable a éléments hétérogènes et hétérométriques.
-  - brèches.

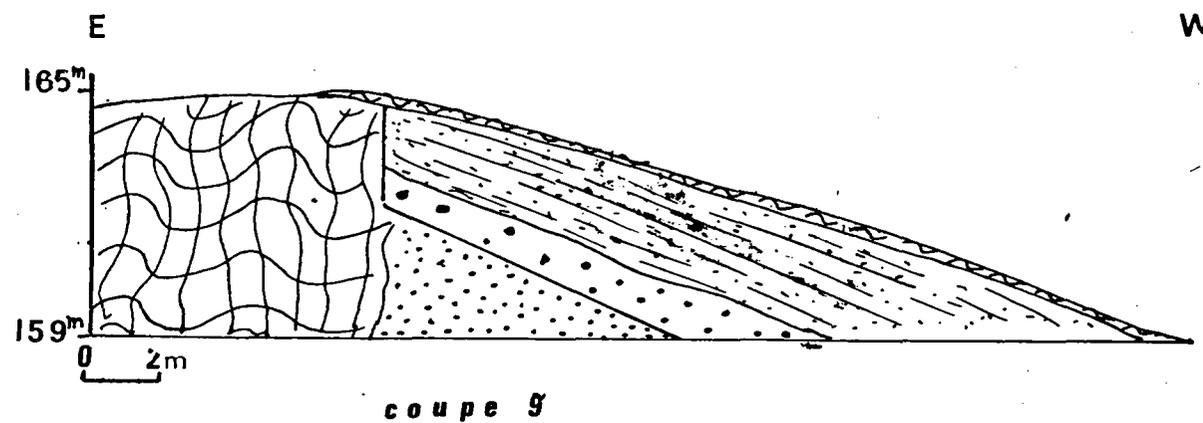
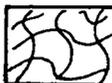
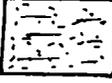
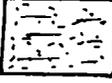


Fig: 30 Coupe 9

-  - socle schisteux
-  - dalle rose gréseuse Q.A.
-  - socle calcaire.
-  - sable lité blanchâtre
-  - sable blanc a éléments grossiers

 - dalle rose gréseuse Q.A.  - socle calcaire.

mouvements différents , limite soulignée par une faille .

c) Ces manifestations tectoniques d'ampleur et de sens variés justifieraient l'existence de quelques différences morphogénétiques . Cel-
les-ci se font sentir essentiellement par l'absence ou la faible épais-
seur de certains sédiments comme par exemple à l'extrémité ouest du ver-
sant nord du gradin (cf Fig Nos 29 et 30) . En effet , dans les coupes
8 et 9 , les formations sont en général plus minces et la série telle qu'
elle a été décrite plus haut est incomplète .

Ces deux coupes sont situées dans une zone où le socle , le plus sou-
vent calcaire dolomitique affleure largement . Il présente , en outre ,
des escarpements et des chicôts rocheux . L'existence du grés calabrien
altéré et remanié et l'absence de certains niveaux sableux témoignent
peut-être d'une action érosive plus intense : les sédiments ont été com-
plètement arrasés au fur et à mesure qu'ils se déposaient . Cependant ,
dans le cas de la coupe 8 (Fig 29) , les grés calabriens blancs alté-
rés et remaniés , s'intercalent entre le niveau témoin du démantèlement
de la dalle rose saumonée et le sable jaune : y aurait-il eu paroxysme et
agressivité du climat à ce moment-là.?

Cette faiblesse ou absence de dépôts , fait pendant à de fortes ac-
cumulations de matériel détritiques dans la plaine de Bou Sfer/ les Anda-
louses aux environs du village de Bou Sfer . Aussi un lien s'impose-t-il
entre cette partie de la plaine et l'extrémité occidentale du versant
nord . La tectonique y joue un rôle décisif.

Enfin, le mouvement de surrection du gradin s'est fait aussi sentir
avec un basculement généralisé vers l'ouest. Ceci est dû probablement à
une plus grande influence de la plaine à ce niveau : la subsidence de cel-
le-ci étant plus forte que la surrection du horst .

Cette inclinaison vers l'ouest se traduit par une baisse de l'alti-
tude des formations d'est en ouest . Ainsi , sur le versant nord , la
dalle rose saumonée est à 226m au point 1 (ainsi que les grés calabriens),
au point 3 , ils sont à 222m , au point 6b , ils sont à 216m , au point 8,
à 180 m , au point 9 à 165m et au point 10 à 140m. On les retrouve dans le
lit de l'oued el Bachir à +120m.

Cependant , il faut noter que ce basculement généralisé vers l'ouest
n'est pas simple : il est accompagné d'un autre vers le SW , du moins en
ce qui concerne l'extrémité occidentale du gradin. Ceci a entraîné la
faiblesse ou l'absence de dépôts sur le versant NW alors qu'au SW , ils

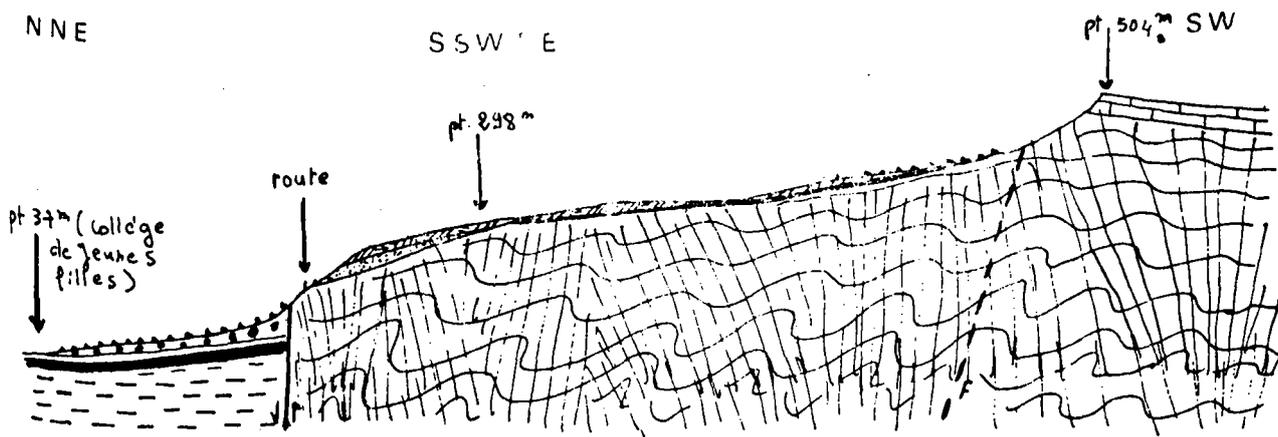


Fig 31 : Coupe interprétative du gradin oriental au-dessus du glacier d'Ain el Turck.

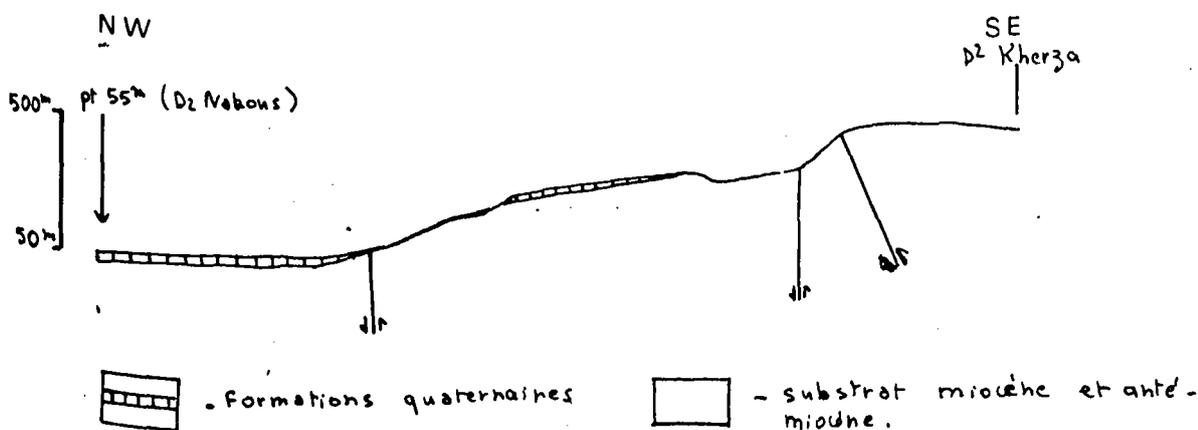
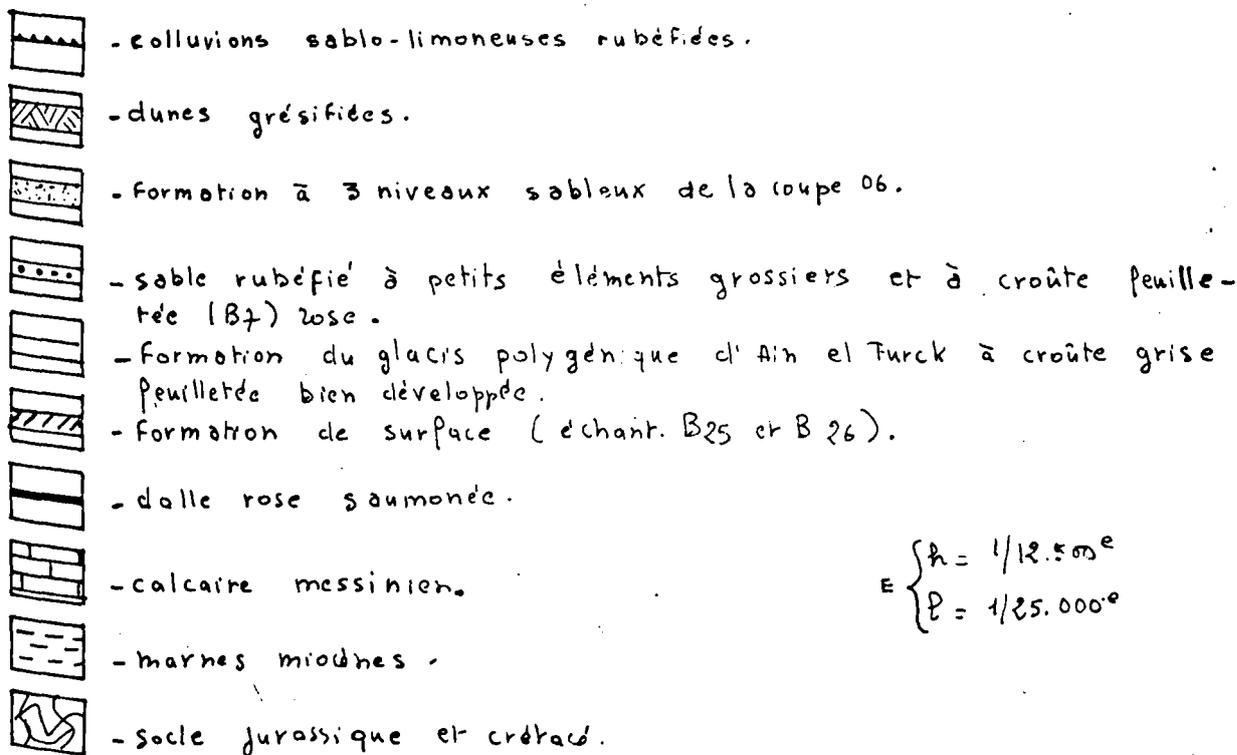


Fig 32 : Coupe du gradin oriental : D2 Kherza (bimmet al-Mutalifa) au D2 Nabous (Ain el Turck).

Fig: N°33

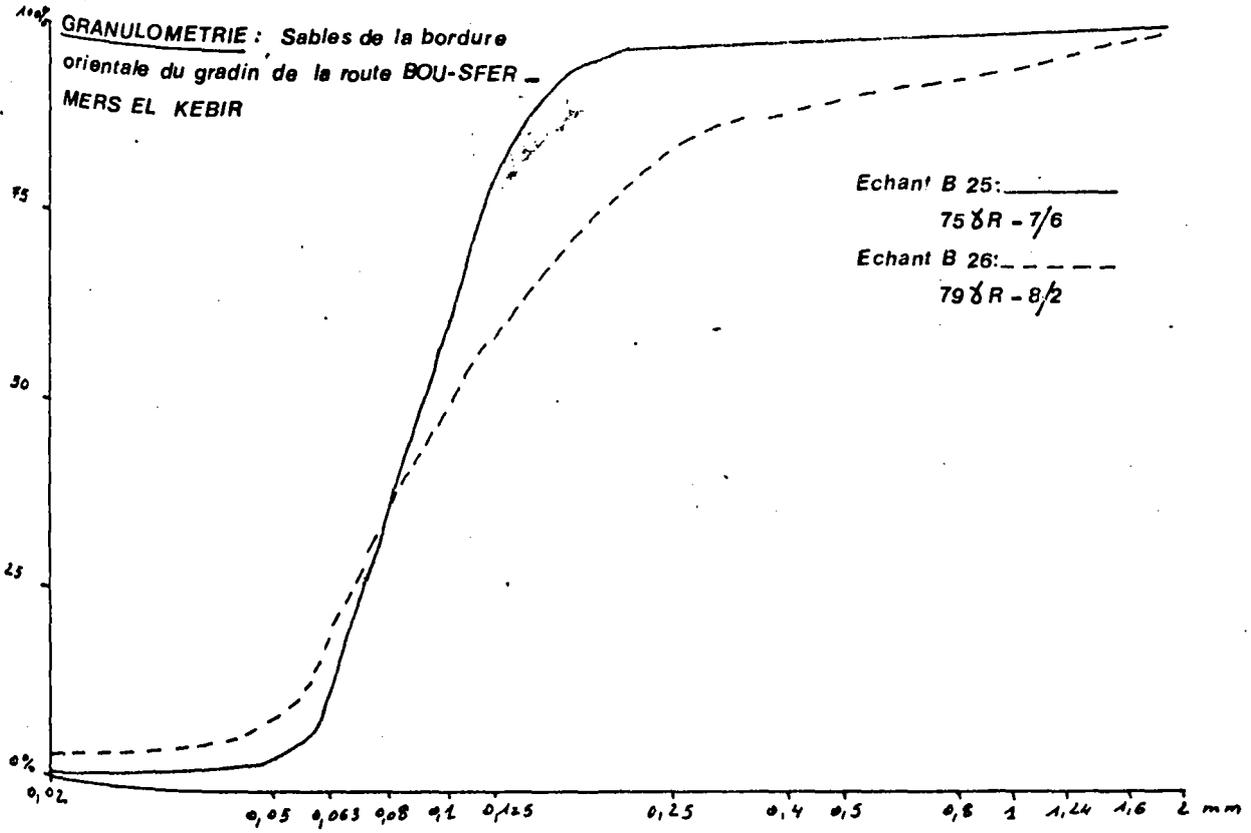
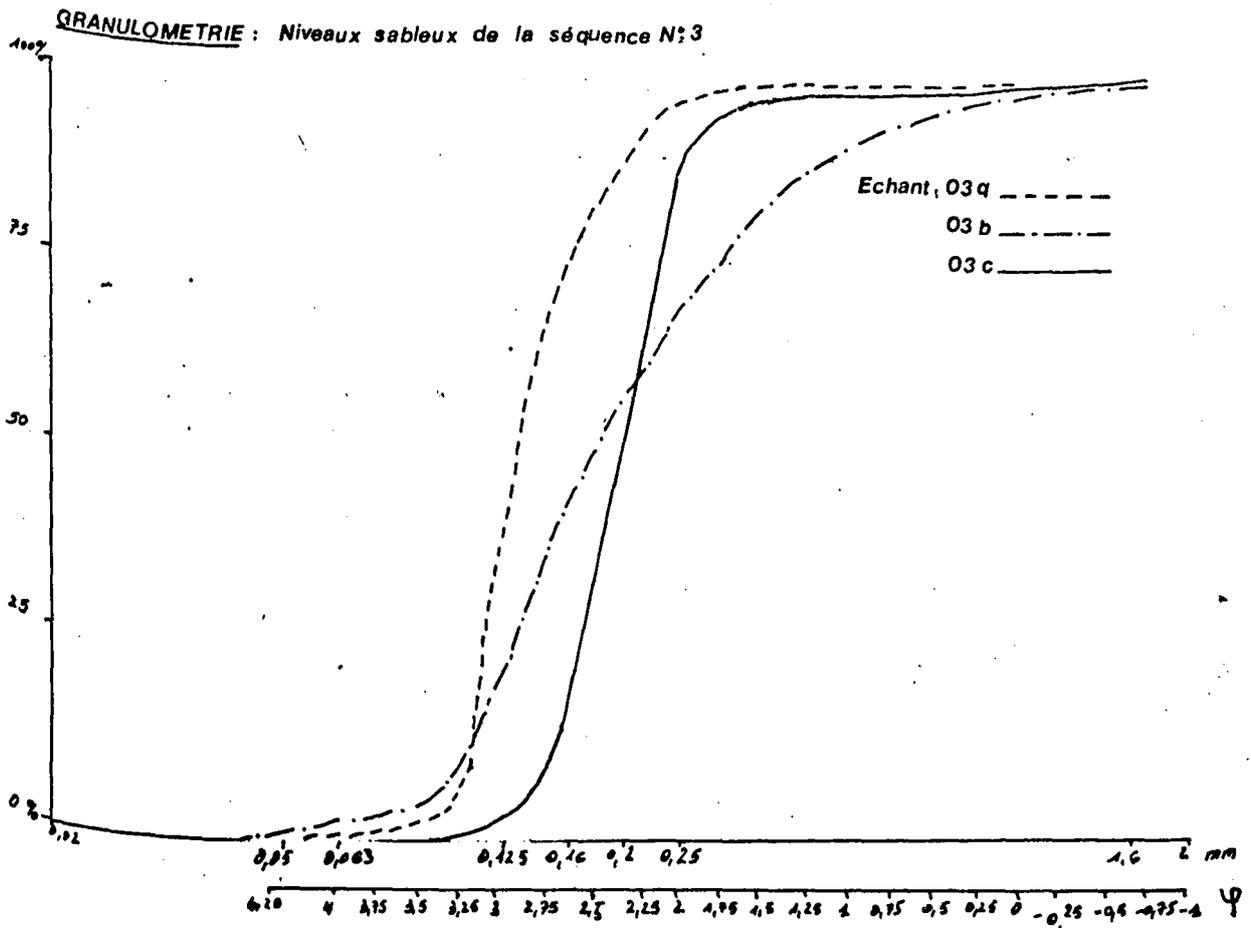


Fig: N°34



les
sont plus abondants de toute la zone .

d) Aussi , compte-tenu de tous ces facteurs , l'évolution morpho-
génique du gradin oriental s'est effectué en sept grandes étapes qui sont :

- 1- la transgression calabrienne responsable de la topographie plane du gradin .
- 2- genèse de la dalle rose saumonée probablement dans des sables éoliens provenant du stock calabrien.
- 3- sur celle-ci s'est développé un sol rouge (ce qui expliquerait d'abord la couleur de la dalle et ensuite celle des colluvions qui en dérivent) .
- 4- deux cycles morpho-climatiques tels qu'ils ont été définis plus haut et favorisés par les mouvements tectoniques ont provoqué finalement le dépôt de colluvions sableuses en bas de versant .
- 5- épisode d'accumulation éolienne remaniant un sable marin (par conséquent il est possible d'envisager une transgression antérieure à celle-ci).
- genèse d'un sol rouge lors d'une phase pendant laquelle la pluviométrie augmente.
- enfin , aridification du climat entraînant l'ablation de ce sol et son colluvionnement sur les versants .

III- L'évolution de l'amont montagneux de la plaine de Bou Sfer/ les Andalous n'est pas uniforme.

1°) Elle se distingue par une prédominance de l'influence éolienne et du ruissellement en nappe à l'est . Ceux-ci ne sont , toutefois , pas absents à l'ouest . En sont témoins : les colluvions sablo-limoneuses identiques à celles qui se trouvent sur le gradin oriental.

A l'ouest , c'est l'érosion linéaire qui l'emporte avec une action particulièrement plus importante dans la partie centrale , en amont de Bou Sfer-village.

2°) Ce sont les facteurs tectoniques semble-t-il , qui ont exercé cette différenciation entre zone occidentale très disséquée et une zone orientale , en gradin . Ils ont permis , en outre , l'individualisation aux deux extrémités du versant septentrional du Murdjadjo , de deux gradins d'altitude sensiblement identique (330 à 380m) et inclinés vers le nord? Mais , il faut souligner que les dépôts sur ces derniers sont absents

à l'ouest alors qu'ils sont relativement abondants à l'est.

Les manifestations, ont été, cependant, d'inégale intensité. Ceci se traduit, compte-tenu du fait que nous sommes dans le même contexte morpho-climatique et structural par :

- la plus ou moins grande extension des gradins ainsi que sur la morphologie et la pente de leurs versants;
- par les épaisseurs variées des dépôts. Sur le grand gradin occidental, ils sont très réduits alors que sur le gradin oriental, les faciès sont plus diversifiés et plus abondants. Dans ce dernier, il faut ajouter que leur épaisseur et leur nombre diffèrent d'est en ouest.
- dans la zone centrale, les gradins tectoniques sont très réduits du fait d'une dynamique particulière de l'érosion linéaire. Celle-ci a probablement été favorisée par des manifestations tectoniques plus poussées : le double mouvement du horst et du graben se traduisant par une accentuation des dénivellations d'autant plus forte que celui-ci l'est.

Ainsi, il semblerait que l'activité tectonique ait été plus marquante ou d'ampleur plus forte à l'ouest qu'à l'est.

3°) Enfin, l'évolution morphogénique du versant septentrional du Murdjadjo s'est effectuée pendant 7 grands cycles. Ceux-ci ont pu être appréhendés grâce aux formations du gradin oriental. Aussi, les grands traits de cette évolution coïncident en général, avec ceux de ce dernier, la tectonique y a seule introduit des nuances, favorisant tel ou tel processus. L'influence de celle-ci, se traduit aussi dans le modelé des piémonts et dans la plaine, dans celui de la zone méridionale. Ainsi, à l'ouest de cette dernière, la topographie est plane : elle caractérise un modelé en glacis qui remanie des dépôts éoliens. Ceux-ci sont encroûtés. A l'ouest, prédominent de fortes accumulations sous forme de cônes de déjection.

C. L'EXTRÉMITÉ SW DE LA PLAINE DE BOUSFER/ LES ANDALOUSES.

Large d'à peine 2 à 2,5 km et longue de 9 à 10 km, l'extrémité SW de la plaine de Bou Sfer/ les Andalouses s'étire de l'O. el Bachir à l'est, à l'embouchure de l'O. Sidi Hamadi à l'ouest. Elle est située en contrebas de l'amont montagneux très disséqué : retombée NW du Murdjadjo (cf § E).

Fig N° 35

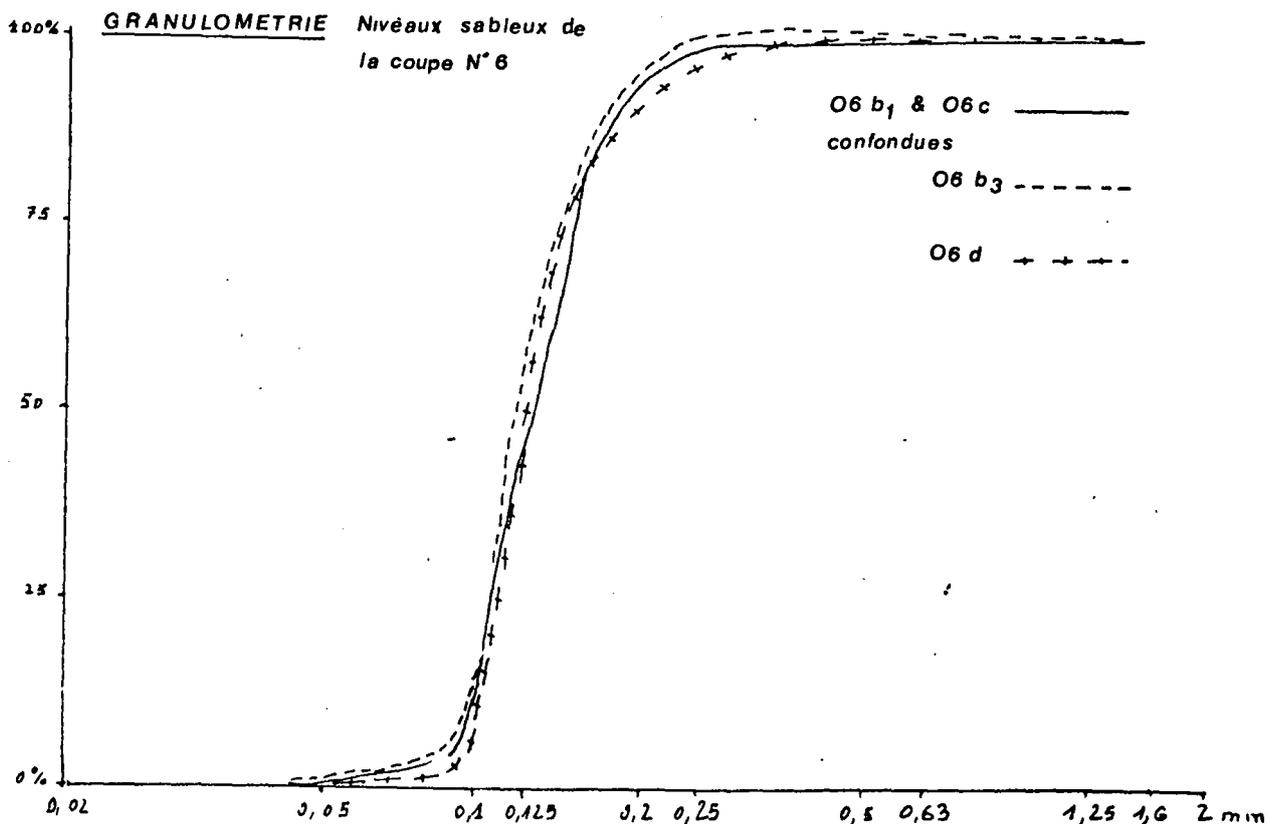
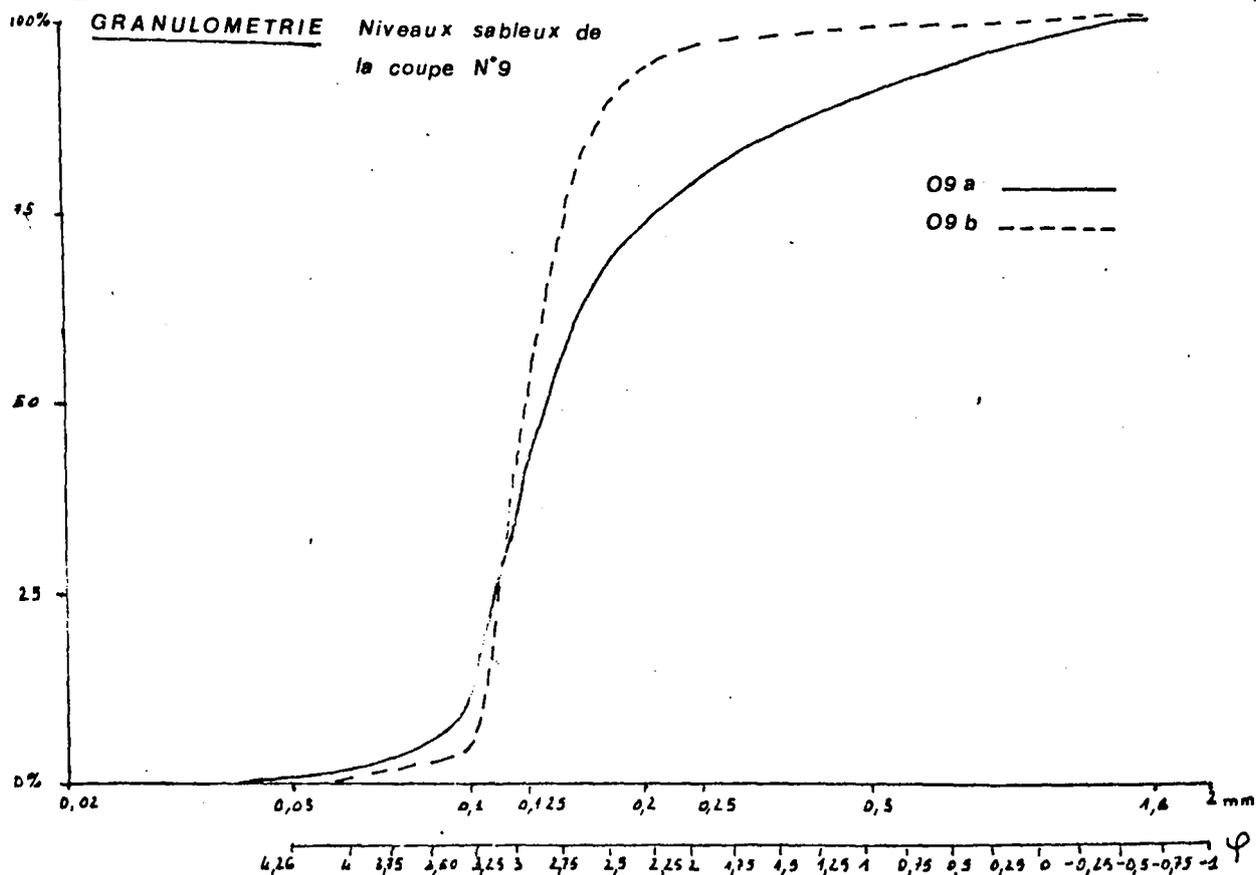


Fig N° 36



Au NW , elle est bordée par une côte à falaise déssinant de légères indentations.

Les altitudes sont plus élevées à l'est qu'à l'ouest : 120-140m contre 85-90m . Elles déclinent , d'une manière générale vers le nord : elles sont de 80-90m au nord de Bou Sfer-village et 10-30m vers la côte .

Deux cours d'eau principaux la drainent . L'un est endoréïque : c'est l'O. el Bachir qui coule à l'est . Il prend sa source sur le versant septentrional qu'il incise profondément . Là, on l'a vu (cf §, B) , il suit une ligne de faille N 90 . A son débouché dans la plaine , il décrit un coude de 90° environ et se dirige vers le NE . Mais son tracé ne se justifie pas par la topographie . Il suggère une cassure dont il aurait emprunté la direction.

Le second cours d'eau est l'oued Ouedit . Il s'enfonce dans le versant N. du Murdjadjo en suivant un grand accident . A sa sortie sur la plaine , il forme un coude mais moins prononcé que celui de l'O. el Bachir . Il s'écoule alors vers le NW où il se jette à la mer en déssinant des sinuosités . C'est donc un cours d'eau exoréïque à l'encontre du premier .

De plus , de nombreux petits oueds descendent du Murdjadjo vers la plaine .

Aussi , l'originalité de cette zone réside-t-elle dans l'emprunte laissée par le modelé fluvial nettement prédominant et qui se distingue par de fortes accumulations alluviales .

I. La partie sud-occidentale de la plaine se distingue surtout par de fortes accumulations de sédiments fluviaux.

Ces alluvions continentales affleurent partout dans la zone et au nord , ils fossilisent entièrement ou partiellement les dunes. Deux sondages effectués sous la direction de M.B.Sourisseau du Secrétariat d'Etat à l'Hydraulique (1) permettent d'en préciser approximativement l'épaisseur sinon la composition .

1°) Les sondages :

Le 1^{er} sondage a été fait en Mai 1974 (BS2) et le 2^e en Juin de la même année (BS1) (cf tableau)

(1) Direction des Etudes du Milieu et de la Recherche Hydraulique de la Wilaya d'Oran .

La localisation des sondages est intéressante : vers la zone de contact avec les dunes . D'autre part , leur profondeur (120 et 70m) est importante et dans les deux cas , ils atteignent le substrat mio-pliocène .

Cependant, la description des alluvions est souvent très vague .En particulier celle de certains "grés calcaires " , "grés tendres à ciment calcaire fissuré" pourraient représenter aussi bien des encroûtements calcaires développés dans des sables comme par exemple la dalle rose saumonée ou les dunes grésifiées que des formations d'origines diverses.

Dans le 1^{er} sondage (1) (cf tableau 9) , il apparait 59,5m d'alluvions. Ceci représente une forte épaisseur par rapport à celles rencontrées dans autres parties de la région .

Dans le 2^{ème} sondage , l'épaisseur des alluvions est plus élevée :72m. On y trouve des termes ou faciès sableux , "grés sableux " et différents "grés tendres " à ciment calcaire qui reviennent souvent dans les descriptions . Ceci s'expliquerait par la situation du sondage au contact des dunes , vers la terminaison aval de l'O. el Bachir (vers le Dr Nakous) (coordonnées : x=185,175 ;y=275,6 ;Z=72m , carte d'Oran au 1/50.000^e). Il est à remarquer , en outre , que dans les niveaux supérieurs , les sables sont souvent mélangés avec les alluvions d'oueds .

Tableau N° 8 : Sondages effectués par le Secrétariat d'Etat à l'Hydraulique.

N° Sondage	altitude en m	Formations	Observations
Sondage N°1 (BS1)	0 -1m	!-argile rouge sableuse	!
	1- 4m	!-argiles rouges à débris de schistes verts.	!
	4-22m	!-galets roulés de schistes (Ø 1 à 8cm) avec quelques graviers de quartz dans une argile rouge très abondante ;	!
	22-30m	!-argile beige , plastique à graviers de schiste roulés et quelques quartz ;	!

(1) Situation : sur la rive droite de l'O. Ouedit entre la Fme Bellevue au N. et la Fme des Roses au sud (x=180,8;y=274,15;Z=75m).

Tableau N° 8 (suite)

N° Sondage	altitude	Formations	Observations
	! 30 - 35m	! -idem, graviers plus abondants;!	
	! 35 -54m	! -idem ,graviers et galets nom-!	
	!	! breux ;	!
	! 54 -59,5m	! -argile plus sableuse à débris !	
	!	! de schiste , quartz puis quel-!	! Ces derniers
	!	! ques grés calcaires . . . -!	! sont peut-être
	!	!	! des débris de
	!	!	! la dalle rose.
	! 59,5-62,5	! -sables et grés fossilifères à !	
	!	! ciment argilo-calcaire poreux .!	! ce niveau cor-
	!	!	! pond peut-être
	! 62,5-64,5	! -des argiles marneuses vertes !	! au grés calabrien
	!	! fossilifères .	! Ce faciès res-
	!	! - des grés calcaires et argiles!	! semble à celui
	!	!	! des marnes plio-
	!	!	! cènes(ef B.Fe-
	!	!	! nêt ,1975).
	! 64,5-120m!	! -argile marneuse grise très fi-!	! marnes torton-
	!	! nes.	! niennes (?).
	! 0- 1m	! -sol limoneux rouge	! colluvions sa-
	!	!	! blo-limoneuses
Sondage N°2!	!	!	! rubéfiées (?).
BS2	! 0 - 4m	! - sol argileux rouge à éléments!	
	!	! schisteux verts et gréseux rou-!	! -colluvions
	!	! lés	! sablo-limoneu-
	!	!	! ses rouges mé-
	!	!	! langées à des
	!	!	! éléments des
	!	!	! cônes ?
	! 4 -19m	! -graviers et galets roulés de !	
	!	! schistes verts et grés sableux !	
	!	! dans un sable argileux rouge !	
	! 19- 29m	! - sables légèrement argileux avec	
	!	! quelques éléments schisteux . !	
	! 29 - 34m.	! -idem et nombreux éléments schis-	
	!	! teux et gréseux .	!

! 34 - 38m	! - grés tendres à ciment calcaire fissuré .!	
! 38 - 47m	! - grés tendres , calcaires , argilo-sableux	
! 47 - 50m	! - grés calcaires tendres , très argileux, !	
!	! jaunes à petits éléments polygéniques. !	
! 50 - 51	! - graviers roulés , polygéniques , marnes !	
!	! vertes , schistes , quartz , grés rose , !	
!	! calcaires jaunes , argiles rouges . !	
! 51 - 55m	! -argile calcaréo-sableux à éléments rou-	!
!	! lés . !	forma-
! 55 - 61m	! -nombreux éléments roulés (ø 1cm) polygé-	! tions
!	! niques de marnes schisteuses vertes et gri-	! pliocè-
!	! ses, quartz dans une argile sableuse jau-	! nes ?
!	! nes . !	
! 61 - 70m	! - argile marmeuse grise à éléments roulés.!	
! 70 - 72m	! - éléments polygéniques roulés (1cm) , !	
!	! schistes quartz , grés rouges , calcai-	!
!	! res gris , quelques débris de coquilles !	
!	! calcaires . !	
! à partir	! - marnes grises .	! Torto-
! de 72m	!	! niennes?

2°) Ces sédiments fluviatiles se sont déposés surtout en cônes de déjection.

Deux générations de cônes existent . Ils ont été ravinés ultérieurement .

a) Des cônes de déjection de dimensions très réduites (quelques mètres) se trouvent au débouché dans la plaine de chaque petit oued descendant du Murdjadjo.

Ces cônes se distinguent par un matériel provenant de l'ablation du manteau d'altérite qui recouvre les pentes du Djebel (cf § B ci-dessus) . Il est enrichi en surface par des colluvions sablo-limoneuses rouges .

Ces cônes fossilisent la racine de cônes de plus grandes dimensions.

b) Les cônes de plus grande taille s'étendent du pied du versant

nord du Murdjadjo jusqu'au premier cordon dunaire qu'ils recouvrent partiellement . La composition de leur matériel , du moins en ce qui concerne les niveaux supérieurs, correspond à celle des sondages cités ci-dessus. Des précisions n'ont pu être apportées car il existe peu de coupes à l'exception des incisions faites par les cours d'eau et dont la hauteur ne dépasse pas généralement 2m . On peut y voir :

- que la matrice est peu abondante , argilo-sableuse à sablo-limoneuse . Elle est rubéfiée.

- que les éléments grossiers par contre , sont très nombreux (environ 75% de l'ensemble) , hétérogènes avec une prédominance de galets schisteux . Ceux-ci ont souvent un enduit rouge argileux (origine : le versant septentrional du Murdjadjo) . On note aussi la présence de débris de croûtes calcaires différentes . La longueur des galets est généralement ≤ 5 cm . En surface , ces derniers sont bien lités .

Dans les niveaux supérieurs , ce matériel est enrichi en colluvions sablo-limoneuses rubéfiées (5YR-5/6). Ils sont ravinés par :

c) Des cônes qui se distinguent par une matrice argilo-sableuse de couleur grise , de gros galets schisteux et de gros blocs calcaires sub-émoussés à la racine . Ils se rattachent à la nappe de l'O. Ouedit .

3°) La nappe de l'O. Ouedit ravine les cônes "rouges" et fossilise les cordons dunaires qui se trouvent en bordure de la côte (cf Figs 41 & 45).

La nappe alluviale s'étend , en s'élargissant , du Ravin de l'Ouedit à la côte qu'elle surplombe actuellement .

L'oued Ouedit y coule à fleur de sol à son débouché sur la plaine . Ensuite , il l'incise de plus en plus profondément vers le nord : ses berges de 3m50 de hauteur au niveau du pont sur la route D.20 , au sud , atteignent environ 30m à son embouchure , ce -à quelques km seulement (3 à 3,5 km) de la mer

Ces berges , montrent des formations qui permettent ainsi , de préciser le type de matériel dont la nappe est constituée ainsi que les dépôts qu'elle fossilise . Ainsi :

a) Le matériel de la nappe alluviale présente des différences

de l'amont (au débouché de l'oued sur la plaine) à l'aval .

A l'amont : (cf Fig N37).

Les berges de l'oued montrent des séquences qui ^{ne} correspondent à l'amont qu'aux niveaux supérieurs d'un ensemble beaucoup plus épais : 70m (cf sondage N°2 BS2).

Au niveau du pont (D.20) qui traverse l'Ouedit à son débouché sur la plaine , les berges du cours d'eau sont constituées :

- à la base et sur 130 cm de hauteur , par de gros galets et de blocs . 14% sont calcaires et le reste est schisteux . Leur taille diminue vers le haut . La matrice est peu abondante et argilo-sableuse . Un mince banc (de quelques cm de hauteur) argilo-sableux , gris , contenant des petits galets , le traverse . De même , un niveau de 30cm d'épaisseur , comportant des éléments grossiers dont la longueur est comprise entre 5 et 10cm , surmonte l'ensemble .
- au-dessus , se trouve un dépôt de 120cm de hauteur à matrice très abondante . Celle-ci est limono-sableuse , de couleur brun-clair , à légèrement colorée en rouge . Elle contient des galets hétérométriques et hétérogènes (calcaire , débris de croûtes calcaires et de dalle rose saumonée , schistes) présentant un léger litage .
- enfin , un niveau de 1m d'épaisseur se distingue par ses galets de petite et moyenne taille (≤ 10 cm) très abondants et bien lités . Y prédominent , les galets schisteux . La matrice est grise , argilo-sableuse . Cependant , à la base , se trouvent deux minces bancs (15 - 20 cm) sablo -limoneux et rubéfiés (origine : sol rouge érodé) contenant quelques galets calcaires et schisteux .

Au contact des cordons dunaires avant l'embouchure de l'oued :

- la nappe est souvent recouverte en surface par des sables limoneux rubéfiés ,
- et la formation centrale limono-sableuse a une plus forte épaisseur : 10 m et plus . Elle devient aussi franchement rubéfiée .

A l'aval: (cf Fig 38)

Le niveau supérieur à petits galets abondants bien lités et à matrice argilo-dableuse grise est plus développé . Son épaisseur peut atteindre 9m sur les coupes le long de la route côtière de Bou-Sfer plage aux Andalouses . Six bancs principaux le constituent .

- à la base , affleure une formation sablo-limoneuse rose à légèrement teintée d'ocre (7,5 YR- 5/6) dont n'apparaît que le sommet .
- au-dessus : banc de 90cm en moyenne . Les galets y sont très abondants et bien lités . Ils sont hétérométriques (mais 80% ont une longueur \leq 5cm) et généralement schisteux (90,6%) . la matrice est presque inexistante .
- un niveau de 1m50 de hauteur , formé de galets lités , hétérogènes (mais prédominance de schiste : 92%) et de petite taille (\leq 5cm) . Des lentilles composées d'un matériel sableux et rubéfié (7,5 YR-6/4) le traversent .
- un banc limoneux et limono-sableux de couleur ocre (7,5 YR-6/6) .
Épaisseur \approx 80 cm .
- un niveau de 2m en moyenne où alternent de minces lits sableux et d'autres de galets . Au sommet se trouve un banc limoneux .
- enfin , un niveau de 90 cm d'épaisseur où on retrouve des galets de petite taille en général (\leq 5cm) bien lités et très abondants . 80% sont schisteux . Le reste est composé de calcaire et de débris de croûtes calcaires .

b) La nappe de l'O. Ouedit recouvre , à l'aval, plusieurs cordons dunaires dont elle épouse la topographie (cf Fig 41) .

c) Par conséquent , il faut envisager un ou plusieurs épisodes à dynamisme éolien (régression ?) , précédant la mise en place de la nappe alluviale . Celle-ci s'est probablement déposée pendant une pha-

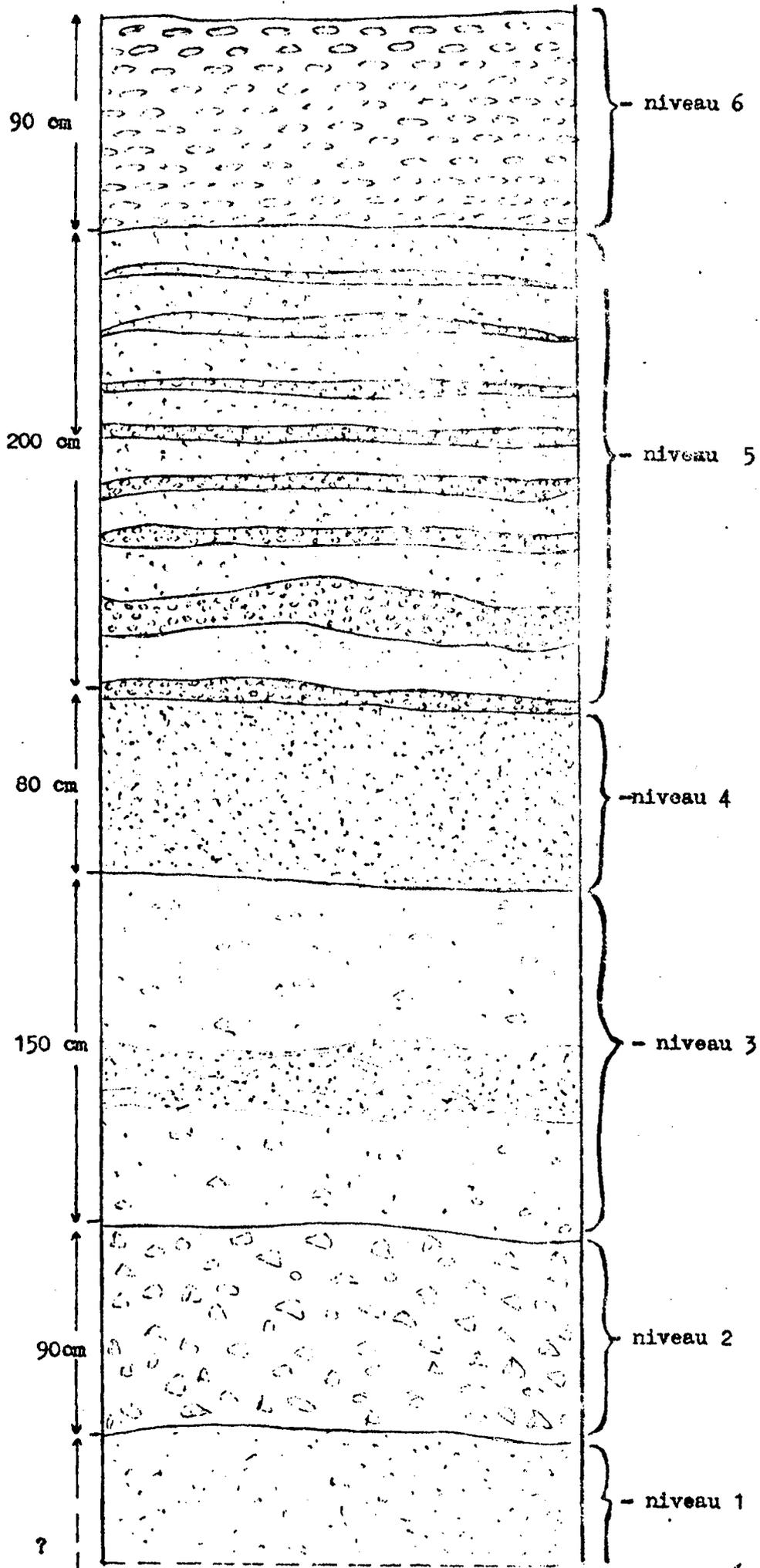


Fig 38: Nappe de l'Ouedit à l'aval.

se de transition vers un Interpluvial ce , au Quaternaire récent . Ce qui explique le type et l'épaisseur du matériel qu'elle remanie . Une période à creusement linéaire et puis de dépôt d'une petite terrasse alluviale lui succèdent car :

4°) Une terrasse de dimension réduite existe en contrebas de la nappe de l'Ouedit.

Cette terrasse est située de part et d'autre du lit de l'Ouedit. Sa largeur diminue d'amont en aval (de 20m à quelques 2m en moyenne). En même temps , sa hauteur augmente dans le même sens (quelques cm à l'amont , plus de 2m à l'aval). Le creusement a donc été inégal : faible à l'amont de la plaine , plus important à l'embouchure .

Le matériel se distingue par des galets très nombreux , gros et moyens (5-15cm) avec quelques blocs . Y prédominent , les éléments calcaires . La matrice est très peu abondante , sableuse , de couleur grise.

D'amont en aval , on peut néanmoins noter quelques différences :

a) Vers le point 75m (carte d'Oran Nos 1-2 au 1/25.000è ; x= 695 ,9 ; y= 3953,9) , la terrasse possède , à sa base , 1m environ d'une formation sablo-limoneuse rubéfiée contenant de petites concrétions calcaires (éléments d'une dune?) . Au-dessus , le lit de l'oued se rétrécit, les berges deviennent escarpées et la formation sablo-limoneuse en tapisse le fond.

b) Au point 44m (x=695,6 ; y=3954,1) , la terrasse est façonnée sur les matériaux de la nappe alluviale sur lesquels s'emboîte une accumulation constituée de gros galets à prédominance calcaire .

c) Au point 54m (carte d'Oran Nos 1-2 , x=695 ,y=3953,9) , la terrasse est façonnée dans la dune grésifiée . Celle-ci contitue également le lit de l'oued .

d) Au point 51m (carte des Andalouses Nos 3-4 au 1/25.000è)(x= 694,9; Y=3954,4) , sur les deux rives , la terrasse est constituée de gros blocs de grés de la dune grésifiée légèrement rubéfiés et de lentilles de matériel lités . A la base : grés de plage identique à celui qui forme la platier à l'embouchure de l'oued . Il est identique à celui de la dune grésifiée mais contient de petits galets calcaires aplatis , des

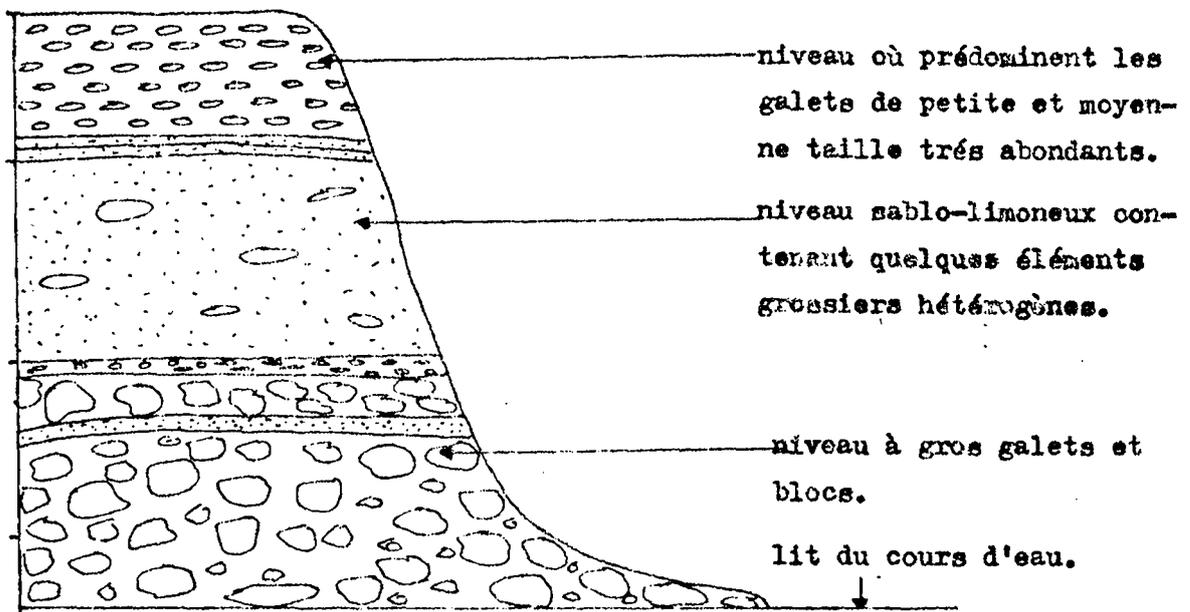


Fig 37: Coupe dans la nappe de l'Ouedit à l'amont.

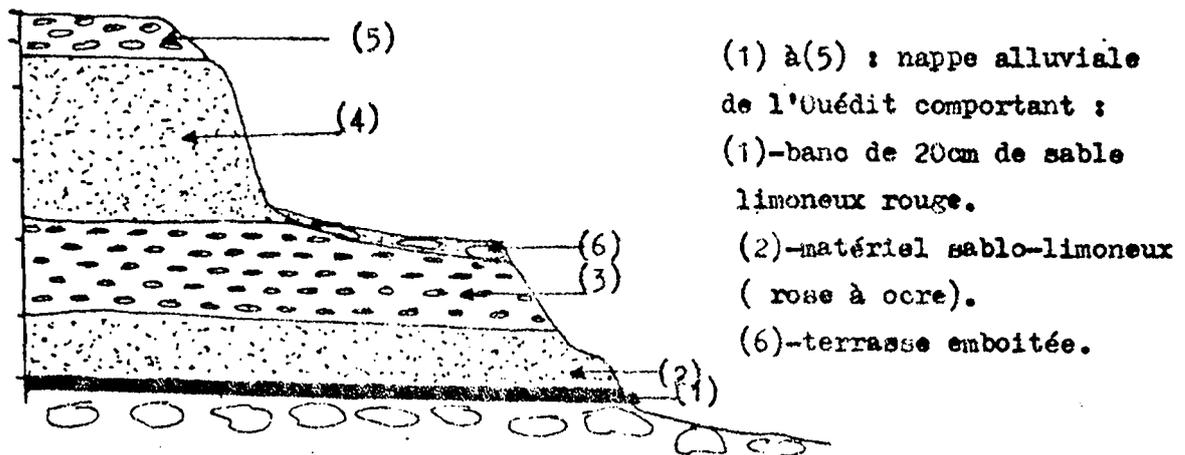


Fig 39: terrasse intérieure de l'Ouedit emboîtée dans la nappe de même nom. (au niveau du point 44m : $x=695,6; y=3954,1$, carte d'Oran Nos 1-2).

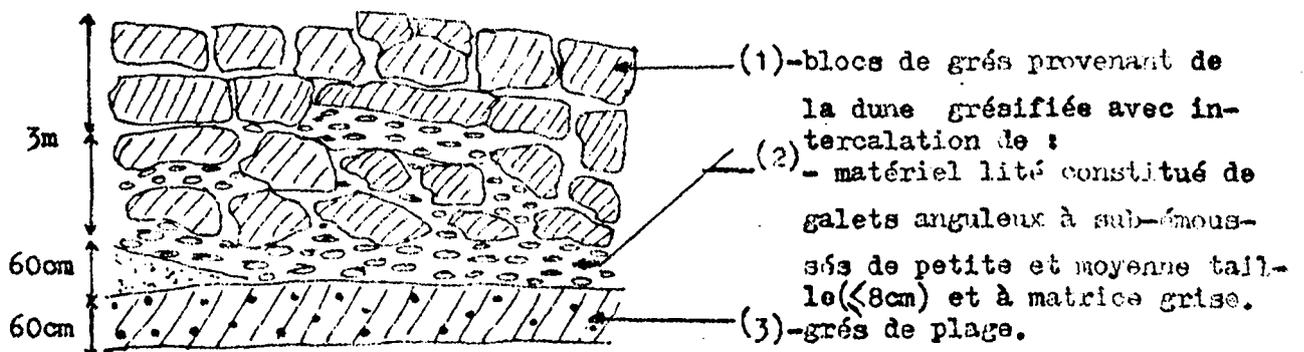


Fig 40:terrasse inférieure de l'Ouedit en contrebas de la nappe (au niveau du point 51m: $x=694,9; y=3954,4$,carte des Andalouses N°s) -4)

éléments roulés de quartz et des débris de coquilles . Il constitue aussi le fond du lit de l'oued .

Nous avons donc là , les traces de l'extension de la mer antérieurement à la mise en place de cette terrasse et remaniant les dunes grésifiées .

e) Au point 32m (carte des Andalouses Nos 3-4 , x=694,6 ;y=3954,6) les éléments de cette terrasse sont déposés sur un cordon sableux rose .

Ainsi , cette terrasse remanie à l'amont , le niveau inférieur de la nappe alluviale . Vers l'aval , elle s'y emboîte puis vers les cordons dunaires , elle emballe du matériel provenant de la dune grésifiée . Sa mise en place est postérieure à une phase de creusement linéaire . Celle-ci est particulièrement nette à l'embouchure de l'O.Ouédit qui contraste avec celle de l'O.Sidi Hamadi . En effet , les deux cours d'eau ne sont distants que de 3km environ . Alors que le premier se distingue par ses berges escarpées et hautes (10 à 25m) , le second (O.Sidi Hamadi) arrive difficilement à la mer , pratiquement ennoyé par des sables et ses propres alluvions.

II. Cette accumulation d'alluvions fluviatiles s'est faite dans une zone correspondant à des panneaux affaissés ;

1°) Ces panneaux sont délimités par des cassures profondes .

a) Des cassures de direction N. à N 20 : leur tracé est suivi par les trois cours d'eau principaux : O.Sidi Hamadi ;O.Ouédit et O. el Bachir (cf B.Feñêt , 1975 , planche 4).

b) Leur fond pendant , les grands accidents N.50 à N 90 délimitant au nord , le horst du Murdjadjo .

2°) L'affleurement du substrat miocène souligne l'existence de ces panneaux affaissés ;

En effet , le substrat miocène affleure dans la vallée de l'O.Sidi Hamadi (en particulier à l'ouest d'El Ançor et au sud du complexe touristique des Andalouses) . Entre El Ançor et Bou Sfer , il est fossilisé par les accumulations des oueds . Il se trouve alors à 62 et 72m sous cel-

les -ci (cf sondages).

3°) Ces panneaux se relèvent vers le NE où ils sont peu à peu envahis par les dépôts éoliens (zone des dunes).

Cependant , l'extrémité occidentale de la zone des dunes est fossilisée par la nappe de l'O. Ouédit . Elle est une zone de transition entre l'embouchure de l'O. sidi Hamadi qui est un fossé (cf ci-dessus § I,C) et la zone des dunes qui est un gradin tectonique plus soulevé que la première , au contact du horst de Falcon .

III; Cette accumulation fluviatile s'est probablement faite en plusieurs phases , du moins en ce qui concerne les cônes à l'amont .

Cette hypothèse peut -être avancée car :

- d'une part , les croûtes calcaires les plus anciennes (dalle rose saumonée , croûte grise feuilletée et croûte feuilletée rose) ne subsiste plus que localement et sous forme de lambeaux , en bas du versant N. du Murdjadjo . Ex : entre El Anqor et la Fme des Roses , au débouché du Ravin de l'Ouédit dans la plaine et à Bou Sfer village .
- d'autre part , dans les sondages effectués dans la zone , les croûtes calcaires n'apparaissent plus en place . Ce qui montrerait qu'elles ont été érodées . Cependant , cette érosion peut aussi bien s'être affectuée en un cycle qu'en plusieurs .

Dans le 1^{er} cas (1 cycle) , cela supposerait , vue l'importance des épaisseurs ainsi que de l'ablation qui a précédé les dépôts , des conditions morphoclimatiques et tectoniques particulièrement vigoureuses . Celles-ci pourraient être schématisées ainsi : dans une ambiance climatique agressive : pluviométrie encore assez élevée dans un milieu où le couvert végétal protège mal le substrat (phase de transition vers un Interpluvial?), des mouvements tectoniques (reprise de l'activité tectonique) augmentent encore plus les dénivellations créées par la surrection du horst.

Cependant , il faut nuancer : dans une région où les dépôts les plus

abondants ne dépassent pas 10m , les 70m d'alluvions se trouvant localement en bas d'un versant (qui est un escarpement de ligne de faille) même très érodé , ne peuvent avoir été mis en place qu'en plusieurs cycles . De plus , il faut remarquer qu'ils sont spécifiques , exception faite de la nappe de l'Ouédit , d'une dynamique torrentielle . Celle-ci s'apparente , du moins en ce qui concerne le Quaternaire Ancien , avec celle des piémonts de Djorf Alia et du Dj. Mazoudj (cf §,I,C).

IV . Une côte à falaise limitée l'extrémité NW de la zone sud occidentale de la plaine .

1°) De tracé WSW / ENE , la côte dessine de légères indentations et s'étire de l'embouchure de l'O.Sidi Hamadi à celle de l'Ouedit . Dans les saillies , affleurent les dunes grésifiées. Les rentrants correspondent soit à la Formation terrigène rose saumon à l'ouest , soit aux remplissages par la nappe de l'Ouédit. Ces formations constituent la falaise actuelle bordée par une plage sableuse sauf à l'embouchure de l'Ouédit , et expliquent le dessin actuel de la côte . En effet , les alluvions de la nappe de l'Ouédit et la F. terrigène rose saumon sont plus facilement érodées , attaquées par l'érosion marine que les sables grésifiés.

Vers l'intérieur , des cordons dunaires allongés parallèlement à la côte , dessinent trois crêtes arrondies et d'étraites dépressions WSW/ENE.

Le premier cordon , en bordure de mer , est constitué par les dunes grésifiées à stratifications (cf Fig 41) obliques identiques à celles qui se trouvent sur le gradin oriental et sur le littoral du Massif des Andalouses .

Ces dunes grésifiées recouvrent vers le sud , des cordons plus anciens .

2°) Le premier cordon fossilisé se trouve à quelques mètres de l'embouchure .

Une coupe nous révèle la composition . Elle correspond aux berges du cours d'eau , au niveau du point 34m , situé sur la rive gauche (x= 694,6 ; y=3954,5 , carte des Andalouses au 1/25.000è Nos 3-4) .

L'ensemble a 8m de hauteur . Le profil est caractéristique de la

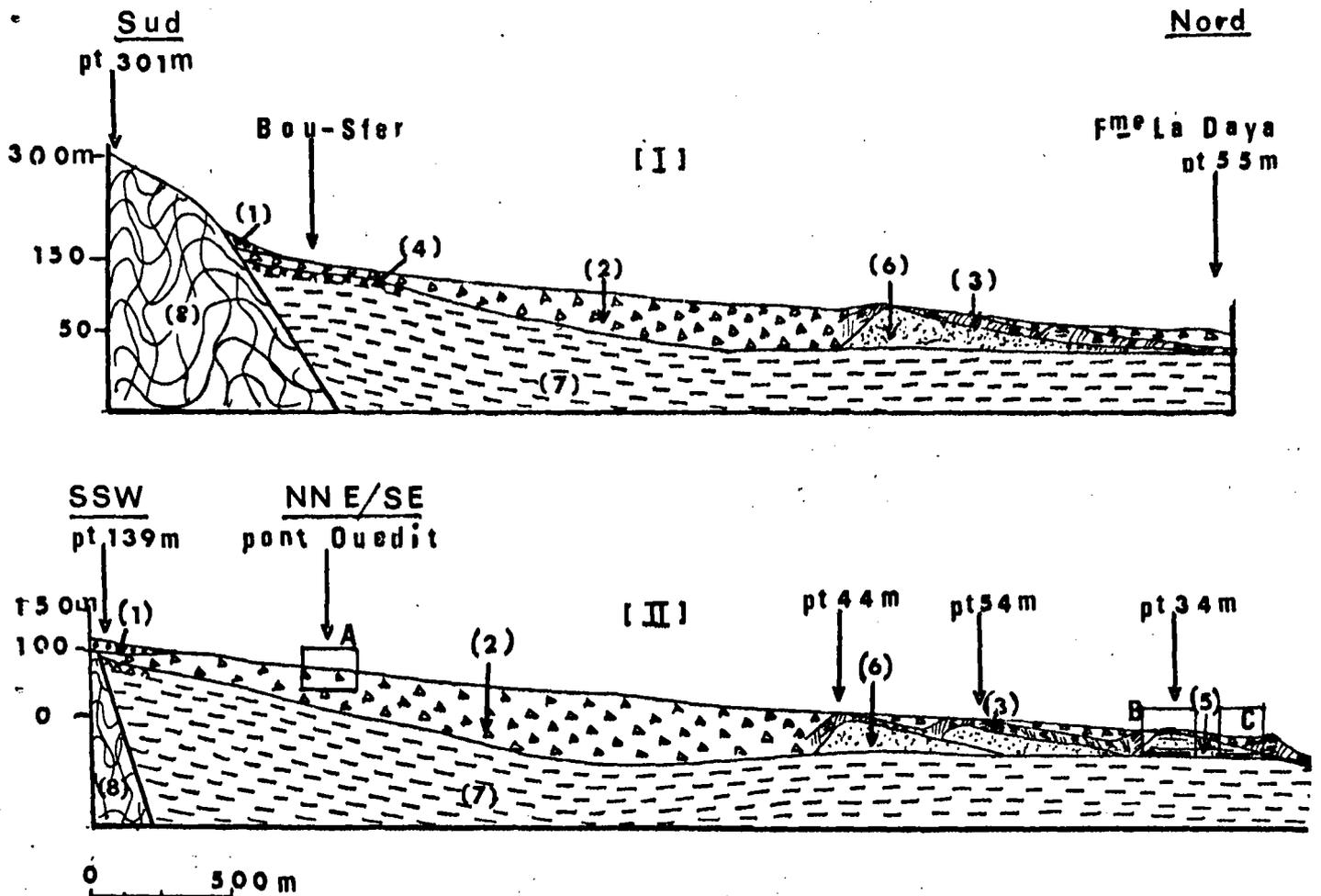


Fig 41 : L'EXTREMITÉ SW DE LA PLAINE DE BOU-SFER / LES ANDALOUSES ; SEQUENCES INTERPRETATIVES.

LEGENDE :

I - Séquence à travers les cônes de Bou-Sfer et de leur contact avec les cordons dunaires

II - Séquence le long de l'Ouedit de son débouché dans la plaine jusqu'à son embouchure

- (1) - cônes récents. (2) - alluvions du cône de Bou-Sfer et de la nappe de l'O. Ouedit. (3) - Dunes gresifiées. (4) - croute feuilletée rose du Q.M. (5) - cordon dunaire à 4 niveaux différenciés. (6) - dunes anciennes du QM & QA. (7) - marnes miocènes. (8) - substrat schisteux et dolomitique.
- A : coupe nappe de l'Ouedit à l'amont cf Fig p
 B : idem à l'aval cf Fig p
 C : coupe à travers la formation à 4 niveaux sableux

morphologie dunaire : au nord , il est long , convexe et en pente douce. Il plonge vers la côte . Au sud , il est court , raide et de forme légèrement concave . La dune grésifiée s'y plaque . Quatre niveaux sableux le constituent :

- le niveau inférieur (N°1) a 3 à 4m de hauteur . Il se compose de sable très fin (Md= 0,08mm) , bien trié , et contient des débris de coquilles d'escargot . Il est encroûté : encroûtement nodulaire . Sa couleur est rose saumon (75 YR-7/4) . En morphoscopie , les résultats ne sont pas assez parlants (échant. A17a) : 17,7% d'EL et de SEL dans les tailles 0,25-0,40mm . Mais on note la présence de 11,8% de RM ainsi qu'un pourcentage assez élevé (36%) de grains sales . Dans les 0,4-0,5mm : il y a 12% d'EL et 20% de SEL . Par conséquent , l'usure par la mer est douteuse. Les RM ne sont que 4% de l'ensemble et les sales sont les plus nombreux : 48% . Dans les 0,5-0,8mm , ces derniers continuent à prédominer : 72% . Il y a cependant 4% de RM .

Donc ce sont des sables qui ont été probablement déposés par le vent (bon classement) puis pédogénéisés .

- le niveau N°2 a 2m d'épaisseur . C'est un sable légèrement moins fin (Md = 0,125mm) et moins bien trié que le précédent (échant. A17b) . Cependant il est bien classé (QdePhi = 0,5) et sa teinte est plus claire que le précédent (7,5 YR-8/2) . Il contient des indurations sous forme de poupées de grés et de petits éléments schisteux . En morphoscopie , dans les tailles 0,25-0,4mm , il y a 44% d'EL + OL + SEL (donc action marine probable) . De même, dans les 0,4 -0,5 mm et 0,5-0,8mm , il y a 28% d'EL auquel il faut ajouter 8% de RM. Les grains sont moins sales que ceux du niveau 1.

En conséquence , vu le pourcentage des RM , on peut envisager l'existence d'un dépôt éolien repris par la mer . De plus , il est probable que ce sédiment ait été par la suite remanié par ruissellement . En effet, on note la présence d'éléments schisteux . Ultérieurement , la pédogénèse y a individualisé des poupées de grés.

Ce niveau est surmonté par un lit de 15-25cm de sable très riche en calcaire et de couleur blanche .

- le niveau N°3 : a 2m de hauteur moyenne. Il présente des similitudes avec le niveau 1 et en particulier , ses données granulométriques , morphoscopiques et sa couleur sont identiques . Il contient aussi des

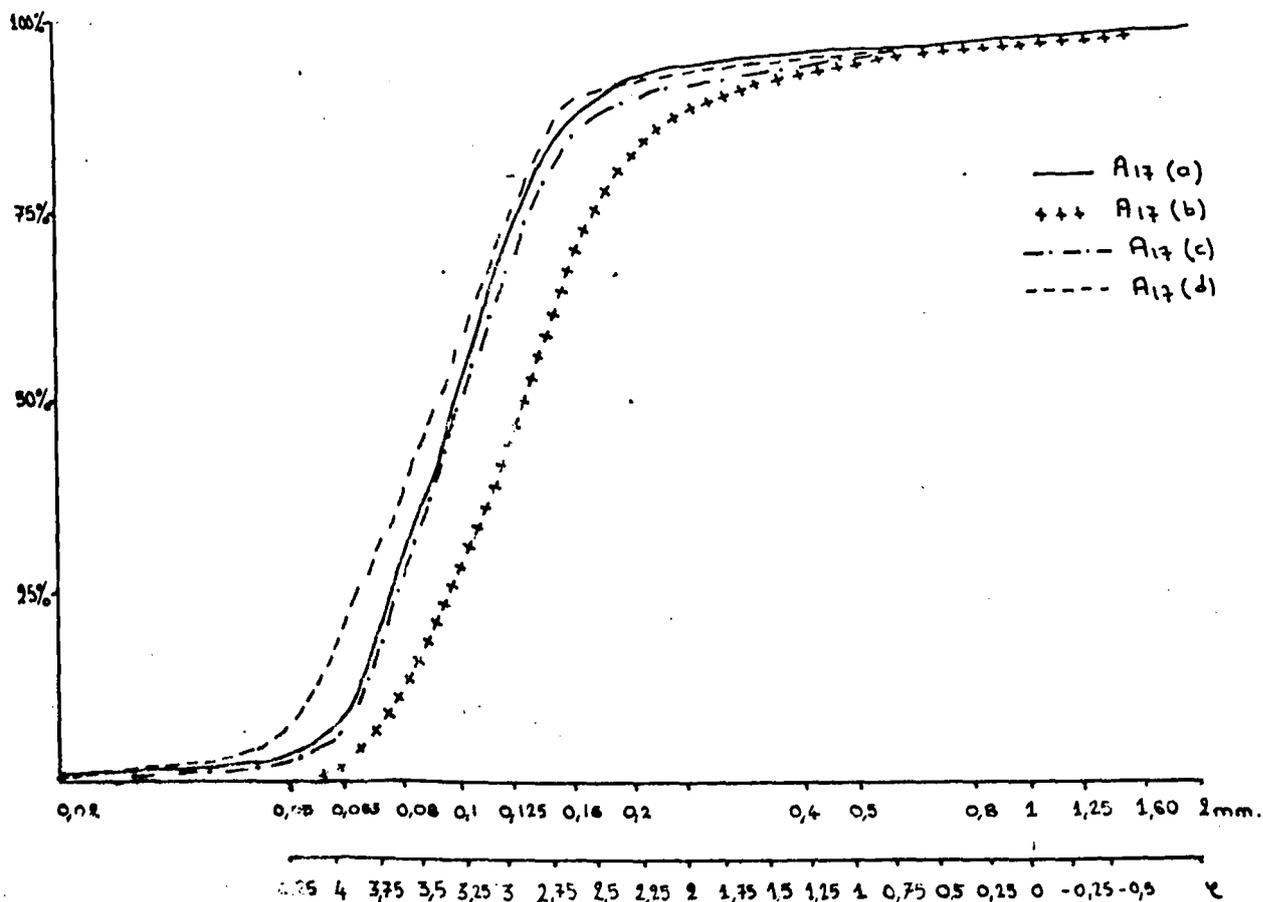


Fig. n° 42 CORDON DUNAIRE A QUATRE NIVEAUX
SABLEUX (A₁₇) FOSSILISE PAR LA NAPPE
DE L'O. OUEDIT VERS L'EMBOUCHURE :
GRANULOMETRIE

ECHANTILLON N°	COULEUR CODE MUNSELL	EPAISSEUR MOYENNE (m.)	Q ₁ (φ)	Q ₂ (φ)	Q ₃ (φ)	Md. (mm.)	Q de phi	So Trask	As q
A ₁₇ (a)	7YR-7/4	4	3,25	3,5	3	0,08	0,125	1,04	-0,375
A ₁₇ (b)	75YR-8/2	2	3,5	3	2,5	0,125	0,5	1,18	0
A ₁₇ (c)	7YR-7/4	2	3,25	3,5	3	0,08	0,125	1,04	-0,375
A ₁₇ (d)	75YR-8/2	1	4	3,5	3	0,08	0,5	1,15	0

débris de coquilles d'escargot .

- le niveau N°4 : 1m au maximum de hauteur . Il est constitué aussi de sable très fin (Md=0,08mm) , bien trié et de couleur rose clair (7,5YR-8/2) . C'est un encroûtement tuffeux présentant de petites concrétions gréseuses autour de noyaux calcaires . En morphoscopie (échant. A17 d), l'usure par la mer ou les eaux continentales apparait comme probable dans les dimensions 0,25-0,40mm avec 28% d'EL + OL et 16% de SEL . De plus il faut noter l'existence d'un pourcentage assez élevé d'ovcïdes : 40% (usure marine ou fluviatile ?). -

Une croûte blanche , légèrement feuilletée surmonte l'ensemble ainsi que les sables grésifiés à stratifications obliques .

La mise en place de cette formation est délicate à reconstituer , Deux hypothèses peuvent être envisagées :

1°- C'est un cordon dunaire dans lequel la pédogénèse a individualisé 4 horizons encroûtés . Cet encroûtement est important puisqu'il s'est développé dans plus de 8m de sable . Mais il n'est pas incompatible avec le milieu morphologique : l'amont calcaire (avancée du gradin de l'Oued dit et terminaison orientale de l'écaille de Djorf Alia) est très proche . Cette hypothèse est étayée par le fait que les 4 niveaux sont constitués de sables ne présentant pas de grandes différences granulométriques et de couleur.

2° C 'est un matériel provenant du colluvionnement , en deux phases au moins , d'un sable d'origine éolienne . Celui-ci peut provenir de la dissolution pendant un pluvial particulièrement humide , d'une croûte calcaire développée sur une dune plus ancienne .

En effet , cette formation à 4 niveaux , par sa disposition et ses faciès , présente des similitudes avec les dépôts situés sur le versant N. du gradin oriental (cf § B) . En outre , les sables grésifiés les fossilisent partiellement.

Cependant , les sables de ce cordon ne contiennent pas d'éléments grossiers , sauf le niveau 2 et encore , sont -ils de très petite taille.

De plus , si on retient l'hypothèse de la mise en place du dépôt par colluvionnement , il faudrait envisager un épisode de creusement linéaire antérieure à la dune grésifiée . Celui-ci aurait érodé la partie sud de la formation qui sera ultérieurement , partiellement comblée

Tableau N° 9 : Morphoscopie des sables du cordon dunaire (A 17)
fossilisé par la nappe alluviale de l'O.Ouédit à
l'embouchure.

A 17(a):

dimensions des grains	SEM %	EM %	OM %	RM %	SEL %	EL %	OL %	Sales %	Total %
0,25-0,40mm	8,82	8,82	20,58	11,76	14,7	2,9	26,47	5,89	100
0,4-0,5mm	12	8	4	-	20	4	8	58	100
0,5 -0,8mm	4	20	4	-	-	-	-	72	100

A 17 (b):

dimensions	SEM %	EM %	OM %	RM %	SEL %	EL %	OL %	Sales %	Total %
0,25-0,4mm	4	20	20	8	28	8	8	4	100
0,4 -0,5mm	24	8	8	8	20	28	-	4	100
0,5 - 0,8mm	20	8	12	8	28	20	-	4	100

A 17 (c):

Dimensions des grains	SEM %	EM %	OM %	RM %	SEL %	EL %	OL %	Sales %	EP %	Tot %
0,25-0,4mm	0	4	4	4	8	4	8	36	32	100
0,4 - 0,5mm	16	24	4	0	20	12	4	12	8	100

A 17 (d):

Dimensions des grains	SEM %	EM %	OM %	RM %	SEL %	EL %	OL %	Sales %	EP %	Tot %
0,25-0,4mm	0	16	16	4	16	4	24	16	4	100
0,4 - 0,5mm	24	20	-	4	4	8	0	40	0	100

par les sables grésifiés . Dans ce cas , un cours d'eau coulant parallèlement à la côte et probablement en contre-bas d'une dune plus ancienne, en serait responsable . Il se jetterait , alors , dans l'O.Sidi Hamadi , ce qui est le cas actuellement pour le cours d'eau qui descend du Djorf Alia , au niveau d'El Ançor. Mais , il n'existe pas de traces témoignant de cette érosion .

L'origine de cette incision pourrait aussi être dûe au phénomène fréquent sur les rives concaves des sinuosités d'oueds . Le creusement s'y effectue par cavitation . Ensuite , il y aurait eu remplissage par les dunes . La morphologie de ces dernières laisse apparaître dans les " creux" la formation à 4 niveaux. Ainsi , par exemple , cette dernière affleure à l'extrémité orientale de la plage des Andalouses : c'est la Formation terrigène rose à Hélix dont il a été question plus haut . Elle correspond , probablement , à la partie supérieure de la formation à 4 niveaux .

3°) Au sud , les sables grésifiés fossilisent deux autres cordons dunaires (cf Fig 41) sur lesquels ils se superposent . Ceux-ci sont les dunes les plus anciennes : dunes à crête grise feuilletée et dunes à dalle rose saumonée qu'on retrouvera dans la partie N. et NE de la plaine .

4°) Ainsi , la morphogénèse du littoral se distingue nettement de celle de l'amont , à l'exception de la phase la plus récente (nappe de l'Ouedit). En particulier , pour expliquer ou comprendre la présence de cordons dunaires s'échelonnant dans l'espace et le temps , il faut faire intervenir des phases morphogéniques bien individualisées . Celles-ci se devraient se caractérisaient par une position de la mer laissant apparaître de vastes plages sableuses . Elles correspondraient , par conséquent, à un épisode marin régressif , la présence de plusieurs cordons dunaires d'âge différent , représenterait , donc , un gain de la terre sur la mer au cours des temps . Celle semble , en se retirant à chaque régression , s'éloigner à mesure vers le nord .

Cependant , la correspondance entre dépôts alluviaux et dépôts éoliens (à l'exception de la phase la plus récente) est difficile à établir .

V.- Conclusion.

A un amont très disséqué et où ne subsiste que très peu de formations superficielles , fait suite un piémont où prédominent les proces-

sus d'accumulation fluviatiles .

La tectonique est un facteur particulièrement favorable à cette dynamique :

- subsidence marquée des panneaux en bordure
- du horst du Murdjadjo.

Cette zone est donc un fossé en continuité spatiale avec celui de l'embouchure de l'O.Sidi Hamadi.

Les dépôts détritiques fluviatiles se sont probablement effectués en trois (3) cycles . Chacun d'entre eux peut-être assimilé à une crise morphogénique et se caractérise par :

- des manifestations plus prononcées de la tectonique : secousses plus violentes que le mouvement permanent de subsidence et de surrection;
- une ambiance bio-climatique similaire à celle de la période de transition vers un Interpluvial .

La dynamique fluviatile se trouve particulièrement favorisée . Elle se produit dans un milieu où le couvert végétal est réduit et où la pluviométrie est encore assez importante . Ceci permet la mobilisation des éléments grossiers et leur dépôt sous forme de cônes de déjection , à la sortie de la montagne .

Chaque crise morphogénique est précédée par deux phases au moins :

- 1°- une phase où les processus éoliens l'emportent : mise en place de cordons dunaires . Elle est probablement contemporaine d'une régression marine .
- 2°- Une phase pédogénétique avec , d'une part , formation d'un sol rouge et d'un manteau d'altérite sur l'امت montagneux et , d'autre part , une abondante mobilisation du calcaire (grâce à une circulation des eaux) dans les dépôts à l'aval (Pluvial ?). La précipitation et le durcissement du calcaire se feraient pendant ou après la mise en place des cônes et des nappes alluviales .

Ce schéma morphogénique est valable , au moins pour le Quaternaire récent puisque , nous retrouvons la succession des faciès suivants :

- plage à Strombes (cf chapitre I,B) (dont les traces subsistent d'ailleurs aux Corailleurs),
- niveau alluvial puis colluvial (cf extrémité est de la plage des Andalouses). Les colluvions existent dans cette zone , du moins , si nous adoptons la seconde hypothèse concernant la mise en place de la formation

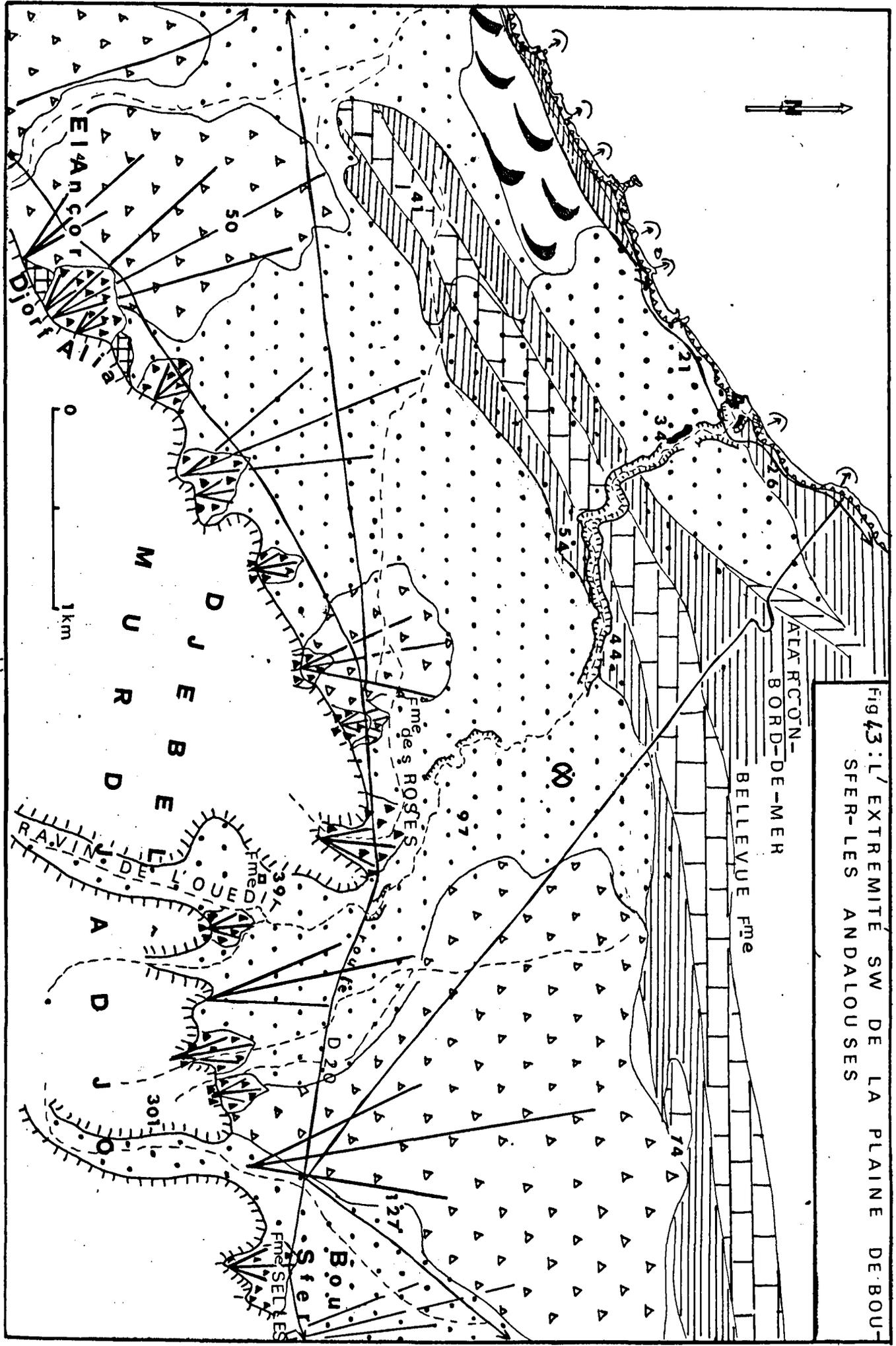
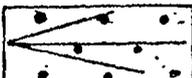
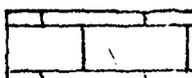
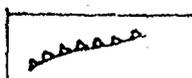
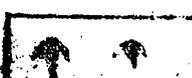


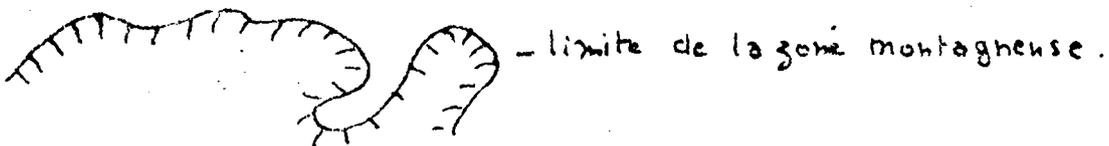
FIG 43: L'EXTREMITÉ SW DE LA PLAINE DE BOUR-
 SFER-LES ANDALOUSES

Fig. 43: L'EXTREMITE SW DE LA PLAINE DE BOUSFER/LES

ANDALOUSES.

LEGENDE :

-  - dunes vives
-  - terrasse inferieure.
-  - cônes de dejection de petite dimension sablo-limoneux rouges.
-  - nappe alluviale de l'oueddit
-  - cônes de dejection à matrice grise.
-  - cônes de dejection rouges de Bou Sfer.
-  - cordons dunaires à sables grésifiés.
-  - cordons sableux à "4 niveaux horizontaux".
-  - cordons dunaires Quaternaire Ancien.
-  - berges escarpées
-  - falaise actuelle
-  - côte : (1) = sableuse.
(2) = rocheuse et à galets.
-  - éboulement de falaise.



- 301

- point côte
- route.



- situation du sondage n° 3

à quatre niveaux sableux .

- dunes grésifiées ,
- nappe alluviale de l'Ouédit à l'aval , cône de déjection à l'amont.

Ainsi , d'une manière générale , on peut envisager l'évolution morphogénique de cette zone , comme se composant de trois (3) grands cycles dont les traits principaux sont similaires . Les processus morphogéniques prédominants dans chacun d'entre eux sont en concordance avec l'amont montagneux et peuvent être schématisés ainsi :

<u>Amont montagneux</u>	<u>Aval</u>	<u>Côte</u>	<u>Hyp.climatique.</u>
- sol rouge ou manteau d'altérite.	-mobilisation du calcaire dans les dépôts et/ou altération de crou-tes et de dunes andiennes	-plage(à Strombes du moins pour le Quaternaire Récent.)	- humidité > 300mm. Pluvial.
- ablation des sols .	- en contrebas des versants montagneux: ablation des dunes anciennes .	-Transgres-sion(?)	-Phase de transition vers un Interpluvial.ou Interpluvial.
- sol rouge et manteau d'altérite(?)	-incision linéaire et accumulation de calcaire dans les dépôts . - dunes(grésifiées).	-Régression marine.	-Pluvial.
- ablation du manteau d'altérite .	-dépôts en nappe ou en cônes de déjection, précipitation et durcissement du calcaire contenu dans les dépôts.	- Transgression (?)	- climat semi-ari-de. Interpluvial.

D.- LA PARTIE SE DE LA PLAINE DE BOU SFER/ LES ANDALOUSES. _____

La partie sud orientale de la plaine de Bou Sfer / les Andalouses dessine dans l'espace , un triangle. La pointe de celui-ci est dirigée vers la nord et coïncide avec l'emplacement du village d'Ain el Turk. Les côtés sont formés :

- à l'est , par la côte d'Ain el Turk à Trouville ,
- à l'ouest , par le lit de l'oued el Bachir ,
- au sud , par le versant septentrional du Dj. Santon et du gradin oriental de la route de Bou Sfer à Mers el Kébir.

I. Trois caractéristiques principales distinguent la partie SE de la plaine par rapport à son extrémité SW:

1°) Sa topographie est peu différenciée: plan ou glacis topographique se raccordant au Dj. Santon et au gradin oriental par une concavité. Au contact , au nord , avec la zone des Dunes , (vers le Dr Nakous) la pente s'accroît , esquisant un creux assez large et allongé est-ouest. Celui-ci est traversé par une crête étroite disposée dans le même sens.

L'ensemble constitue un long versant ou plan légèrement concave (cf Fig N° 45 , Séquence I).

2°) Ses altitudes sont modestes : elles sont en moyennes de 40 à 50m et augmentent sensiblement vers le sud : 90-100m

3°) Par son modelé où prédominent les formations sableuses et où sont conservés les quatre types d'encroûtement et de croûtes calcaires rencontrés dans la région . En outre , la morphologie de la côte qui la borde est différente : deux surfaces étagées surplombant une plage à accumulation sableuse au nord , et à galets , au sud .

II. Le modelé du vaste plan légèrement concave (que nous appellerons de Claire Fontaine).

1°) Ce plan est formé par la superposition de cinq (5) dépôts.

a) A la base , se trouve une croûte calcaire gréseuse , compa-

cte et rose . Son épaisseur est supérieure à 1m (coupe en bordure de la route qui passe par le Dr Nakous , en allant vers Ain el Turk). Elle se termine , au sommet , par la dalle rose saumonée de 40cm d'épaisseur moyenne.

b) Sur celle-ci , se superpose la croûte grise feuilletée bien développée , à feuillets très indurés et épais . Son épaisseur moyenne est 50cm . Cette croûte est similaire à celle du Dj. des Andalouses.

c) Un encroûtement à croûte rose feuilletée (1) recouvert par des colluvions sablo-limoneuses rouges . Celles-ci proviennent de l'érosion de sol rouge développé sur les Djebels ainsi que sur le gradin oriental et probablement aussi en contrebas de celui-ci. Dans ce cas , il s'agit d'un sol rouge en place enrichi en colluvions de même nature . Celles-ci sont très épaisses : elles dépassent 1m50 vers Bélamont Fme (coupe sur la route D.44 , au niveau du village socialiste).

d) Les sables grésifiés à stratifications obliques fossilisent l'ensemble de la concavité méridionale jusqu'au Dr Nakous. La morphologie dunaire apparait peu , sauf sur une ligne de direction est-ouest passant par les pts 51m (au sud de l'école St Augustin , $x=703,3; y=3956$, carte d'Oran Nos 1-2) et le point 61m (sur la D.44 entre la Fme Ste Rose et le Dr Nakous). Là , s'allonge une petite crête arrondie et étroite formée par ces sables grésifiés à stratifications obliques . Ceux-ci peuvent atteindre plus de 10m d'épaisseur (coupes à la faveur du tracé des fondations de constructions aux environs de l'Ecole de St Augustin).

En surface , ces sables sont aussi recouverts par les colluvions sablo-limoneuses rouges .

e) Vers le Dr Nakous , la terrasse de l'O. el Bachir butte contre les cordons dunaires (zones des Dunes) . Elle s'étale , de part et d'autre de la dune ancienne sur laquelle est bâti le Douar Nakous . Elle recouvre ainsi les sables grésifiés et est enrichie superficiellement en sable jaune déposé par le vent . De plus , de par sa composition , elle s'apparente à la nappe de l'O. Ouédit . En effet , les berges de l'O. el Bachir à ce niveau , ont plus de 2m de hauteur . Elles sont constituées par d'abondants galets de petite et moyenne longueur ($\ll 10\text{cm}$) , bien lités. Ils sont hétérogènes : calcaires , débris de croûte calcaire et (1) Sur des coupes , au pied du Dj. Santon , sur la route côtière , cette croûte fossilise une formation dunaire à plusieurs niveaux (cf § suivant).

schistes . Les derniers prédominent toutefois . La matrice est argilo - sableuse et de couleur brune.

2°) Par conséquent , c'est un glacis d'accumulation dont le modelé s'est fait en plusieurs phases.

a) Les formations sont à prédominance sableuse , ^{faite} exception des deux carapaces les plus anciennes très consolidées. Ces formations sont probablement d'origine éolienne , du moins en ce qui concerne les sables grésifiés , à stratifications obliques et le dépôt couronné par la croûte rose feuilletée (leur étude sera abordée dans le paragraphe suivant).

Aussi , peut-on avancer , d'une manière très schématique , que chaque phase morphogénique , se distinguerait par :

- un dépôt éolien ,
- remanié ultérieurement par ruissellement diffus , ce qui entraîne l'aplanissement de la topographie . Celle-ci , dans le cas de la dune grésifiée , se trouve inachevée d'autant plus qu'à l'Holocène , il y a eu reprise de l'érosion éolienne.
- la séquence se terminerait chaque fois , par une pédogénèse se traduisant par la formation d'une carapace calcaire . Celle-ci est d'autant plus favorisée , que ce glacis d'accumulation se trouve en contre-bas d'un amont calcaire assez humide , du moins actuellement : 600mm en moyenne par an , ce qui représente , une pluviométrie plus élevée que celle de la plaine (350mm) . A celle-ci , il faut ajouter l'influence des condensations occultes du fait de l'orographie et de la proximité de la mer.

Ainsi , vue la présence de deux accumulations éoliennes certaines : dunes grésifiées et formation à croûte rose feuilletée , il y a au moins deux grands cycles morphogéniques et pédogénétiques . Le dernier s'individualise par la nappe alluviale de l'O. el Bachir . Celle-ci recouvre la partie méridionale du glacis qui correspond à une concavité . Cette dernière possède donc les dépôts les plus épais et surtout les plus complets : du sud au nord , les affleurements se disposent comme s'ils étaient étagés (cf Fig 45 & 47) :

- croûte rose feuilletée.
- sables grésifiés ,
- nappe alluviale de l'O. el Bachir .

b) Aussi , cette concavité souligne-t-elle , l'existence d'une

déformation tectonique (cf B.Fenêt- 1975 , Fig N°2, hors texte , coupe VI) qui s'est fait sentir pendant tout le Quaternaire .

Cette déformation est la résultat de conditions structurales : faciès marneux (donc plastique) correspondant au graben . Il est partiellement soumis , au nord et au sud au mouvement du horst de Cap Falcon et celui du Murdjadjo . Au centre , c'est sa propre subsidence qui l'entraîne . Ce qui explique l'existence d'une légère déformation donnant lieu à une concavité à large rayon de courbure . Celle-ci a donc favorisé les processus d'accumulation durant tout le Quaternaire.

III. - Ur. côte dédoublée borde le glacis d'accumulation à l'est.

La côte a un tracé rectiligne NW/SE . Elle est constituée de deux surfaces étagées et légèrement inclinées vers la mer. Celles-ci se relient au nord , par un court talus souvent recouvert par des dunes vives et au sud par un versant convexo-concave .

1°) La surface supérieure :

La surface supérieure est à 30-40m d'altitude au nord et à 60m au sud , à Trouville . Son rebord a un tracé rectiligne au nord, vers Ain el Turk tandis qu'au sud , il est festonné et légèrement décalé vers l'intérieur .

Cette surface correspond à la terminaison orientale du glacis d'accumulation . En effet , y affleurent :

- entre Ain el Turk et Bouisseville , la dalle rose saumonée du Quaternaire ancien , ainsi que la croûte grise feuilletée . En surface , elles sont recouvertes partiellement par des sables éoliens (dunes grésifiées et vives) et par les alluvions de l'O. el Bachir . Leur épaisseur moyenne est d'environ 1m.

- A Trouville , la formation à croûte rose feuilletée (dont il sera question dans le paragraphe suivant) apparait. Elle porte en surface , une mince formation superficielle (\leq 75cm) composée de colluvions sablo-limoneuses rubéfiées et d'aspersions sableuses jaunes récentes.

2°) La surface inférieure culmine à 10m au nord et à 25m au sud.

Elle est étroite au nord , mais s'élargit sensiblement vers Trouville . Elle se termine par un talus raide de 10m environ de dénivellation moyenne et qui constitue la falaise actuelle . Celle-ci est bordée par une plage d'accumulation sableuse en général , sauf au SE , au contact du substrat schisteux et calcaire du Dj. Santon . Là , elle est rocheuse et à galets .

Le modelé de cette surface est complexe et s'est fait pendant le Quaternaire récent:

a) Entre Ain el Turk et Bouisseville : la surface correspond à l'affleurement des sables grésifiés à stratifications obliques , épais de 4 à 6m . Ils fossilisent la Formation terrigène rose saumon à Hélix (cf chapitre I , B & C) . Celle-ci est identique à celle rencontrée sur la retombée littorale orientale du Massif des Andalouses et à l'est , de l'embouchure de l'O.Sidi Hamadi . Ici , elle comporte de légers litages ainsi que de petits éléments schisteux , calcaires et des débris de croûtes calcaires .

b) A Trouville : en contrebas du glacis d'accumulation principal , s'est formé un autre , de plus petites dimensions : quelques 500 à 700 m de long .

(1) Les dépôts qui le constituent varient légèrement du nord au sud :

- au NW du point 23m (en bordure de côte : $x=705$; $y=3956,3$ sur la carte d'Oran Nos 1-É) : sur les sables grésifiés à stratifications obliques (10m de hauteur) , s'est déposée une formation sable-limoneuse rose . L'origine de celle-ci peut se trouver dans l'érosion de la dune à croûte rose feuilletée qui est à proximité (coupes le long de la route D.84, en contrebas du Dj. Santon , au nord) .

- au SE du point 23m : les sables grésifiés sont absents . La proximité immédiate du Dj. Santon exerce une certaine influence sur le modelé : de petits cours d'eau descendent du Djebel et vont se jeter à la mer . Une terrasse alluviale existe : ses dépôts varient légèrement de part et d'autre du petit oued qui passe par le point 36m et que nous nommerons O.St Rock (du nom de la plage dans laquelle il débouche) . Ainsi :

Sur la rive droite : la terrasse possède quatre niveaux :

- à la base et sur épaisseur de 6 à 8m : de gros galets sub-anguleux à

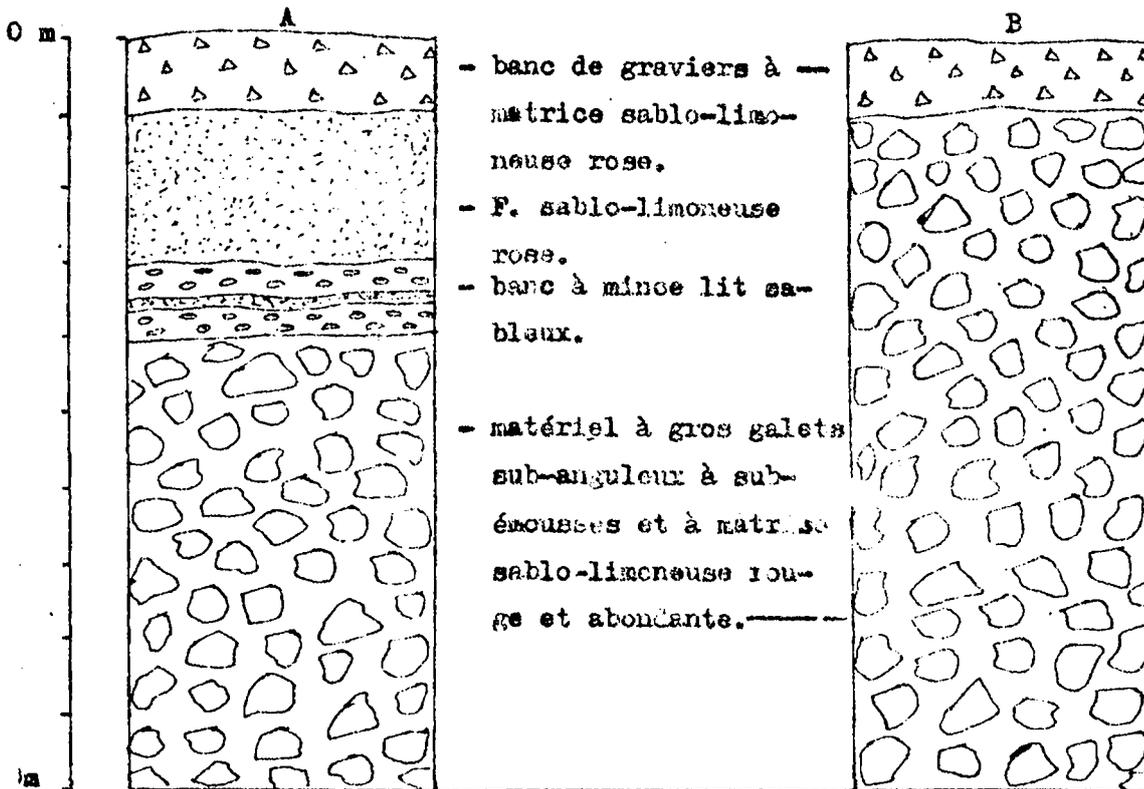


Fig 44 : Les formations de la terrasse de St. Rock.

A : sur la rive droite (SE) } - altitude sommitale : 15m.
 B : sur la rive gauche (NW). }

sub-émoussés calcaires (provenant du niveau conglomératique tortonien?) sont légèrement lités. La matrice est sablo-limoneuse, rouge (2-5YR-5/6) et assez abondante. Elle contient 43,63% de matière fine. La fraction sableuse a un bon classement ($\phi_{dePhi} = 0,5$) (cf Fig 46 échant. B28b). En morphoscopie, les ovoïdes prédominent, en ce qui concerne la forme (60% dans les dimensions 0,25-0,4mm dont 20% d'OL et 36% d'O.sales. Dans les 0,4-0,5mm : 28% dont 20% d'OL-EL). Par conséquent, l'usure fluviale et/ou marine de ce sédiment peut être envisagée. Ultérieurement, il a été pédogénéisé : sol rouge.

- au-dessus de cette formation rubéfiée : banc de 1m en moyenne, de galets lités de petite taille et hétérogènes (mais les schistes prédominent). La matrice est peu abondante, sablo-limoneuse et rouge. Ce banc est traversé par un mince lit, sableux, jaune, contenant quelques éléments grossiers dont des morceaux de croûte calcaire.

- le niveau 3 se compose d'une formation limono-sableuse rose, identique à celle qui se trouve au-dessus des sables grésifiés au NW du point 23m (cf ci-dessus). Elle a une hauteur de 3m. Sa couleur est égale -

ment rose clair (5 YR-7/6) . C'est un sable éolien bien trié (cf fig 46 échant. B28a) , fin , (Md=0,08mm) . Il contient de petites indurations gréseuses autour de noyaux calcaires : encroûtement nodulaire. En morphoscopie , apparait l'influence de l'usure marine ou fluviatile : dans les dimensions 0,25-0,40mm , 60% des grains sont luisants et 32% sont OL . Cette formation apparait comme provenant du démantèlement de la dune à croûte rose feuilletée (ou d'une dune plus ancienne) située au-dessus de cette terrasse .

- ce niveau est fossilisé par un mètre de graviers sub-anguleux constitués de calcaires , de schistes et de morceaux de croûte calcaire . La matrice est peu abondante , sablo-limoneuse et rose , identique à celle de la formation précédente .

Sur la rive gauche :

- le niveau inférieur à gros éléments et matrice sablo-limoneuse rouge est ici plus épais que sur la rive droite : 10 à 12m.

- au-dessus se trouve le même banc de graviers à matrice sablo-limoneuse rose . La formation sablo-limoneuse rose n'est présente qu'à l'extrémité aval de la terrasse.

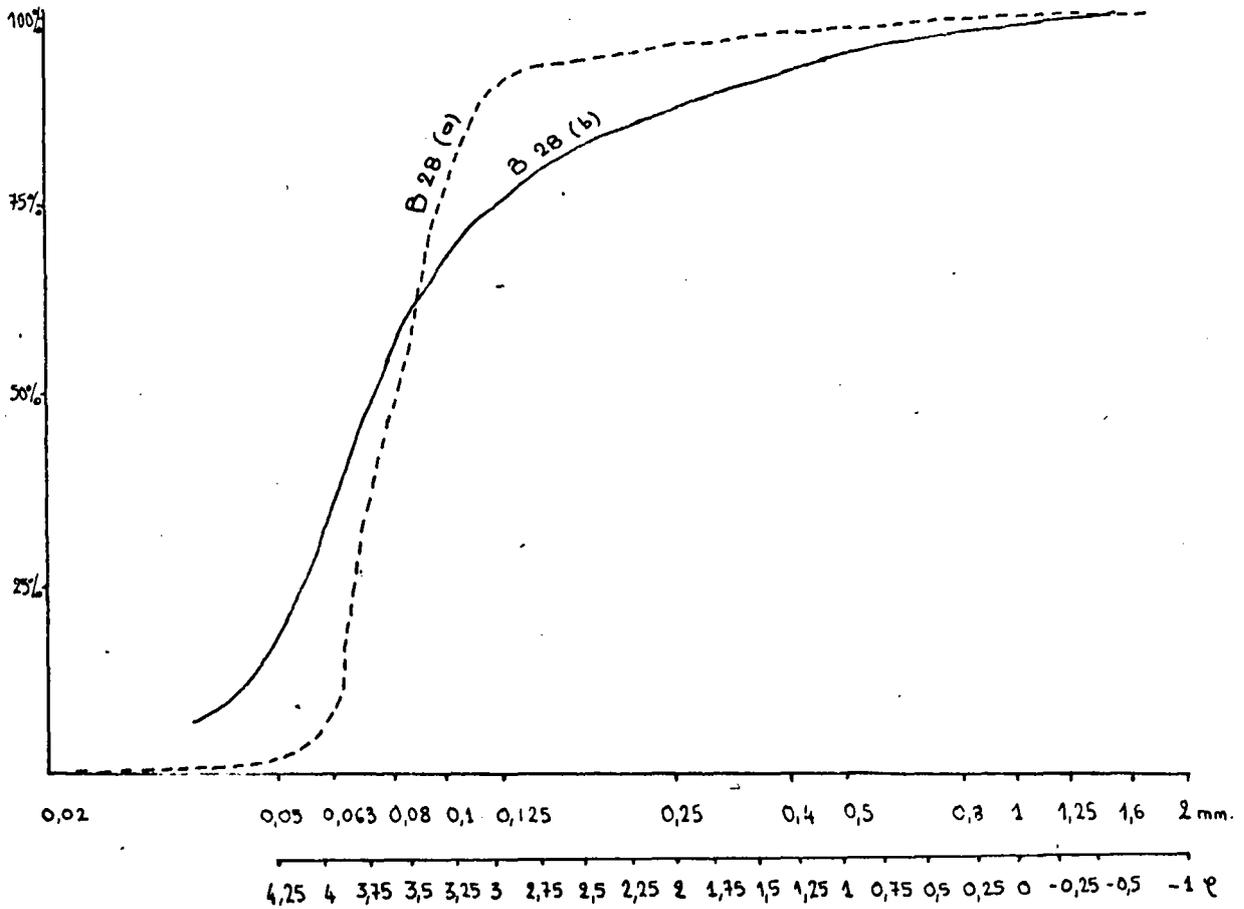
Cette terrasse témoigne , donc , d'une dynamique des petits cours d'eau du Dj. Santon. Elle est probablement contemporaine des dunes grésifiées et sa mise en place s'est effectuée au moins , pendant deux phases:

* Dans une 1^{ère} phase , la dynamique est de type torrentielle et elle est particulièrement active : elle arrache de gros éléments . L'origine de ces derniers peut être double : remaniement du niveau conglomératique présent à la base des marnes tortoniennes ou bien , ils proviennent de formations de pente du versant du Dj. Santon . Cependant , la matrice peut s'identifier à un ancien sol rouge érodé . Aussi , c'est cette seconde hypothèse , à savoir , l'origine du matériel se trouverait sur le Dj. Santon qui peut être retenue.

* Dans une 2^{ème} phase , semble-t-il plus calme ou/et plus aride que la précédente , les oueds ne déposent que du matériel fin (par ruissellement diffus ?). Celui-ci provient probablement de l'altération de dunes anciennes . Cette dernière a été suffisamment importante et longue puisque , au dessus de ces dunes , se serait développé aussi , un sol rouge. La matrice du niveau inférieur en est constituée .

(2) Enfin , à la surface du glacis d'accumulation de Trouville , nous

Fig. 46 FORMATIONS DE TROUVILLE



B 28 (a) FORMATION SABLO-LIMONEUSE ROSE

B 28 (b) MATRICE DU NIVEAU INFERIEUR DE LA TERRASSE DE L'O. ST. ROCK

GRANULOMETRIE.

ECHANTILLON N°	COULEUR CODE MUNDSELL	Q ₁ (φ)	Q ₂ (φ)	Q ₃ (φ)	Md (mm.)	Q de phi	S ₀ Trask	Asq	EPAISSEUR DE LA FORMATION
B 28 (a)	5 YR-7/6	4	3,75	3,5	0,063-0,08 mm.	0,25	1,06	0	3 m.
B 28 (b)	2-5YR-5/6	4,25	4	3,25	0,063-0,08	0,5	1,14	-0,25	8 à 12 m.

avons une couverture colluviale sablo-limoneuse rouge , identique à celle de Bélamont Fme . Elle fossilise les dépôts précédents . Son épaisseur moyenne est de 5m à la racine du glacis et de 1m à l'aval .

L'ensemble : terrasse et couverture sablo-limoneuse rouge pourrait être assimilé à un glacis d'accumulation surplombant la plage actuelle. Il est , de plus , profondément incisé par des cours d'eau dont l'O.St Rock . Les berges de ce dernier sont escarpées et hautes de 4 à 15m. (d'amont en aval).

3°) En conséquence , le relief actuel de la côte résulte de processus morphoclimatiques s'étant déroulés pendant deux régressions marines.

Entre celles-ci s'intercale la mer à Strombes (eu ou néo-tyrrhénienne?).

En effet , l'existence de deux plans étagés , implique la baisse du niveau de la mer au moins , deux fois .

De plus , en contrebas du plan supérieur , se sont déposées la Formation terrigène rose saumon et les dunes grésifiées. Celles-ci , on l'a vu précédemment (chapitre I,B) , sont postérieures à la plage à Strombes.

Aussi , la 1ière régression est antérieure à cette dernière et c'est la mer à Strombes qui serait responsable , en partie , du recul de la côte et de son festonnement au SE.

La seconde régression marine est antérieure ou contemporaine des dunes grésifiées (et anté-Flandrienne?).

IV. Conclusion : ce sont les facteurs tectoniques qui ont le plus contribué à différencier , à la même altitude et dans la même situation géographique , une zone occidentale et une zone orientale , en amont de la plaine de Bou Sfer/ les Andalouses.

En effet , l'extrémité orientale apparaît plus "calme" , moins " perturbée" tectoniquement à l'exception :

- d'une déformation à large rayon de courbure aboutissant à la genèse de la concavité vers le Dr Nakous;
- des altitudes plus élevées au sud , en ce qui concerne les plans

étagés en bordure de la côte . Là , l'influence du horst Santon s'est fait sentir : ils ont été entraînés par le mouvement positif de ce dernier.

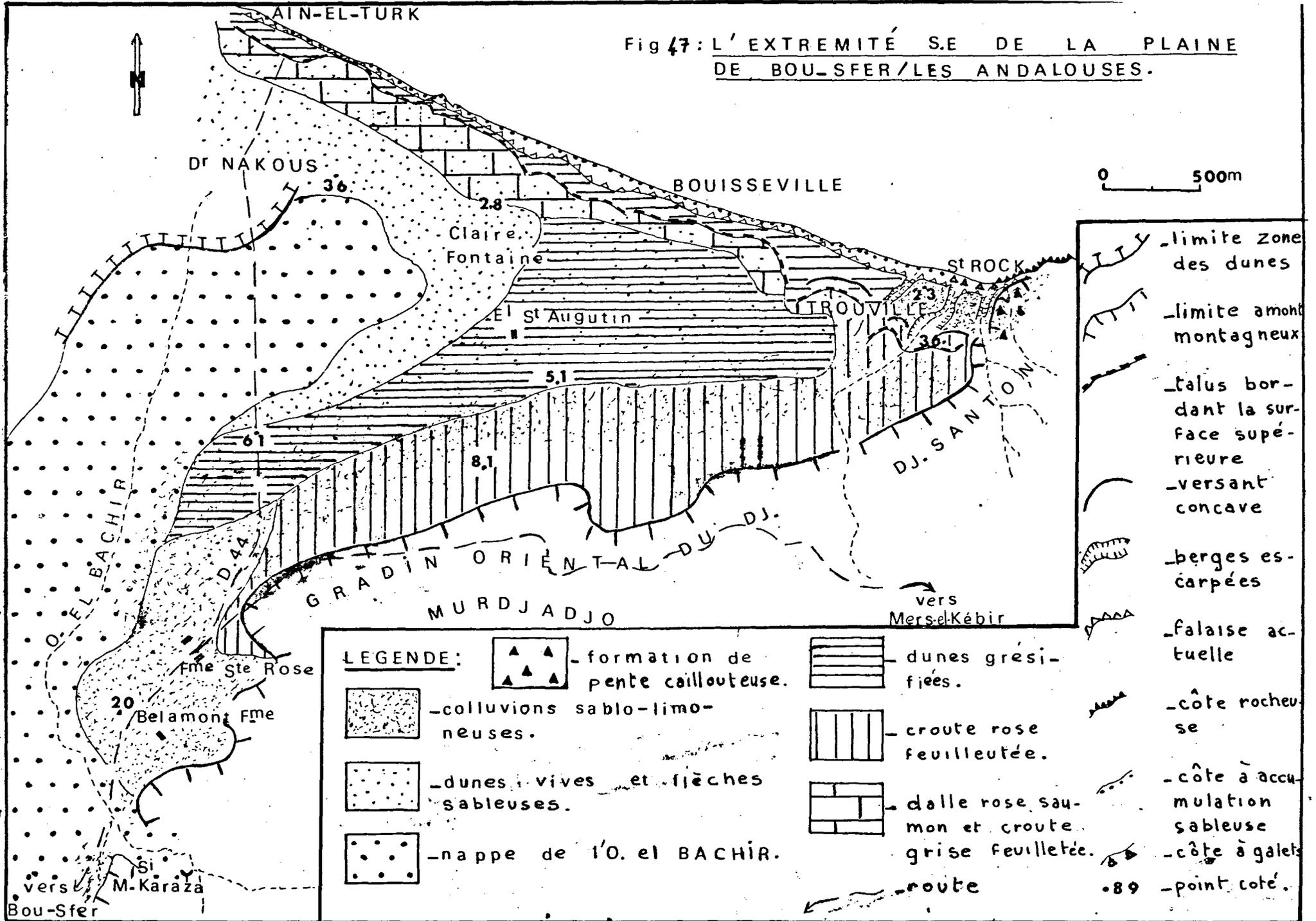
L'influence de la tectonique s'est fait sentir sur le modelé : alors que le contact de la plaine avec le Murdjadjo se fait , à l'est , par papiers ou gradins , à l'ouest , le versant très disséqué passe à des cônes de déjection.

De plus , à l'ouest , prédomine la dynamique torrentielle tandis qu'à l'est , le ruissellement diffus joue un grand rôle. Ce dernier , remanie à chaque grand cycle morphogénique , du matériel sableux ou sablo-limoneux d'origine double . D'abord , elle est éolienne : il semble que chaque phase de ruissellement dominant , soit précédée par une période d'accumulation éolienne. La seconde origine se trouve dans les sols rouges et les altérites développés en amont montagneux .

De même , la morphogénèse de la côte est différente : à l'est , le tracé de la côte est rectiligne et comporte deux plans étagés témoins de la baisse du niveau de la mer . A l'ouest , seule la dernière régression est visible . De plus , les dunes grésifiées sont plus étendues et le dessin du littoral est dentelé .

Ainsi , à une dynamique plus ablatrice , plus active à l'ouest , s'opposent à l'est , des processus moins érosifs . Ceci , a pour conséquence, la disparition d'encroûtements calcaires à l'ouest (remplacés par des sédiments fluviatiles ?) alors qu'ils sont conservés à l'est. Aussi , à un fossé subsident à l'ouest , fait pendant à l'est , un gradin puis un glacis d'accumulation , légèrement inclinés N/ et déformés.

Fig 47: L'EXTREMITÉ S.E DE LA PLAINE DE BOU-SFER/LES ANDALOUSES.



E.- L'EXTREMITÉ SEPTENTRIONALE DE LA PLAINÉ.

L'extrémité septentrionale de la plaine occupe la moitié environ de la superficie totale . Elle se compose de la zone des Dunes qui se continue au nord , par le petit relief de Cap Falcon . Trois façades maritimes la bordent à l'ouest , à l'est et au nord .

Le petit relief de Falcon et la zone des Dunes s'individualisent ^{chacun} / de par leur topographie , leur structure et par certains aspects de leur modelé et leurs dépôts.

I. La topographie et les caractéristiques structurales.

1°) Le petit relief de Falcon est un horst mais dont le mouvement positif est faible ou moindre par rapport au Murdjadjo . Aussi , les altitudes y sont-elles très modestes : 60 à 70m aux extrémités est et ouest. Celles-ci sont de courts plans inclinés vers le sud et dessinent une concavité à large rayon de courbure , au centre , de 20 à 30m d'altitude.

Le substrat est anté-miocène , schisteux et conglomératique avec de petites écailles dolomitiques . Une côte rocheuse et très découpée avec de nombreuses petites criques la borde . Des versants côtiers raides la relient au sommet du Cap falcon.

2°) La zone des Dunes se distingue , elle , par une topographie monotone , mamelonnée et occupe l'extrémité septentrionale du graben. Celui-ci a un remplissage essentiellement marneux . Le contact avec le horst de Falcon se fait par une faille sub-verticale.

a) Mais , d'une manière générale , prédomine une topographie moutonnée. S'y succèdent du nord au sud : crêtes arrondies et étroites dépressions allongées perpendiculairement à la côte . Leur direction est WSW /ENE au nord , et presque ouest-est au sud (cf Fig51). Mais , en bordure de la côte, une opposition entre façade orientale et façade occidentale peut être saisie (cf Fig 45 , Séquences II & III).

b) En effet , à l'est , se détache une topographie nettement moins ondulée . En bordure et parallèlement à la côte , apparait une étroite sur-

face plane. Les caractéristiques de cette zone sont similaires à celles de la côte SE de la plaine (cf ci-dessus).

c) à l'ouest , de la Madrague à Bou Sfer plage , la topographie ondulée est accentuée : trois grands creux reliés par des crêtes à peine arrondies , se succèdent . Leur extension , à l'intérieur des terres est assez grandes. Ils correspondent à de grandes dunes vives .

d) Au nord , le contact avec le petit relief de Falcon , se fait par une concavité et un glacis topographique.

e) Enfin , au sud , au niveau de la Daya Fme , la topographie moutonnée est partiellement estompée : seuls subsistent quelques petits monticules étroits. Ils sont alignés ouest-est (cf Fig 51) et émergent des alluvions de l'O. Ouédit et de l'O. el Bachir.

II.-Le modelé du petit relief de Falcon :

Les dépôts sont en général , peu abondants (sauf en bordure de côte , dans la partie centrale). Aussi, peut-on distinguer , le sommet du relief où le substrat apparait souvent à nu ou sous de minces formations superficielles , et les versants côtiers où les accumulations , localement, sont assez épaisses.

1°) Le sommet comporte des traces de dépôts éoliens pédogénéisés.

En effet , sur les deux plans situés aux extrémités du sommet , affleurent la dalle rose saumonée et un sable induré , gris ou de couleur sombre similaire à celui des dunes grésifiées.

La dalle rose saumonée a un faciès gréseux (grés fin , poreux) et contient de petits galets (< 5cm) sub-anguleux à sub-émoussés et provenant du substrat (schiste , dolomie , quartzite).

Le sable induré existe surtout au-dessus de la Pointe Coralès , à l'ouest . Les grains en sont moyens à fins et il contient des débris de coquilles d'escargot . Un réseau de diaclases , entre lesquelles s'intercale souvent une pellicule rubannée blanche , le découpe. Vers le sommet , ces grés comportent des alvéoles et des nids d'abeille dûs aux embruns chargés de sel.

Ces grés apparentent , le sommet de Falcon à la zone des Dunes : dépôts éoliens encroûtés . Cependant , ici , ils ont subi une ablation importante surtout entre la genèse de la dalle rose saumonée et la mise en place des sables grésifiés . Cette érosion peut expliquer la présence des glacis topographiques qui relie le sommet du relief à la zone des Dunes . Elle est aussi la cause du modelé de la concavité centrale . Pour ce , elle a exploité les données structurales et lithologiques (failles et contact schistes / dolomies) (cf B.Fenôt , 1975) .

2°) Les versants côtiers sont souvent raides , modelés dans le substrat et comportent , à la base , soit des blocs éboulés , soit des formations sableuses .

a) A la pointe Coralès, les sables grésifiés et la dalle rose saumon forment une petite corniche sommitale de quelques 2 à 4m de hauteur . Elle se continue par un versant régulier modelé dans le substrat anté-miocène et de 30 à 35° de pente . Il est recouvert partiellement par des éléments grossiers schisteux et dolomitiques sub-anguleux . A la base , il comporte des blocs éboulés provenant du substrat . Une plate-forme d'abrasion marine de quelques mètres de long borde la mer .

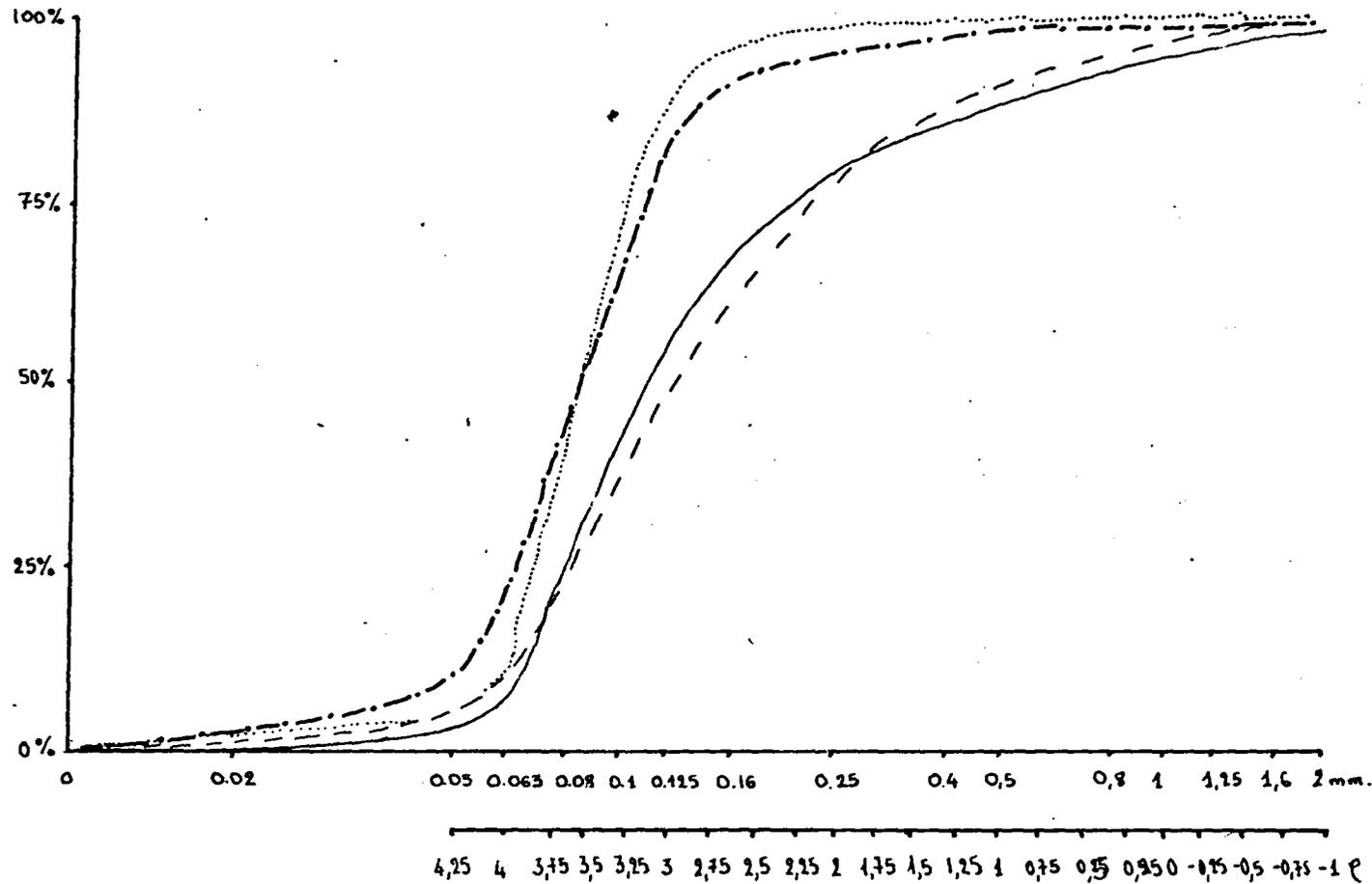
Le bas de ce versant côtier n'est donc pas toujours , une falaise à proprement parler . En effet , le sapement par les eaux est très faible et ne justifie pas souvent la présence de ces gros blocs .

C'est l'action indirecte de la mer par ses embruns chargés de sel qui accomplit l'essentiel du travail destructeur . L'existence de trous d'abeille et de nombreuses diaclases dans les formations gréseuses et calcaires sont les témoins de la dislocation de la roche . De plus , la structure géologique , par l'existence de failles et de faciès de résistance variée ou inégale (schiste , dolomies , conglomérats) facilite l'action de l'érosion marine . D'où le recul de la côte dont la plate-forme développée à fleur d'eau est un témoin . Ce recul peut être datée grâce aux dépôts de la crique du Pain de Sucre (correspondant à la grande concavité topographique du sommet de Cap Falcon.) .

b) Les dépôts de la crique du Pain de Sucre (cf Fig 49)

(1) A l'ouest du Pain de Sucre, dans une petite crique , une coupe montre , à sa base , et sur le socle schisteux , 1m de grés de plage peu induré . Il contient des galets et une faune marine à Pectonculus ,

FORMATIONS D'EL PILOTO (cote orientale)



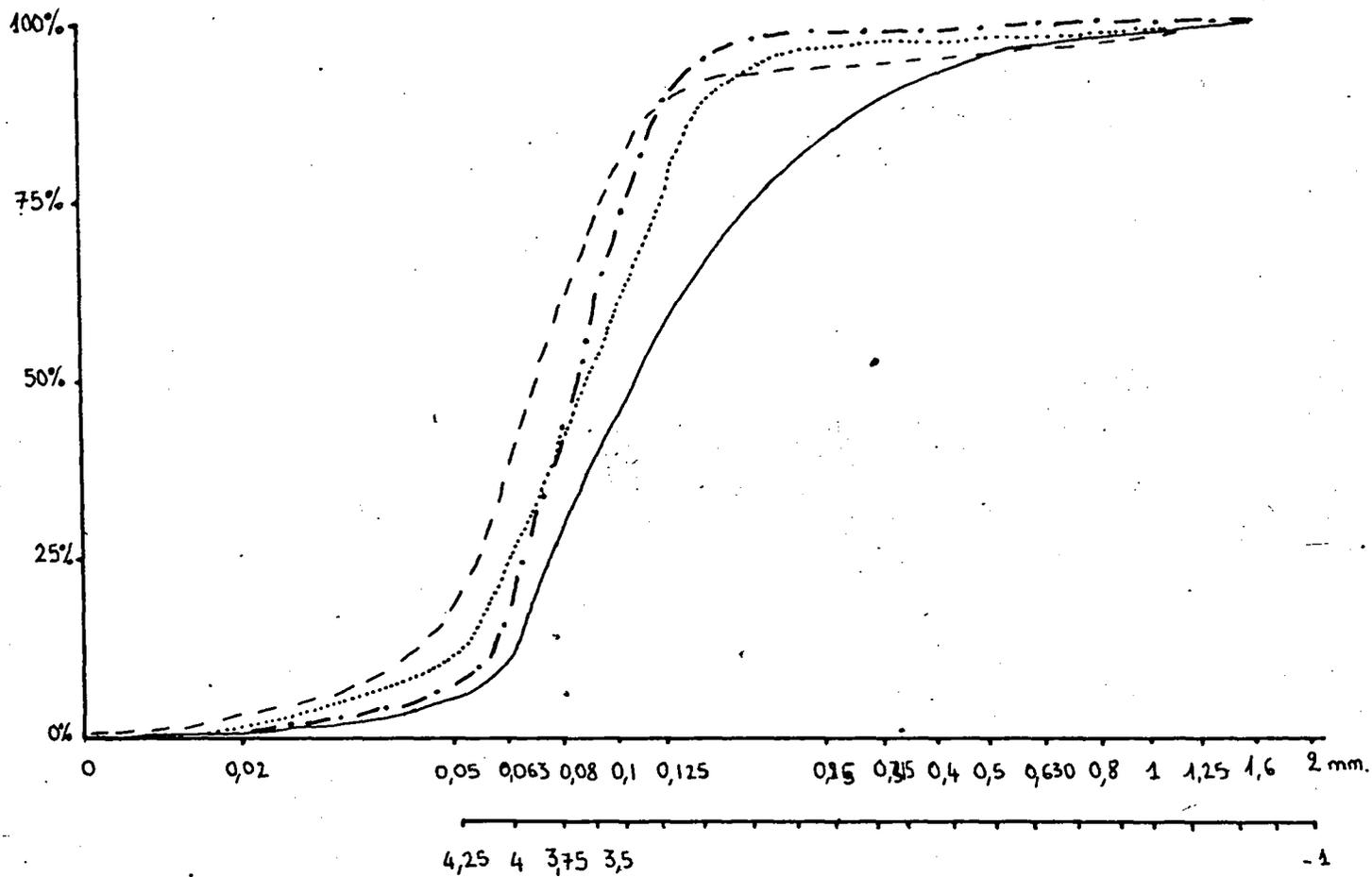
- - - - B₁(a) (10YR-8/2)
 sable blanc (niveau à Strombes)
 Asp = 0 ; Q de phi = 0,75
 SoTrask = 1,23 ; Md = 0,125 mm.

..... B₁(b) (5YR-5/6)
 niveau rubefié
 Asp = 0 ; Q de phi = 0,25
 SoTrask = 1,074 ; Md = 0,08 mm.

- . - . - . B₁(c) 7.5YR-7/4
 formation ferrugineuse rose Sauman
 Asp = 0,125 ; Q de phi = 0,375
 SoTrask = 1,10 ; Md = 0,08 mm.

_____ B₅(b)
 Sable jaune (dunz grésifiée)
 Asp = 0,125 ; Q de phi = 0,625
 SoTrask = 1,224 ; Md = 0,1 mm.

FORMATIONS DU PAIN DE SUCRE (cote septentrionale)



--- B₁₁(a) (75YR-8/4)
 Asq = -0,125 ; Q de phi = 0,875
 SoTrask = 1,10 ; Md = 0,08 mm.

— B₁₁(b) (75YR-6/6)
 Asq = -0,75 ; Q de phi = 0,875
 SoTrask = 1,36 ; Md = 0,1 mm

..... B₁₁(c) (H4e-75Y-8/4)
 B₁₂(b) (5YR-7/6)

..... B₁₂(a) (75YR-7/4)

- · - · - B₁₂(c) (5YR-5/2)

Astroïdes calycularis (Pallas) et à Ccnus (1) vivant en mer chaude . Elle peut être assimilée au niveau à Strombes tyrrhénien car , au-dessus, nous retrouvons les mêmes formations qui surmontent ce dernier aux Corail- leurs (côte de la retombée littorale orientale du Massif des Andalouses). De bas en haut , se succèdent :

- un niveau présentant un aspect de sol rouge colluvionné avec , à la base , 50cm d'un sable très fin et rubéfié (5YR- 5/6) . Il contient de petits éléments schisteux et des morceaux de croûtes calcaires .
- au sommet , la F. terrigène rose saumon à Hélix qui est ici plus claire qu'à el Pilote (7,5 YR-6/4) : elle est plus riche en calcaire (encroûtement à amas friables). Une fine pellicule rubannée blanche , la surmonte . La courbe granulométrique de cette formation a une forme sigmoïde classique des sédiments marins (cf Fig 49 , échant. B11b). Elle est aussi , légèrement plus redressée que celle du niveau rouge précédent (B11a) . Les deux dépôts ont donc , une origine marine . Ils ont été ultérieurement remaniés par l'érosion éolienne (bon tri) et pédogénésés.

L'ensemble se présente comme un sol rouge développé dans du sable marin et fossilisé par des colluvions . Une 2ème hypothèse envisagerait la possibilité d'un sol à deux horizons différenciés et développés aux dépens de la plage à Strombes.

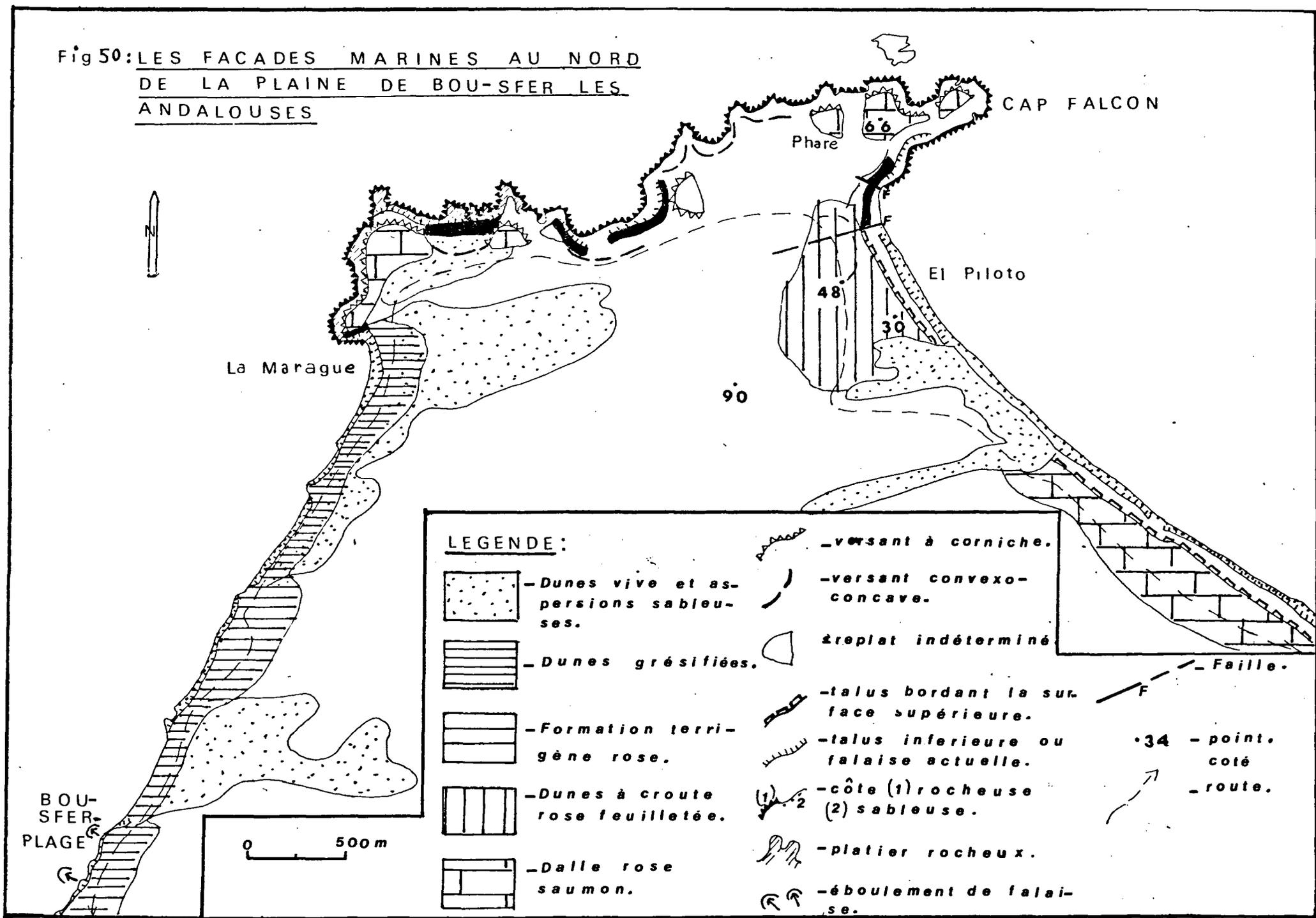
b) A l'est du Pain de Sucre , au fond de la grande crique , la Formation terrigène rose saumon est plus épaisse : elle atteint 4m . Elle repose sur un banc alluvial à galets hétérogènes , bien émoussés et à l'achelle assimilable à la plage à Strombes. Au sommet , elle est fossilisée par :

- un mince lit de quelques cm de galets non émoussés de petite et moyenne taille (\leq 5cm) hétérogènes et légèrement lités.
- deux niveaux de 1m en moyenne d'épaisseur chacun et correspondant aux colluvions sablo-limoneuses rubéfiées du glacis de Trouville . Ils sont composés de sable fin (cf Fig 49 , échant. B12b: 5YR - 7/6 ; B12c : 5YR- 5/6) .Le niveau inférieur est le plus fin (Md=0,08mm).

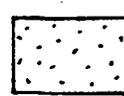
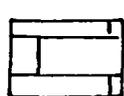
L'ensemble est légèrement incliné vers le SE (5-8°). Ceci est dû , probablement , à sa position en bordure d'une ligne de faille qui a dû rejouer au Quaternaire . A l'est de cette dernière , le substrat affleure.

(1) détermination faite par M.Ficher , Muséum d'Histoire Naturelle.Paris.

Fig 50: LES FACADES MARINES AU NORD
DE LA PLAINE DE BOU-SFER LES
ANDALOUSES



LEGENDE:

- | | | | |
|---|---------------------------------------|---|---|
|  | - Dunes vive et aspersions sableuses. |  | - versant à corniche. |
|  | - Dunes grésifiées. |  | - versant convexo-concave. |
|  | - Formation terrigène rose. |  | - replat indéterminé |
|  | - Dunes à croute rose feuilletée. |  | - Faille. |
|  | - Dalle rose saumon. |  | - talus bordant la surface supérieure. |
| | |  | - talus inférieure ou falaise actuelle. |
| | |  | - côte (1) rocheuse (2) sableuse. |
| | |  | - platier rocheux. |
| | |  | - éboulement de falaise. |

BOU-SFER-PLAGE

0 500 m

CAP FALCON

Phare

66

El Piloto

48

30

90

La Marague



34 - point coté
 - route.

c) Ainsi , les mêmes dépôts que ceux de la retombée littorale orientale du Dj. des Andalouses ou de l'extrémité SE de la plaine , se retrouvent ici , à l'exception des dunes grésifiées. L'absence de ces dernières est , d'ailleurs , l'indice que l'érosion éolienne est restreinte sur cette côte septentrionale. En effet , elle est relativement abritée car son tracé est parallèle aux vents dominants d'W et du SW. Pour le reste , le modelé (du moins en ce qui concerne le Quaternaire récent) est similaire à celui de la côte SE. Cependant , l'existence d'un substrat plus résistant (ici schisto-dolomitique alors qu'au SE , il est marneux) , introduit des différences . Celles-ci se traduisent surtout par des versants dont la raideur peut s'expliquer par l'intervention de quatre facteurs principaux :

- tectoniques : mouvement permanent de surrection qui , combiné aux variations du niveau de la mer , crée des dénivellations entre celle-ci et le sommet du relief,
- action indirecte de la mer ,
- action directe de la mer : effets des transgressions et en particulier celle à Strombes,
- enfin , les conditions morphogéniques liées au modelé continental : érosion éolienne et ruissellement , celui-ci donne lieu à des glacis topographiques.

III. Les dépôts et le modelé de la zone des Dunes.

Dans la zone des Dunes , prédomine surtout le modelé et les accumulations éoliennes qui donnent , on l'a vu , une topographie moutonnée.

1°) Extension , localisation , disposition générales et critères de différenciation des dunes (cf Fig 51).

a) Extension et localisation:

L'extension des dunes est très grande . Elles occupent presque entièrement la totalité de la plaine , exception faite de son extrémité SW , de la Fme Ste Rose à El Ançor. Dans la zone rétrécie de la plaine entre Bou Sfer-plage et les Andalouses , elles sont très proches du versant septentrional du Kerdjadjo contre lequel elles viennent presque

butter. Elles sont fossilisées , on l'a vu , par la nappe de l'O. Ouédit et celle de l'O. el Guédra .

Au sud d'Ain el Turk , elles s'étendent jusqu'en contre-bas des Dj. Santon et Murdjadjo . Elles recouvrent d'ailleurs , une partie de leur versant septentrional et le gradin oriental.

Mais , c'est sur l'extrémité septentrionale de la plaine que la morphologie dunaire est la plus nette . L'érosion éolienne y prédomine et fonctionne toujours . Cependant , une légère différence intervient , opposant façade orientale et façade occidentale : c'est à l'ouest que les dunes sont les plus développées , les plus hautes et les plus épaisses de toute la région . A l'est , leur volume est moindre et la morphologie dunaire est atténuée .

b) La disposition générale est WSW / ENE , au nord et ouest-est au sud . Elle est conforme aux vents dominants du SW , d'W et du NE . Cependant , il semblerait que ce soient les deux premiers qui jouent un rôle décisif . Les dunes forment ainsi , des cordons inégaux et des couloirs parallèles . Quant aux dunes vives , leur extension et leur progression est plus grande à l'ouest . Là , elle se fait vers le NE et l'est . Sur la façade orientale , elle est moindre : minces lits sableux ou dunes longitudinales.

c) Les critères de différenciation .

Trois critères principaux permettent de différencier les générations de dunes :

(1°) La présence d'encroûtement et de carapaces calcaires. Ceux-ci sont au nombre de quatre et ont été définis dans l'Introduction à cette deuxième partie de ce travail. Ce sont :

- la dalle rose saumon de faciès gréseux . Son épaisseur est grande au centre de la plaine (+ 40cm au Dr Nakous) et plus réduite au nord , sur le relief de Cap Falcon (quelques cm).
- la croûte grise feuilletée à feuillets très durs ,
- la croûte rose feuilletée ,
- enfin une pellicule rubannée blanche et la grésification des sables dunaires constituent le plus récent encroûtement.

(2°) Le 2ème critère est la superposition des dunes :

Cette superposition est nette à :

- à Cap Falcon , au niveau du village de El Piloto,
- vers l'embouchure de l'O. Ouédit (Dr Bénéïssa) (cf Fig 45 , Séquences II & III).
- enfin , on l'a vu , au sud , à Claire Fontaine (dans le glacis d'accumulation d'Ain el Turk).

Localement , la superposition est incomplète : la dune la plus récente est seulement plaquée contre les flancs de dunes plus anciennes . Celles - ci peuvent ainsi affleurer comme par exemple au Dr Nakous , au Village Marocain et le long de la route D20 entre Bou Sfer -village et Ain el Turk (cf Fig 45 , Séquence I&II).

(3°) Le 3ème critère est fourni par les données granulométriques et morphologiques ainsi que la couleur.

2°) Les différentes dunes et leur agencement dans l'espace.

a) Les dunes vives et semi-fixées:



Les dunes vives et semi-fixées affleurent en surface . Ce sont les plus récentes . Leur extension est grande sur la façade NW de la plaine entre Bou-Sfer-plage et la Madrague . Leur forme est souvent parabolique ou longitudinale et leur progression à l'intérieur se fait vers l'ouest et surtout vers l'est . Le sable est généralement de couleur jaune et moyen.

b) Les dunes grésifiées :

Les dunes grésifiées sont les dunes consolidées les plus récentes. Elles affleurent sous les précédentes et recouvrent généralement des ensembles plus anciens (cf Fig 45).

Leur extension est grande et similaire à celle des dunes vives . Elles apparaissent le long de la côte occidentale de la Pointe Coralès aux Andalouses . A l'intérieur des terres , elles occupent de grandes superficies. Au sud , elles forment des cordons continus du Dr Bénéïssa à l'ouest , à Trouville , à l'est. Là , elles ne sont fossilisés que partiellement par des alluvions de la rappe de l'O. el Bachir et celle de l'Ouédit ainsi que par des limons rouges .

Leurs caractéristiques ont été déjà exposées dans les chapitres pré-

FIG 51 : LA ZONE DES DUNES.

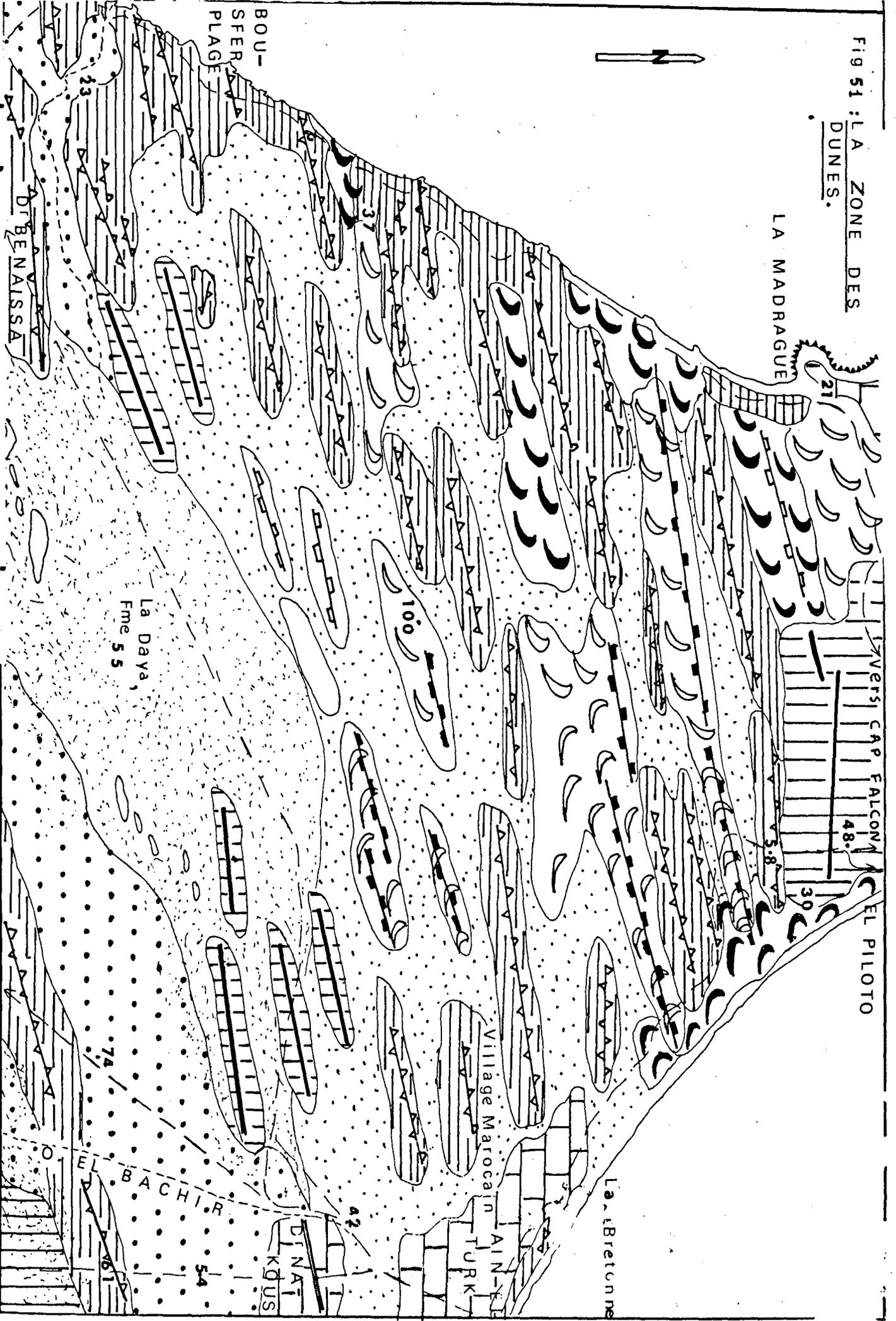
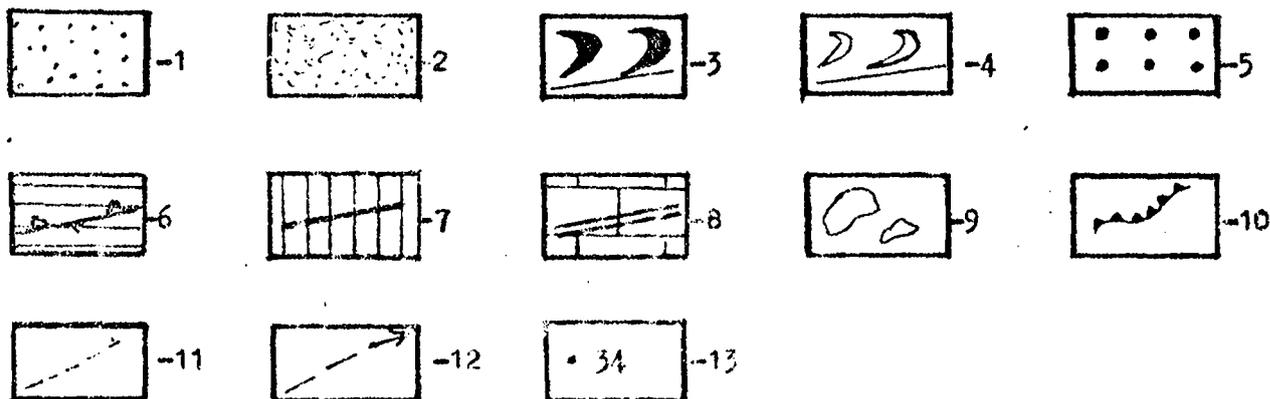


Fig N° 51 : La zone des Dunes:



(1)-Aspersions sableuses et sol brun sableux ;(2)- Colluvions sableuses et limoneuses rouges ;(3)-Dunes vivants;(4) dunes semi-fixées et leurs crêtes; (5)-Nappes alluviales ;(6)-Dunes grésifiées et leurs crêtes ;(7)-Dunes à croûte rose feuilletée et leur crête ;(8)-Affileurement des carapaces calcaires les plus anciennes et crêtes des dunes anciennes;(9)-Monticules (dunes indéterminées);(10)-côte rocheuse ;(11)- oueds;(12) -Route ;(13)-points côtés.

oédents(cf Chapitre I, § B : la Retombée littorale orientale du M. des Andalouses). Cependant , nous les reprenons ici mais plus détaillées:

- la teinte des sables de ces dunes est généralement assez sombre : jaune foncé à gris (7,5 YR-8/4 à 6/6 à sec);
- elles représentent des stratifications obliques . Localement , celles-ci peuvent être entrecroisées (comme par exemple à Bou Sfer -plage);
- elles sont encroûtées : l'encroûtement se traduisant par une consolidation des grains de sable (grésification) et par de fines pélicules rubanées calcaires et blanches déposées selon ces stratifications . Localement , on peut noter , au sommet de la dune , un mince encroûtement tuffeux (10 à 20 cm au maximum) et une petite croûte légèrement feuilletée (ex : à Bou Sfer-plage);
- leur épaisseur est généralement plus forte sur la façade occidentale :elle dépasse les 30m (relevés sur le terrain et renseignements verbaux des Services hydrogéologiques de la DENRH(1)). A l'est, leur hauteur moyenne varie de 2 à 6m;
- elles sont composées de sables grésifiés en général très fins ($Md=0,08mm$) et bien triés : q de Phi compris entre 0,25 et 0,375 (So Trask =1,074 à 1,11). La courbe granulométrique est symétrique ($Asq=0$ et 0,25).

(1) Direction des Etudes du Milieu et de la Recherche Hydraulique .

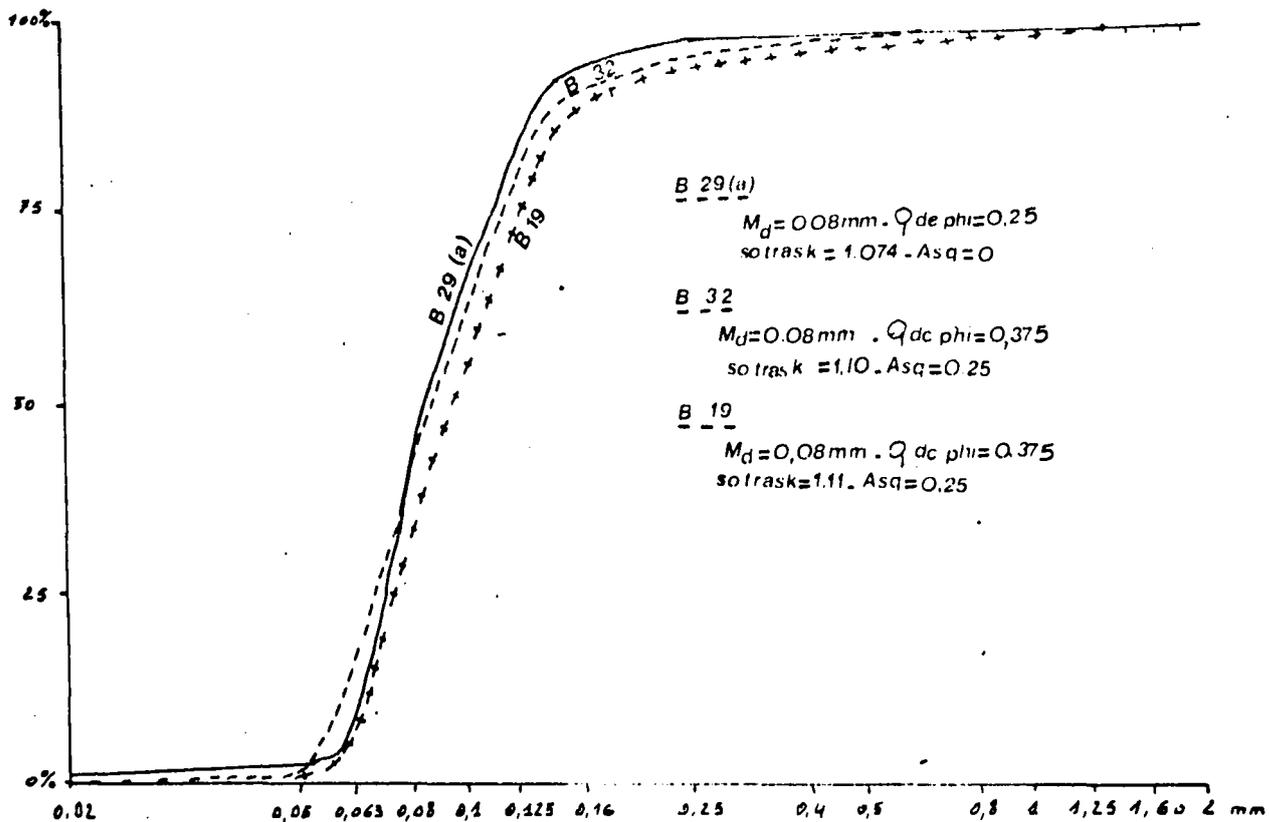


Fig N 52 Courbes Granulométriques Des Sables Des Dunes Gresifiées A Stratifications
Ou/ Et Entrecroisées

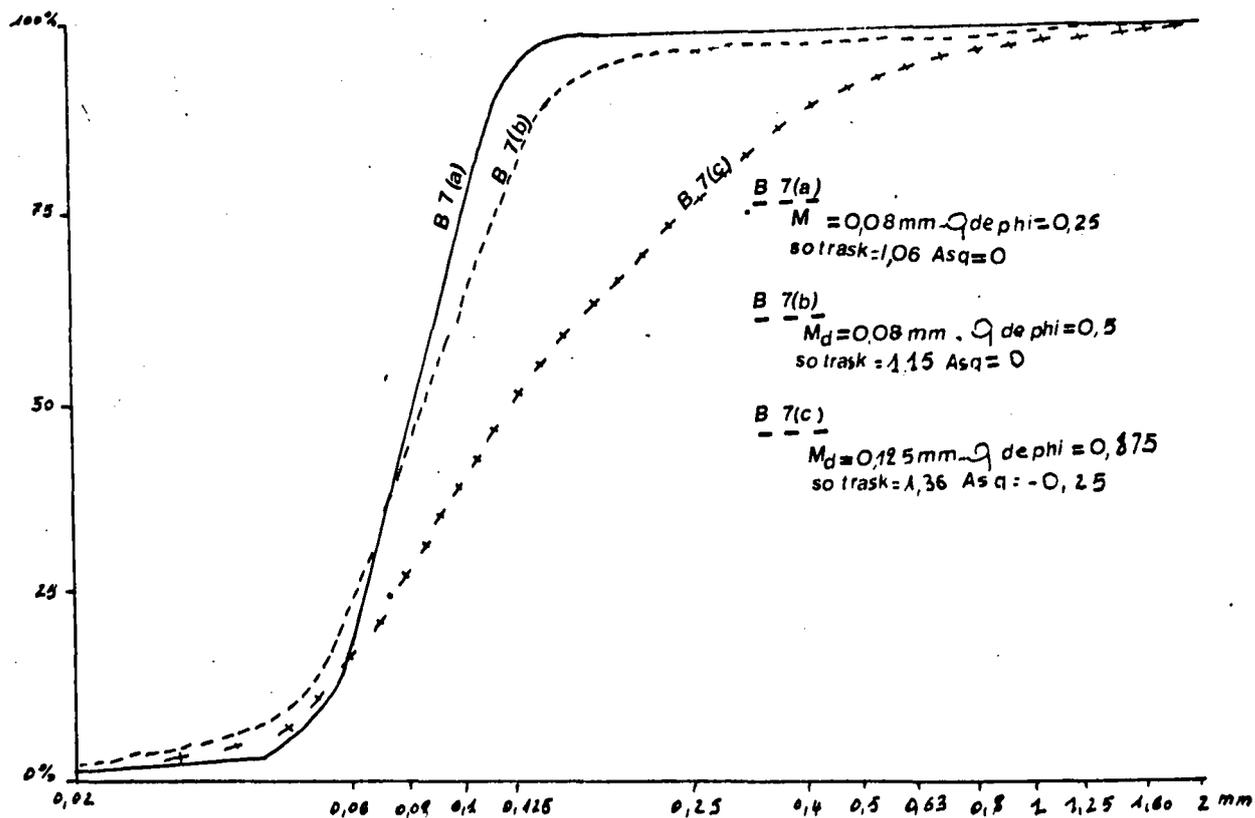


Fig N 53 Courbes Granulométriques Des Sables De La Dune B7 (Dune à croule rose feuilletée)

Tableau N° 10 : Dunes grésifiées : données granulométriques

N°échant.	Position et altitude. (1)	couleur code Mundsell	Q1	Q2	Q3	Md mm	Qde Phi	So Trask	Asq
B 29a	23m-Falaise de Trcuville	7,5YR-6/6	3,75	3,5	3,2	0,08	0,25	1,07	0
B 32	75m-route Ain el Turk/FmeRose	7,5YR-6/6	4	3,5	3,25	0,08	0,25	1,1	0,25
B 19	Bcu Sfer-plage; 20m.	7,5YR-8/4	3,75	3,5	3	0,08	0,37	1,11	0,25

(1) altitude sommitale de la dune.

- en morphoscopie : les grains sont , en général , émoussés : il existe un faible pourcentage d'anguleux et de sub-anguleux . Celui des saes et des picotés peut atteindre 32% . Dans les dimensions 0,25-0,4mm , les EL et OL constituent 15 à 24% du total. Il faut donc envisager une action marine ou fluviatile probable . Les FM: /8%.

Par conséquent , ces sédiments ont subi l'action de plusieurs agents. Le plus récent est le vent . Le modelé fluviatile est à considérer aussi: ces dunes ont été recouvertes par des nappes alluviales (O.Ouédit et O. el Bachir) . De même , l'action marine a dû certainement agir même si , en morphoscopie le pourcentage des EL ne dépasse pas les 30% : nous sommes en bordure de mer.

Aussi , la mise en place de ces dunes ne peut être que le résultat du remaniement par le vent de sable de plage , le transport ayant été court du fait de la situation sur la côte . Ils ont été , localement remaniés par les nappes alluviales.

Tableau N° 11 : Dunes grésifiées : données morphoscopiques.

N° écha.	Dimensions des grains mm	EM %	RM %	SAL %	SLL %	EL %	OL %	EP %	OP %	ES %	AUTRES %	T. %
B 29a	0,125-0,25	4	-	-	12	16	36	-	12	22	-	100
	0,25-0,40	24	8	-	8	12	12	-	-	36	-	100
	0,40-0,5	24	8	-	8	4	20	-	-	32	4	100
B 19	0,125-0,25	8	-	12	-	12	20	16	8	12	12	100
	0,25-0,4	14,8	18,6	14,4	7,3	11,6	3,6	11,2	11,2	3,7	17,3	100
B 32	0,125-0,25	-	-	6,1	-	6,1	27,6	18	30,1	12,1	-	100
	0,25-0,40	11,5	7,7	-	15,4	15,5	7,7	15,4	23	13,8	-	100

c) Les dunes à croûte rose feuilletée:

Les dunes à croûte rose feuilletée affleurent surtout le long de la côte orientale et sous les dunes grésifiées. Le tracé de la route de Mers el Kébir à Cap Falcon ainsi que des tranchées creusées par les travaux de construction permettent de les voir. A Trouville, vers le point 36m, elles apparaissent en bas du versant du Dj. Santon. A l'est de la Fme Ste Rose et en contrebas du gradin oriental du Dj. Murdjadjo, elles apparaissent. En outre, des travaux de sous-solage ont démantelé et laissé sur place des morceaux de la croûte rose feuilletée et mis à nu des sables rubéfiés.

Sur la façade occidentale, elles sont révélées au niveau du Douar Benaïssa, par le tracé de la route. Là, elles sont recouvertes par les dunes grésifiées. Vers l'embouchure de l'O. Ouédit, elles sont fossilisées par la nappe alluviale du même nom.

Ces dunes se caractérisent surtout :

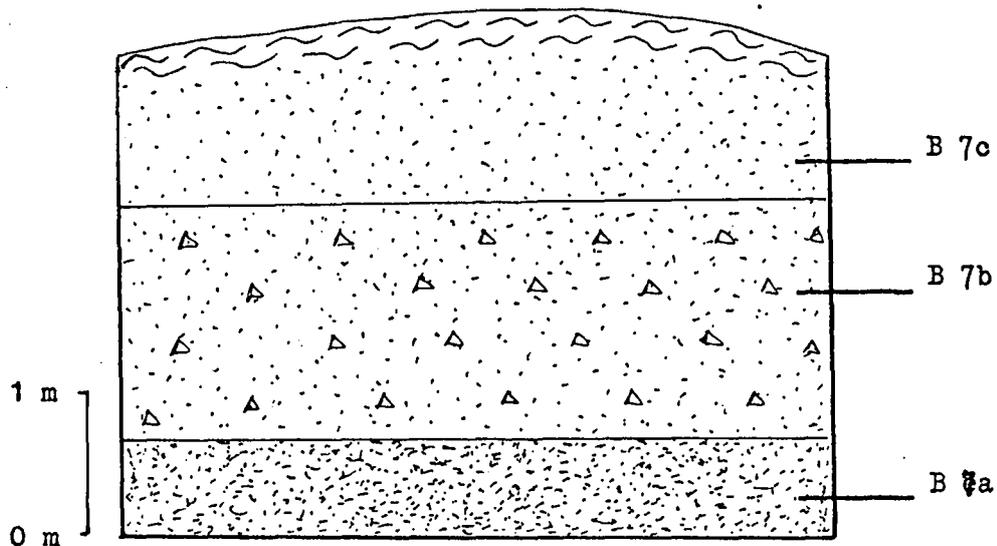
- par la forme, la couleur et l'épaisseur de leur carapace calcaire : minces feuillets rose clair et dont le développement atteint en moyenne, 50 cm;
- par la présence de niveaux sableux, individualisés, horizontaux et rubéfiés;

- par son épaisseur et son altitude qui varient sur les deux façades.

En effet , à l'est , les dunes à croûte rose feuilletée reposent sur la dalle rose saumonée surmontée d'une épaisse pellicule rubannée grise. Elles se trouvent , en général , à 40-50cm d'altitude et leur épaisseur maximum est de 4m (cf Fig N° 45 , Séquence I).

A l'ouest , les dunes à croûte rose feuilletée sont plus hautes : environ 10m en moyenne . Leur altitude est inférieure au niveau actuel de la mer (cf Fig N° 45 , Séquence III).

Une coupe est caractéristique de ce type de dunes : c'est la coupe B 7 située en bordure de la route Ain el Tark à Cap Falcon , vers l'embranchement , au niveau d'El Piloto (D84) (x=698,7 ; y=3959,5;Z=48m). C'est la seule coupe accessible . Elle présente 3 niveaux sableux , horizontaux se terminant par une croûte calcaire rose feuilletée.



Coupe B 7 (altitude sommitale : 48 m)

(1°) Le niveau inférieur (B 7a) :

Le niveau inférieur B 7a n'apparaît que sur 60cm de hauteur . A Cap Falcon , il repose sur la dalle rose saumonée couronnée par une épaisse pellicule rubannée grise .

Il est composé de sable très fin ($Md=0,08mm$) et rubéfié : 5YR-5/8 (sol rouge développé sur dalle calcaire ?)

Granulométrie : c'est un sable très bien classé avec une courbe sigmoïde

redressée (Qde Phi = 0,25 et So Trask = 1,15) . L'assymétrie est nulle :
courbe symétrique. (cf Fig N° 53).

Morphoscopie : d'une manière générale , les grains sont émoussés ou sub-
émoussés avec prédominance (cf tableau N° 13) :

- d'ovoïdes surtout dans les dimensions 0,125-0,25mm et 0,25-0,40mm;
- de SEL dont le pourcentage diminue des tailles 0,125-0,25mm (32%) aux
0,40-0,5mm (9%);
- de RM et d'EM dans les trois dimensions (0,125-0,25mm ; 0,25-0,4mm et
0,40-0,50mm) avec un pourcentage de 3 à 18%;
- de grains sales ou picotés en général émoussés ou ovoïdes.

De ceci , peu de conclusions peuvent être tirées . Néanmoins , il
faut noter que le modelé marin ou fluvial n'apparaît pas d'une façon
nette mise à part , la présence d'ovoïdes . L'éolisation et la pédogénè-
se ont cependant laissé des traces plus visibles (RM , Picotés et Mats) .
La dernière a donné naissance à un sol rouge sur croûte calcaire , ce qui
implique une pluviométrie supérieure à l'actuelle dans cette zone (+ de
334mm).

(2°) Le niveau moyen B 7b :

B 7b a 1m50 d'épaisseur moyenne . C'est un sable fin (Md=0,08mm) ,
légèrement induré : c'est un encroûtement calcaire à ans friables et dif-
fus . Sa couleur est plus claire que le niveau précédent (rose clair) .
Elle est due à sa teneur plus grande en calcaire (7,5 YR-7/4). Il contient
de petits débris de coquilles d'escargots et une microfaune marine non dé-
terminée.

Granulométrie : La courbe granulométrique est légèrement moins redressée
que la précédente (cf Fig N° 53) avec un Qde Phi et un So Trask supérieurs ,
respectivement 0,5 et 1,15. Cependant , la courbe est symétrique (Asq= 0) .

Morphoscopie : mêmes remarques que précédemment : les grains sont en gé-
néral , émoussés ou sub-émoussés avec présence de Ronds et d'ovoïdes . Dans
les dimensions 0,25-0,40mm et 0,40-0,50mm , le pourcentage d'EL et d'OL est
supérieur ou égal à 20% . Ceci joint à l'existence de grains de forme ovoï-
de et dont le % est assez élevé : 36 à 48% permet d'avancer la probabilité
d'une usure par la mer antérieure à l'érosion éolienne (il y a d'ailleurs
une microfaune marine non déterminée) (cf Tableau N° 13) .

L'éolisation se manifeste par 12 et 4% de RM dans les deux dernières
dimensions , ce qui n'est pas probant.

La pédogénèse a eu ici , une action plus poussée : le % de picotés

varie de 44 à 63% .

Par conséquent , de par la morphologie des grains , si l'éolisation et la pédogénèse ne font pas de doute , il semblerait que l'action marine s'est exercée à une époque précédant le dépôt par le vent. De plus , en ce qui concerne , la pédogénèse , nous pouvons envisager l'hypothèse que ce dépôt a subi deux phases : rubéfaction puis encroûtement.

(3°) Le niveau supérieur B 7c:

Le niveau supérieur B 7c a 1m de hauteur en moyenne. Le sable est moins fin (Md=0,125mm) . Il contient des débris de coquilles d'escargots et de petits éléments schisteux . En outre , il est plus riche en calcaire : c'est un encroûtement calcaire tuffeux . Ceci explique sa couleur plus claire que celle des niveaux précédents (7,5YR-8/4) .

Granulométrie: La courbe granulométrie est moins bien redressée (cf Fig 53) avec une forme en S aplati . Les indices sont plus forts : Qde Phi=0,875 et So Trask =1,36. C'est donc un matériel bien moins trié que les précédents . L'assymétrie est négative (-0,25) : la fraction fine est donc dominante avec un classement maximum du côté grossier .

Morphoscopie : L'éroussé des grains est légèrement plus fort puisqu'on note la prédominance des émoussés et des ovoïdes . Le pourcentage des picotés est légèrement inférieur aux précédents alors que celui des EL et OL est supérieur à 20% : l'action marine est donc probable . De même , les RM représentent 20,9% du total dans les dimensions 0,25-0,40mm (cf Tableau 13).

Aussi , les mêmes remarques et conclusions que pour B 7b peuvent être faites.

Tableau N° 12 : Formations B 7 : données granulométriques.

N° échant.	Epaisseur	Couleur Code Mundsell.	Q1	Q2	Q3	Md mm	QdePhi	So Trask	Ass.
B 7a	60 cm	5 YR- 5/8	4	3,75	3,5	0,08	0,25	1,06	0
B7b	1m50	7,5YR- 7/4	4	3	3	0,08	0,5	1,15	0
B 7c	1m	7,5 YR-8/4	3,75	2	2	0,125	0,875	1,36	-0,25

Tableau N° 13 : Les formations B 7: données morphoscopiques.

N° échantillons	Dimension	SEM	EM	RM	SAN	SEL	EL	OL	ES	EP	OP	RP	TOT.
	grains mm	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
B 7a	0,125-0,2	4	12	12	-	32	-	8	12	-	4	-	84
	0,25-0,40	9	3	9	21,2	12	-	3	3	12	3	-	75,2
	0,4-0,5	-	9,1	18,1	-	9	-	-	18	18,2	-	-	72,4
B 7b	0,125-0,2	-	-	-	-	12	4	8	-	2,3	40	4	70,3
	0,25-0,40	4	4	12	-	-	4	24	-	12	32	8	100
	0,4-0,5	4	4	4	-	4	16	4	12	16	32	-	100
B 7c	0,125-0,25	-	20	16	-	4	8	20	12	8	-	12	100
	0,25-0,40	3,8	4,2	20,9	8,3	4,2	16,7	8,4	12,5	8,4	8,4	4,2	100

En conclusion: Les remarques suivantes s'imposent :

Les trois échantillons ont des constantes : les grains sont assez bien émoussés , en général , et une progression dans le sens du plus grand émoussé peut-être saisie , du niveau inférieur B7a au niveau supérieur B7c. Donc, le matériel a subi une évolution ancienne et longue : il a été probablement remanié deux fois au moins après son dépôt par la mer . Ceci se traduirait par l'individualisation de 3 niveaux.

Dé même , une progression dans le sens du bon tri des sables se fait sentir du niveau supérieur B7c au niveau inférieur B7a. Ceci est dû , probablement à une action plus poussée de la pédogénèse vers le haut de la formation.

Enfin , l'existence d'ovoides luisants et d'émoussés luisants , même, si souvent le pourcentage n'est pas assez parlant , permet d'appréhender l'évolution de ce matériel : l'origine est certainement marine (plage), ensuite , il a été remanié par le vent (dune) et pédogénésé (sol rouge puis encroûtement calcaire). Cette dernière action (pédogénèse) a eu une évolution assez longue et a entraîné l'individualisation de trois horizons distincts (dont un rubéfié) ainsi que la genèse d'un encroûtement important diffus puis tuffeux et d'une croûte calcaire assez bien développée. La teinte de celle-ci provient du fait qu'elle s'est formée sur un matériel à l'origine rubéfié. ou qui l' a été par la suite , ce qui est plus probable.

d) Les formations les plus anciennes :

Les formations les plus anciennes sont au nombre de deux (2).

Leurs caractéristiques principales résident dans le fait qu'elles possèdent des carapaces calcaires très indurées et très développées, décrites plus haut. Peu de matériel sableux subsiste ou affleure, du moins en surface et la morphologie dunaire a presque disparu. Seuls, subsistent quelques mamelons sur lesquels sont bâtis, au SE, certains villages comme le Village Marocain ou le Douar Nakous. Ce sont d'anciennes dunes plus ou moins nivellées ultérieurement. En effet, au NE, de Cap Falcon (village) à la Bretonne, les deux carapaces calcaires fossilisent un glacis topographique sur lequel se sont déposées les dunes à croûte rose feuilletée et, grésifiées et vives (cf Fig 45, Séquence II). Ce glacis plonge vers le sud et son extrémité se redresse vers le Dr Nakous. Sur la façade occidentale, ces formations anciennes n'apparaissent pas. Si elles existent, elles sont alors à -0m d'altitude.

3°) En conséquence, la présence de plusieurs types de formations dunaires atteste de la prédominance du modelé éolien pendant une grande partie du Quaternaire.

Ainsi, du Quaternaire ancien à l'Holocène, se seraient déposés successivement et pendant des phases régressives :

- les dunes à dalle rose saumonée (Quaternaire ancien),
- les dunes à croûte grise feuilletée (début du Quaternaire moyen),
- les dunes à croûte rose feuilletée (fin du Quaternaire moyen),
- les dunes grésifiées (Quaternaire récent : Wurm? En tous les cas, elles sont antérieures au Rharbien marocain puisque ces dunes sont fossilisées par les limons roses et la nappe alluviales de l'O. Ouédit et l'O. el Bachir).
- les dunes semi-fixées et vives.

Cependant, ce modelé, s'il prédomine, présente des nuances : la partie occidentale de la zone des Dunes, se différencie par rapport à la partie orientale, par l'ampleur et les fortes épaisseurs des accumulations éoliennes (cf ci-dessus).

D'autre part, localement (façade orientale), la morphologie dunaire a partiellement disparu surtout avant le dépôt des dunes à croûtes rose feuilletée. Ce sont des processus de glaciplanation qui en sont la cause.

Enfin , les dépôts éoliens sont à des altitudes nettement plus élevées sur la façade orientale que sur la façade occidentale .L'explication de cette évolution dissymétrique peut être trouvée dans l'interaction de :

- la tectonique : la partie septentrionale du graben qu'est la plaine de Bou Sfer/les Andalouses , est inclinée vers l'ouest . La pente qui en découle , aurait ainsi favorisé de plus grands dépôts éoliens.
- et de la dynamique éolienne : la façade occidentale est sous les vents dominants du secteur ouest .

Cette dissymétrie apparaît aussi , dans le modelé de la côte.

4°) La côte :

Deux façades maritimes bordent à l'est et à l'ouest , la zone septentrionale de la plaine . Elles sont en continuité avec celles des extrémités SE et SW de celles-ci . Aussi , les caractéristiques de chacune d'entre elles se retrouvent - elles ici.

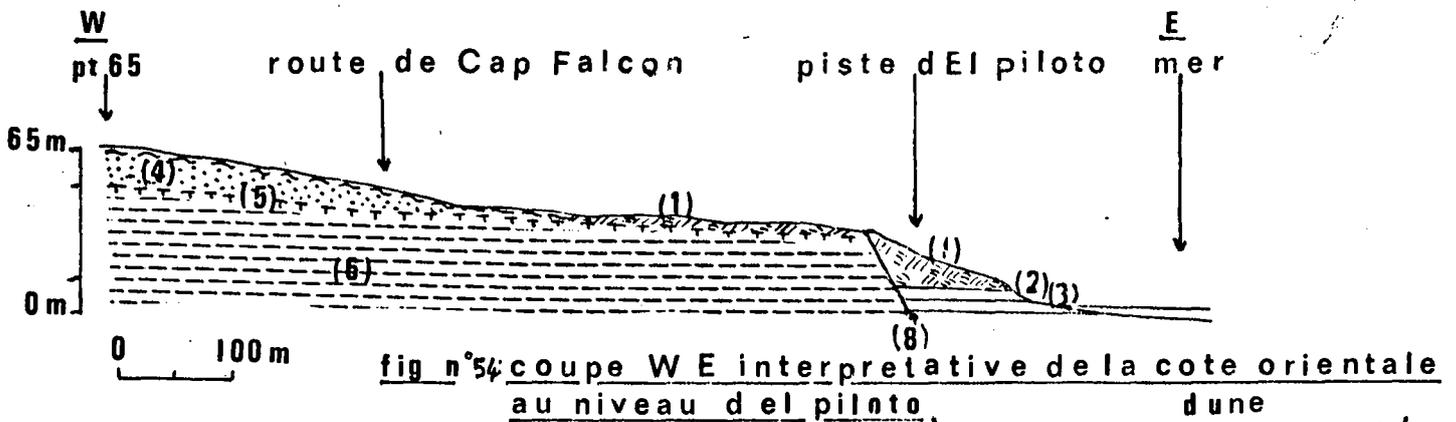
a) La côte orientale : son étude est intéressante car la présence de dépôts variés et du niveau repère de la plage à Strombes facilite l'esquisse d'une chronologie relative et du schéma de l'évolution du rivage au Quaternaire récent.

C'est une côte dédoublée présentant deux plans étagés inclinés vers la mer et reliés par un talus ou court versant convexe-concave . Celui-ci est souvent fossilisé partiellement par les dunes vives . Le plan inférieur se termine par un talus raide de quelques 10m en moyenne et qui constitue la falaise actuelle.

Le plan supérieur affleure à environ 50m à 45m au-dessus d'El Piloto (cf Fig N° 54). Le plan inférieur est à 10-15m . Ce dernier est étroit : quelques mètres de long tandis que le plan supérieur constitue le rebord du glacis topographique de Claire Fontaine (cf ci-dessus). Aussi , il n'en sera pas question ici.

La présence d'une plage fossile tyrrhénienne est le témoin du recul de cette côte au début du Quaternaire récent (dans le cas où on placerait cette plage au Tyrrhénien II ou néotyrrhénien) ou au Quaternaire moyen supérieur (Tyrrhénien Ia et Ib). (cf Fig N° 55 ;) .

C'est la plage à Strombus Bubonius (signalée par Y.Gourinard , 1958)



- dune
- 1 dune vive et gresifiée
 - 2 formation terrigene rose saumon à hélix
 - 3 niveau à strombes
 - 4 dune à croute rose feuilletée
 - 5 dalle rose saumonée
 - 6 substrat mio-pliocene marneux et conglomeratique

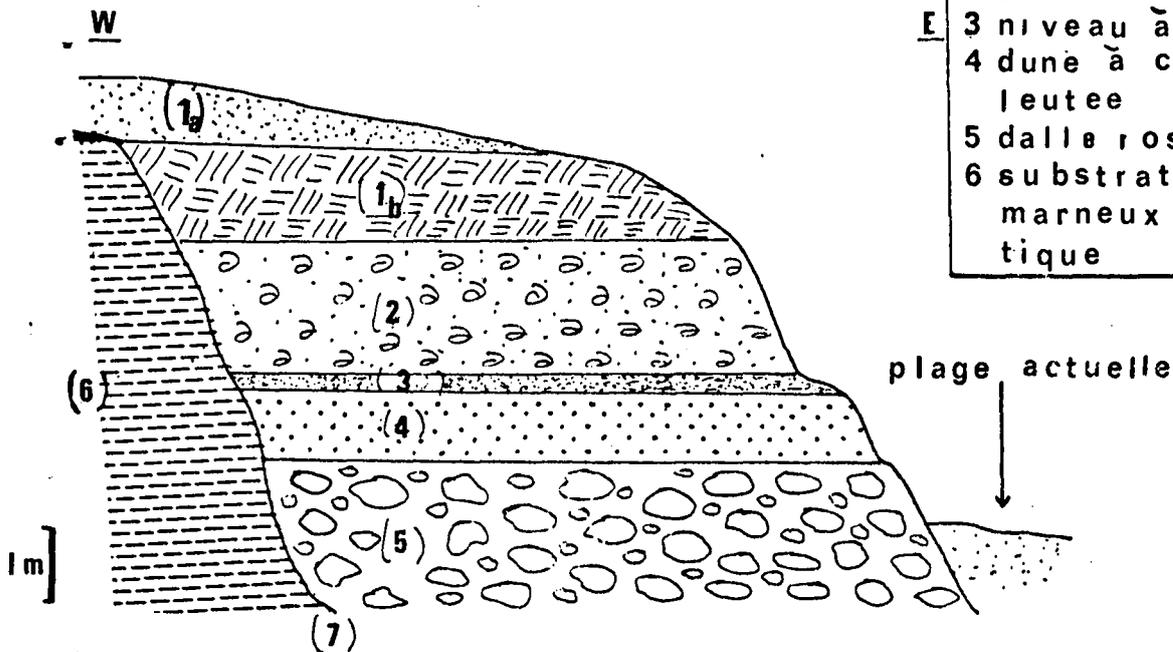


fig n°55 coupe à travers la falaise d'el piloto

- 1a. dune vive
- 1b. sable gresifié
- 2. formation terrigène rose saumon à hélix
- 3. limon rouge
- 4. gres blanc
- 5. plage à strombes
- 6. substrat mio-pliocene (conglomerat et marnes) et dalle calcaire
- 7. falaise morte

constituée par des grés à gros grains , de couleur blanche .Ils contiennent des galets hétérométriques bien émoussés , calcaires en général , avec quelques petits éléments roulés quartzeux et de la lumachelle (Strombus Bubonius, Turgonia anatima , Conus testudinarius et Pecten). Son épaisseur moyenne est de 2m environ.

Ces grés sont surmontés par un sable blanchâtre (10 YR-8/2) , légèrement induré sans galets (cf Fig 55). C'est un sable fin (Md= 0,125mm) et bien classé ($Q_{dePhi} = 0,75$; So Trask=1,29) . La courbe granulométrique est sigmoïde (cf Fig 48) , classique de sédiment marin (échant. B1a). En morphoscopie : les ovoïdes prédominent . Les grains sont très sales avec un enduit blanchâtre (calcaire) . Ils sont , en outre , légèrement picotés. Ces sables semblent provenir de l'altération des grés précédents . Epaisseur : 2m.

Au-dessus de ces grés et sables blanchâtres , se trouve un horizon de 25cm d'épaisseur . Son aspect est celui d'un sol rouge . C'est un sable très fin , limoneux (Md =0,08mm) et rubéfié (5YR-5/6) . Il est mieux classé que le précédent : courbe granulométrique plus redressée ($Q_{dePhi} = 0,25$; So Trask = 1,074) . En morphoscopie , on note une nette prédominance d'ovoïdes dans les trois tailles 0,2-0,25mm ; 0,25-0,40mm et 0,4-0,5mm. Les grains ont souvent un enduit rouge et on y voit à la loupe binoculaire , une petite microfaune marine indéterminée . Ce sable contient de petits éléments grossiers peu abondants , provenant du socle et de petites coquilles d'escargots . Ce niveau est probablement colluvial.

Une formation terrigène rose saumon (7,5 YR-7/4) similaire à celle déjà rencontrée sur le littoral qui borde le Massif des Andalouses, surmonte ce niveau rouge . Son épaisseur varie de 2 à 4m . C'est une formation sablo-limoneuse présentant ici de légers litages . Elle contient de petits éléments schisteux et gréseux (différents débris de croûtes calcaires) ainsi que des concrétions calcaires (encroûtement nodulaire) . Au sommet , elle comporte une mince pellicule rubannée blanche . Ce matériel est donc colluvial. Son origine peut se trouver dans l'altération biochimique d'une dune plus ancienne pendant une phase climatique humide (Pluvial) (probablement la dune à croûte rose feuilletée . Elle se trouve à proximité et de plus , son matériel est coloré). L'assèchement du climat, en entraînant la disparition partielle ou totale du couvert végétal , a favorisé l'ablation de ce manteau d'altération . Son dépôt s'est effectué par ruissellement diffus ou par écoulement en nappe , en bas de la falaise tyrrhénienne. Ultérieurement , la pédogénèse intervient et donne naissance à un

encroûtement nodulaire et à une mince pellicule rubannée.

Les dunes grésifiées recouvrent cette formation terrigène rose saumon.

Ces dépôts se sont mis en place en quatre étapes morphoclimatiques pendant lesquelles , l'activité tectonique se manifeste.

La 1ère étape est la transgression de la mer à Strombes qui découpe la côte et individualise ainsi , le plan supérieur de celle-ci. Elle est probablement contemporaine de la genèse de la croûte rose feuilletée puisqu'elle a lieu pendant un Interpluvial et par conséquent dans une ambiance climatique sèche . Elle serait alors Eutyrrhénienne.

La seconde étape est plus humide (Pluvial) : elle est responsable de la genèse de sol rouge (en particulier , rubéfaction de l'horizon inférieur de la dune à croûte rose feuilletée ou plus probablement , développement d'un sol sur et audépens de celle-ci) et de l'altération de dune ancienne, ainsi que des grés de plage en bordure de côte . Par conséquent , la pluviométrie devait être assez élevée puisque les processus d'altérations atteignent même la côte généralement plus sèche que le reste de la région. En même temps , un léger mouvement de soulèvement avec inclinaison vers le SW commence à se produire . En effet , actuellement , la plage à Strombes se trouve à des altitudes différentes : elle forme le plateau actuel à La Bretonne tandisqu'elle est à plus de 2m au-dessus du niveau de la mer à el Piloto. Au sud , à Trouville , elle disparaît et n'affleure plus que la Formation terrigène rose saumon. Au nord , entre el Piloto et le village de Falcon , le niveau à Strombes vient butter puis disparaître contre un affleurement du Tertiaire conglomératique basculé vers le SW (pendage de 20 à 25°). Celui-ci souligne la présence d'une faille . Au-delà de celle-ci , à el Sombrero , il ne reste que la Formation terrigène rose saumon qui repose directement sur le substratum anté-miocène (ici des schistes lustrés) . Elle est inclinée vers le SW avec un pendage de d'environ 5-8°. De plus , elle est ici à une altitude plus élevée que dans les autres parties de la côte : 15 à 20 . Cependant , étant d'origine colluviale , ces indications d'altitude et de pendage n'ont pas une grande signification du point de vue tectonique. Il reste , néanmoins , que la réalité de déformations quaternaires dans cette zone est démontrée.

La troisième phase se situerait pendant une période de transition vers un Interpluvial : assèchement du climat entraînant la régression ou disparition de la végétation qui favorise l'ablation à l'amont des dunes altérées et du sol rouge et le colluvionnement , en bas de la falaise

tyrrhénienne , des produits de celle-ci. Cette phase d'ablation s'est probablement fait sentir aussi, sur l'extrémité septentrionale de la côte et a entraîné la disparition de la plage à Strombes . Cette hypothèse peut être soutenue , car au nord , c'est le petit horst de Falcon . Par conséquent , une surrection a pu entraîner une érosion sur celui-ci.

La dernière étape voit la mise en place des dunes grésifiées .Le mouvement tectonique décrit plus haut continue ou reprend son activité.

b) La côte occidentale :

De direction SW/NE , le tracé de la côte occidentale est moins régulier que celui de la côte orientale : il dessine de petites indentations. De plus , les deux plans étagés n'existent plus ici. Par contre , on note un plus grand affleurement des dunes les plus récentes.

Cependant , de Bou Sfer-plage à la Madrague , apparait en bordure de la côte et presque en continuité , l'ensemble Formation terrigène rose saumon/ dunes grésifiées. Mais , à l'encontre de ce qui se passe à l'est , sur cette partie de la côte , la morphologie dunaire est intacte et la F. terrigène rose saumon affleure souvent dans les " creux" entre les dunes. Ceci donne un aspect inégal à la côte : s'y succèdent en effet , des avancées et des falaises constituées par les dunes grésifiées et des zones basses correspondant aux "rentrants ".

Enfin , il faut signaler qu'à deux endroits : à l'extrémité septentrionale de la Madrague et à celle de Bou Sfer-plage , les dunes grésifiées ont subi un aplatissement . Celui-ci est dû probablement à des processus de glaciplanation par ruissellement diffus et en nappe et a laissé des traces dans le paysage : il existe , en bordure de mer , au-dessus de la plage actuelle , une étroite surface horizontale de quelques mètres de long et de 10 à 15m d'altitude .

A Bou Sfer-plage , elle est modelée dans du sable fin , rose , limoneux , lité et encroûté . L'encroûtement est tuffeux et assez épais : environ 2m . Il se termine par une fine pellicule rubannée blanche . A la Madrague , on note , à la surface , un banc de 50 cm de sable fin , rubéfié (5YR-5/6).

Ceci est à rapprocher des phénomènes de glaciplanation avec dépôt de colluvions sable-limoneuses à Trouville (cf ci-dessus) sur la côte orientale . il semble donc , qu'il y ait bien un épisode climatique semi-

aride se caractérisant par la genèse de glacis (d'érosion ?) au-dépend des dépôts éoliens et postérieur aux dunes grésifiées . Cet épisode coïnciderait ou serait contemporain de la mise en place des nappes alluviales de la fin du Quaternaire récent.

c) L'évolution morphogénique au Quaternaire , surtout récent , est similaire sur les deux façades , même si de légères différences existent.

L'évolution morphogénique quaternaire est similaire car les mêmes types de dépôts se retrouvent sur les deux côtes. Ceux-ci se sont mis en place au Quaternaire récent pendant quatre phases ou oscillations bioclimatiques bien différenciées (cf ci-dessus) . Celles-ci se caractérisent par la prédominance , soit de processus de colluvionnement par ruissellement diffus ou en nappe , soit des phénomènes éoliens .

Les différences qui existent dans la morphogénèse peuvent s'expliquer:
* par le facteur exposition aux vents dominants du secteur ouest .En effet, la côte orientale est plus abritée que la côte occidentale . Ceci justifie , d'une part , la présence de la plage à Strombes dans la première et l'envahissement par les dunes grésifiées et les dunes vives de la seconde .

* La tectonique intervient même si nous observons un certain parallélisme: les deux rivages présentent une subsidence vers le sud (SW pour la côte ouest , SE pour la côte est). Celle-ci , souligne la déformation à large rayon de courbure que nous avons signalé pour la partie SE de la plaine et dont la direction est parallèle à celle des horst : WSW /ENE. Cette subsidence s'accompagne probablement , d'un léger relèvement en bordure des horst : à la Madrague , elle n'est ^{pas} observable , mais à el Piloto , la plage à Strombes , on l'a vu , se redresse au nord . Ceci permet d'affirmer , en plus des remarques faites dans le paragraphe précédent (zone des Dunes) , que la plaine de Bcu Sfer/les Andalouses est légèrement inclinée vers l'ouest ou le SW. C'est cette dernière qui introduit des variations entre côte est et côte ouest . Alors que la première plonge vers la mer, la seconde a enregistré et gardé les traces de la mer à Strombes ainsi que de la régression qui a suivi. Ceci se traduit dans la morphologie du rivage orientale par la présence de deux surfaces étagées et d'un tracé rectiligne.

IV.- L'étude de l'extrémité septentrionale de la plaine permet de préciser les grands traits des conditions morphoclimatiques quaternaires .

Trois types de marqueurs existent :

1°- Les encroûtements calcaires sont caractéristiques d'un climat semi-aride à saisons alternées.

2°- Les accumulations duraires sont contemporaines de régressions marines . Celles-ci , en dégagant des plages , permet à la dynamique éolienne d'agir . Cependant , vu la situation , en bordure de mer , il faut nuancer : cette dernière est possible aussi pendant les transgressions .

Selon les auteurs du Quaternaire marocain (études , 1969) , les régressions seraient contemporaines de Pluviaux.

3°- Les altérations biochimiques , et en particulier la genèse des sols rouges ne peuvent se produire que sous certaines conditions pluviométriques : précipitations supérieures à 500mm sur roches carbonatées et à 300mm sur roches non-carbonatées (schistes par ex.)(M.Lamouroux , 1972). De plus , la température moyenne annuelle doit être de 10 à 22°C. Ces considérations rejoignent celles de A.Ruellan (1969) qui lui , place le développement des sols rouges ou rubéfiés pendant les Pluviaux.

Cette pédogénèse a laissé des traces particulièrement nettes dans la dune à croûte rose feuilletée (niveau inférieur rubéfié : 5YR-5/8) et indirectement par les colluvions sablo-limoneuses rubéfiées au-dessus de la plage à Strombes. Elle correspondrait à une phase , donc , particulièrement humide puisqu'elle atteint même les rivages théoriquement plus secs. Elle serait postérieure à la transgression de la mer à Strombes.

4°- De ces considérations , nous pouvons esquisser les hypothèses suivantes sur l'évolution morphogénique de la zone septentrionale de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses.

<u>Formations:</u>	<u>Morphogénèse et/ou pédogénèse :</u>	<u>Hypothèses climatiques: et eustatisme:</u>
<u>Q.Ancien</u>		
- grés calabrien	- ?	- Interpluvial.
- dunes?	- morphogénèse éolienne	- Régression (Pluvial?).

- dalle rose saumurée - encroûtement calcaire - climat sec semi-aride.

Q. Moyen

- dune; - morphogénèse éolienne, - regression marine, climat plus humide que le précédent ?
----?---- - glaciplanation: destruction de la morphologie dunaire. - climat de transition vers une phase plus sèche (baisse de la pluviométrie).
- dunes à croûte rose feuilletée, - morphologie dunaire et développement de la croûte grise feuilletée, - climat sec (semi-aride), régression marine.
- grés à Strombes - croûte à rose feuilletée. - climat semi-aride. transgression.

Q. Récent:

- sol rouge, niveaux rubéfiés. - pédogénèse rubéfiante, - climat humide: 500mm > P ; (Pluvial).
- limon rouge et Formation terrigène rose saumon. - ablation et colluvionement. - climat de transition vers un Interpluvial.
- dunes grésifiées. - morphologie dunaire. - régression marine(?) Interpluvial(?).
- sol rouge, - pédogénèse rubéfiante, - climat humide.
- limons roses et rouges et nappes alluviales. - glaciplanation et écoulement en nappe, - climat en voie d'assèchement.
- encroûtement des dunes grésifiées.

F.LA PLAINE DE BOU SFER / LES ANDALOUSES : ESQUISSE D'UN SCHEMA DE L'EVOLUTION MORPHOGENIQUE AU QUATERNAIRE.

Le schéma de l'évolution morphogénique de la plaine de Bou Sfer/ les Andalouses est relativement aisé à établir grâce à la variété et à la disposition des dépôts . Ainsi :

I. Une chronologie relative peut être tracée grâce notamment :

1°- A l'existence de deux repères chronologiques : les grés calabriens et la plage à Strombes .

2°- A la superposition de quatre types d'encroûtements calcaires développés dans des dépôts sableux , surtout dans la zone nord et SE de la plaine.

3°- A la présence de formations fossilisant la plage à Strombes. Ces derniers permettent de préciser la chronologie au Quaternaire récent. D'où le tableau suivant :

<u>Etage</u>	<u>Gradin oriental</u>	<u>Plaine</u>	<u>Côte</u>
Quaternaire Ancien.	- dalle rose saumonée. - sol rouge et altération de la dalle rose saumonée.	-dunes à dalle rose saumonée. et cônes de Bou Sfer.	-glacis à dalle rose saumonée.
Quaternaire Moyen.	-dune à croûte grise et dunes à croûte rose feuilletée(?)	- dune puis formation à croûte grise feuilletée.	- épaisse pellicule rubannée grise.
Quaternaire Récent.	- niveaux sableux roses clair à éléments grossiers .	- sol rouge et niveaux rubéfiés de la dune précédente-	- dune à croûte rose feuilletée. - cônes de déjection. - plage à Strombes.

-niveau à sable fin, ocre et à encroûte- ment nodulaire.	te. + cône de déjection à l'amont + Forma- tion à 4 niveaux roses à l'aval.	- niveau col- luvial rou- ge et F.ter- rigène rose. -terrasse de l'oued St. Rock.
- niveau sableux jaune à encroûte- ment en forme de poupées et de ra- cines.		
- dunes grésifiées.	- dunes grésifiées.	-dunes gré- sifiées.
	- rappes alluvia- les de l'Ouedit et de l'O. el Bachir.	-limons roses.
-colluvions sablo- limoneuses rouges.	-colluvions sablo- limoneuses rouges.	- colluvions sablo-limo- neuses rou- ges.

II. A partir de ce tableau chronologique , une approche morphoclimatique peut être tentée.

1°- La présence de certains types de dépôts dans les trois étages du Quaternaire permet d'avancer l'hypothèse qu'il existe des traits permanents dans l'évolution de la plaine et qui se sont répétés à chaque cycle .

Ainsi , chaque étage quaternaire se caractériserait par la succession de quatre processus principaux dominants (1) déjà cités auparavant (cf ci-dessus chapitre II, § B-II,3) et qui sont :

- l'érosion éolienne remaniant des plages marines ,
- l'encroûtement calcaire plus prononcé en plaine plus sèche qu'en amont montagneux .
- l'altération pédologique : elle est quasiment permanente en amont schisteux (puisque 300mm de pluie suffisent pour donner un sol rouge sur ce substrat) plus arrosé et bénéficiant de condensations occultes . Quant au substrat calcaire , la genèse de sol rouge a dû se produire pendant les pluviaux , puis que cette roche requiert plus d'humidité. En aval,

en plaine , cette altération a laissé des traces , au moins au Quaternaire récent: niveaux rubéfiés et couleur rose de la dune de fin du Q Moyen. Elle a aussi libéré un abondant matériel fin rose et rouge qui ne peut provenir que de l'altération d'une dune.

De même , sur le gradin oriental , l'absence de dunes antérieures aux dunes grésifiées peut s'expliquer par cette attaque biochimique qui aboutit à la disparition d'accumulation géolienne. Il est entendu que c'est l'érosion par ruissellement qui a démantelé le manteau d'altérite.

- enfin , l'érosion par les eaux courantes a donné lieu à la genèse de cônes de déjection , à la mise en place de nappes alluviales et au modelé de certains versants par ruissellement diffus . Ceci entraîne l'étalement des matériaux transportés en " glacis colluviaux" en contrebas du Gradin oriental et à l'extrémité SE de la plaine.

2°- Chacun de ces processus suppose une ambiance climatique particulière (tout en restant , il est vrai , dans le cadre méditerranéen à saison sèche et humide alternées).

a) Quand l'érosion éolienne prédomine , même en bordure d'un littoral , elle suppose un climat assez sec ou du moins une période particulièrement sèche et une régression marine découvrant des plages sableuses. Cependant , il faut nuancer : en bordure de mer , elle peut se produire même pendant une transgression puisque celle-ci est contemporaine d'un Interpluvial , selon les auteurs du Quaternaire marocain (1969). Elle réunit donc , les conditions climatiques . De plus , le climat étant assez sec , la végétation est réduite et de ce fait , le vent peut remanier des sables d'anciennes dunes (dont l'encroûtement n'est pas assez poussé).

b) Les encroûtements se font en deux phases :

- Humidification du climat qui entraîne une circulation du calcaire grâce aux eaux plus abondantes que pendant la période précédente. En même

(1) Etant entendu qu'il existe un décalage climatique entre un amont relativement humide et un aval plus sec . De plus , à l'intérieur de cette subdivision , il faut distinguer une partie occidentale généralement mieux arrosée qu'une partie orientale (de la plaine) relativement à l'abri , derrière les Dunes.

temps , vu les saisons contrastées du climat méditerranéen , le calcaire contenu dans les dépôts précipite mais durcit mal car la dessiccation n'est pas suffisante (période de transition vers un Pluvial).

- pour ce , une ambiance climatique semi-aride est nécessaire . Aussi , c'est pendant ces phases sèches que les encroûtements se développent bien. (Interpluvial).

c) L'altération pédologique , surtout quand elle est assez prononcée (comme c'est le cas au début du Quaternaire récent) et se fait sentir en plaine , à des altitudes très modestes et dans un milieu actuellement sé (P = 324mm), donc , cette altération demande une certaine humidité (P >> 500mm) : Pluvial(1).

d) Enfin , pour que l'ablation du manteau d'altérite puisse se faire , il faut qu'il y ait disparition au moins partielle de la végétation. Ceci implique , par conséquent , une baisse de la pluviométrie (période de transition vers un Interpluvial).

III. Indépendamment de ce schéma climatique , l'activité de la néo-tectonique a exercé , sur le modelé de la plaine et indirectement , une influence certaine.

1°- Tout d'abord , le morcellement du milieu en gradins inclinés multiplie les "pentes".

2°- Des secousses ou une subsidence de la plaine plus accentuée à l'ouest (en relation avec l'existence d'un fossé s'étendant de Bou Sfer village à l'embouchure de l'O.Sidi Hamadi) a eu pour conséquence une accentuation des dénivellations entre l'amont montagneux (qui lui se soulève) et le niveau de base , en plus des mouvements eustatiques. Ceci favorise une dynamique particulièrement active s'accompagnant d'incisions linéaires et du recul de la corniche sommitale , surtout sur le versant NW du Murdjado. Les produits de cette érosion s'accumulent au piémont en " cônes", ce , pendant les phases de transition vers un Interpluvial.

(1) cette hypothèse rejoint les propres conclusions de A.Ruellan (cf article in RGM, N°15 , pp 129-138, 1969).

3°- Ces mêmes manifestations de la néo-tectonique sont moins prononcées à l'est . Aussi , existe-t -il là , une zone " plus calme" et où la dynamique est moins spectaculaire : ruissellement diffus ou en nappes aboutissant à un modelé en " glacis d'accumulation".

IV. Enfin, les mouvements eustatiques ont laissé peu de traces à l'exception :

1°- de la transgression calabrienne responsable de la topographie plane de certains gradins.

2°- de la mer à Strombes responsable du recul de la côte.

3°- de ^{la} (ou des) régression qui lui fait suite , ce qui a donné un aspect étagé à la façade orientale de la plaine.

V. Compte- tenu de ces observations , le schéma de l'évolution morphogénique suivant peut être proposé:

1°- Au Quaternaire ancien : la pauvreté et l'absence des dépôts ne nous permettent pas de distinguer une évolution détaillée et différenciée à l'amont et à l'aval.

a) La transgression calabrienne recouvre pratiquement toute la région (cf Y.Courinard, 1958).

b) L'érosion éolienne remanie probablement le matériel calabrien.

En même temps , les mouvements négatifs en plaine et positifs sur le Murdjadjo continuent à se faire sentir . La plage calabrienne se trouve ainsi dénivellée . Actuellement , elle est à plus de 300m d'altitude , sur le Gradin oriental et à + 50m dans la plaine , en contrebas du Dj. Santon.(Y. Courinard , 1958).

c) A la fin du Quaternaire ancien , il faut placer le début de la genèse de la dalle rose saumonée et probablement aussi le dépôt de cônes de déjection sur le piémont SW du Murdjadjo .

2°- Au quaternaire moyen:

Des lacunes plus importantes surtout existent :

a) En ce qui concerne l'amont montagneux , il ne subsiste plus aucun dépôts . Par contre , des mouvements tectoniques sont discernables grâce à de petits replats tectoniques .

b) Sur le Gradin oriental du Murdjadjo , trois niveaux sableux rubéfiés et colluviaux existent sous les dunes les plus récentes et en contrebas des versants . Ceci permet de supposer qu'il y eut une ou plusieurs générations de dunes (comme en plaine) ayant subi une ou plusieurs phases d'altération et ayant été finalement érodées . Les produits de cette érosion seraient ces trois niveaux sableux rubéfiés.

Par conséquent , une ou au moins deux grandes oscillations climatiques se caractérisant par une alternance d'une période humide puis d'une autre plus sèche sont responsables de cette morphogénèse. La tectonique en entraînant le gradin oriental au-dessus de la plaine , a contribué à favoriser la dynamique ablativo.

c) En plaine:

Dans la partie amont et occidentale de la plaine , des cônes de déjection soulignent , non seulement la permanence de la dynamique torrentielle , mais aussi celle de mouvements tectoniques verticaux.

A l'extrémité amont orientale et au nord de la plaine , la présence de la Formation à croûte grise feuilletée témoignent de la continuité ou de la reprise de l'érosion éolienne . Celle-ci s'est effectuée en deux phases accompagnées chacune par le développement de carapaces calcaires.

Ainsi :

- en même temps que la 1^{ère} génération de dunes du Quaternaire moyen se met en place , la dalle rose saumonnée continue à se former.

- de même , le dépôt de la 2^{ème} génération de dunes est contemporain de la genèse de la croûte grise feuilletée dans les formations éoliennes précédentes.

Enfin , le Quaternaire moyen se termine avec la transgression de la mer à Strombes (eu-tyrrhénienne) et le développement de la croûte rose feuilletée.

Il semblerait donc , que le Quaternaire moyen se caractérise par une prédominance de climats secs en plaine . En effet , il n'y a pas de traces

de pédogénèse rubéfiante . Ce qui n'est pas le cas pour le Quaternaire récent.

3°- Au Quaternaire récent .

a) Le Quaternaire récent débute par une phase particulièrement humide et généralisée à toute la région (Pluvial). Elle a pour résultat d'une part , la rubéfaction du matériel de la dune à croûte rose feuilletée (d'où la couleur de celle-ci) et d'autre part , le développement d'un sol rouge vraisemblablement sur cette dernière . Le même phénomène a lieu sur le gradin , probablement plus accentué qu'en plaine.

b) Cette période humide fournira aussi bien en plaine qu'en bordure de la côte et sur le Gradin oriental du Murdjadjo , d'abondantes colluvions fines et rubéfiées ce , pendant la phase ultérieure d'ablation et de colluvionnement généralisé : phase de dégradation d'un Pluvial. En même temps , l'activité de la néo-tectonique est sensible . Elle se traduit par :

- un plongement de la plage à Strombes vers le SE et le SW;
- les altitudes de celle-ci plus élevées sur la côte NE que sur la côte SW, soulignent une inclinaison de toute l'extrémité septentrionale de la plaine vers l'ouest , en direction du fossé de l'embouchure de l'O.Sidi Hamadi.
- au sud de la plaine , une déformation à large rayon de courbure donne naissance à une dépression allongée WS/ENE et contre les bords de laquelle se mettent en place les dunes grésifiées.
- en amont et tout particulièrement sur le gradin oriental , des différences de pendage s'observent dans les formations colluviales.

c) A la fin du Quaternaire récent , l'ambiance climatique devient franchement sèche et tend vers le semi-aride :

- les dunes grésifiées se déposent,
- puis les nappes alluviales fossilisent toutes les formations antérieures . En même temps , les dernières dunes s'encroûtent.

-----"

Chapitre III

LA DEPRESSION DE MERS EL KEBIR

A.- INTRODUCTION.

Echancrure inégale dans l'extrémité orientale du Massif d'Oran , la dépression de Mers el Kébir est limitée au nord et au sud par les versants escarpés des Dj. Santon et Murdjadjo. A l'ouest , elle fermée par le gradin oriental tandis qu'à l'est , elle s'ouvre largement sur la mer.

Son dessin , dans l'espace , est varié:

- au nord , c'est un triangle étroit et allongé ouest -est ;
- au SE , c'est un rectangle d'orientation NW/SE.

Les altitudes sont modestes : 150 à 10m.

L'étude de cette dépression présente un intérêt : les formations encroûtées du Quaternaire ancien sont ici accessibles à l'encontre de celles du littoral oriental du Massif des Andalouses (cf Chapitre I, § B). Ceci permet d'appréhender leur origine et leur évolution . De plus , une partie des autres dépôts continentaux , par leur disposition spatiale et surtout leur faciès , évoquent le modelé de la partie SW de la plaine de Bou Sfer/ les Andalouses . Enfin , les faciès marins sont (apparemment) absents , malgré la proximité de la mer , à l'exception des grès calabriens dont on retrouve quelques éléments en amont , détachés du Gradin oriental.

Les conditions morfo-structurales diffèrent légèrement du nord au sud (quoique la dépression appartienne au système horst à substrat schiste-dolomitique/ graben rempli de marnes):

- au nord , le graben est bordé sur ses trois côtés par des horsts (cf Fig 58) : le Dj. Santon , le Dj. Murdjadjo et le Gradin oriental de la route Bou Sfer/Mers el Kébir.

-au SE , graben et horst (celui -ci est constitué par la retombée

NE du Murdjadjo: Dj Santa Cruz , en partie) constituent deux gradins étagés , de direction NW/SE.

Les conditions morphoclimatiques sont simples : la dépression est relativement sèche (cf 1ière Partie de ce travail). C'est l'exposition des versants aux vents pluvieux qui introduit des nuances.

En effet , le versant méridional de la zone , au nord, se trouve directement sur le trajet des vents pluvieux d'W . Ceci a une double conséquence : le versant reçoit d'une part :

- l'impact direct des gouttes de pluie ,
- d'autre part , le ruissellement étant relativement plus abondant que dans les autres zones et surtout rapide , du fait de la pente , détermine une dynamique plus vigoureuse. Ce , malgré le présence d'une végétation plus abondante (relativement) que sur le versant septentrional . En effet , actuellement , entre les touffes de buissons , dès qu'il pleut, des rigoles se forment et arrivent , quand il existe un sol ou une formation superficielle meuble sur le substrat , à déchausser les arbustes.

Cependant , l'amont de la vallée qui englobe le rebord est du Gradin oriental de la route de Bou Sfer/Mers el Kébir , bénéficie , ce par ruissellement d'une partie des pluies que reçoit celui-ci (1). Ceci constitue un facteur important de la dynamique des versants et en particulier des mouvements de masse qui affectent cette zone . En effet , cette dernière est constituée de marnes en contact avec le substrat schisto-dolomitique par failles .

Ainsi , compte-tenu de ces observations , deux sous-zones se détachent :

- une sous-zone au NW qui est une vallée dissymétrique ,
- une sous-zone au SE : c'est un plan incliné en contrebas du Murdjadjo.

Malgré une similitude de modelé en général , ces deux sous-zones présentent quelques différences. Aussi les traiterons-nous séparément.

(1) En effet , le Gradin oriental de la route Bou Sfer/Mers el Kébir est aussi , bien exposé aux vents pluvieux du secteur ouest . De plus, comme il est situé en contrebas du Murdjadjo , une partie des eaux de celui-ci , s'écoule vers lui et sur sa surface.

B.- LA VALLEE SEPTENTRIONALE.

La vallée septentrionale (NW) est drainée par un cours d'eau d'écoulement ouest-est (parallèle aux directions des Dj. Santon et Murdjadj●). C'est une vallée dont le creusement s'est effectué grâce à une érosion différentielle qui a exploité les contrastes lithologiques entre les horst constitués de schistes (à bancs de quartzites) et de calcaire (dolomitique et à Algues) et le graben rempli de marnes. Ses dimensions sont modestes : elle a un peu plus de 2,6km de long et 1km de largeur moyenne . Cependant, cette dernière est nettement plus grande à l'aval qu'à l'amont.

Le profil transverse^{rsal} de la vallée est très évasé, en forme de berceau à fond plat . En outre , il est dissymétrique : ses versants (rive droite et rive gauche) diffèrent par leur longueur et leur morphologie . A l'amont , les formes sont peu nettes , liées à des mouvements de masse très intenses. Enfin , à l'aval , vers l'embouchure de l'oued , au niveau du point 110m (Batt. de la Briquetterie) se dresse une butte à sommet plat .

I.- Les conditions de la morphogénèse Quaternaire :

Les principales sont liées aux facteurs géologiques.

1°-Les facteurs géologiques :

Une lithologie contrastée : fossé rempli de marnes et bordé sur trois de ses côtés par des horsts à substrat schisto-dolomitique , conjuguée à des mouvements verticaux (subsidence pour le graben et surrection pour les horst avec pour ces derniers basculement vers le Sud du Murdjadjo et vers le NW pour le Gradin oriental) sont autant de facteurs favorables à une érosion différentielle. Celle-ci a pu ainsi dégager des versants qui sont des escarpements de ligne de faille que la morphogénèse quaternaire a remodelé.

En outre , les mouvements tectoniques ajoutés à la baisse du niveau de base , ont déterminé un creusement plus prononcé à l'aval qu'à l'amont. Ceci a donné lieu à des formes plus vigoureuses dans cette partie de la vallée.

De plus , il faut souligner que la lithologie des deux versants (N et S) présente des différences qui ont dû jouer un rôle : au nord , le Dj.Santon est formé par une prédominance de dolomies . Au sud , le Murdjadjo est essentiellement schisteux avec cependant , une petite écaille dolomitique à la base du versant (cf Fig 58 , coupes S/N à travers la dépression de Mers el Kébir) et les calcaires messinians au sommet et relativement peu épais. Ces variations lithologiques expliquent la dissymétrie de la vallée , dissymétrie que :

2°- les facteurs résultant de l'exposition aux vents pluvieux ont renforcé. Ils ont été exposés plus haut (cf Introduction).

3°- Les oscillations climatiques quaternaires ont donc exploitées ces données . Mais elles ont été assez régulières , "cycliques", car :

Si nous avons des versants escarpés , la morphologie sommitale est différente au nord et au sud , Par contre , leur base ou piémont a un modelé identique de part et d'autre du cours d'eau :

- glaciais d'accumulation polygéniques ,
- dans lesquels s'emboîte une nappe alluviale grise.

II. Les versants de la vallée : la partie sommitale .

Les versants nord et sud de la vallée sont parallèles . Ils ont un tracé rectiligne de direction WSW/ENE. Cependant , leur longueur (profil longitudinal) et leur morphologie diffèrent sensiblement .

1°- Le versant méridional :

Le versant méridional correspond à l'extrémité occidentale de la retombée NE du Murdjadjo.

Il s'étire sur environ 1,5km . Malgré la modestie de ses dénivellations : 350m en moyenne sur 750-800m , il est escarpé et pentu : sa pente varie entre 20 et 25°.

La partie supérieure du profil transversal dessine une légère convexité et comporte une corniche sommitale de quelques 10m d'épaisseur ainsi que des esquisses de ruptures de pente et des replats peu étendus

(comme par exemple , celui sur lequel se trouve la Batt. de Roseville).

Ces irrégularités du profil transversal sont dues à des facteurs lithologiques exploités par l'érosion différentielle :

Ainsi , si le substrat est à prédominance schisteuse et calschisteuse, il comporte :

- des bancs quartzitiques ,
- une petite écaille dolomitique qui affleure à la base de cette partie du versant .

Enfin , un banc de calcaire messinien le couronne , au sommet.

Une altérite identique à celle des versants en amont de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses (cf chapitre II) , mais moins épaisse , le recouvre . Elle est partiellement colonisée par un matorral en général assez bas et clairsemé (50%).

2°-La partie supérieure du versant septentrional de la vallée
contraste légèrement avec la précédente :

Son extrémité orientale est bordée par la mer . En outre, le profil longitudinal est plus long : il fait environ 2,8km . Son profil transversal est plus court : 500 à 700m . De même , les dénivellations sont plus faibles : 150 à 250m . Mais les pentes sont plus fortes : à l'est , elles sont de 28° en moyenne (au sud de la Batt. du Santon et du point 318m) et à l'ouest , elles peuvent atteindre 40° (ex.: au sud du point 298m ; x=706,1 ; y=3956,2 ; carte Oran Nos 1-2 au 1/25.000è).

La forme du versant septentrional se distingue par une convexité sommitale bien prononcée se poursuivant par une pente régulière et une concavité basale à large rayon de courbure . Cette dernière correspond à un glaciais d'accumulation dont il sera question plus loin .

Ces caractères sont la conséquence de conditions structurales et morphoclimatiques particulières : le substrat est entièrement calcaréo-dolomitique ("Allochtone carbonatée") et le versant en position d'abri par rapport aux vents d'W (et il ne reçoit pas directement l'impact des pluies). Cependant , sa situation en bordure de mer et sa déclivité assez forte , entraînent l'existence d'une humidité due aux précipitations occultes pour une bonne part (l'humidité > 80% toute l'année).

Ce versant possède à son extrémité SE et à la base , une formation

de pente grise et litée sur laquelle pousse un matorral bas et très clairsemé (25% environ) avec quelques pins et chênes verts .

Ainsi , la partie supérieure des versants nord et sud , a des profils différents . Ceux-ci sont dûs essentiellement aux conditions morphostructurales . Mais le contact avec , d'une part , le fond de la vallée et d'autre part , avec le gradin oriental est similaire sur les deux rives.

III; -Le contact avec le fond de la vallée se fait par un glacis d'accumulation (ou d'épandage).

Faisant suite aux profils précédents , s'étendent des glacis d'accumulation de quelques mètres de long (100 à 400m).

Leur couverture est constituée de deux formations différentes :

- à la base , un dépôt sableux rose et encroûté ,
- au sommet , une formation alluviale litée et de couleur généralement rouge .

Une solifluxion assez intense , accompagnée souvent de ravinement surtout à l'amont atteint ce manteau détritique car il repose sur les marnes tortoniennes . Dans cette dernière partie de la vallée, celui-ci a été complètement érodé : il n'en subsiste plus que quelques lambeaux . Aussi, le substrat marneux y affleure-t-il largement.

1°- La couverture sableuse rose et encroûtée des glacis d'accumulation (cf Fig 56 a et b).

La couverture rose a une épaisseur qui varie de 3m50 à 10m environ (d'amont en aval) . Deux coupes permettent d'en saisir la constitution :

a) Coupe située sur la rive gauche de l'oued qui draine la vallée, au niveau du point 33m (x=707.1; y=3955,5 , Oran Nos 1-2 au 1/25.000è). Sa hauteur est de 3m60 . Quatre horizons s'y distinguent : (cf Fig 56 a)

- à la base : sable jaune clair , légèrement rubéfié (7,5 YR-8/4) , très fin (Md=0,125mm) et bien trié (ϕ de Phi= 0,5). Il est encroûté : encroûtement nodulaire devenant tuffeux vers le sommet et se terminant par une croûte rose saumon et présente un faciès gréseux . Elle s'apparente donc

à la dalle du Quaternaire ancien rencontrée ailleurs . Elle a 65 cm d'épaisseur et est fortement diaclasée par un système racinaire (dont subsiste quelques éléments). Elle est surmontée par :

- un horizon meuble , sablo-limoneux et rose (7,5YR-8/6) de 1m20 d'épaisseur . Sa couleur s'éclaircit vers le sommet : enrichissement en calcaire sous forme , en particulier , d'amas friables blancs . Cet horizon contient quelques graviers gréseux provenant de la dalle précédente . Il présente donc l'aspect d'un sol rouge développé au dépens de cette dernière et encroûté ultérieurement . Par conséquent , il correspond à deux phases pédogénétiques reflétant les variations climatiques : une période suffisamment humide pour provoquer la genèse d'un sol rouge par la dissolution de la croûte calcaire . Une période d'assèchement du climat se traduit par concentrations et des précipitations du calcaire .

- le niveau 4 peut-être rattaché au précédent ou constituer un horizon intermédiaire entre celui-ci et l'encroûtement sommital . Il est formé de sables limoneux rouges (5YR-6/8) contenant des graviers gréseux très abondants provenant , probablement de la croûte sous-jacente et sub-émoussés à arrondis . Ce niveau est traversé par une fine pellicule rubannée calcaire . Il a une épaisseur moyenne de 37cm .

- l'horizon supérieur est une carapace calcaire de 1m10 de hauteur . Celle-ci est constituée par un encroûtement tuffeux surmonté d'une croûte rose feuilletée à matrice légèrement indurée . Elle emballe , en outre , des éléments gréseux provenant de croûte calcaire ainsi que des graviers schisteux et dolomitique . Ces derniers soulignent le rôle du ruissellement diffus ou en nappe qui a mis en place ce glacis . Il est d'ailleurs à remarquer , que le niveau supérieur de ce manteau rose est nettement plus caillouteux d'une part , en contrebas du Dj. Santon et d'autre part , à la racine du glacis méridional .

Cette coupe met en évidence l'existence d'un sol à accumulation calcaire développé dans des colluvions sableuses . Ce sol est le résultat d'une longue évolution où deux phases principales d'encroûtement sont entrecoupées par une période " rubéfiante " . Il pourrait correspondre à un sol à profil calcaire différencié et à double horizon Bca tel que le démontre A. Ruellan dans sa thèse (1971).

b) Une deuxième coupe surplombe la première et correspond aux formations de la Butte 101m , au-dessus de la Batt. de la Briqueterie , à l'aval (cf Fig 56,b).

Cette Butte n'a que quelques m² de surface . Son sommet est plat et est en continuité spaciale avec la surface du glacis , au pied du D.,.Santon (altitude = 100m). Sa hauteur est d'environ 25m . Elle est donc , un élément du glacis entaillé par l'érosion linéaire . Ses sables sont exploités par les briquetteries .

La coupe a une épaisseur totale d'environ 10m . Elle montre plusieurs niveaux sableux reposant sur les conglomérats tortoniens . Tous sont constitués de sables fins ou limoneux (Md= comprise entre 0,1 et 0,125mm), bien triés (QdePhi entre 0,5 et 0,75) (cf Fig 57). Leur teinte varie du jaune clair à rose avec des niveaux rouges (cf Fig 56. b).

Les courbes granulométriques sont sigmoïdes et bien redressées (cf Fig 57) : l'origine du matériel est probablement éolienne .

Deux grands ensembles se détachent :

- un ensemble du niveau 2 au niveau 6 représente des sables jaunâtres (7,5YR-8/4) , riches en calcaire , avec deux bancs rubéfiés sablo-limoneux et un encroûtement calcaire scmmital . Celui-ci est d'abord nodulaire (concrétions tubulaires et poupées de grés) puis compact .

- au-dessus de cette carapace calcaire , se trouve un niveau limoneux rubéfié (2,5YR-4/6) provenant probablement de l'altération de celle-ci . Un enrichissement par apport extérieur peut-être aussi envisagé puisque l'horizon précédent N°6 et celui-ci contiennent des éléments grossiers . Par conséquent , la couverture du glacis continue à se mettre en place sans que l'évolution pédogénétique soit arrêtée .

Ce niveau rubéfié est surmonté par une carapace calcaire bien développée (épaisseur = 2,80m) formée d'un encroûtement tuffeux et d'une croûte calcaire feuilletée . Cette carapace est traversée par un banc assez argileux horizon développé sur la croûte . Celui-ci correspond probablement à un bref épisode climatique humide : l'érosion chimique reprend au détriment de la croûte.

c) De l'observation et de la comparaison des deux coupes , les remarques suivantes peuvent être formulées :

(1) Le matériel initial est identique : sables dont l'origine est probablement d'abord éolienne puisqu'ils ont un bon classement . Des éléments caillouteux au sommet et à l'intérieur de la formation rattachent son dépôt à un colluvionnement , conséquence d'un ruissellement diffus

fig n°56- Les formations des glaciés de Mers el Kébir-

fig n°: b

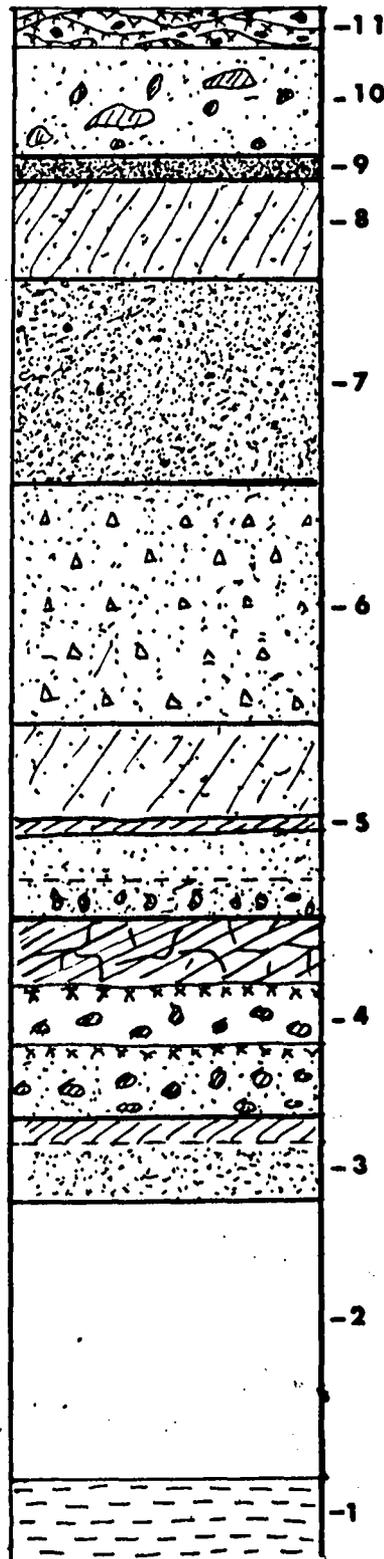


fig n°: a

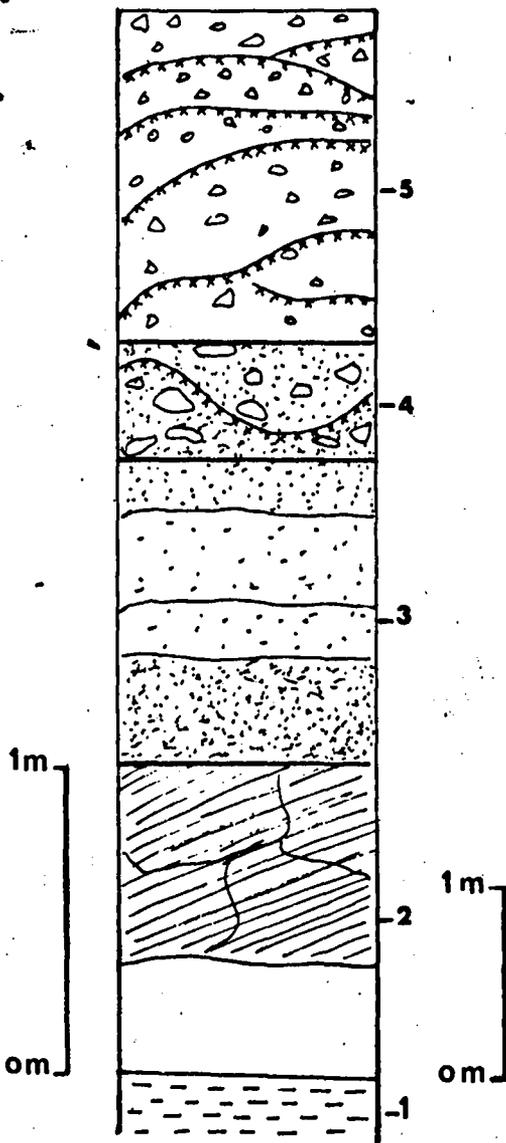


fig n°: c

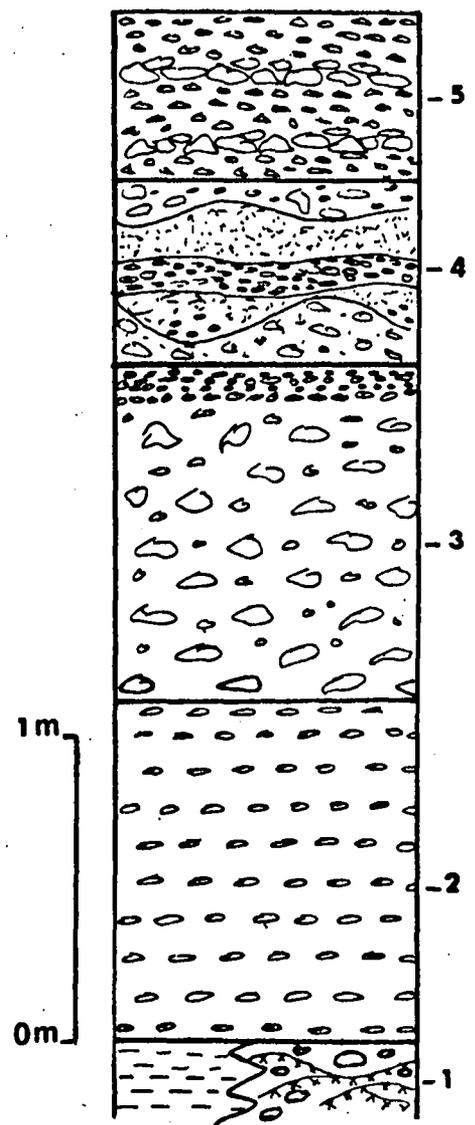


Fig 56 : Les formations des glacis de Mers el Kébir.

a) La couverture rose des glacis : 1- marnes tortoniennes; 2- sable jaune clair (7,5YR-8/4) à légèrement rubéfié , très fin, bien trié et encroûté (encroûtement nodulaire, puis tuffeux et enfin : croûte compacte de 65 cm d'épaisseur); 3- sable meuble, lité, sablo-limoneux et rose(7,5 YR-8/6) de 1m20 d'épaisseur. Au sommet : quelques graviers gréseux provenant de la croûte précédente. 4-sables limoneux rouges (5Y,R-6/8) contenant des graviers gréseux très abondants sub-émoussés à arrondis et traversé par une fine pellicule rubannée calcaire . (Ep. 37cm). 5- carapace calcaire de 1m10 de hauteur : encroûtement tuffeux surmonté par une croûte rose feuilletée emballant des éléments gréseux et des graviers schisteux et dolomitiques .

b) formations de la Butte 101m: 1- marnes bleues tortoniennes ; 2- sable jaune clair assez riche en calcaire (7,5 YR-8/4) ; 3- Sable limoneux , très rubéfié , induré au sommet ; 4- sable très fin , très rubéfié (2,5 YR-4/6), induré au sommet et comportant deux lits ou bancs très riches en calcaire de couleur rose; 5- sable jaune clair , meuble , riche en calcaire avec des nodules tubulaires et des coupées de grés . Ce sable devient plus clair et plus induré vers le sommet et constitue un niveau gréseux très induré : encroûtement (7,5 YR-8/4). 6- sable fin et rose , induré (7,5YR-7/4) contenant de petits éléments schisteux légèrement lités, 7- sable roux , très meuble , fin avec des amas friables calcaires . Présence de petites taches noires (2,5Y-4/6); 8- grés rose clair , très induré . Au sommet : lit de sable rose riche en calcaire (7,5YR-8/4). Ep= 1m20; 9- niveau brun assez argileux (20cm); niveau 10: sable rose saumon , poudreux , meuble , avec des concrétions calcaires en forme de boules et des lentilles très enrichies en calcaire très blanc tuffeux ; 11-encroûtement feuilletée rose.

c) Manteau détritico rose des glacis: reposant 1- à l'ouest (vers le gradin oriental) sur les marnes tortoniennes et à l'est (à l'aval de la vallée) sur la couverture sableuse rose; 2- niveau à matrice abondante sableuse et rubéfiée contenant des galets peu nombreux; 3- niveau à éléments très hétérométriques , abondants et bien lités pris dans une matrice maigre teintée de rose ; 4- lit de 20cm de gros galets hétérogènes ravinés par un banc limono-argileux et surmonté d'un

lit de 10cm d'épaisseur à petits galets lités très abondants.
5- niveau de 55cm d'épaisseur , composé de galets très hétérométriques , généralement sub-anguleux et lités . Il est traversé par deux bancs contenant des galets de plus grande taille.

ou en nappe. Par conséquent , ces derniers processus ont remanié des sables provenant probablement des dunes post-calatriennes se trouvant sur le gradin oriental de la route de Bou Sfer/Mers el Kébir et sur le Dj. Santon. Celles-ci sont signalées par Y. Gourinard sur la carte géologique d'Oran au 1/50.000è (1959) et dans sa thèse (1958). Il ne nous pas été possible de les vérifier car elles se situent en zone militaire. Mais, il faut souligner , l'absence de dépôts éoliens , même actuellement sur le sommet du Murdjadjo.

Cette hypothèse peut être envisagée car les formations du versant septentrional du gradin oriental , exception faite du dernier épisode à dunes grésifiées , présentent des similitudes avec cette couverture rose des glacis . Par conséquent , le même modèle peut être envisagé pour les deux zones : ablation de sables sur le gradin oriental et le Dj. Santon et colluvionnement en bas de versants .

Ces processus ont probablement été constants pendant tout le Quaternaire , du moins pendant les phases favorables à ce modèle c'est à dire les périodes d'instabilité morphogénique . A ceci , il faut ajouter , du moins en ce qui concerne le gradin oriental de la route Bou Sfer/Mers el Kébir(cf chapitre II) l'accumulation éolienne s'est effectuée pendant les trois étages du Quaternaire . Par conséquent , l'alimentation en sable n'a jamais fait défaut et chaque période morphogénique pendant laquelle se sont mis en place les glacis , est précédée , sur le Gradin oriental , par une phase d'accumulation éolienne. Ce sont , par conséquent, des glacis à matériaux palygéniques.

(2) L'épaisseur du matériel est variable : elle est importante sur la Butte et plus réduite dans la 1ière coupe. Elle peut s'expliquer par deux facteurs :

- d'une part , l'alimentation en matériau est relativement plus réduite en contrebas du versant méridional . Celui-ci , en effet , ne recevrait que les colluvions du Gradin oriental alors que le versant nord bénéficie , en plus , de celles du Dj.Santon.Par conséquent , la situation géographique des coupes intervient .

LA DEPRESSION DE MERS EL KEBIR

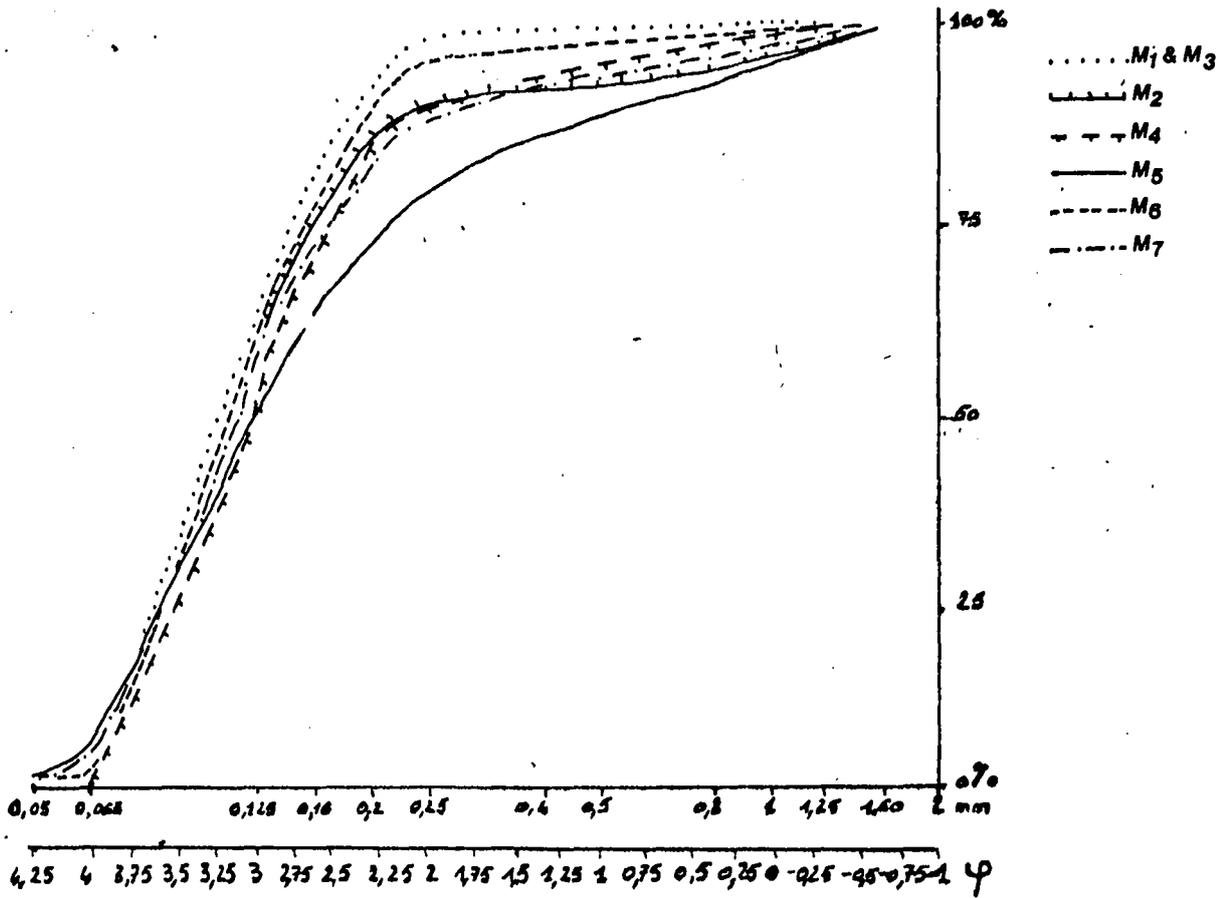


Fig: N° 57 a Courbes Granulométriques Des Formations De La Butte 101 m

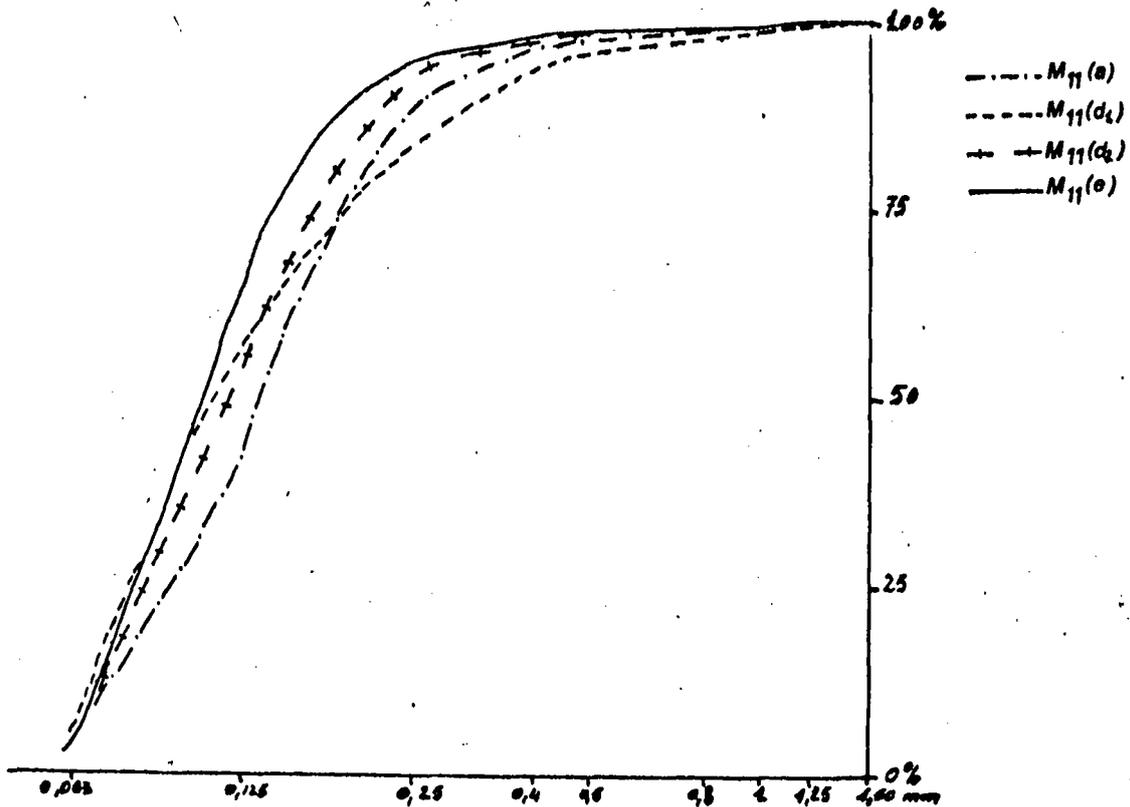


Fig: N° 57 b Courbes Granulométriques Des Formations De La Couverture Rose
Des Glacis

- d'autre part , du fait de la situation de la coupe 1 sur la rive de l' Oued Mars el Kébir , ces colluvions ont dû être érodées partiellement par creusement linéaire et sapement des berges.

A cela , il faut ajouter, que le rôle de la bonne exposition aux vents pluvieux ainsi que le faciès prédominant schisteux du versant méridional a dû jouer : le ruissellement est plus intense et entraîne une érosion (dans le sens ablatif) d'autant plus active que les schistes sont relativement vite altérés (puisqu'ils ne demandent que 300mm de pluie par an) et libèrent un manteau d'altérites.

Par conséquent , le manteau rose des glacis d'accumulation est plus épais au nord de l'oued et plus réduit au sud et à l'ouest (amont).

(3) L'évolution pédogénétique est identique sur les deux coupes : on y voit deux phases d'encroûtement entrecoupées par une période de rubéfaction . Elle est longue et débute dès le Quaternaire ancien puisque la dalle rose saumonée est présente . Le dernier encroûtement se situerait au moins à la fin du Quaternaire moyen par analogie avec celui de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses: encroûtement tuffeux et croûte rose feuilletée (cf chapitre II).

Cette évolution reflète bien les grandes oscillations de la pluviométrie au cours du Quaternaire ancien et moyen . Enfin , il faut remarquer que l'encroûtement calcaire semble avoir trouvé des conditions extrêmement favorables à son développement : versants riches en roches carbonatées et matériel poreux où la circulation des eaux est aisée.

2°- Le manteau détritique rouge des glacis d'accumulation fossilifère en général le précédent . Il a une épaisseur moyenne de 5m et son altitude varie d'amont en aval , de 160 à 90m . Il atteint sa plus grande extension en épaisseur , comme en superficie , au pied du versant méridional de la vallée . Au nord (retombée sud du Dj. Santon) , il est mince (1 à 2m) à l'encontre de la couverture rose . Ceci reflète la différence d'origine du matériel et par conséquent des zones d'alimentation . De plus , le manteau détritique rouge est très érodé : il laisse apparaître la " couverture rose " . A l'amont , il repose directement sur le substrat marneux miocène. Ceci suppose que son dépôt a été précédé par une phase d'ablation (cf fig 58 , coupes I à III) , du moins en contrebas du Gradin oriental de la route Bou Sfer/Mers el Kébir.

a) Composition de la couverture détritique rouge (Fig 56):

Une coupe située dans un virage de la route qui descend du Dj. Mur-djadjo vers Roseville , au-delà du point 18.4m (x= 190,8;y=279,8 et Z=145m), permet de voir la constitution du manteau détritique rouge. La formation a une épaisseur variant de 3m (à la racine du glacis) à 10m (à l'aval). Elle possède quatre (4) niveaux principaux:

- le niveau inférieur a une matrice abondante , sableuse et rubéfiée . Les galets sont peu nombreux , à prédominance schisteuse et de petite taille. L'épaisseur est de 1m à 1m10.
- le niveau N°3 a 1m10 de hauteur .Il comporte des éléments grossiers très hétérométriques et bien lités en général (prédominance de galets schisteux). La matrice est maigre et légèrement teintée de rose . Elle devient presque inexistante vers les 15cm supérieurs : on y note des galets de petite taille ($\ll 5$ cm) , très abondants et bien lités.
- le niveau N°4 a 80cm de hauteur . Il présente à la base , un aspect de mouille : lit de 20cm de gros galets hétérogènes (qui ont jusqu'à 16cm de long) , raviné par un banc limono-argileux à lentilles riches en très petits éléments .Un mince lit de 10cm d'épaisseur le surmonte .Il est composé de petits galets à prédominance schisteuse , bien lités et à matrice presque inexistante .Ce niveau se termine par un banc de 30cm où nous retrouvons de nouveau des lentilles soit à éléments très hétérométriques et matrice maigre , soit à petits éléments rares et une matrice très abondante sablo-argileuse.
- le niveau 5 a 55cm d'épaisseur .Il est composé de galets très hétérométriques (mais avec une nette prédominance de petits éléments) et hétérogènes (calcaire , schiste , grés miccènes). En outre , ils sont bien lités et généralement sub-anguleux .La matrice est sablo-limoneuse et rubéfiée. Elle devient moins abondante vers le sommet et la base de ce niveau.Deux bancs traversent ce dernier. Ils se caractérisent par des galets de grande taille.

b) La mise en place de ce manteau détritique est le fait du ruissellement diffus et en nappe . Il présente des similitudes avec le matériel des cônes de déjection de Bou Sfer : l'origine des éléments qui le constituent se trouve dans les altérites développées sur les versants (en particulier les schisteux) pendant les périodes de stabilité mor-

phogénique. La baisse de la pluviométrie et une ambiance climatique semi-aride ont dû provoquer l'ablation de celles-ci et leur dépôt en bas de versant. Le facteur exposition aux vents pluvieux combiné à la lithologie différente sur les deux versants ont joué un rôle important : la pédogénèse est plus intense au sud qu'au nord de la vallée, ce pendant les Pluviaux. De même, pendant les phases d'assèchement du climat, c'est l'ablation qui y est la plus active. Ceci explique que la couverture rouge du glacis soit plus épaisse au pied du Murdjadjo mieux arrosé. Enfin, elle a été mise en place au Quaternaire récent puisqu'elle est postérieure à la croûte rose feuilletée.

3°) Nous sommes donc, en présence de glacis d'accumulation polygéniques. Ils représentent un type de modelé qui s'est répété au cours de la majeure partie (sinon la totalité) du Quaternaire. Au cours de celui-ci, se sont succédé des périodes où glaciplanation et colluvionnement prédominaient et des phases où la pédogénèse l'emportait.

Cependant, le problème concernant la différence de faciès entre les deux manteaux des glacis, reste posé. Il semblerait que le stock de sable déposé par l'érosion éolienne reste importante jusqu'à la fin du Quaternaire moyen. Ensuite, il est tari et c'est l'altération des versants schisteux qui constitue ensuite la source principale de l'alimentation en matériaux détritiques des glacis. Ceci pourrait s'expliquer par la tendance du climat à l'assèchement : le Quaternaire moyen aurait connu une phase particulièrement humide et aurait entraîné la libération de sédiments très fins provenant de l'altération des dunes. Ensuite, l'assèchement du climat a eu pour conséquence le dépôt de matériau dont l'origine est essentiellement schisteuse. Or, cette roche s'altère rapidement, dès que la pluviométrie atteint le seuil de 300mm (et même 250mm) par an. Il faut remarquer d'ailleurs, que les seules dunes encore intactes sur le Gradin oriental de la route de Bou Sfer, sont les dunes grésifiées. A cela, il faut ajouter que le manteau détritique rouge des glacis est probablement contemporain des cônes et de la nappe alluviale du Quaternaire récent de la plaine de Bou Sfer/ les Andalouses. D'ailleurs, le long de l'oued, c'est cet aspect de nappe qu'il prend. Cependant, là sa teinte est grise. Sur la rive gauche, à St André (au NE), il est en continuité avec la formation de pente grise et litée du versant SE du Dj. Santon (cf ci-dessus). Ailleurs, en contrebas de ce même versant, il est souvent érodée. Dans ce cas, sa disparition peut être liée à l'érosion anthropique (installation

de briquetteries) favorisée par la nature du substrat (marnes argileuses).
A l'embouchure de l'oued , il constitue de beaux replats à matériel limité , en bordure de côte .

IV. - Ce sont des colluvions sablo-limoneuses rubéfiées qui donnent sa couleur rouge à la couverture supérieure des glacis.

En effet , des colluvions sablo-limoneuses rouges recouvrent la racine des glacis . Elles proviennent de l'érosion de sol rouge développé pendant les pluviaux , sur le substrat qu'il soit schisteux , calcaire ou gréseux . Celui-ci est favorable à une telle pédogénèse , mais demande une pluviométrie supérieure soit à 300mm en ce qui concerne les schistes , soit à 500mm pour les grés et les calcaires.

Ces colluvions sont le résultat du dernier grand épisode du modelé de versants.

V.- Enfin , le contact avec l'amont occidental (Gradin oriental de Bou Sfer) est peu net.

Le contact avec l'amont occidental est peu net : ceci est dû aux mouvements de masse : des glissements par paquets détachent et entraînent vers le fond de la vallée des blocs et des éléments du gradin oriental . En saison de pluie , des laves de solifluxion les accompagnent . En bas de versant , généralement , un ravinement installé donne , dans la partie amont , un paysage de bad-lands modelé dans les marnes miocènes.

Cette dynamique de versant est non seulement actuelle , mais a dû se produire probablement , au cours de tout le Quaternaire.

Quoiqu'il en soit , ces mouvements de masse ont introduit une coupure entre le Gradin oriental de la route de Bou Sfer et l'aval.

C.- LA ZONE SUD-ORIENTALE DE LA DEPRESSION DE MERS EL KEBIR. _____

D'orientation NW/SE , la zone méridionale est un plan incliné au pied de la retombée NE du Murdjadjo qui décrit , au sud ; un coude (Dj. Santa Cruz cf Fig 59).

Les mêmes formes que celles de la vallée septentrionale se retrouvent ici :

- un versant dont la partie supérieure est escarpée et qui se continue vers la côte par , :
- un glacis polygénique très érodé.

I. La partie supérieure du versant .

La partie supérieure du versant a un profil rectiligne avec des dénivellations modestes (300 à 350m/800 à 950^m) et des pentes de même valeur que celles de la vallée précédente : 20 à 25° . Celle-ci est , cependant légèrement supérieure à Santa Cruz , au sud. : là , le substrat antémiocène est à prédominance schisteuse.

Au sommet , une corniche sommitale modelée dans le calcaire à algues messinien, coiffe le versant. Le matériel est identique à celui du versant méridional de la vallée et on y note des reboisements à base de pins d'Alep.

II. Le plan incliné est un glacis d'accumulation dégradé.

Le plan incliné en contrebas de la retombée NE du Murdjadjo , s'étire de Roseville à Ste Clothilde sur 1,5km environ . En profil transversal , sa largeur varie de 300 à 700m et les altitudes de 90 à 140m.

Ce n'est pas un plan parfait : des phénomènes de solifluxion et de ravinement intense y introduisent des accidents topographiques (bossèlements et bad-lands).

Le modelé Quaternaire présente des similitudes mais aussi des différences avec celui de la vallée septentrionale .

1°- C'est un glacier d'accumulation qui ne possède que le manteau détritique rouge supérieur de la vallée septentrionale .

Ce manteau repose sur les marnes argileuses tortoniennes .A Ste Clothilde (cf Fig 59) , il présente de légères différences dues aux conditions morpho-structurales . Il comporte ainsi trois niveaux principaux :

- le niveau inférieur est le plus développé (2,5m) . Il est constitué de gros galets lités , sub-émoussés à émoussés , généralement et où prédominent des éléments calcaires . Ceux-ci proviennent en grande partie , des conglomérats de la base du Tortonien, ce qui explique leur forme émoussé. La matrice est sablo-limoneuse et rubéfiée .

- le niveau moyen a une matrice légèrement plus claire et moins abondante. Les galets sont petits à moyens , sub-anguleux à sub-émoussés , calcaires et schisteux . Ils sont plus abondants que dans le niveau précédent et lités (épaisseur moyenne : 1m50 à 2m50).

- dans le niveau supérieur , les galets sont sub-anguleux , de petite à moyenne taille et très abondants . Les éléments calcaires prédominent .La matrice est grise et argilo-sableuse (épaisseur : 1m en moyenne).

2°- Ce glacier d'accumulation a subi , au centre et partiellement des processus érosifs : ablation et solifluxion qui ont dégagé le substrat marneux . Celui-ci affleure donc , dans toute la zone médiane et comporte à la surface un mince cailloutis .

Le manteau détritique ne subsiste plus qu'à la racine et à l'aval du glacier . Celui-ci est donc un glacier mixte ou glacier d'accumulation dégradé. Ceci rejoint :

3°- Le problème de l'absence de la couverture rose encroûtée et inférieure.

En effet , l'absence de la couverture rose encroûtée peut avoir deux origines principales :

a) elle serait due à l'absence d'une zone d'alimentation en sables , le Murdjadjo , on l'a vu , en est dépourvu.

b) les phénomènes érosifs et tout particulièrement l'ablation ont été plus intenses que dans la zone septentrionale ce , pendant les

Fig n° 58. coupes S-N A TRAVERS LA DEPRESSION DE MERS-EL-KEBIR.

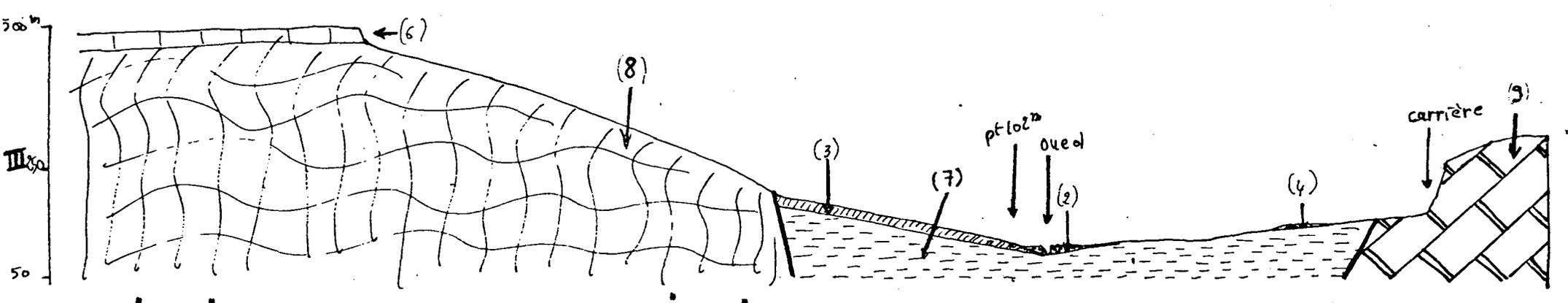
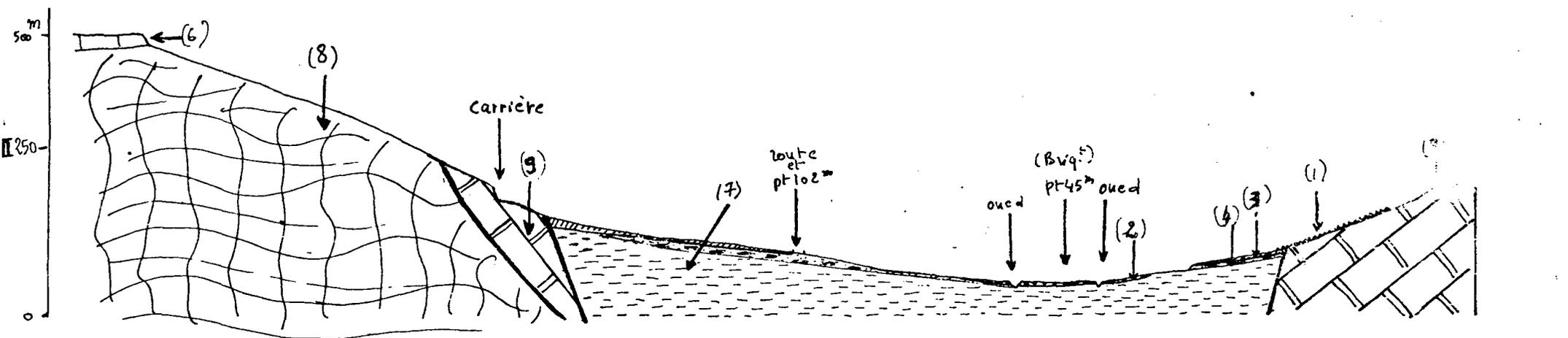
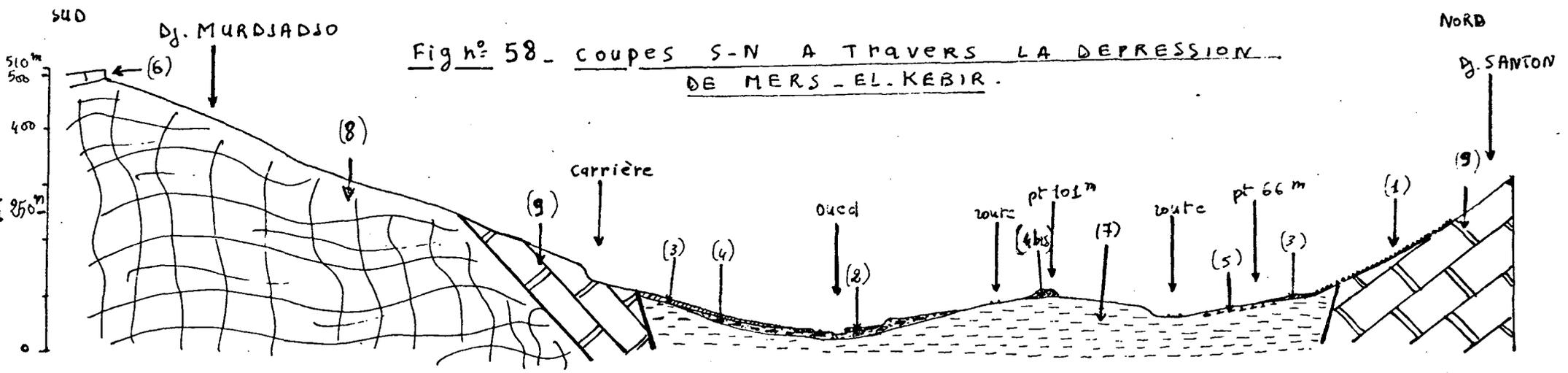


Fig 58 : Coupes S/N à travers la dépression de Mers el Kébir.
A- Crupes : I- coupe du point 513m (Dj. Murdjadjo au sud) , passant par les points 33m , 101m et aboutissant au point 318m(Dj. Santon). II- Coupe vers le point 488m au sud de la Fme Combier (Dj.Murdjadjo) passant par la carrière , le point 102m , le point 45m et aboutissant au sommet du Dj.Santon(est du point 277m). III- Coupe du point 488m au sud de la Fme Combier (Dj. Murdjadjo) au point 298m (sommet du Dj.Santon).

B-Formations : (1)-Formation de pente grise à matrice sableuse et éléments lités. (2)- Terrasse alluviale grise (Q.récent). (3)-Couverture rouge des glacis (Q.récent). (4)- Couverture rose des glacis (Q.Moyen). (4 bis)- Formation de la Butte 101m. (5)- Traces de la lumachelle calabrienne et de la dalle du Quaternaire ancien. (6)- Calcaire messinien. (7)-marnes tortoniennes. (8)-Schiste et calcaire du Jurassique supérieur. (9)-Calcaire et dolomie du Jurassique moyen et inférieur.

phases de transition vers un Interpluvial ou un Pluvial.

4°- En contrebas de ce glacis , à Ste Clothilde , se trouve une terrasse alluviale basse (probablement Holocène).Sa teinte est généralement grise et comporte des galets abondants et bien lités dans une matrice , en général , très argileuse.

D.- DES CONSTANTES S'OBSERVENT DANS L'EVOLUTION MORPHOGENIQUE DE LA DEPRESSION DE MERS EL KEBIR.

Dans la dépression de Mers el Kébir, le modelé du glacis s'est répété (ou a été constant) durant le Quaternaire. Il s'explique d'une part, par une pluviométrie basse (la dépression est actuellement semi-aride): la zone est à l'abri des vents pluvieux . D'autre part ,il est en relation directe avec l'évolution de l'amont montagneux , en général plus arrosé que la vallée et le plan incliné du SE. mais se différenciant en deux ensembles à variantes lithologiques et pluviométriques :

- le Gradin oriental de la route de Bou Sfer et la retombée sud du Dj.Santon à dominante gréseuse et calcaire ,
- le Dj. Murdjadjo plus schisteux et mieux exposé aux vents d'W et du N.

Ces conditions morphostructurales et climatiques entraînent l'existence de nuances locales dans les traces laissées par les grandes oscillations climatiques quaternaires. Celles-ci sont au nombre de quatre et sont reflétées par les différents dépôts dont la chronologie relative est assez aisée à établir .

I . La chronologie relative.

Les formations les plus anciennes sont les sables fins ou limoneux à deux carapaces calcaires et un sol rouge de la couverture rose des glacis . Mais , on a vu qu'elles pourraient être imputées au moins aux deux grands étages du Quaternaire : l'ancien et le moyen . Le premier se caractérise par la dalle calcaire rose saumonée et le second se termine par la croûte rose feuilletée.

Le manteau détritique rouge ainsi que les colluvions limono-sableuses rubéfiées et la formation de pente litée du Dj. Santon seraient du Quaternaire récent . Elles sont probablement , immédiatement postérieures aux dunes grésifiées du Gradin oriental de la route de Bou Sfer et contemporaines des nappes alluviales de l'O.Guédra , de l'O.Ouédit et de l'O.el Bachir de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses.

Enfin , la terrasse grise , basse et argileuse est probablement holocène.

II. L'évolution morphogénique.

Compte-tenu de ce schéma chronologique , l'évolution morphogénique de la dépression de Mers el Kébir peut être énoncée ainsi , en relation avec un amont différencié et mettant en relief les nuances locales à l'aval . Le tableau suivant en retrace les grands traits :

	AMONT MONTAGNEUX		A V A L		Hypothèses climatiques
	(I)	(II)	Vallée septentrionale.	Plan incliné SE	
QUATERNAIRE ANCIEN	Transgression calabrienne.	Transgression calabrienne.	Transgression calabrienne.	transgression calabrienne.	Interpluvial.
	- dunes.	-? -	- ? -	- ? -	
	-altération dunes +sol rouge.	-sol rouge ou manteau d'altérite	-creusement principal de la vallée (facteurs tectoniques, climatiques et eustatiques. (régression))	dégagement des versants par érosion différentielle (mêmes facteurs que la vallée) (régression).	- Pluvial
	-ablation.	-ablation et recul de la corniche messinienne.	-glaciplanation et colluvionnement (dépôts sableux fins) (transgression?)	-glaciplanation et colluvionnement(?) (transgression?).	-phase de transition vers plus sec.
	-dunes(?)	-sol rouge.	début genèse de la dalle rose saumonée (transgression?).	- ? -	-Interpluvial.
Q. MOYEN	-sol rouge.	-sol rouge.	-sol rouge/dalle ou encroûtement.	- ? -	-phase de transition vers climat plus humide. Pluvial.
	-altération mantérite sableux.	-manteau altérite.	-érosion linéaire (régression).	-incision et mouvements de masse. (?) (régression).	-Pluvial.
QUATERNAIRE	-ablation	-érosion: ablation + recul de la corniche messinienne	-glaciplanation et colluvionnement sableux et sablo-limoneux.	-glaciplanation (entraînant ablation des dépôts précédents?).	-phase de transition vers climat plus sec.
			- début genèse croule rose feuilletée (transgression?).	- ? -	-Interpluvial(?).
	-dunes gréseuses.	-altérite	-érosion linéaire + mouvements de masse à l'amont + sol rouge (différenciation de	-incision et mouvements de masse. (régression?).	-Pluvial.

			! niveau rouge du !		
			! manteau sableux !		
R			! rose?)(régression).		
	!-encroûte-	-ablati-	!-glaciplanation !	- phase de gla-	!-phase de
E	ment.	on du	! plus prononcée à !	ciplanation plus !	transition
		manteau!	l'ament,d'où abla!	prononcée que pré!	vers cli-
C		d'alté-	!_tion du manteau !	cédemment(?)+dé -!	mat plus
E		rite.	! rose et dépôt de !	pôt du manteau dé!	sec.
			! couverture détri-	tritique rouge. !	ou
N			! (transgression?) !	(transgression ?)!	Interpluvial
T			!	!	!
	!- sol rou-	- sol	! -érosion linéaire!	-incision linéai-	!-Pluvial
	ge.	rouge	! (régression) !	re (régression?)!	!
		peu épais	! (sol rouge/croûte!	!	!
			! feuilletée. !	!	!
			!	!	!
H	!-érosion	-érosion!	!-dépôt de colluvic!	-dépôt de colluvi!	!-dégrada-
			! -ons sablo-limo-	-ons sablo-limoneu	tion de
O			! neuses rouges au !	-ses rouges en con	Pluvial.!
			! sud et de la F.li+	trebas des versants	!
L			! tée grise au NE.!	+glaciplanation !	!
			!	! entraînant l'abla+	!
O			!	! tion partielle du!	!
C			!	! manteau détriti-	!
E			!	! que supérieur. !	!
			!	!	!
N	!-sol rouge /schiste!	- terrasse alluvi-	!-terrasse alluvi-	!-terrasse alluvi-	!-Interplu-
	!-dunes vives.	! ale basse.	! ale grise de Ste!	! ale grise de Ste!	vial. !
E			! Clothilde.(trans+	! Clothilde.(trans+	!
			! gressicn). !	! gressicn). !	!
			!	!	!

(i): Gradin oriental de la route de Bou Sfer.

(II) : Murdjadjo : versant nord et NE.

Dè l'observation de ce tableau , nous pouvons remarquer :

1°- Que le creusement principal de la vallée et le dégagement des escarpements de lignes de failles qui constituent les versants , se font dès le retrait de la mer calabrienne. Ils ont été favorisés par l'accentuation des dénivellations , résultat de la surrection des horst et de la baisse du niveau de base. De plus , des conditions climatiques humides (Pluvial) provoquent un écoulement des eaux abondant qui facilite cette érosion.

2°- Le modelé de la retombée nord-est du Murdjadjo s'est effectué en plusieurs phases pendant lesquelles les deux processus suivants se sont répétés.:

- a) pédogénèse se caractérisant par un développement d'un man-

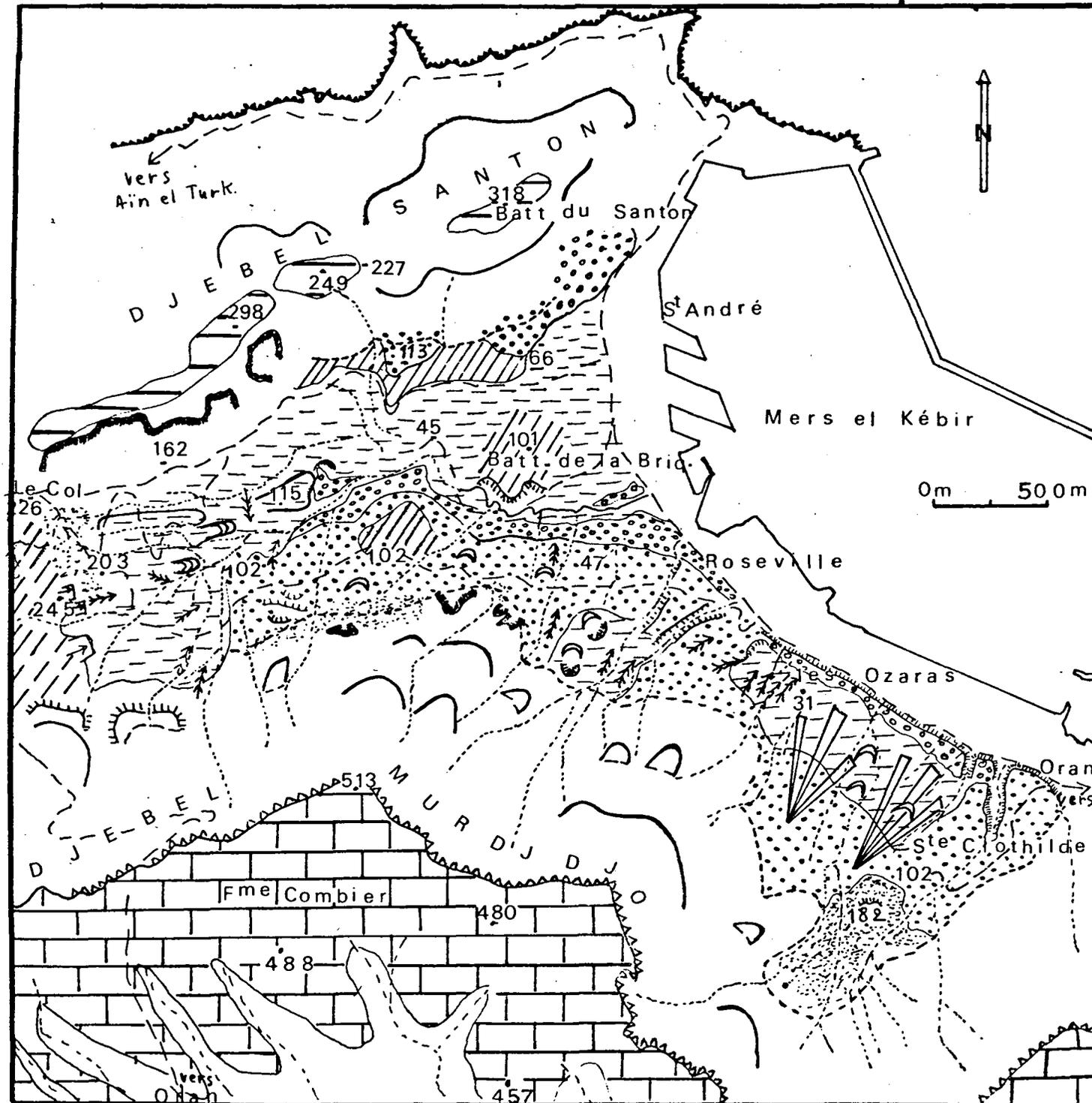
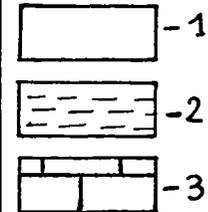


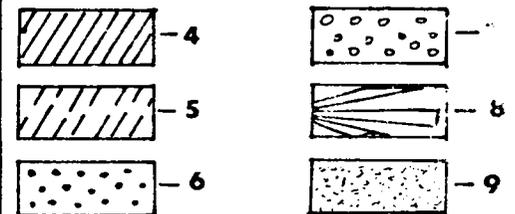
Fig 59 :

LA DEPRESSION DE MERS EL KEBIR : MODELE QUATERNAIRE

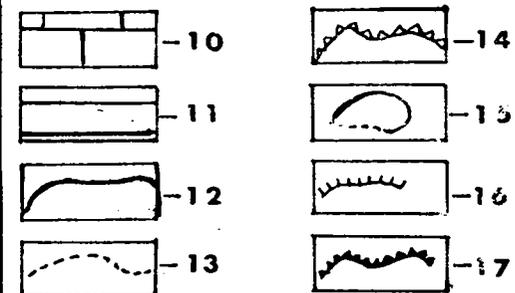
SUBSTRAT



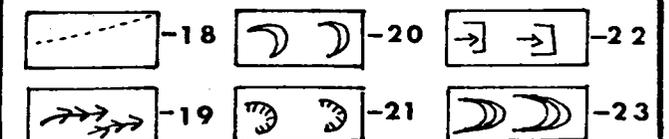
FORMATIONS QUATERNAIRES



FORMES



DYNAMIQUE



AUTRES



Fig N° 59 : La dépression de Mers el Kébir : modelé quaternaire.

Substrat:(1)- substrat anté-miocène schisteux et dolomitique.

(2)-substrat miocène : marnes tortoniennes. (3)- calcaires messiniens.

Formations quaternaires:(4)-Formations sableuses encroutées des glacis .(5)- idem mais avec un niveau supérieur très caillouteux.(6)-Manteau détritique rouge du Q.R.(7)-Terrasse inférieure grise.(et formation de pente liée et grise).(8)-glacis mixte.(9)-colluvions sablo-limoneuses rouges.

Formes : (10)- Sommet tabulaire du djebel Murdjado.(11)- idem : Dj.Santon. (12)-versant convexe. (13)-Versant concave. (14)-Versant à corniche. (15)-versant à replat. (16)-Talus ou abrupt $\geq 10m$. (17)- Côte rocheuse.

Dynamique : (18)-cued .(19)-Ravinement installé.(20)-Loupes de solifluxion. (21)-Niches de décollement. (22)- Glissement par paquets. (23)-Coulées de blocs.

Autres:(24)-Carrière. (25)- Points côtés.

teau d'altérite assez épais (jusqu'à 2m) pendant les périodes humides (Pluviaux) tandis qu'un sol rouge de quelques cm de hauteur se forme pendant les Interpluviaux sur les versants schisteux et dolomitiques.

b) Pendant les phases de transition vers des climats plus secs , la régression du couvert végétal entraîne l'ablation du manteau d'altérite et le recul de la corniche méssinienne . De même , pendant les périodes de transition vers des Pluviaux, l'augmentation de la pluviométrie dans un milieu mal protégé par une végétation clairsemée ou absente peut avoir les mêmes effets : érosion des versants.

3°- Enfin , le Quaternaire récent possède des dépôts plus variés et plus abondants et , par conséquent , une évolution plus "riche" . Ceci est conforme aux observations que nous avons pu faire dans les autres secteurs de cette partie du littoral oranais. En particulier , nous retrouvons la phase humide rubéfiante qui a laissé des traces jusque sur la côte et dans les zones les plus sèches actuellement.

-----"-----

Troisième Partie :

L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE
AU
QUATERNAIRE D'U LITTORAL ORANAIS
D'ORAN AUX ANDALOUSES.

— INTRODUCTION —

Faisant suite à une étude zonale , la troisième partie de ce travail se propose de présenter une synthèse des données lithostratigraphiques et tectoniques et d'aboutir à l'esquisse d'un schéma général de l'évolution géomorphologique du littoral oranais .

Celle-ci débute dès la fin du Tertiaire pendant lequel , une tectonique en distension met en place une structure faillée en horsts et grabens. Elle permet ainsi , en liaison avec les conditions bioclimatiques , le dégagement puis le façonnement des volumes .

Cependant , les débuts de cette morphogénèse sont mal aisés à saisir : se situent-ils dès le retrait de la mer messinienne? Quoiqu'il en soit , le Pléistocène inférieur représente une étape décisive dans le modelé des paysages actuels . Mais c'est le Quaternaire récent qui semble le plus riche et le plus complexe : cela tient à l'abondance de ses dépôts mieux conservés.

Pour tous les étages , encroûtements calcaires et lamons rubéfiés témoignent des oscillations climatiques . Celles-ci , combinées à une activité tectonique qui a laissé des traces au Quaternaire , ont donné une morphogénèse originale à cette partie du littoral oranais.

A.-ESSAI DE CHRONOLOGIE RELATIVE DES DEPOTS QUATERNAIRES DU LITTORAL ORANAIS.

Chaque chapitre régional de la seconde partie de ce travail , s'achevait sur un tableau ou un essai de chronologie relative des dépôts de la zone traitée. De l'observation de tous ceux-ci , il ressort que le développement de certains faciès a été général à tout le littoral oranais (comme par exemple , les dunes grésifiées ou les limons roses du Quaternaire récent) . D'autres , par contre , ont été plus spécifiques à certains secteurs , comme par exemple les cônes de dejection ou les nappes alluviales de Bou Sfer/les Andalouses et de la vallée de l'O.Sidi Hamadi. Ajouté à cela et comme il a été dit précédemment (cf Introduction à la deuxième partie de ce travail) , les croûtes calcaires et la mer à Strombes , sont des repères chronologiques précieux . Par conséquent , cet essai s'organise selon les trois (3) grands étages du Quaternaire.

I.- Les formations qu'on peut attribuer au Quaternaire ancien .

Les témoignages de cette époque restent modestes. Le plus caractéristique est la dalle rose saumonée qui a été générale à toute l'Afrique du Nord . Son épaisseur ici est très variée et peut dépasser les 2m. Localement (retombée littorale orientale du Massif des Andalouses et dépression de Mers el Kébir) , elle couronne des séries sablo-limoneuses rubéfiées qui peuvent être très épaisses (Dj. des Andalouses: replat du point côté 161m).

Dans la partie orientale de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses , elle souligne la présence d'un glaciais couvert tandis que dans la vallée de l'O.Sidi Hamadi , elle fossilise des formations torrentielles .

Ailleurs , elle est soit très érodée et plaquée contre le substrat anté-quaternaire et les grés à lumachelle calabrienne , soit absente. Son absence souligne , souvent , les zones à forte érosion.

II.- Les dépôts du Quaternaire moyen.

Au Quaternaire moyen peuvent être placés tous les dépôts posté-

rieurs à la dalle rose saumonée et antérieurs à la plage à Strombes (quoique la place de cette dernière dans la chronologie reste posée). En outre, cet étage s'individualiserait par deux types de croûtes calcaires : la croûte grise feuilletée très indurée et bien développée et une seconde croûte feuilletée. Celle-ci s'individualise par rapport à la première, par sa couleur rose, par sa faible résistance et par la présence d'un encroûtement tuffeux à la base.

En conséquence, trois séries de formations peuvent être distinguées au Quaternaire moyen :

1° - Un sol rouge généralement développé sur la dalle rose saumonée. On ne le retrouve actuellement en place et fossilisé qu'à Mers el Kébir (formations de la Butte 101m) et sur la retombée littorale orientale du Massif des Andalouses (point 161m). Cette pédogénèse rubéfiante semble avoir été générale à tout le littoral oranais, cela, sans l'intervention des nuances climatiques locales.

2° - Des sables éoliens remaniés ou non ultérieurement et dans lesquels s'est effectué la genèse de deux types d'encroûtement calcaire.

a) Les premiers sont des sables jaunes d'origine éolienne (remaniant des sables marins) et couronnés par la croûte grise feuilletée. sur le sommet du Massif des Andalouses. Là, ils ont gardé leur morphologie dunaire et possèdent un horizon inférieur rubéfié (serait-ce le sol rouge post-dalle rose saumonée ?).

Ailleurs, ils ont été remaniés par ruissellement diffus après leur dépôt par le vent. Ils forment alors la couverture de glaciaire à l'épandage et possèdent la même croûte grise feuilletée :

- sur la zone nord de la retombée littorale orientale du Massif des Andalouses ;
- sur l'extrémité SE de la plaine de Bou Sfer/ les Andalouses ;
- sur le versant septentrional de la vallée de l'O. Sidi Hamadi ;
- ainsi que dans la dépression de Mers el Kébir (vallée septentrionale). Cependant, dans celle-ci, il ne subsiste pas de croûte grise feuilletée à supposer qu'elle ait existé ici.

b) Des sables dunaires à niveaux rubéfiés et à croûte rose feuilletée constituent la 2ème série. Ils se superposent aux précédents

qu'ils fossilisent à l'extrémité orientale et septentrionale de la plaine de Bou Sfer/ les Andalouses . Ailleurs , ils ne subsistent pas .

Mais d'abondantes colluvions sablo-limoneuses rubéfiées comme par exemple :

- les formations sous les dunes grésifiées du versant nord du Gradin oriental de la route de Bou Sfer ,
- les séries supérieures du manteau rose des glacis de Mers el Kébir et
- la Formation terrigène rose saumon. (ainsi que la Formation à 4 niveaux) en bordure de toute la côte et sous les dunes grésifiées;

proviendrait de l'altération et du démantèlement de ces dunes à croûte rose feuilletée.

En effet, tous ces dépôts contiennent des graviers ou des éléments grossiers et leur granulométrie ainsi que leur teinte s'apparentent à celles des dunes à croûte rose feuilletée . De plus , leur position stratigraphique postérieure à la dalle rose saumonée mais antérieure aux dunes grésifiées renforce l'hypothèse avancée sur leur origine . Cependant, celle-ci ne peut être ni infirmée , ni confirmée . Mais rien ne s'oppose à l'idée d'envisager un épisode dunaire postérieur à la genèse de la croûte grise feuilletée et antérieur à la dune grésifiée tel qu'il existe par exemple dans la plaine de Bou Sfer/ les Andalouses. Si dans celle-ci, ces dunes ont été conservées , c'est qu'elle jouit , par rapport aux autres zones en position plus élevée donc plus humides , de conditions climatiques plus sèches (cf Première Partie). Enfin , il faut souligner que ce matériel éolien a subi une phase au moins de pédogénèse rubéfiante qui a individualisé des niveaux rouges (cf coupe E7). Par conséquent , l'hypothèse avancée : existence de dunes à croûte rose feuilletée sur le Gradin oriental et sur le Massif des Andalouses ayant subi une altération puis ayant été érodées peut être maintenue. Les colluvions provenant de leur démantèlement empatent les bas de versants et les piémonts .

3°- Le troisième type de formations rattachées au Quaternaire moyen est détritique. Il comprend:

a) La Formation Litée du Ravin de la Mauresque . Elle est contemporaine , on l'a vu , des glacis du versant septentrional de la vallée de l'O.Sidi Hamadi et par conséquent des sables à croûte grise feuilletée.

b) Les dépôts alluviaux torrentiels de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses . Leur place dans la chronologie est assez délicate . Deux hypothèses peuvent être envisagées :

-1°- Ils sont contemporains des dunes à croûtes rose feuilletée . Des arguments lithologiques : présence de débris de la dalle rose saumonée et de la croûte grise permet de soutenir cette hypothèse.

-2°- Etant donné qu'ils ne sont pas encroûtés , ces alluvions seraient alors postérieurs à la dune à croûte rose feuilletée . Comme on le verra plus loin , des arguments tectoniques , renforcés par des facteurs climatiques liés à l'exposition aux vents pluvieux , sont en faveur de cette seconde hypothèse.

4°- Enfin , la plage à strombes serait contemporaine de la genèse de la croûte rose feuilletée.

La mer à strombes est la seule transgression récente connue avec certitude . Elle a été signalée par Y.Gourinard (1958) qui reprend les travaux de R.Lafitte. Cet auteur la place au Tyrrhénien sans aucune autre précision . Or , on sait que cet étage se subdivise en trois sous-étages : le Paléotyrrhénien , l'Eu-Tyrrhénien et le Néotyrrhénien se caractérisant chacun par le même type de faune : les strombes entre autres . Aussi , le problème s'est posé : dans lequel de ces derniers placerons-nous la plage à strombes (l'unique sur le littoral oranais , dans l'état des connaissances actuelles) ?

Des arguments lithostratigraphiques (développés ci-dessus en ce qui concerne la plaine de Bou Sfer/les Andalouses) à savoir : existence d'une longue série de faciés variés postérieure à cette transgression , nous permettent d'écarter l'hypothèse d'une plage néo-tyrrhénienne . En effet , il n'est pas possible , illogique , qu'en un si court temps , une sédimentation aussi abondante se soit produite . Aussi , avons-nous envisagé l'idée de la reculer dans le temps.

Des arguments climatiques : les transgressions se produisant pendant les Interpluviaux nous permettent d'avancer la possibilité que la mer à Strombes est contemporaine du dernier encroûtement calcaire (la croûte rose feuilletée) . Cette hypothèse rejoint les conclusions de G.Thomas (1976) qui observe à plusieurs reprises " un synchronisme entre l'accumulation du calcaire sur le continent d'une part et la transgression ,

d'autre part", " un tel synchronisme est d'autant plus remarquable qu'il se manifeste à trois reprises , en fin de séquence , au cours du Plio-quaternaire de l' "Cranie " .

En conséquence , la mer à Strombes qui a laissé des traces en bordure du littoral oranais d'Oran aux Andalouses , est eu-tyrrhénienne. Sa faune est caractéristique d'une mer chaude.

III. Le Quaternaire récent .

Le Quaternaire récent comporte tous les sédiments déposés sur la plage à Strombes. En outre , il s'individualise par un épisode dunaire net: dunes grésifiées à stratifications obliques (et entrecroisées) . De bas en haut , nous avons la succession suivante (mais , nous observons des lacunes localement):

1°- Sur la plage à Strombes , en bordure de côte , se trouve un niveau alluvial souvent peu épais et remaniant un sol rouge . A Mers el Kébir , il semble absent ou tout au moins difficilement assimilable au niveau rouge existant sur la dalle rose saumonée (coupe Butte 101m).

2°- Un ou plusieurs dépôts colluviaux fins proviendraient de l'érosion des dunes à croûte rose feuilletée sur le Gradin oriental de la route de Bou Sfer et sur le Djebel des Andalouses . Ce sont les séries citées plus haut (cf ci-dessus II, 2°-b) et mises en place en contrebas de versants montagneux ou côtiers . Leur épaisseur varie mais dépasse généralement les 2m . Elle est particulièrement développée dans la dépression de Mers el Kébir (niveaux supérieurs de la couverture rose des glaciaires) , au nord de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses , au niveau du Pain de Sucre (Cap Falcon) et en bordure de la retombée littorale orientale du Massif des Andalouses (vers les Corailleurs) .

3°- Les sables dunaires grésifiées à stratifications obliques fossilisent généralement les dépôts précédents à l'exception de ceux de Mers el Kébir . Là , ils sont absents.

4°- Une nappe alluviale de teinte généralement grise (nappe de l'O. Ouédit , de l'O. el Guédra et de l'O. el Bachir) recouvre les formations

précédentes sur la côte à l'exception de ceux de l'extrémité septentrionale et orientale de la plaine de Bou Sfer/ les Andalouses .

En effet , l'extension de la nappe alluviale est plus grande , plus généralisée sur la partie occidentale de cette dernière qu'à l'est. Cependant, là , elle est localement présente : en bas du versant NE du Dj.Santon.

A l'amont de la plaine de Bou Sfer/ les Andalouses , cette nappe alluviale fait place à des dépôts torrentiels : cônes de dejection en bas du versant NW du Murdjadjo . A Mers el Kébir , elle constitue la couverture supérieure des glacis rouges.

5°- Des colluvions sablo-limoneuses rouges colorent superficiellement et fossilisent souvent les dépôts situés en bas des versants montagneux (Murdjadjo , M'Sila et Dj. des Andalouses) .

6°- Enfin , une petite terrasse grise à éléments plus gros que ceux de la nappe précédente , ainsi qu'une formation de pente caillouteuse et des dunes vives , toutes probablement holocènes terminent la série.

B. LES CONDITIONS MORPHOCLIMATIQUES ET TECTONIQUES DU MODELE QUATERNAIRE.

Facteurs climatiques et tectoniques commandent la morphogénèse dans cette partie du littoral oranais.

I.-Les faits climatiques.

Les oscillations climatiques quaternaires peuvent être appréhendées indirectement grâce , d'une part , à la présence de faciès typiques et d'autre part , en considérant les conditions bioclimatiques requises pour le dépôt des sédiments . Il est évident dans ce cas , surtout en l'absence de critères paléontologiques et/ou pŷllyniques , que la part des hypothèses restent importantes. Cependant , dans notre région , il faut remarquer que les fluctuations climatiques se caractérisent par des variations du

facteur pluviométrique indéniable et des variations thermiques plus discrètes: il n'y a pas, du moins à notre connaissance, de traces de froid dans les formations et la morphologie. Mais le schéma reste valable dans ses lignes générales, même si dans le détail, des inconnues restent à préciser. Ainsi :

1°- La mise en place de systèmes dunaires bien développés tels ceux de la zone septentrionale de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses, requiert:

- des plages marines largement découvertes et par conséquent un maximum marin régressif ;

- d'autre part, une végétation clairsemée et à dominante herbacée ou buissonnante. Cela suppose une ambiance climatique assez sèche, telle celle qui existe actuellement sur la plaine (semi-aride?). Cependant, il faut nuancer: nous sommes sur un littoral et par conséquent les accumulations dunaires sont un phénomène "normal" qui a du être constant durant le Quaternaire et seulement plus accentué pendant les régressions marines.

Il faut remarquer, à ce propos, que le dernier grand épisode éolien (dunes grésifiées) a laissé des traces dans toute la région. Serait-ce l'indice d'une grande phase régressive assez sèche? Ou bien, ces dunes ont été conservées car elles sont récentes et n'ont pu être détruites: l'altération bio-chimique n'a pas encore eu le temps de les attaquer, du moins dans les zones humides.

2°- Dans les zones où prédominent les accumulations éoliennes (nord de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses ou retombée littorale orientale du Djebel des Andalouses), entre les différentes séries de dunes s'interstratifient soit des sols rouges, soit des colluvions remaniant ces derniers. De plus, chaque système éolien est couronné par une carapace calcaire. Aussi, pouvons-nous formuler les hypothèses climatiques suivantes ayant présidé à la genèse de ces faciès :

a) Les sols rouges se sont développés dans les sables dunaires et sur les croûtes calcaires. Or, pour que cette pédogénèse ait lieu (et en assimilant les croûtes calcaires aux roches carbonatées en générales) il faut :

- une pluviométrie égale ou supérieure à 500mm,

- une température moyenne annuelle = 10 à 22°C. (M. Lamouroux, 1972).

Par conséquent, il faut la placer pendant une phase climatique humide (Pluvial), étant entendu que les Pluviaux dans notre région n'ont pas

dû connaître des températures très basses. Ceci est plausible car :

- d'une part , il n'existe pas de traces de gélifraction ,
- d'autre part , la situation en bordure de mer et les altitudes modestes ont dû jouer un rôle modérateur dans le cas de refroidissement du climat.

Enfin , il faut remarquer que , si cette pédogénèse rubéfiante a laissé son cachet en bordure de côte , il faut supposer que l'amont montagneux a dû connaître probablement et en même temps , une humidité encore plus élevée. Ceci a dû entraîné soit un lessivage des sols rouges , surtout ceux développés sur schistes , soit un brunification ~~de~~ ceux se trouvant sur les calcaires (cf A. Ruellan , 1969).

b) Les mêmes conditions climatiques sont requises pour aboutir à la libération d'abondantes colluvions sablo-limoneuses rubéfiées .
Cependant , il faut nuancer : celles-ci proviennent de l'altération de dunes en amont . Ce dernier est plus arrosé que la plaine .

Par conséquent , ces limons représentent une séquence humide mais en amont montagneux seulement. Leur ablation ultérieure (pendant une phase d'assèchement du climat) aboutit à leur dépôt en aval et explique ainsi leur position interstratifiée entre les dunes .

c) Enfin , les encroûtements du calcaire demandent au moins deux oscillations climatiques : correspondant aux deux étapes de leur genèse :

- mobilisation du calcaire dans les sédiments . Celle-ci ne peut s'effectuer que si l'écoulement des eaux est assez abondant et aisé. Dans ce cas les conditions sont réunies en ce qui concerne les dunes puisque le matériel est poreux et que là où elles sont le mieux conservées et les plus abondantes, elles se situent à l'aval des versants montagneux. Une certaine pluviométrie est donc indispensable à cette première étape de la genèse des encroûtements calcaires .

- Pour qu'il y ait précipitation puis durcissement du calcaire , il faut un assèchement du climat soit généralisé (oscillation climatique dans ce sens) soit saisonnier. Mais dans tous les cas , c'est une ambiance semi-aride qui est requise.

3°- Nappes alluviales et glacis (d'épandage ou d'accumulation et glacis couverts) sont typiques du modelé en zone sub-aride et semi-aride.

a) Les nappes alluviales représentent un épisode important à la

fin du Quaternaire récent: elles ont été généralisées à toute la plaine de Bou Sfer/les Andalouses et à la dépression de Mers el Kébir . Elles sont assez épaisses surtout dans la plaine . Aussi , faut-il placer , les précédant , une phase plus humide que celle qui a vu leur mise en place pour justifier l'abondance des débris déposés . Ceux-ci proviennent du substrat (généralement schisteux et accessoirement calcaire) qui a dû subir une altération assez poussée . C'est une crise rhéostasiques qui serait alors à l'origine du dépôt de ces nappes alluviales .

b) Les glacis qu'ils soient d'accumulation ou couverts sont typiques de zones relativement à l'abri des vents humides dominants (versant nord de la vallée de l'O.Sidi Hamadi , extrémité orientale de la plaine et dépression de Mers el Kébir) et connaissent un "calme" tectonique relatif . D'une manière générale , ils ont été constants au cours du Quaternaire dans ces zones .

4°- Si l'on suit la thèse classique des auteurs du Quaternaire marocain (1969) , les mouvements positifs de la mer se produisent toujours pendant les Interpluviaux . Par conséquent , la transgression eu-tyrrhénienne (mer à Strombes) serait contemporaine d'une phase climatique sèche .

5°- Enfin , des nuances climatiques locales existent . Elles ont dû influencer le modelé au cours du Quaternaire puisque nous constatons que certaines zones se caractérisent par tel ou tel type dominant de morphogénèse . Nous l'avons vu à propos des accumulations éoliennes , des nappes alluviales ainsi que des glacis d'épandage et des glacis couverts . De plus , une opposition entre amont montagneux bien arrosé et un aval sec se fait sentir d'une manière très nette . Nous l'avons démontré dans les exposés régionaux . Nous y reviendrons dans le chapitre suivant . Mais déjà , nous pouvons dire que le trait qui ressort le mieux dans cette opposition se trouve dans les encroûtements calcaires .

En effet , les encroûtements calcaires ont été plus importants et surtout mieux conservés dans les zones sèches que dans les secteurs humides . Ainsi dans l'extrémité septentrionale et orientale de la plaine de Bou Sfer/ les Andalouses ainsi que sur la retombée orientale du M. des Andalouses , les carapaces calcaires se superposent et sont encore en place . Ailleurs , et en particulier sur les versants nord du Murdjadjo qui sont les plus humides de la région , elles ne subsistent que très peu et localement (Gradin oriental de la route de Bou Sfer et avancée

de l'O. Ouédit) . Encore la série n'est pas complète et les croûtes sont souvent ou bien peu épaisses ou bien très érodées.

Cependant , il faut légèrement nuancer : les encroûtements se sont mieux développés en plaine ou en contrebas d'amont montagneux . C'est là qu'ils ont été favorisés car les accumulations calcaires y ont été fortes: elles ont bénéficié de leur position en contrebas de pente (ce qui a facilité l'écoulement des eaux (1)) ainsi que de la proximité du substrat calcaire.

Enfin , en replaçant le littoral oranais dans son cadre général méditerranéen et semi-aride , il est permis d'avancer l'hypothèse suivante : vu les nuances locales , il n'y a pas incompatibilité à ce qu'il y ait pendant certaines périodes climatiques et simultanément :

- à l'amont , une pédogénèse rubéfiante et
- à l'aval , un encroûtement calcaire.

A ceci , il faut ajouter que le versant septentrional du Murdjadjo (non compris le Gradin oriental de la route de Bou Sfer et l'avancée tabulaire de l'O. Ouédit) a eu de tous temps une pédogénèse rubéfiante. Elle a été seulement plus ou moins prononcée selon le volume des pluies . Elle peut s'expliquer par la prédominance d'un substrat schisteux sur lequel se forme un sol rouge dès 300mm/an.

Ainsi , en tenant compte de toutes ces considérations , le tableau suivant a été établi . Y ont été mises en parallèle les données lithostratigraphiques et les hypothèses climatiques au Quaternaire.

(1) et par conséquent , même située en zone sèche , les sédiments ont profité d'une partie de l'humidité des versants.

Tableau N° 14

Le Quaternaire sur le littoral oranais : chronologie relative et climat.

ETAGES	FORMATIONS	HYPOTHESES CLIMATIQUES.
Holocène	- terrasse grise , dunes vives et formation de pente caillouteuse.	- climat semi-aride
Q U A T E R N A I R E	- colluvions sablo-limoneuses rouges	- baisse de la pluviométrie : dégradation d'un Pluvial.
	-couverture détritique rouge des glacis de Mers el Kébir.	
	-formation litée grise du versant SE du Dj.Santon.	
	- cônes de déjection gris de Bou Sfer.	
R E C E N T	- nappes alluviales de l'O.el Guédra , de l'O.Ouédit et de l'O.el Bachir.	- augmentation de la pluviométrie. (Pluvial).
	-encroûtement calcaire dans les zones les plus sèches : petite croûte feuilletée et grésification des sables dunaires les récents.	
R E C E N T	- sol rouge et manteau d'altérite dans les zones les plus humides (sommet du M.des Andalouses et versant nord du Murdjadjo).	- climat sec (Interpluvial ?).
	-dunes grésifiées à stratifications obliques et encroûtement (nodulaire cu diffus) dans les formations suivantes .	
	- Formations colluviales rubéfiées à roses du Gradin oriental (route Bou Sfer).	- climat de transition vers plus sec.(baisse de la pluviométrie: dégradation d'un Pluvial).
Q U A T E R N A	- Formation terrigène rose saumon sur la côte.	- phase climatique particulièrement humide et généralisée à toutes les parties du Littoral oranais(Pluvial)
	-niveau alluvial remaniant un sol rouge.	
Q U A T E R N A	- cônes de dejection en amont ouest de la plaine de Bou Sfer/ les Andalouses.	- climat semi-aride
	- sol rouge / croûte rose feuilletée + altération biochimique des dunes du Q.M sur le Gradin oriental et de la dune à croûte rose feuilletée sur la retombée orientale du M.des Andalouses + développement d'un manteau d'altérite assez épais sur les versants schisteux du Murdjadjo.	
	-croûte rose feuilletée et mer à Strombes.	
	- sol rouge /croûte grise feuilletée et dans les niveaux inférieurs des dunes.	
R E C E N T	-croûte grise feuilletée et dépôts éoliens.	-cl. semi-aride.
	-cônes de dejection de Bou Sfer (?).	-climat de transition vers plus sec
-F. litée du Ravin de la Mauresque ;couverture sablo-limoneuse des glacis du		

I	du versant nord de la vallée de l'O.Sidi Hamadi	- climat de
R	et celle des glacis roses de Mers el Kébir ;	transition vers
E	formations colluviales sableuses (dans laquelle	plus sec (baisse
	se développera la croûte grise feuilletée) des	de la pluvio-
	gradins du Massif des Andalouses.	métrie)
M	-sol rouge / dalle calcaire rose saumonée et	- augmentation
O	horizons inférieurs rubéfiés des formations	de la pluvio-
Y	dunaires .	métrie.
E		
N		
Q	- dunes et début de la genèse de la dalle rose	-climat semi-
U	saumonée.	aride (Inter-
A		pluvial).
T		
E		
R	- formations colluviales sable-limoneuses de Mers	
N	el Kébir et de la retombée orientale du Dj.lâà!	
A	Andalouses.	-phase de tran-
I		sition vers
R	- cônes de déjection de la vallée de l'O.Sidi	climat plus
E	Hamadi et de l'amont occidental de la plaine	sec.
	de Bou Sfer / les Andalouses.	
A		
N	- sol rouge et manteau d'altérite sur les versants	-pluviométrie
C	nord schisto-dolomitiques du Murdjadjo et de	élevée (env.
I	M'Sila.	500mm)
E		
N		
	- grés calcaires à lunachelle calabrians.	-climat sec
		(semi-aride?)
		Interpluvial.

II. Le facteur tectonique.

Les grands traits de la néo-tectonique en Oranie ont été tracés par Y.Gourinard (1958) et B.Fenêt (1975) : des fractures à 3 directions principales (N 20 , N 50 et N 90) jouent au miocène terminal et déterminent des horsts et des grabens.

Elles s'accompagnent d'épanchements volcaniques.

Plus récemment , G.Thomas et H.Philipp (1977) reconnaissent la continuité et la reprise de cette activité tectonique et en précisent les caractères.

Ainsi , la phase en distension du Miocène supérieur s'étend jusqu' au Quaternaire ancien et respecte les grandes directions citées.

Le Quaternaire moyen s'individualise par une tectonique en compression avec une direction de raccourcissement à N.145° , des failles inverses , des plis à N.50 ainsi que des décrochements dextres suivant N.90.

Au Quaternaire récent , il y a reprise d'une phase en distension.

Dans cette partie du littoral oranais , nous avons reconnu , quant à nous , la pérennité de l'activité tectonique au Quaternaire. Sur photographies aériennes et sur terrain , nous avons relevé un certain nombre d'accidents qui respectent les grands axes définis par les auteurs cités (à N.20 , N.90 , N.50 et N.145). Le réseau de failles est particulièrement dense sur toute la région mais il l'est surtout à l'extrémité occidentale de celle-ci (Dj. des Andalouses et vallée de l'O.Sidi Hamadi) et sur le versant nord du Murdjadjo. Ailleurs , les fortes accumulations éoliennes masquent les déformations. De plus , des nuances interviennent : ainsi , si les failles à N.20 ; N.50 et N.90 sont communes aussi bien aux horsts qu'aux grabens , il apparaît que les N.145 découpent plus les premiers surtout en bordure du littoral et sur le gradin oriental de la route de Bou Sfer.

Cependant , notre raisonnement en ce qui concerne la néo-tectonique quaternaire repose surtout sur des arguments stratigraphiques et géomorphologiques. Ainsi , c'est :

1°- Au Plio-Villafranchien que s'esquissent les grands traits de la néo-tectonique quaternaire.

Les mouvements miocènes verticaux continuent . Ils suivent soit des failles prééxistantes, en particulier celles d'âge miocène supérieur, soit des cassures nouvelles. Les systèmes en horst et graben achèvent de se mettre en place . En même temps , les contre-coups de cette tectonique ^{les} découpent à leur tour en panneaux . Aussi , le double mouvement de surrection et de subsidence s'exerçant sur des ensembles hachés , entraîne la genèse de gradins . Ceux-ci sont donc portés à des altitudes différentes . Localement (versant NE du Murdjadjo , retombée littorale orientale du Dj. des Andalouses) , ils sont en touches de piano et basculés soit vers le sud , soit vers le nord et le nord-ouest , soit vers le SE.

Dans le graben emprunté par l'O.Sidi Hamadi , il est probable que se forme déjà un palier à subsidence bien marquée en bordure de la côte: c'est le fossé de l'extrémité NW de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses.

Cette activité tectonique est confirmée par la présence des grés calabriens à différentes altitudes : de 30 à 370m.

En outre , la mise en place de cônes de dejection emballant souvent des blocs décimétriques en contrebas du versant NW du Murdjadjo (qui est un escarpement de ligne de faille) et du Massif de M'Sila, souligne probablement un relèvement de ces Djebels au Quaternaire ancien.

2°- Au Quaternaire moyen , existent peu de traces sûres ^{de} ~~sur~~ la néo-tectonique. Cependant , nous pouvons avancer que les gradins esquissés pendant la période précédente continuent à évoluer dans le même sens.

Par exemple , les grés calabriens affleurent à la surface du Gradin oriental (donc à + 300m) puis à +50m dans la plaine de Bou Sfer/les Andalouses (indiqué par Y.Gourinard, en contrebas du Dj.Santon).

En même temps , et comme conséquence à cette manifestation tectonique dans la partie orientale , prend naissance (ou continue à se développer) une déformation à large rayon de courbure parallèle aux grandes failles bordières (WSW/ENE).

Un phénomène similaire , à savoir une subsidence , mais d'intensité plus forte se produit à l'extrémité occidentale de la plaine . Certes , nous n'avons pas de preuves probantes . Mais des arguments géomorphologiques (dynamiques torrentielles avec dépôt de fortes épaisseurs d'alluvions) nous permettent d'affirmer l'existence d'un fossé au pied du versant N W du Murdjadjo . De plus , des replats à 130-140m , de 145-150m (au débouché de l'O.Ouédit sur la plaine) , 100-110m et 160-170m -(à El Ançor à confirment la pérennité des mouvements verticaux du Murdjadjo. La dalle rose saumonée soulignent ceux-ci : elle est présente à la base et au sommet de chaque replat tandis que le versant entre les deux est un plan de faille remodelé par la dynamique des eaux.

Au NW de cette région , l'inclinaison qui accompagne les mouvements positifs ou négatifs des panneaux se poursuit. Elle respecte les pendages précédents : NW et ouest , comme par exemple , sur le rebord occidental du Dj. Des Andalouses . Ou bien , d'autres directions apparaissent : à l'extrémité SE de ce dernier , les gradins sont à ce moment basculés vers l'est.

3°- Au Quaternaire récent.

Les mêmes tendances de la tectonique persistent avec semble-t-il localement une intensité plus grande.

Ainsi , à l'embouchure de l'O. de la Fme du Maroc (retombée littorale orientale du Dj. des Andalouses) des sédiments du Quaternaire récent (niveau alluvial et F. terrigène rose saumon) présentent des dénivellations le long de failles à N.90 et N.60. Ceci met en évidence des mouvements positifs de la zone septentrionale de la retombée est du Djebel.

Dans la plaine de Bou Sfer/les Andalouses , les déformations de la plage à Strombes permettent d'avancer :

- 1°- que la plaine se relève légèrement vers ses rebords sud et nord , entraînée par les horsts;
- 2°- en même temps , elle s'incline vers l'ouest , en direction du double fossé de Bou Sfer et de l'embouchure de l'O.Sidi Hamadi.

Ce dernier exerce une certaine influence sur l'extrémité est de la retombée orientale du M. des Andalouses : le glacis des Andalouses plonge en direction de l'ouest.

Dans le Masiif des Andalouses , on note des différences : alors que la zone septentrionale continue à évoluer en surrection (graduelle il est vrai : plus forte à l'ouest vers le sommet qu'à l'est en bordure de mer), la partie médiane se révèle comme un fossé où viennent s'accumuler de fortes épaisseurs de sédiments . Quant à la zone méridionale ("Dorsale des Corailleurs ") , elle se comporte comme un petit horst ayant joué au Quaternaire récent.

Enfin , les mouvements du gradin oriental de la route de Bou Sfer se révèlent eux aussi complexes. Des différences de pentes dans les niveaux antérieurs aux dunes grésifiées montrent que ce panneau est entraîné plus fortement vers l'ouest , en direction du fossé de Bou Sfer (ce qui a entraîné une fléxuration de cet ensemble?). En même temps , son inclinaison vers la plaine se poursuit mais moins forte que le mouvement précédent.

4°- En conclusion :

L'activité tectonique , pendant tout le Quaternaire , a été importante sur le littoral français . Elle est attestée par les dénivellations du Calabrien et par la masse de sédiments accumulés dans certains fossés comme celui de Bou Sfer. Les horsts restent , d'une manière générale , animés de mouvements positifs tandis que les grabens conservent leur subsidence. Cependant , des nuances locales existent : les mouvements ont été plus ou moins intenses selon les secteurs (ce qui a

individualisé par exemple , des panneaux jouant en petits horsts ou en petits grabens). D'autre part , certains gradins appartenant au système des horsts , ont été subsidents pendant une certaine période du Quaternaire. Enfin , tous ces aspects ont abouti à un morcellement du littoral en différents secteurs tectoniques . Ainsi :

- le Massif des Andalouses et sa retombée orientale se subdivisent on l'a vu en cinq ensembles à mouvements différenciés. Chaque ensemble est constitué par une série de gradins.
- la vallée de l'O.Sidi Hamadi qui emprunte un graben est formée par , un amont et une zone septentrionale où les mouvements négatifs sont atténués ou moindres par rapport au fossé de l'embouchure de l'oued à forte subsidence.
- un autre graben : la plaine de Bou Sfer/les Andalouses comprend :
 - un fossé : celui de Bou Sfer . Il est continuité spaciales avec celui de l'O.Sidi Hamadi.
 - un vaste panneau correspondant à la moitié orientale de la plaine et qui connaît d'une part , une vaste déformation et d'autre part, une inclinaison vers le fossé précédent.
- le versant septentrional du Murdjadjo comprend des gradins plus développés (ou mieux conservés) à l'est et connaissant des mouvements différenciés (ex: le Gradin oriental de la route de Bou Sfer.)
- enfin , la bordure nord et ouest du Massif de M'Sila est découpée en panneaux différenciés.

Il est évident que ces mouvements tectoniques se sont combinés aux effets des données climatiques et par conséquent ont influé sur la morpho dynamique quaternaire : modification des dénivellations , de la valeur des pentes , création de contre-pentes et d'abrupts servant de pièges à sédiments (comme cela s'est produit pour les dunes dans certaines zones par exemple) , éventuellement même de l'exposition aux vents pluvieux. Aussi facteurs tectoniques et facteurs climatiques se complètent-ils pour donner une évolution originale à cette région au Quaternaire.

G.- L'EVOLUTION MORPHOGENIQUE GARDE CERTAINS TRAITS CONSTANTS PENDANT TOUT LE QUATERNAIRE.

Certains faciès (comme par exemple les dunes ou les sols rouges) se retrouvent à chaque étage du Quaternaire . Ils dénotent , par conséquent la répétition d'un type de modelé ou de processus. Cependant:

I;-C'est au Quaternaire ancien que s'esquissent les grands traits des paysages actuels du littoral oranais .

L' étape pli-villafranchienne joue , en effet un rôle primordial.

Ainsi, si la mer calabrienne recouvre un ensemble qui est en train de s'individualiser en horsts et grabens , en se retirant , elle laisse de vastes plateformes d'abrasion marine. Celles-ci sont à l'origine de la topographie tabulaire et comportent à leur surface un stock sableux et gréseux. Pendant la régression post-calabrienne , (contemporaine d'un Pluvial) se développe sur celui-ci une pédogénèse rubéfiante . En même temps les mouvements en distension qui ont débuté au Messinien, continuent et découpent le littoral aplanis en panneaux inégalement soulevés.

Mais , c'est pendant la grande crise d'instabilité morphogénique qui succède à ce Pluvial que commencent à être modelés les paysages actuels. La baisse de la pluviométrie entraîne la régression du couvert végétal dans une région où les mouvements tectoniques verticaux accentuent les dénivellations et les pentes. Aussi , l'agressivité du climat méditerranéen , détermine-t-il une dynamique morphologique particulièrement forte; creusement des vallées et des dépressions (O;Sidi Hamadi , O.Ouédit et dépression de Mers el Kébir). Celui-ci est accompagné , dans les secteurs où la tectonique est la plus vigoureuse , de dépôts torrentiels(partie méridionale de l'O.Sidi Hamadi , piémont NW du Murdjadjo). Dans les zones tectoniquement "plus calmes" , où la mise en place des gradins se fait insensiblement , le ruissellement dépose en bas des versants , des colluvions fins , provenant de l'ablation des sols rouges de la période précédente . Ce processus donne souvent lieu à une morphogénèse en glacis (dépression de Mers el Kébir , partie orientale de la plaine de Bou Sfer /les Andalouses).

A la fin du Quaternaire ancien , le climat devient plus sec (semi-

aride ?) : le calcaire mobilisé dans les sédiments précipite et durcit. Ainsi se forment les encroûtements qui donneront les dalles roses saumonées . En même temps , l'activité éolienne reprend : genèse de dunes sur le sommet des djebels et en bordure de côte.

Ainsi , dès le Pléistocène inférieur , s'individualisent des ensembles morphologiques et l'essentiel des formes est esquissé : l'O.Sidi Hamadi et celui de Mers el Kébir empruntent les zones tectoniquement déprimées . Ils creusent leur vallée et mettent ainsi en relief des versants escarpés qui sont des escarpements de ligne de faille . La plaine de Bou Sfer/ les Andalouses acquiert déjà son originalité avec une opposition entre son extrémité occidentale (modelé torrentiel) et sa bordure orientale (modelé en glacis) . En outre , il est probable que le fossé de l'embouchure de l'O.Sidi Hamadi constituait à cette époque une sorte de " ria" , étant donné la disposition générale des panneaux tectoniques et le faible soulèvement des volumes (celui-ci n'étant qu'à ses débuts).

II.-Au Quaternaire moyen , l'activité tectonique semble plus modeste alors que les oscillations climatiques marquent de leur cachet le paysage.

Tectoniquement , les grands ensembles et les gradins principaux sont en place . Les mouvements positifs ou négatifs sont , selon les cas accompagnés de décrochements et de légers basculements . Leur vigueur est probablement moindre puisque seule la zone de Bou Sfer -Village connaît une dynamique torrentielle. Partout ailleurs , prédomine un modelé en glacis .Cependant , deux grandes oscillations climatiques caractérisent cette période . Chacune est ponctuée par une pédogénèse rubéfiante et un encroûtement calcaire. Aussi , l'évolution du relief et en particulier celle des versants , au Quaternaire moyen , est-elle commandée par des alternances de phases humides et de phases sèches.

1°- La première phase ou oscillation climatique débute par la genèse d'un sol rouge essentiellement dans les zones les plus humides : sommet des djebels et sur les versants les mieux exposés aux pluies (versant nord de M'Sila et du Murdjadjo). Ce sol se développe souvent aux dépens de la dalle rose saumonée . Les formations dunaires sont aussi rubéfiées du moins à leur base , là où se trouvent réunies les conditions d'humidi-

té maximum. En même temps , l'érosion linéaire reprend : les oueds s'enfoncent dans leur vallée (ex: l'O.Sidi Hamadi) et les versants sont incisés. Dans les bassins , la mobilisation du calcaire dans les sédiments connaît des conditions favorables.

A cette phase humide , succède une période plus sèche : la pluviométrie diminue , le couvert végétal s'appauvrit . Ceci , ajouté à l'accentuation sensible et localement des pentes du fait de mouvements tectoniques (et de la baisse du niveau de base?) permet l'ablation de ces sols et de ces sables rubéfiés à l'amont et leur colluvionnement à l'aval. Ces processus s'accompagnent d'une part , de glaciplanation et de la genèse de glacis couverts , et d'autre part , du modelé des versants montagneux: érosion des formations superficielles et recul de la corniche massinienne. Cependant , il faut noter que les produits de cette ablation se déposent dans la partie occidentale de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses , sous forme de cônes de dejection. En même temps , la circulation des eaux restant relativement abondante , la mobilisation du calcaire dans les dépôts en plaine et en contrebas de versants se poursuit . Elle est d'autant favorisée que l'amont est calcaire(substrat anté-miocène et messinien) et que les alluvions ou colluvions dans lesquelles elle se fait sont poreux.

Enfin , la dégradation de la pluviométrie se poursuivant et le climat devenant semi-aride , le calcaire contenu dans les sédiments précipite et durcit , donnant lieu à la genèse de la croûte grise feuilletée.

2°-Pendant la seconde grande oscillation climatique , les mêmes processus morphologiques et tectodynamiques se reproduisent à cela près: la phase rubéfiante semble avoir été plus accentuée que précédemment et surtout , spatialement plus étendue . En effet , un sol rouge se retrouve même en zones "sèches" sur la côte , à Cap Falcon (dunes B7) , à Bou Sfer plage et à Mers el Kébir par exemple. Même la croûte qui se développera ultérieurement hérite de cette couleur : croûte rose . Celle-ci est contemporaine de la transgression eu-tyrrhénienne qui laissera la plage à Strombes.

Ainsi , au Quaternaire moyen , les traits de la morphogénèse esquissés dès le retrait de la mer calabrienne se précisent . Pour certaines zones, ils resteront constants : exemple : modelé de glacis dans la partie est de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses et dans la dépression de Mers el Kébir , cônes de dejection sur le piémont NW du Murdjadjo , prédominance des processus d'accumulation et de colluvionnement dans la partie médiane de la retombée orientale du Massif des Andalouses etc...

En outre , l'originalité de cet étage réside surtout dans le modelé des versants montagneux qui se précise surtout après le creusement des dépressions : dégagement d'escarpement de ligne de faille et recul de la corniche messinienne (localement : retombée NW du Murdjadjo celle-ci disparaît). Il est favorisé par les facteurs tectoniques , eustatiques et climatiques (alternance de phases humides et de phases sèches).

III. Manifestations tectoniques plus vigoureuses que celles de la période précédente et dépôts variés , comparables à ceux de certaines autres régions maghrébines , caractérisent le Quaternaire récent.

En effet, la morphogénèse du Quaternaire récent s'accompagne de dépôts continentaux abondants et variés qui gardent souvent les traces de l'activité tectonique . De plus , cette morphogénèse s'effectue en quatre étapes principales pendant lesquelles, les paysages achèvent d'acquérir leur cachet actuel.

1°-La première étape connaît un climat humide (Pluvial?) . Cette humidité est assez élevée ou prolongée pour donner lieu à la formation d'un épais manteau d'altérite sur les versants des Djebels les mieux arrosés et à l'altération profonde de croûte calcaire. Celle-ci disparaît localement , dans les secteurs recevant la plus forte pluviométrie de la région comme par exemple sur le versant nord du Murdjadjo et en particulier sur le Gradin oriental de la route de Bou Sfer ainsi que sur le sommet des Andalouses. A ce moment , les versants sont relativement stables (morphogéniquement et tectoniquement) et l'incision linéaire reprend.

2°-La seconde phase se placerait pendant une période climatique de de transition vers un Interpluvial. Elle est , en effet , contemporaine d'une crise d'instabilité morphogénique due à une baisse de la pluviométrie et à une reprise de l'activité tectonique : en même temps qu'ils se dénudent de leur végétation , les versants continuent leur mouvement de surrection. Certains sont basculés en même temps vers les zones subsidentes: fossé de l'embouchure de l'O.Sidi Hamadi , vallée de même nom et plaine de Bou Sfer/ les Andalouses (en ce qui concerne le Gradin oriental de la route de Bou Sfer). Ces mouvements déforment la plage à Strombos.

L'agressivité des pluies se manifeste sur les versants mal protégés

par une végétation en régression . Elle entraîne l'ablation des manteaux d'altérite et des produits de l'altération des croûtes calcaires et le recul de la corniche méssinienne. Celui-ci est d'ailleurs plus accentué dans la partie ouest de la retombée nord du Murdjadjo que sur son extrémité orientale. Les pentes sont ainsi dénudées au sommet et localement (gradin oriental) empatés à leur base. Les débris sont accumulés ainsi, aussi bien aux pieds des versants montagneux que côtiers . Ils sont surtout constitués , à l'exception des cônes de Bou Sfer et del Ançor , par des collutions fins et roses contenant quelques rares éléments grossiers (provenant de l'altération de dunes encroûtées). Ainsi s'explique la présence du niveau alluvial et de la Formation terrigène ~~rose~~ saumon à Hélix qui surmontent la plages à strombes le long de la côte et empâtent le versant nord du gradin oriental . Au pied du Dj. Santon , en bordure de mer , cet épisode est particulièrement net: les débris ont l'aspect de brèche pris dans une matrice limoneuse rouge . L'origine de ces derniers est due non seulement à des processus pédogénétiques (sol rouge sur le Djebel) mais aussi , probablement à une activité tectonique : rejeu de la grande faille bordière qui passe en contrebas du Dj. Santon ?

3°- La troisième étape de la morphogénèse du Quaternaire récent reflète bien les traces d'une ambiance climatique encore plus sèche que la précédente (Interpluvial). Celle-ci est soulignée par un épisode éolien généralisé à tout le littoral à l'exception du Massif des Andalouses (sommet) et de celui du Murdjadjo : ce sont les dunes grésifiées à stratifications . Il est à remarquer à propos de leur mise en place , que celles-ci se sont déposées surtout dans les zones subsidentes , souvent contre des talus ou des abrupts d'origine tectonique comme par exemple : la retombée littorale orientale du Dj. des Andalouses (là , elles soulignent le gradin subsident du Kesseb) , contre les versants nord et ouest du Gradin oriental et enfin dans la partie SE de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses (: elles mettent en évidence la déformation à large rayon de courbure de direction WSW/ENE de celle-ci) . En même temps , des pulsations tectoniques (ex: jeu de failles de l'O. de la Fme du Maroc) s'accompagnent de déformations : relèvement des extrémités NE et SE de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses ainsi que des gradins au N. des Corailleurs (attesté par les différentes altitudes de la plage à strombes) et de la partie SE du Dj. des Andalouses. Ces mouvements sont plus complexes et certains soulignent l'influence qu'exerce le fossé qui s'étend du piémont NW du Murdjadjo (Bou Sfer) à l'embouchure de l'O. Sidi Hamadi,

sur la morphogénèse. En effet , c'est là que les plus fortes accumulations détritiques grossières se font (: elles sont supérieures à 100m) alors que les amants montagneux (ou même la vallée) se dénudent par érosion.

4°- Les dépôts postérieurs aux dunes précédentes reflètent un modèle par ruissellement diffus ou en nappe et par conséquent d'un climat sec , semi-aride .Ce sont :

- soit des alluvions sablo-limoneuses rouges (pr-venant de l'érosion de sol) en contrebas des versants les mieux exposés aux vents pluvieux ,
- soit des formations alluviales : cônes de Bou Sfer , nappes alluviales de l'O.Guédra , de l'O.El Bachir et de l'O.Ouédit ainsi que le manteau rouge des glaciers de Mers el Kébir.

L'agressivité du climat s'exprime donc par une intense érosion ablatrice sur les pentes .Celle-ci est favorisée par des manifestations tectoniques qui s'intensifient : dépôts sous forme de cônes de déjection localement , là où ces dernières sont les plus vigoureuses , dénivellation du niveau alluvial/plage à strombes à l'embouchure de l'O. de la Fme du Maroc . Ailleurs , les déformations telles qu'elles ont été exposées plus haut se poursuivent.

L'abondance des débris remaniés par cette érosion suppose un substrat fortement altéré et par conséquent , précèdent celle-ci , une pédogénèse assez prononcée. La place de cette dernière est cependant mal aisée à établir . Deux hypothèses sont à envisager:

- a) cette pédogénèse est contemporaine de la mise en place des dunes grésifiées : les nuances locales jouent à ce moment-là et la pluviométrie est encore assez suffisante (mais égale au moins à 300mm/an) pour entraîner la genèse d'un sol rouge au moins sur les versants schisteux.
- b) La seconde hypothèse a l'inconvénient de multiplier les oscillations climatiques : après la phase éolienne succéderait une période pendant laquelle la pluviométrie aurait sensiblement augmenté . Elle aurait donc entraîné la formation d'une altérite sur les zones les plus humides de la région tandis que le calcaire est mobilisé dans les sédiments des zones les plus sèches.

C'est la première hypothèse qui semble la plus plausible et elle peut être étayée par le fait que le stock d'altérite formé pendant la 1ière étape de la morphogénèse du Quaternaire récent n'est peut-être pas enco-

re épuisé.

5°- En conclusion : Au Quaternaire récent , malgré sa vigueur , la morphogénèse effectuée sur les reliefs des retouches qui restent modestes si on les compare à celles du Plio-Villafranchien . Cependant , elle semble similaire à celle de certaines régions du Maroc si l'on en croit la ressemblance de certains faciès.

Ainsi , dans la basse vallée de l'O.Kert , au Maroc , J-J Barathon (1974) signale au-dessus de la plage ouljienne (que l'on peut peut-être assimiler ici à la plage à Strombes ?) les formations suivantes :

- "cônes torrentiels " ou " dépôts de versants riches en débris anguleux de quelques cm"
- et des limons roses et rouges.

" Limons roses inférieurs et limons rouges supérieurs sont parfois séparés par un encroûtement pelliculaire de quelques mm".

Ces dépôts sont à rapprocher d'une part , des sédiments alluviaux postérieurs aux dunes grésifiées (nappes alluviales et cônes de déjection) et d'autre part , aux colluvions sable-limoneuses roses en bordure de côte ainsi que des limons rouges en amont de la plaine de Bou -Sfer/ les Andalouses .

Sur la côte Atlantique marocaine , M. Rognon (P) et Weisrock (A) (1977) distinguent , recouvrant la plage ouljienne :

- des limons roses contemporaines ou légèrement postérieures à une accumulation de galets fluviatiles dans les vallées ou de brèches de pente sur les versants ;
- d'autres "limons roses " de la fin du Soltanien reposent sur les dunes post-oulijennes lapidifiées . Celles-ci seraient similaires aux dunes grésifiées du littoral oranais .

Par conséquent , à quelques exceptions près (absence de dunes post-tyrrhéniennes dans la basse vallée de l'O.Kert et coloration plus faible des limons sur la côte Atlantique) , nous retrouvons ici ,

la même lithostratigraphie de la seconde moitié du Quaternaire récent . Ceci , même si les conditions morphoclimatiques et tectoniques ne sont pas identiques.

Tableau de synthèse sur le Quaternaire oranais d'Oran aux Andalouses.

ETAGES	LITHOSTRATIGRAPHIE	HYPOTHESES CLIMATIQUES	MORPHOGENE ET TECTONIQUE
Holocène	<ul style="list-style-type: none"> - Formation de pente caillouteuse. - dunes vives. - terrasse grise à gros galets. 	<ul style="list-style-type: none"> - climat sec semi-aride. 	<ul style="list-style-type: none"> - modelé de versant. - modelé éolien - modelé fluvial
F N E C E R	<ul style="list-style-type: none"> - colluvions sablo-limoneuses rouges. - nappes alluviales de l'O. Guédra, de l'O. Ouédit et de l'O. el Bachir; cônes de déjection de Bou Sfer; couverture détritique rouge des glacis de Mers ainsi que de la F. de pente grise et litée du Dj. Santon. - encroûtement calcaire dans les dunes grésifiées et limons roses. 	<ul style="list-style-type: none"> - Interpluvial: climat semi-aride. 	<ul style="list-style-type: none"> - mouvements tectoniques: basculement et soulèvement des pan-neaux. - ablation sur les pentes d'où modelé de versant à l'amont et érosion fluviale à l'aval. - pédogénèse.
	<ul style="list-style-type: none"> - sol rouge et manteau d'altérite dans les secteurs les plus humides + mobilisation du calcaire dans les bassins. - dunes grésifiées à stratifications obliques et entrecroisées. 		<ul style="list-style-type: none"> - stabilité tectonique des versants et incision linéaire. - morphogénèse éolienne. - déformations tectoniques (basculement et surrection de certains

C D U A T E R E R M A I P R E	<ul style="list-style-type: none"> - niveau alluvial remaniant un sol rouge et Formation terrigène rose saumon sur la côte. - cônes de déjection en amont de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses. 	<ul style="list-style-type: none"> - dégradation de la pluviométrie (phase de transition vers un Interpluvial). 	<p>panneaux.)</p> <ul style="list-style-type: none"> - reprise de l'activité tectonique et modelé de versant.
	<ul style="list-style-type: none"> - sol rouge sur croûte calcaire et manteau d'altérite sur les versants les plus humides ainsi que rubéfaction des formations dunaires en plaine. 	<ul style="list-style-type: none"> - phase humide (Pluvial). 	<ul style="list-style-type: none"> -incision linéaire et reprise de l'activité tectonique : déformation de la plage à Strombes.
	<ul style="list-style-type: none"> - croûte rose feuilletée et plage à Strombes. 	<ul style="list-style-type: none"> - climat sec : semi-aride. (Inter-Pluvial). 	<ul style="list-style-type: none"> - stabilité des versants - transgression : recul de la côte.
	<ul style="list-style-type: none"> - colluvions sablo-limoneuses roses à éléments grossiers. 	<ul style="list-style-type: none"> - climat de transition vers plus sec (baisse de la pluviométrie). 	<ul style="list-style-type: none"> - crise morphogénique avec modelé de versant. (ablation).
	<ul style="list-style-type: none"> -sol rouge développé sur croûte calcaire et manteau d'altérite sur les secteurs les plus humides. Rubéfaction des formations dunaires . 	<ul style="list-style-type: none"> - Pluvial : période particulière-ment humide et généralisée à toute la région. 	<ul style="list-style-type: none"> - incisions linéaires - versants relativement stables.
	<ul style="list-style-type: none"> - sol rouge/schistes en amont - Croûte grise feuilletée. ----- - dunes . 	<ul style="list-style-type: none"> -climat relativement sec (Inter-pluvial ?). 	<ul style="list-style-type: none"> - pédogénèse diversifiée et morphogénèse dunaire.

M O Y E N E R I A N E R E T A V Q	<ul style="list-style-type: none"> - cônes torrentiels de Bou Sfer. - colluvions sableuses provenant du démantèlement des dunes sur l'extrémité nord du sommet du M. des Andalouses ainsi que sur ses bordures. De même sur le gradin oriental de la route de Bou Sfer. - F. litée du Ravin de la Mauresque et couverture sablo-limoneuse des glacis des versants N. de la vallée de l'O. Sidi Hamadi et de la dépression de Mers el Kébir. 	<ul style="list-style-type: none"> - assèchement du climat : dégradation de Pluvial. 	<ul style="list-style-type: none"> - modelé de versant avec recul de la corniche sommitale de la retombée N. du Murdjadjo. Tectoniquement : secousses aboutissant à la genèse de replats étagés. Sur le Murdjadjo les mouvements positifs reprennent, en particulier sur l'extrémité NW de celui-ci. - modelé de glacis sur les versants les plus calmes tectoniquement et aussi les plus secs.
	<ul style="list-style-type: none"> - sol rouge sur dalle calcaire et dans les horizons inférieurs des dunes. - manteau d'altérite sur les versants humides. 	<ul style="list-style-type: none"> - augmentation de la pluviométrie (Pluvial). 	<ul style="list-style-type: none"> - pédogénèse rubéfiante. - reprise de l'incision linéaire.
	<ul style="list-style-type: none"> - dalle rose saumonée et accumulation éolienne (dunes). 	<ul style="list-style-type: none"> - climat sec, semi-aride (Interpluvial). 	<ul style="list-style-type: none"> - encroûtement et morphogénèse éolienne - stabilité relative du sommet du Dj. Andalouses.
	<ul style="list-style-type: none"> - colluvions sablo-limoneuses rubéfiées et cônes de déjection de la vallée de l'O. Sidi Hamadi. 	<ul style="list-style-type: none"> - période de transition vers un climat plus sec: dégradation de Pluvial. 	<ul style="list-style-type: none"> - modelé de versant: dégagement d'escalpement de ligne de faille. - modelé de glacis dans les dépressions (Mers el

QUATERNAIRE ANCIEN			Kébir et extrémité orientale de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses) et en contrebas du Dj. des Andalouses (accumulation dans les panneaux les moins soulevés).
	- sol rouge et manteau d'altérite sur les versants .	- climat plus humide (Pluvial).	- érosion linéaire : creusement principal des vallées et des dépressions. - découpage de la région en panneaux tectoniques.
	- grès calcaires à lumachelle calabriens.	-Interpluvial(?)	- transgression : formation de vastes plateformes d'abrasion marine.

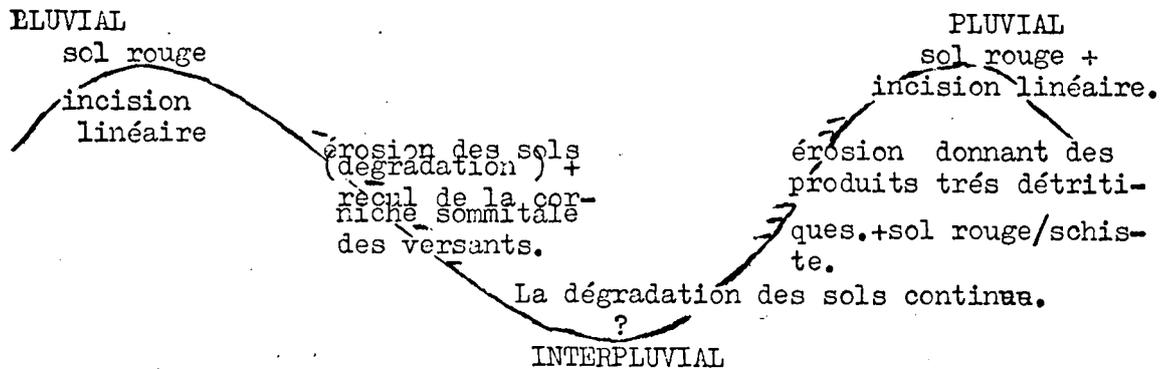
CONCLUSION GENERALE.

Tectonique et oscillations climatiques indissociées commandent la morphodynamique et le façonnement du relief au Quaternaire.

La première est responsable de la répartition actuelle des volumes et de la configuration du littoral cranaï : promontoires rocheux (horsts) alternent avec des bassins (grabens). En outre , en multipliant les pentes et les contre-pentes et en variant le niveau de base indépendamment des régimes eustatiques , elle a influencé le modelé quaternaire.

Les secondes ont , semble-t-il , respecté la micro-zonation climatique telle qu'elle se présente actuellement. En particulier , les différences entre amonts montagneux relativement bien arrosés et les bassins plus "secs" se sont fait sentir. Cependant , pour les Djebels

l'évolution morphoclimatique a été généralement "cyclique". Elle peut être schématisée ainsi:



Les plaines et les dépressions ont une évolution plus complexe qui s'explique de par leur position en contrebas des Djebels compartimentés en panneaux tectoniques à mouvements différenciés et de par leur situation en bordure de mer. Elles subissent donc les deux influences (des Djebels et de la mer) cumulées : elles récupèrent une partie des eaux des amonts montagneux (souvent chargées en calcaire ce qui favorise les encroûtements) ainsi que les produits de l'érosion de ceux-ci (ce qui donnera les colluvions limoneuses et les nappes alluviales). L'influence de la mer se fait sentir par les accumulations dunaires qui remanient les plages marines .

Les oscillations climatiques ont laissé leur cachet surtout dans la pédogénèse : croûtes calcaires indicatrices de périodes d'assèchement du climat et des sols rouges développés pendant les phases

humides. Ainsi , il apparait que le Quaternaire Ancien et le début du Quaternaire récent ont été particulièrement humides sans pour autant qu'il y ait baisse de température . En effet , ils se caractérisent par d'épaisses formations rouges et rubéfaction nette des sables du-naires même en zones "sèches" de la bordure du littoral. Le Quaternaire ^{moyen} semble assez sec en général , du moins en plaine .

Enfin, l'absence de dépôts marins témoignant de transgressions marines (exception faite de la mer à Strombes) est un problème que seuls des travaux plus approfondis et plus étendus spacialement peuvent résoudre. Il est , en effet, impensable d'envisager que le littoral oranais n'ait pas subi les influences de plusieurs transgressions au cours du Quaternaire. Les plages laissées par celles-ci ont été soit érodées , soit disparaissent sous des sédiments continentaux. Le problème reste posé.

— " —

- B I B L I O G R A P H I E -

- AMEUR-CHABBAR R, BALLOGE P-A, CONORD A et MICHOUX J. (1975) - Faune villafranchienne et tectonique neogène dans les Mts d'Azew. C.R.Ac.Sc.Paris .t.280. p.1055.
- ANGELIER J, CADAT J-P, DELEBRIAS G, FOURNIQUET J, GIGOUT M, GUILLEMIN M, HOGEL M.T, LALOU CL et PIERRE G (1976) - Les déformations du Quaternaire marin, indicateurs néo-tectoniques. Rev. de géographie et de géologie dynamique . Vol XVIII-Fasc 5- pp.427-448.
- ARAMBOURG C. (1948) - Les mammifères pléistocènes d'Afrique . Bull .Soc.géol. Fr.Paris - 1948. t.17.Fasc.12.p. 194.
- ARAMBOURG C, (1949)-Les gisements des vertébrés villafranchiens de l'Af. du Nord. Bull. Soc.géol.Fr.Paris- 5è série. t.19.Fasc.1-2-3. Pp.195-203.
- ARAMBOURG C (1950) - Contribution à l'étude des formations laguno-lacustres des environs d'Oran .Bull.Soc.H.N de l'Af. du Nord.t.41.pp 20-29.
- ARCHAMBAULT M (1966)-Essai sur la genèse des glacis d'érosion dans le sud et le SE de la France. Mém. et Doc.CNRS. 1966.N°2. pp 103-143.
- AVENARD J-M (1962) :La solifluxion, quelques méthodes de mécanique des sols appliqués au problème des versants . Travaux du Laboratoire du Centre de Géographie appliquée. C.D.U. Paris.
- BALLAIS J-L (1974) - L'évolution géomorphologique holocène dans la région de Chéria(Nemenchas).Libyca.
- BARBEROUX L, BOSQUET B (1976)-Contribution à l'étude des sols méditerranéens. Les sols rouges du domaine hellénique en Grèce occidentale .Signification climatique et stratigraphie .Rev. Géol.Méditerranéenne. pp 237-250.
- BARATHON J-J (1974)- La vallée de l'O.Kert du Driouch à la mer (Rif oriental -Maroc): formations détritiques et néotectonique .Rev; Médit.T.17 N°2. pp 21-45.
- BARATHON J-J (1974) - Quelques traits fondamentaux de la néotectonique dans le Rif oriental .C.N.R.S. Travaux de la R.C.P.249.2.pp3-11.
- BARATHON J-J(1976)- Géologie du Quaternaire : les niveaux marins quaternaires du littoral des Béni Said, Rif oriental .Leur rôle géomorphologique. C.R.Ac.Sc. Paris .T.282.1976. p.1473.

- BEAUDET G, MAURER G , RUELLAN A (1967)- Le Quaternaire marocain , observations et hypothèses nouvelles .Rev.Géographie physique et géologie dynamique.Vol IX,Fasc 4 pp 269-309.
- BEAUDET G.(1971) - Le Quaternaire marocain : état des études .Rev.G.M.N°20. pp 3-56.
- BEAUDET G.(1962)- Types d'évolution actuelle des versants dans le Rif occidental- R.G.M. N°1&2 . 1962.p41.
- BELLOUAM N.(1975)-Caractéristiques macromorphologiques et micromorphologiques de quelques sols à accumulation calcaire du Hodna .Séminaire "Connaissance des sols du Maghreb "-21-26 Avril 1975. INA.El Harrach,Alger.
- BENZIANE A (1977)-Etude géologique et hydrogéologique de la région des Andalouses.D.E.S.Université d'Oran .
- X BIBERSON P.(1971). Essai de redéfinition des cycles climatiques du Quaternaire continental du Maroc. Bull. de l'Assoc. française pour l'étude du Quaternaire. N°1. pp.3-10.
- BIROT P.(1969)-L'influence du climat sur la sédimentation continentale.C.D.U. Paris V.
- BOULAINE A.(1967)-Problèmes posés par les sols rouges méditerranéens .Bull. de l'A.G.F.Mai 1967.
- CABOT J et PRENANT A .(1968)-Observations sur le Quaternaire du Sahel d'Alger. Annales Algériennes de géographie.N°5. pp.77-92.
- CAILLEUX A et TRICART J.(1963)-Initiation à l'étude des sables et des galets . C.D.U. Paris.
- CAIRE E , CHOUBERT G,FAURE MURET A ,EL ARBI-HILALI ,HOUZAY J-P.(1972)-La néotectonique du bassin de Boudinar .Rif oriental ,Maroc.CR.Acad.Sc.Paris.t.279. pp.1949-1999.
- CADET J-P,FOURNIGUET J,GIGOUT M,GUILLEMIN M et PIERRE G.(1976)-L'histoire tectonique récente (du Tortonien au Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. 6-Néotectonique des littoraux.C.N.R.S Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords (1972-1975).Coc Colloque final.Montpellier .p.55.
- CAMPS G.(1954)-Gisement atérien en relation directe avec un Strombus bubonius L.K. au camp Franchet d'Esperey près d'Arzew.Bull.Soc H.N.Af.du Nord .t.45. pp.95-97.

- CASTANY G.(1953)-Orogénèse quaternaire en Tunisie . Tunis.
- CASTANY G.(1962) -Le Tyrrhénien de la Tunisie .Quaternaria.Vol.VI.pp.229-276.
- CISZAK R,CENTENE A, GREVELLEC J,LUCA J-L.(1980)-La phase de compression quaternaire dans les massifs côtiers oranais -Réunion des Sciences de la Terre; Marseille.
- CHAVAILLOK J.(1964): Les formations quaternaires du Sahara Nord-occidental. 395p. CNRS.
- COLLOQUES SCIENTIFIQUES DE L'UNIVERSITE DE TOURS; .(1974)-Géomorphologie des glaciers.Tours.
- COLLOQUES internationaux du CNRS N°219(1974): Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pléistocène. Gif-sur-Yvette.
- COLLEUIL B , GUIRAUD R.(1976)- Les déformations néo-tectoniques de la région de Nabeul en Tunisie.CNRS Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords .(1972-1975).-Colloque final . Montpellier .p.63.
- COQUE R(1962)-La Tunisie présaharienne .Etude géomorphologique .A.Colin.Paris.
- COQUE R,JAUZEIN A .(1965)- Le quaternaire moyen de l'Af. du Nord . Bull.A.F.E.G. 1965 ,N°2.pp117_132.
- COQUE R et JAUZEIN A .(1966)-Le Quaternaire de Tunisie .Quaternaria .Vol.XV. pp.139-154.
- COUVERT M.(1972)-Variations paléo-climatiques en Algérie .Libyca.Alger XX. pp.45-48.
- COUVREUR G.(1973)-Etagement des formes et néo-tectonique .Revue de géomorphologie dynamique N°3.pp.109-123.
- DALLONI M .(1940)-Notes sur la classification du Pliocène supérieur et du Quaternaire de l'Algérie .Bull.Soc.Géographie et d'archéologie . Oran.
- DELFAUD J,THOMAS G,(1972)- Les grandes lignes de la stratigraphie du Quaternaire oranais.CR.Ac.Sc.Paris.t.274.pp.3341-3344.
- DELIBRIAS G,ROGNON P ,WHISROCK A .(1975)-Datation de plusieurs épisodes à limons roses dans le Quaternaire récent de l'Atlas Atlantique marocain.CR.Ac; Sc.Paris .t.282.pp 593-596.
- DRESCH J,RAYNAL R.(1953)-Notes sur les formes glaciaires et périglaciaires dans le Moyen Atlas , dans le bassin de la Moulouya et le Haut Atlas oriental et leurs limites d'altitude .Publ. du Serv. géol. du Maroc.Notes et Mémoires N°117.
- DRESCH J.(1960)-Les changements de climat et les mouvements de sol en Af. du

Nord au Plio-Quaternaire.

- ✓ DUMAS B.(1970)-Niveaux continentaux et niveaux marins .Essai de corrélation et rapports morphogénétiques sur la côte du Levant espagnol. Annales de géo.
- DURAND A .(1962)-Etude géologique , hydrogéologique et pédologique des croûtes en Algérie. Thèses Sc:Alger.
- DURAND A(1964)-Les croûtes calcaires et gypseuses en Algérie ; formation et age. Bull. Soc. Géol. France.
- ESTORGES P, AUMASSIP G , DAGORNE A.(1969)-El Houita , un exemple de remblaiement fini-Würmien. Libyca. t. XVII. pp. 59-91.
- FENET B (1975)-Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin: "les Mts du Dj. Tessala et les Massifs d^e Littoral oranais ". Thèse d'état. Nice.
- FREYTET P , PLEZIAT J-C(1978)-Les redistributions carbonatées pédogénétiques (nodules , croûtes , "calcrêtes"): les deux types principaux d'environnements favorables à leur développement . CR. Ac. Sc. Paris .N° 24. t. 286.
- GIGNOUX M (19 25)-Les rivages et les faunes des mers pliocènes et quaternaires dans la Méditerranée occidentale . C.R 13è congrès de géol. intern. Bruxelles.
- GAUSSEN H, BAGNOULD A.(1952)-L'indice xéothermique . Bull. de l'Assoc. de géographes français . pp. 10-16.
- GIGOUT M, CADET J-P, FOURNIQUET J , GUILLEMIN A et PIERRE G.(1976)-L'histoire récente de la tectonique (Tortonien à Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran . 2-Chronologie du Quaternaire. CNRS. Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords (1972-75). Colloque final. Montpellier. p. 84.
- GIGOUT M, CADET J-P, FOURNIQUET J, GUILLEMIN A et PIERRE G (1976)-L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. 7-Conclusion générale . Signification géodynamique des phénomènes observés . CNRS. Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords(1972-75). Colloque final. Montpellier. p 88.
- GOBRINARD Y.(1952)-Le littoral oranais . Monographies régionales N° 22. XIXè congrès géologique international . Alger.
- GOURINARD Y(1954)-Isostasie et déformation Quaternaires dans le N.O algérien . XIXè Congrès géol. intern. CR. Fasc IX, p. 21-38. 3 fig, 2 pl. Alger.
- GOURINARD Y.(1958)-Recherches sur la géologie du littoral oranais. Publ. Serv. carte géol. Algérie. Nouv. Série. N° 6. 111 P.

- JAUZEIN A. (1962)-Contribution à l'étude du Quaternaire tunisien. Paris. 2 vol.
- LAFITTE R. (1942)-Plissements post-pliocènes et mouvements quaternaires dans l'Algérie occidentale. CR. AC/Sc. Paris. t. 215. pp 372-374.
- LAFITTE R. (1948)-Considérations climatiques au sujet du Pliocène supérieur (Villafranchien) d'Algérie. C.R. Soc. géol. Fr. Paris. Fasc. 12. pp 235-237.
- LAFITTE R. (1950)-Sur l'existence du Calabrien dans la région oranaise. CR. Ac; So. pp 217-219.
- LALOU G., DUPLESSY J.-C., N'GUYEN H.V. (1971)-Données géochronologiques actuelles sur les niveaux des mers et paléoclimatologie de l'Interglaciaire Riss-Würm. Rev. de géographie physique et géol. dynamique. Vol XIII, Fasc. 5. p. 147-162.
- LAMOUREUX M. (1965)-Observations sur l'altération des roches calcaires sous climat méditerranéen humide (Liban). Cah. Péd. ORSTOM, 3, 1, pp 21 à 41.
- LAMOUREUX M. (1967)-Contribution à l'étude de la pédogénèse en sols rouges méditerranéens. Sc. du sol. pp 51-86.
- LAMOUREUX M. (1972)-Etude de sols formés sur roches carbonatées. Pédogénèse fersiallitique au Liban. Mémoires ORSTOM. N° 56.
- MALEY J. (1976)-Essai sur le rôle de la zone tropicale dans les changements climatiques : l'exemple africain. CR. Ac. Sc. Paris. t. 288. p. 337.
- MARS P. (1967)-Réflexions sur l'étude du Quaternaire méditerranéen, difficultés, incertitudes et progrès. Rev. géog. physique et géol. dynamique. 2^e série IX. Fasc 5. pp 385-389.
- MASSON J.-M. (1971)-L'érosion des sols par l'eau en climat méditerranéen. Méthodes expérimentales pour l'étude des quantités érodées à l'échelle du champ. Thèse. Montpellier.
- MASSEPORT G. (1964)-Glacis d'érosion Nord-Méditerranée. RCA. pp 124-152.
- MATHIEU L. (1975)-Place et signification des croûtes et encroûtements calcaires dans les profils de sol et dans les paysages d'Af. du Nord. (séminaire "connaissance des sols du Maghreb". 21-26 Avril 75. INA. El Harrach, Alger).
- MAURER G. (1968)-LEs montagnes du Rif central. Etude géomorphologique. Thèse Lettres. Rabat.
- MOISSEC A. (1977)-Le littoral du Pays de Bizerte. Etude morphologique. Rev. géologie méditerranéenne. TIV N° 4. pp 281-290.
- MONTENAT C. (1976)-L'histoire récente de la tectonique (Tortonien à Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. 1 : chronologie et paléogéographie du néogène récent. CNRS. P. 114.

- NONN H. (1972)-Géographie des littoraux .Paris PUF.240p.
- OLIVA P. (1974)-La distribution des croûtes calcaires et encroûtements dans l'Anti-Atlas occidental .Etude de certains milieux du Maroc et de leur évolution récente .T.II.Travaux de la R.C.F 249.CNRS.Montpellier .pp 47-79.
- OTTMANN A. (1965)-Introduction à la géologie marine et littorale .Paris . Masson ed.260p.
- PALADILHE A. (1874)-Description de quelques nouvelles espèces de coquilles fossiles provenant des marnes pléistocènes d'estuaires des environs d'Oran. CR. Congr.Assoc.fr.avanc.Sc.Marseille.2ème partie .pp 383-387.
- PALLARY P. (1926)-Sur une faune aquatique pliocène d'Oran.Bull.Soc. Hist.nat. Af. Nord.Alger.t.17.p.284.
- PHILIP H, THOMAS G. (1977)-Détermination de la direction de raccourcissement de la phase de compression quaternaire en Oranie (Algérie).Rev.de géog.physique et de géologie dynamique.Vol XIX.Fasc 4.pp 315-324.
- PIRAZZOLI P. (1976)-Les variations du niveau marin depuis 2000 ans."Mémoires du Laboratoire de géomorphologie de l'école pratique des hautes études .N°30. (Dinard).
- POMEL A. (1885)-Paléontologie et description des animaux fossiles de la province d'Oran. A.Perrier édit. 2vol,pl.,cartes.
- RAYNAL R (1961)-Plaines et piémonts du bassin de la Moulouya (Maroc oriental) étude géomorphologique.Inframar.Rabat.617p.
- RAYNAL R. (1955)-Oscillations climatiques et évolution du relief au cours du Quaternaire.Notes marocaines. N°5.pp 10-15.
- RAMPROUX J-P, ANGELIER J, COLLETA B, FUDRAL S, GUILLEMIN M, PIERRE G. (1976)-L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran.CNRS.Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords(1972-75).Colloque final.Montpellier.p.125.
- ROGON P, WEISROCK A. (1977)-Evolution morphologique des basses vallées de l'Atlas Atlantique marocain.Rev.géol.médit.T.IV.N°4.pp 313-334.
- ROUBET F-E. (1947)-Quelques nouveaux gisements préhistoriques (contribution à l'étude du peuplement préhistorique de l'Algérie occidentale).Bull.de la soc de géographie et d'archéologie de la province d'Oran.t.58.p.117.
- ROUSSEL J. (1973)-L'activité sismique en Algérie de 1951 à 1970 inclus. Bull.Soc.Hist.Nat.Af.nord.64.Fasc 3et4.pp.185-210.
- RUELLAN A. (1962)-Utilisation de la géomorphologie pour l'étude pédologique au 1/20.000è de la plaine du Zebra(Basse Moulouya).RCM. 1&2 pp 23-40.

RUELLAN A. (1967) - Individualisation et accumulation du calcaire dans les sols et les dépôts quaternaire du Maroc. Cah. ORSTOM. série pédol; Vol V. N°4 pp 421-462

RUELLAN A. (1965) - Le rôle des climats et des roches sur la répartition des sols dans la Basse Moulouya. CR. Ac. Sc; t. 261. pp 2379-2382.

RUELLAN A. (1969) - Quelques réflexions sur le rôle des sols dans l'interprétation des variations bio-climatiques du Pléistocène marocain. RGM. N°15. pp 129-138.

RUELLAN A. (1971) - Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc oriental). Thèse sciences. Strasbourg.

STEARNS C-E, THURBER D.L. (1967) - Th 230/U 234, dates of the late pléistocène marine fossils from méditerranéan and marocan littorals. Progress in Oceanography. Vol 4. (The Quaternary history of the Ocean basins). Pergamin Press, Oxford and New York? pp 293-305.

THOMAS G. (1973) - Découvertes d'industries du groupe de la "Pebble -culture" sur le versant N. du Mt des Tessala (Algérie). Sa place dans la stratigraphie du Pléistocène inférieur et moyen de l'Oranie. CR. Ac. Sc. Paris. t. 276.

THOMAS G. (1974) - La phase de compression pléistocène en Algérie nord-occidentale : âge , premiers éléments cinématiques , relation avec les mouvements en distension. CR. Ac. Sc. paris. t. 279. pp 311-314.

THOMAS G. (1976) - Mise en évidence de décrochements dextres E/W d'âge quaternaire en Algérie nord-occidentale . CR. Ac. Sc. Paris. t. 283. pp 893-896.

THOMAS G. (1976) - Relation entre carapace calcaire et plages carbonatées du Quaternaire ancien en Oranie (Algérie). 4è Réunion annuelle des sciences de la Terre , Paris.

THOMAS G. (1976) - L'histoire tectonique récente (Tortonien au Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. 5- Les résultats de l'analyse structurale en Algérie nord-occidentale. CNRS. Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords (1972-75). Colloque final. Montpellier.

WEISROCK A. (1976) - Rapports entre plages marines et dépôts continentaux à Tamghart (Atlas Atlantique marocain). Travaux de la RCP. 249. étude de certains milieux du Maroc, Montpellier. T IV.

T A B L E D E S F I G U R E S

	Page
Fig 1 : Le littoral oranais : croquis de situation	2
Fig 2 : carte hypsométrique du littoral oranais.	5
Fig 3 : courbes d'accroissement de la pluviométrie en fonction de l'altitude selon P.Seltzer et Cl.Alcazar.	12
Fig 4 : Courbes ombrothermiques d'El Ançor , Oran et Cap Falcon.	20
Fig 5 : Le littoral oranais : contexte structural.	27
Fig 6 : Structure et tectonique calabriennes et post-calabriennes (d'après B.Fenêt 1975).	37
Fig 7 : Rebord sud du sommet du Dj. des Andalouses : Séquence I.	48
Fig 8 : Rebord sud du sommet du Dj. des Andalouses : Séquence II	49
Fig 9 : Profil en long de l'extrémité orientale du replat de la Fme du Cap Lindlès.	55
Fig 10 : Coupe S/N à travers la chaaba de la Fme du Cap Lindlès à son embouchure.	58
Fig 11: La retombée littorale est du Massif des Andalouses : séquences interprétatives.	59
Fig 12: Coupe à travers les formations du glacis des Andalouses.	64
Fig 13: Séquence de la falaise ouest des Andalouses.	65
Fig 14; Coupe sur le versant nord de la chaaba des Andalouses.	66
Fig 15: Le Massif des Andalouses : sommet et retombée littorale orientale.	70
Fig 16: Coupe de la carrière des Andalouses.	71
Fig 17: Le Massif des Andalouses : principaux panneaux tectoniques.	74
Fig 18: Granulométrie des sols rouges et des colluvions sablo-limoneuses rouges des plateaux.	85
Fig 19: Vallée de l'O.Sidi Hamadi : courbes granulométriques des formations alluviales.	85
Fig 20: Coupes interprétatives NW/SE au travers de la vallée de l'O. Sidi Hamadi.	90
Fig 21: Courbes granulométriques des formations de solifluxions.	98
Fig 22 : La vallée de l'O.Sidi Hamadi : Aval et embouchure.	107
Fig 23 : Les formations de la falaise orientale de la plage des Andalouses.	110
Fig 24: Le versant NW du Murdjadjo .	127

Fig 25 : Coupes au travers du versant septentrional du Murdjadjo.	129
Fig 26 : Le gradin oriental de la route de Bou Sfer/Mers el Kébir.	141
Fig 27,28,29 et 30 : Coupes du gradin oriental.	147 ;148, 149
Fig 31 et 32 : coupes interprétatives à travers le gradin oriental.	151
Fig 33 : Courbes granulométriques des sables du gradin oriental .	152
Fig 34 : " " " " " " " (coupe 5)	
Fig 35 ; " " " " " " " (" 6)	
Fig 36: " " " " " " " (5 9)154	
Fig 37: Nappe de l'Ouédit à l'amont .	166
Fig 38:Nappe de l'Ouédit à l'aval.	164
Fig 39 et 40 : Terrasse alluviale inférieure ,en contrebas de la nappe de l'Ouédit .	166
Fig 41: L'extrémité SW de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses: séquences interprétatives.	170
Fig 42: Cordon dunaire à quatre niveaux sableux (A 17) fossilisé par la nappe de l'O.Ouédit vers l'embouchure : courbes granulométriques.	172
Fig 43 : L'extrémité SW de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses : croquis géomorphologiques.	177
Fig 44 : Les formations de la terrasse de St Rock .	185
Fig 45 : La plaine de Bou Sfer/les Andalouses : séquences interprétatives.	182.
Fig 46 : Les formations de Trouville : courbes granulométriques.	187
Fig 47 : L'extrémité SE de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses.	190
Fig 48 : Les formations d'El Piloto : courbes granulométriques.	194
Fig 49 : Les formations du Pain de Sucre : courbes granulométriques.	194
Fig 50 : Les façades marines au N. de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses.	196
Fig 51 : La zone des Dunes .	200
Fig 52 : Courbes granulométriques des sables des dunes grésifiées à stratifications obliques ou entrecroisées.	202
Fig 53 : Courbes granulométriques des sables de la dune B 7 (dune à croûte rose feuilletée).	202
Fig 54 : Coupe W/E interprétative de la côte orientale au niveau d'El Piloto.	211
Fig 56 : Les formations des glacis de Mers el Kébir.	233
Fig 57 : Courbes granulométriques des formations des glacis de Mers el Kébir .	236

Fig 58 : Coupes S/N)à travers la dépression de Mers el Kébir .	242
Fig 59 : La dépression de Mers el Kébir : modelé quaternaire.	248

"

T A B L E D E S P L A N C H E S
H O R S - T E X T E

PLANCHE I. : L'amont de la vallée de l'oued Sidi Hamadi :
Esquisse de géomorphologique dynamique.

PLANCHE II : Esquisse morphostructurale de l'extrémité
occidentale du littoral oranais.

PLANCHE III : Vallée de l'O.Sidi Hamadi : tracé du réseau
hydrographique et tracé des failles.

PLANCHE IV : Le littoral oranais d'Oran aux Andalouses ;
Croquis géomorphologique.

T A B L E D E S M A T I E R E S

	Page
INTRODUCTION	1
<u>PREMIERE PARTIE: LE CADRE PHYSIQUE</u>	3
<u>Chapitre I: LES UNITES TOPOGRAPHIQUES LES PLUS ELEVEES;</u>	4
A. Leurs caractéristiques topographiques reflètent un contraste entre des altitudes modestes , des versants escarpés et des sommets tabulaires.	4
I. Les altitudes sont modestes.	4
II. Les sommets sont tabulaires.	4
III. Mais le contact avec les zones basses est net.	4
IV. Enfin , l'orientation de ces reliefs est généralement SW/NE.	4
B. Ces unités topographiquement les plus élevées sont aussi les plus humides , ce , dans un domaine climatique à la limite du semi-aride et du sub-humide.	6
I. Les données météorologiques.	6
1°). Les températures.	
2°). La pluviosité.	7
3°). Le régime des vents.	8
4°). L'humidité relative.	9
5°). Les indices climatiques.	10
II. L'altitude et la configuration du relief en font une zone bien arrosée et fraîche.	11
1°). Une approche climatologique , malgré l'absence de stations météorologiques montre que les Djebels sont relativement humides et frais.	11
Cependant , la configuration (ou plutôt l'orientation) des reliefs introduit des nuances climatiques.	13
3°). Par conséquent , cet ensemble topographiquement élevé et bien arrosé se subdivise en sous-zones biogéographiquement différenciées.	14
<u>Chapitre II: LES UNITES TOPOGRAPHIQUES DE FAIBLE ALTITUDE.</u>	
A. Caractéristiques générales.	16

I. Les trouées de la vallée de l'O.Sidi Hamadi et de la dépression de Mers el Kébir.	16
1°). De direction SW/NE, la vallée de l'O.Sidi Hamadi est limitée :	17
2°). La dépression de Mers el Kébir présente des similitudes mais aussi des différences avec la vallée de l'O.Sidi Hamadi.	17
II. La plaine de Bou Sfer/les Andalouses.	17
B. Les zones les plus basses sont aussi les moins humides et les plus "chaudes".	18
1°). Cap Falcon , quoique en bordure de la mer , est la station la moins arrosée de cette région.	19
2°). El Ançor se différencie par rapport à Cap Falcon grâce :	19
C. Les aspects biogéographiques.	
I.Des sols peu développés en général.	19
II. La végétation naturelle est peu existante.	21
Chapitre III: LA MISE EN PLACE DES VOLUMES : L'EVOLUTION GEOLOGIQUE	
ANTE-QUATERNAIRE.	
A.La période anté-nappe.	24
B.L'orogène alpine.	24
I. La phase lutétienne.	25
1°). L'expulsion d'une fraction importante des flyschs ultra.	25
2°).Le chevauchement de la chaine calcaire et l'écaillage de son substratum.	
II.La phase miocène.	25
1°).Un écaillage plus important du substrat accompagné de chevauchement de l'allochtone.	25
2°). Un épimétamorphisme qui affecte le substratum anté-miocène.	26
C. La période postérieure à l'orogénèse alpine ou période fini-tertiaire / début du Quaternaire.	26
I. Au Miocène supérieur (en partie pendant le Tortorien) se dépose le néogène post-nappes du "1ier cy-	

cle " ou "M1" et jouent les failles découpant les Massifs littoraux en horsts et grabens.	26
1°). Une tectonique en distension commence à mettre en place horsts et grabens.	26
2°). En même temps se dépose la couverture néogène du 1er cycle post-nappes.	28
II. Au Miocène terminal (ou Messinien), les mêmes manifestations tectoniques se poursuivent tandis que se met en place le néogène du 2ème cycle post-nappe ou "M2".	29
1°). En effet, le système horst-graben tel qu'il a été exposé précédemment , se précise.	29
2°). Une sédimentation qui diffère du nord au sud.	29
III. Le Pliocène inférieur et moyen est une période de relaxation tectonique pendant laquelle s'effectue une transgression.	30
IV. A cette période de relaxation , succède un Pliocène supérieur -calabrien pendant lequel l'activité tectonique reprend.	30
D. En conclusion.	32
I. Les zones les plus élevées ou horsts.	33
1°). Le Massif des Amdalouscs.	
2°). Le Massif de M'Sila et le Nurdjadjo.	33
3°). Enfin , faisant partie des horsts mais topographiquement bas (75m), le petit relief de Cap Falcon est formé de:	34
II. Les zones déprimées ou grabens .	34
1°). Les marnes gypsifères triasiques qui jalonnent les contacts anormaux bordant les horsts	35
2°). Les marnes senono-paléocènes "allochtones".	
3°). Enfin , le plus grand remplissage des grabens est formé par les marnes du M1.	
III. Les conséquences de la structure et de cette répartition sur la morphologie.	35
1°). Sur l'allure de la côte.	
2°). Sur la morphogénèse des versants.	36
4°). Aussi peut-on distinguer des unités morpho-	

structurales différentes dans cette partie du littoral oranais étudiée.

36

DEUXIEME PARTIE : LE MODELE QUATERNAIRE.

INTRODUCTION

39

Chapitre I : LA PARTIE OCCIDENTALE DU LITTORAL ORANAIS DES ANDALOUSES AU DOUAR SIDI HAMADI.

44

A. Introduction.

B. Les plateaux.

45

I. Le sommet du Massif des Andalouses et sa retombée littorale orientale.

46

1°). Les caractéristiques générales.

2°). Le sommet du Massif des Andalouses.

47

3°). La partie septentrionale de la retombée littorale ou zone de la Fme du Cap Lindlès.

52

4°). La partie centrale de la retombée littorale orientale du M. des Andalouses.

61

5°). La zone méridionale (bassin des Corailleurs).

67

6°). L'évolution morphogénique du sommet du M. des Andalouses et de sa retombée littorale orientale.

72

II. Les plateaux en amont de la vallée de l'O. Sidi Hamadi.

79

1°). La première sous-zone se trouve à l'ouest, en amont de la vallée de l'O. Sidi Hamadi.

2°). La bordure NW de la Forêt de M'Sila, en amont de la vallée de l'O. Sidi Hamadi.

81

3°). La bordure septentrionale du Plateau de Béchédia et du Dj. Azreg el Agab.

82

4°). Le Djebel Mazoudj et le Djorf Alia.

84

5°). Conclusion.

86

C. La vallée de l'O. Sidi Hamadi.

I. Introduction.

86

II. Un réseau hydrographique guidé par la tectonique.

87

1°). Le tracé du réseau hydrographique.

2°). Un faisceau assez dense de cassures explique le tracé général des cours d'eau.

89

III. Le versant septentrional.	89
1°). Caractéristiques générales.	
2°). Stratigraphiquement , le substrat comprend deux séries.	89
3°) La tectonique s'est manifestée par des mouvements verticaux empruntant des failles préexistantes et en créant de nouvelles.	91
4°). Le modelé quaternaire.	92
IV. Le versant méridional.	96
1°) Les aspects généraux.	97
2°). D'une manière générale , le versant méridional est un escarpement de ligne de faille qui juxtapose des lithologies différentes.	97
3°) Les dépôts quaternaires.	100
4°) Trois facteurs principaux expliquent la morphologie actuelle du versant méridional et l'oppose au versant septentrional .	103
V. L'aval et la côte.	104
1°) La morphologie générale est celle d'une dépression découpée au nord par la mer et bordée à l'ouest par l'extrémité sud de la retombée littorale du Dj. des Andalouses.	105
2°) A l'exception de dépôts côtiers , les formations sont celles de la vallée de l'O. Sidi Hamadi.	105
3°) La côte	108
4°) De l'étude de la partie aval de la vallée de l'O. Sidi Hamadi , se dégagent deux traits principaux.	109
VI. Chronologie relative et schéma d'évolution de la vallée de l'O. Sidi Hamadi.	111
1°). Trois critères permettent d'établir une chronologie relative.	
2°). Schéma de chronologie relative.	111
3°) Le creusement initial de la vallée est postérieur à la transgression calabrienne.	112
4°) Ensuite , la morphogénèse s'effectue en plusieurs phases où facteurs tectoniques et variations climatiques interviennent.	113

D. L'évolution de la partie occidentale du littoral oranais au Quaternaire.	115
I. Schéma d'une chronologie relative.	
1°) Au Quaternaire Ancien , nous plaçons toutes les formations à dalle rose saumonée.	116
2°) Au Quaternaire Moyen.	
3°) Au Quaternaire Récent.	116
II. L'évolution morphologique de la partie occidentale du littoral oranais au Quaternaire.	117
1°) Le premier facteur est d'ordre tectonique et lithologique.	
2°) Le second facteur est d'ordre morpho-climatique.	118

Chapitre II : LA PLAINE DE BOU-SFER/LES ANDALOUSES .

A. Introduction.	121
B. La zone montagneuse en amont de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses.	123
I. Le versant NW ou retombée nord-occidentale du Murdjadjo.	123
1°) Les caractéristiques générales permettent de distinguer trois sous-ensembles.	123
2°) L'ensemble des versants à l'est de Djorf Alia.	124
3°) L'avancée montagneuse du Ravin de l'Ouédit.	125
4°) Le versant septentrional du Murdjadjo , en amont de Bou Sfer à la Fme du Marabout.	130
5°) L'évolution morphogénique de cette partie occidentale en amont de la plaine est assez mal aisée à tracer ce , malgré des caractères nets.	131
II. La retombée NE du Murdjadjo : le gradin de la route Bou Sfer/Mers el Kébir.	134
1°) Cependant , le cadre structural est simple.	135
2°) Mais la morphogénèse quaternaire semble assez complexe .	135
3°) De ceci , nous pouvons avancer des hypothèses concernant l'évolution morphogénique du Gradin oriental au Quaternaire.	140
III. L'évolution de l'amont montagneux de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses n'est pas uniforme.	152

- 1°) Elle se distingue par une prédominance de l'influence éolienne et du ruissellement en nappe à l'est. 152
 - 2°) Ce sont les facteurs tectoniques semblait-il , qui ont exercé cette différenciation entre zone occidentale très disséquée et une zone orientale , en gradin. 152
 - 3°) Enfin ; l'évolution morphogénique du versant septentrional du Murdjadjo... 153
- C. L'extrémité SW de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses. 153
- I. La partie sud-occidentale de la plaine se distingue surtout par de fortes accumulations de sédiments fluviatiles. 155
 - 1°) Les sondages.
 - 2°) Ces sédiments fluviatiles se sont déposés surtout en cônes de déjection. 160
 - 3°) La nappe de l'O. Ouédit ravine les cônes "rouges" et fossilise les cordons dunaires qui se trouvent en bordure de côte. 161
 - 4°) Une terrasse de dimension réduite existe en contrebas de la nappe de l'Ouédit. 165
 - II. Cette accumulation d'alluvions fluviatiles s'est faite dans une zone correspondant à des panneaux affaissés. 167
 - 1°) Ces panneaux sont délimités par des cassures profondes.
 - 2°) L'affleurement du substrat miocène souligne l'existence de ces panneaux affaissés. 167
 - 3°) Ces panneaux se relèvent vers le NE où ils sont peu à peu envahis par les dépôts éoliens. 169
 - III. Cette accumulation fluviatile s'est probablement faite en plusieurs phases , du moins en ce qui concerne les cônes à l'amont. 168
 - IV. Une côte à falaise limite l'extrémité NW de la zone sud occidentale de la plaine. 169
 - 1°) De tracé WSW/ENE , la côte dessine de légères indentations.
 - 2°) Le premier cordon fossilisé se trouve à quelques mètres de l'embouchure. 169

3°) Au sud , les sables grésifiés fossilisent deux autres cordons dunaires.	175
4°) Ainsi , la morphogénèse du littoral se distingue nettement de celle de l'amont.	175
IV. Conclusion.	175
D. La partie SE de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses.	179
I. Trois caractéristiques principales se distinguent la partie SE de la plaine par rapport à son extrémité SW.	
1°) Sa topographie est peu différenciée .	
2°) Ses altitudes sont modestes.	
3°) Par son modelé.	
II. Le modelé du vaste plan légèrement concave	179
1°) Ce plan est formé par la superposition de cinq dépôts.	
2°) Par conséquent , c'est un glacis d'accumulation dont le modelé s'est fait en plusieurs phases.	182
III. Une côte dédoublée borde le glacis d'accumulation à l'est.	183
1°) La surface supérieure.	
2°) La surface inférieure;	184
3°) En conséquence , le relief actuel de la côte résulte de processus morphoclimatiques s'étant déroulés pendant deux régressions marines.	188
IV. Conclusion : ce sont les facteurs tectoniques qui ont le plus contribué à différencier , à la même altitude et dans la même situation géographique , une zone occidentale et une zone orientale , en amont de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses.	188
E. L'extrémité septentrionale de la plaine.	191
I. La topographie et les caractéristiques structurales.	
1°) Le petit relief de Falcon est un horst.	191
2°) La zone des Dunes se distingue , elle , par une topographie monotone , mamelonnée.	191

II. Le modelé du petit relief de Falcon.	192
1°) Le sommet comporte des traces de dépôts éoliens pédogénéisés.	
2°) Les versants côtiers sont souvent raides, modelés dans le substrat et comportent, à la base, soit des blocs éboulés, soit des formations sableuses.	193
III. Les dépôts et le modelé de la zone des Dunes.	197
1°) Extension, localisation, disposition générales et critères de différenciation des dunes.	197
2°) Les différentes dunes et leur agencement dans l'espace.	199
3°) En conséquence, la présence de plusieurs types de formations dunaires atteste de la prédominance du modelé éolien pendant une grande partie du Quaternaire.	209
4°) La côte.	210
IV. L'étude de l'extrémité septentrionale de la plaine permet de préciser les grands traits des conditions morphoclimatiques quaternaires.	216
1°) Les encroûtements calcaires.	
2°) Les accumulations dunaires.	
3°) Les altérations biochimiques, et en particulier la genèse des sols rouges ne peuvent se produire que sous certaines conditions pluviométriques.	216
4°) De ces considérations, nous pouvons esquisser les hypothèses suivantes sur l'évolution morphogéniques de la zone septentrionale de la plaine de Bou Sfer/les Andalouses.	216
F. La plaine de Bou Sfer/les Andalouses : esquisse d'un schéma de l'évolution morphogénique au Quaternaire.	218
I. Une chronologie relative peut être tracée grâce notamment.	218
1°) A l'existence de deux repères chronologiques.	
2°) A la superposition de quatre types d'encroûtements calcaires.	218

3°) A la présence de formations fossilisant la plage à Strombes.	218
II. A partir de ce tableau chronologique , une approche morphoclimatique peut être tentée.	219
1°) La présence de certains types de dépôts dans les trois étages du Quaternaire ...	219
2°) Chacun de ces processus suppose une am- biance climatique particulière.	220
III. Indépendamment de ce schéma climatique, l'ac- tivité de la neotectonique a exercé , sur le modelé de la plaine et indirectement , une influence certaine.	221
1°) Tout d'abord, le morcellement du milieu en gradins inclinés multiplie les "pentes".	
2°) Des secousses ou une subsidence de la plai- ne plus accentuée à l'ouest...	221
3°) Ces mêmes manifestations de la néotectoni- que sont moins prononcées à l'est.	222
IV. Enfin , les mouvements eustatiques ont laissé peu de traces à l'exception :	222
1°) de la transgression calabrienne responsa- ble de la topographie plane de certains gradins.	
2°) de la mer à Strombes responsable du recul de la côte.	
3°) de la(ou des) régressions qui lui fait suite ce qui a donné un aspect étagé à la côte.	222
V. Compte-tenu de ces observations, le schéma de l'évolution morphogénique suivant peut être proposé.	
1°) Au Quaternaire ancien.	222
2°) Au Quaternaire Moyen.	223
3°) Au Quaternaire Récent.	
<u>Chapitre III: LA DEPRESSION DE MERS EL KEBIR.</u>	
A. Introduction.	225
B. La vallée septentrionale.	227
I. Les conditions de la morphogénèse quaternaire.	227
1°) Les facteurs géologiques.	



- 2°) Les facteurs résultant de l'exposition aux vents pluvieux sont renforcés. 228
- 3°) Les oscillations climatiques quaternaires ont donc exploité ces données. 228
- II. Les versants de la vallée : la partie sommitale.
- 1°) Le versant méridional. 228
- 2°) La partie supérieure du versant septentrional de la vallée contraste légèrement avec la précédente . 229
- III. Le contact avec le fond de la vallée se fait par un glacis d'accumulation (ou d'épandage). 230
- 1°-La couverture sableuse rose et encroûtée des glacis d'accumulation. 230
- 2°) Le manteau détritique rouge des glacis d'accumulation fossilise en général le précédent. 236
- 3°) Nous sommes donc , en présence de glacis d'accumulation polygéniques. 236
- IV. Ce sont des colluvions sablo-limoneuses rubéfiées qui donnent sa couleur rouge supérieur à la couverture supérieure des glacis. 239
- V. Enfin , le contact avec l'amont occidental (gradin oriental de Ecu Sfer) est peu net. 239
- C. La zone sud-orientale de la dépression de Mers el Kébir. 240
- I. La partie supérieure du versant.
- II. Le plan incliné est un glacis d'accumulation dégradé.
- 1°) C'est un glacis d'accumulation qui ne possède que le manteau détritique rouge supérieur de la vallée septentrionale. 241
- 2°) Ce glacis d'accumulation a subi , au centre et partiellement des processus érosifs.
- 3) Le problème de l'absence de la couverture rose encroûtée et inférieure.
- 4°) En contrebas de ce glacis , à Ste Clothilde , se trouve une terrasse alluviale basse. 243

D. Des constantes s'observent dans l'évolution morphogénique de la dépression de Mers el Kébir.	243
I. La chronologie relative.	245
II. L'évolution morphogénique.	245
TROISIEME PARTIE : L'EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE AU QUATERNAIRE DU LITTORAL ORANAIS D'ORAN AUX ANDALOUSES.	250
INTRODUCTION.	250
A. ESSAI DE CHRONOLOGIE RELATIVE DES DEPOTS QUATERNAIRES DU LITTORAL ORANAIS.	251
I. Les formations qu'on peut attribuer au Quaternaire ancien.	251
II. Les dépôts du Quaternaire moyen.	251
1°) Un sol rouge	252
2°) Des sables éoliens remaniés ou non ultérieurement et dans lesquels s'est effectué la genèse de deux types d'encroûtement calcaire.	
3°) Le troisième type de formations rattachées au Quaternaire moyen est détritique.	253
4°) Enfin , la plage à Strombes serait contemporaine de la genèse de la croûte rose feuilletée.	254
III. Le Quaternaire récent.	255
1°) Sur la plage à Strombes , en bordure de côte se trouve un niveau alluvial.	255
2°) Un ou plusieurs dépôts colluviaux fins...	
3°) Les sables dunaires grésifiées à stratifications obliques fossilisent généralement les dépôts précédents.	255
4°) Une nappe alluviale de teinte généralement grise recouvre les formations précédentes sur la côte.	256
5°) Des colluvions sablo-limoneuses rouges colorent superficiellement et fossilisent souvent les dépôts situés en bas des versants montagneux.	
6°) Enfin, une petite terrasse grise à éléments plus gros que ceux de la nappe précédente ainsi qu'une formation de pente caillouteuse et les dunes vives.	256

B. LES CONDITIONS MORPHOCLIMATIQUES ET TECTONIQUES DU MODELE QUATERNAIRE.	256
I. Les faits climatiques.	
1°) La mise en place des systèmes dunaires bien développés tels ceux de Bou Sfer/les Andalouses...	257
2°) Dans les zones où prédominent les accumulations éoliennes , entre les différentes séries de dunes s'interstratifient soit des scls rouges , soit des collutions remaniant ces derniers.	257
3°) Nappes alluviales et glacis sont typiques du modelé en zone sub-aride et semi-aride.	258
4°) Les mouvements positifs de la mer se produisent toujours pendant les Interpluviaux.	259
5°) Enfin , des nuances climatiques locales existent.	259
II. Le facteur tectonique.	262
C'est	
1°) Au Plio-Villafranchien que s'esquissent les grands traits de la néo-tectonique au Quaternaire.	263
2°) Au Quaternaire moyen , existent peu de traces sûres de la néo-tectonique.	264
3°) Au Quaternaire récent.	
4°) En conclusion.	265
C. L'EVOLUTION MORPHOGENIQUE GARDE CERTAINS TRAITs CONSTANTS PENDANT TOUT LE QUATERNAIRE.	267
I. C'est pendant le Quaternaire Ancien que s'esquissent les grands traits des paysages actuels du littoral oranais.	267
II. Au Quaternaire Moyen , l'activité tectonique semble plus modeste alors que les oscillations climatiques marquent de leur cachet le paysage.	268
1°) La première phase ou oscillation climatique.	268
2°) Pendant la seconde grande oscillation climatique.	269
III. Manifestations tectoniques plus vigoureuses que celles des périodes précédentes et dépôts variés , comparables à ceux de certains autres régions maghrébines , caractérisent le Q. Récent.	270

1°) La première étape connaît un climat humide.	270
2°) La seconde phase se placerait pendant une période climatique de transition vers un Interpluvial.	270
3°) La troisième étape de la morphogénèse du Q. Récent reflète bien les traces d'une ambiance climatique encore plus sèche que la précédente (Interpluvial).	271
4°) Les dépôts postérieurs aux dunes précédentes reflètent un modelé par ruissellement diffus ou en nappe et par conséquent d'un climat sec, semi-aride.	272
5°). En conclusion.	273.
CONCLUSION	274
BIBLIOGRAPHIE.	280
TABLE DES FIGURES.	287
TABLE DES PLANCHES.	289

