



La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc, chaîne "calédonienne" des Sehoul et plateforme nord-mesetienne

Ahmed El Hassani

► **To cite this version:**

Ahmed El Hassani. La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc, chaîne "calédonienne" des Sehoul et plateforme nord-mesetienne. Sciences de la Terre. UNIVERSITE LOUIS PASTEUR STRASBOURG FRANCE, 1990. Français. <tel-01256284>

HAL Id: tel-01256284

<https://hal.archives-ouvertes.fr/tel-01256284>

Submitted on 14 Jan 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**U.E.R DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE
INSTITUT DE GEOLOGIE
STRASBOURG**

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE LOUIS PASTEUR

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

Par

Ahmed EL HASSANI

**La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc, chaîne
"calédonienne" des Sehoul et plateforme nord-mesetienne.**

Soutenue publiquement le : **02 Mai 1990** devant la Commission d'Examen :

MM. Jacques LUCAS	Président
Georges MILLOT	Rapporteur interne
Alain PIQUE	Rapporteur interne, Directeur de Thèse
Gérard BOSSIERE	Rapporteur externe
Christian HOEPFFNER	Examineur
André MICHARD	Examineur

TABLE DES MATIERES

Résumés.

Chapitre 1: INTRODUCTION

Cadre géographique.....	1
Cadre géologique.....	1
Les Hercynides marocaines.....	1
Le Môle côtier.....	1
Les zones tectoniques de la Meseta centrale.....	2
La zone des nappes orientales.....	2
La Meseta orientale (oranaise).....	3
La zone de Rabat-Tiflet.....	3
La région étudiée: cadre géologique succinct.....	3
Le bloc des Sehoul.....	4
L'axe anticlinal du Bou Regreg.....	4
La bordure nord du bassin de Sidi Bettache.....	4
Travaux antérieurs.....	4
But du travail entrepris.....	5

Chapitre 2: LA ZONE CAMBRIENNE DES SEHOUL

Introduction.....	6
Lithologie.....	6
Station du barrage de Rabat.....	6
Station de Larbaa Shoul.....	8
Formation Allal ben Mehdi.....	8
Formation de Kern Nesrani.....	8
Station de Msellat.....	11
Station de l'oued Tiflet.....	12
La zone de Sidi Sba.....	12
Le Sud de Sidi Al Aydi.....	14
Les affleurements septentrionaux de Dar Soltane.....	15
colonne synthétique.....	15
âge de la série des Sehoul.....	16
Conclusions.....	17
A l'échelle du secteur étudié.....	17
Comparaison avec le Cambrien de la Meseta occidentale.....	17
Comparaison avec les noyaux kabyles.....	17

Chapitre 3: L'ORDOVICIEN

Introduction.....	19
Travaux antérieurs.....	19
Description des coupes.....	19
Région de Rabat.....	19
coupe de Hosseine, en rive droite du Bou Regreg.....	19
description de la coupe.....	19
âge de la coupe.....	21
coupe de la rive gauche du Bou Regreg.....	21
coupe de Bled Dfa.....	22
les autres affleurements de l'Ordovicien de la région de Rabat.....	23
Région de Tiflet.....	23
coupe de l'oued Tiflet.....	24
description de la coupe.....	24
âge de la série.....	25
les autres affleurements de l'Ordovicien.....	25
comparaison avec les faciès de Rabat.....	26
Environnement sédimentaire des séries ordoviciennes.....	26
La partie inférieure.....	26
La partie supérieure.....	26
Remarques sur les niveaux oolithiques.....	26
Analyse des roches volcaniques.....	29
Conclusion.....	30

dans la région étudiée.....	30
comparaison avec les autres secteurs de la Meseta occidentales	31
comparaison avec le Rif et la Kabylie.....	32
Chapitre 4: LA DEFORMATION "CALEDONIENNE": LA PHASE SEHOULIENNE	
Introduction.....	33
Le plissement et la schistosité associée.....	33
Evolution de la schistosité.....	33
Description de la déformation.....	33
A Kern Nesrani.....	34
Dans l'oued Tiflet.....	34
La zone de Msellat.....	38
A l'Est de Sidi Bouchaïb.....	38
Dans le ravin de l'oued Atchane.....	38
Barrage de Rabat.....	38
Le métamorphisme régional.....	42
Les amphibolites.....	42
Les phyllades.....	43
Les quartzo-phyllades.....	43
Age du métamorphisme.....	43
Conclusion.....	45
Les granitoïdes de Rabat-Tiflet.....	45
Travaux antérieurs et but de l'étude.....	45
Etude pétrographique.....	45
Les granitoïdes de Rabat.....	45
Les granitoïdes de Tiflet.....	46
Conclusion.....	47
Etude géochimique.....	47
Les éléments majeurs.....	48
Les éléments traces et les terres rares.....	49
Le diagramme des terres rares élargi.....	51
Conclusion.....	51
Nature et origine des granitoïdes de Rabat-Tiflet.....	51
Contexte géologique de mise en place.....	51
Le métamorphisme de contact.....	52
La cordiérite.....	52
L'andalousite.....	53
La biotite.....	53
La chlorite.....	53
Conclusion: Relations du métamorphisme de contact avec la tectonique.....	55
Age relatif des granitoïdes.....	55
Les cisaillements post-schisteux.....	55
A l'échelle cartographique.....	58
A l'échelle de l'affleurement.....	58
A l'échelle microscopique.....	58
Aspect géodynamique du bloc des Sehoul.....	59
ouverture des bassins.....	59
la fermeture.....	60
conclusion.....	61
Conclusion.....	61
A l'échelle du secteur étudié.....	61
Cmpparaison avec le Rif et les noyaux kabyles.....	61
Chapitre 5 : LE SILURIEN	
Introduction et travaux antérieurs.....	64
Les coupes de Rabat.....	64
Coupe de Hosseine.....	64
Coupe de Bled Dfa.....	66
Coupe de l'Ain Ed Dick.....	68
Coupes en rives gauche et droite de l'oued Grou.....	68
Les coupes de Tiflet.....	69
Dans les gorges d'El Khaloua.....	69

Coupe de l'Ain Lefaâ.....	70
Coupe de l'oued Satour.....	71
Coupe de l'oued Tiflet.....	73
Autres gisements siluriens de la région de Rabat.....	73
Le volcanisme associé.....	73
Conclusion.....	74
A l'échelle du secteur étudié.....	74
Le Silurien de la Meseta occidentale.....	76

Chapitre 6: LE DEVONIEN INFERIEUR ET MOYEN

Introduction.....	77
Travaux antérieurs.....	77
Description des coupes.....	78
Coupe de Bled Dfa.....	78
Le Lochkovien.....	78
Le Praguien.....	79
L'Emsien.....	79
En rive droite du Bou Regreg.....	80
L'Eifélien.....	81
La série du Dévonien inférieur et moyen de l'Ain Ed Dick.....	81
Barrage de Rabat (oued Grou).....	81
La coupe du synclinal de Bou Ghachoua.....	82
Les autres affleurements du Dévonien.....	83
Discussion et conclusion.....	84
Evolution sédimentologique du secteur étudié.....	84
Tectonique syn-sédimentaire.....	87
Comparaison avec le reste de la Meseta occidentale.....	87

Chapitre 7: LE CYCLE SEDIMENTAIRE FAMENNO-TOURNAISIEN ET VISEEN

Introduction.....	89
Travaux antérieurs.....	89
Descriptions des coupes.....	90
La coupe de l'oued Tiflet.....	90
La rive droite de l'oued Grou.....	92
La coupe de la chabet El Harcha.....	92
La coupe de l'Ain Guenfoudia.....	95
La région de Rabat.....	96
La coupe de l'Ain Hallouf-oued Korifla.....	96
La coupe du jbel Bakkach-Kassem Rahal.....	98
Discussion.....	100
Evolution stratigraphique.....	100
Evolution sédimentologique.....	101
Au Famenco-Tournaisien et Viséen inférieur.....	101
Au Viséen moyen.....	101
Au Viséen supérieur.....	101
Conclusion.....	101

Chapitre 8 : LA DEFORMATION HERCYNIEUNE

Introduction.....	105
Les mouvements précoces.....	105
La phase majeure.....	105
Dans le bloc des Sehoul.....	105
Dans l'axe du Bou Regreg et la marge nord du bassin de Sidi Bettache.....	108
La partie occidentale.....	110
La partie orientale.....	110
La phase tardive.....	115
La fracturation: analyse microtectonique.....	115
Etude du contact entre les deux ensembles: bloc des Sehoul et axe du Bou Regreg.....	115
Région de Rabat.....	115
Région de Tiflet.....	119
Caractérisation du métamorphisme régional.....	119
Conclusion.....	120

Chapitre 9: CONCLUSIONS GENERALES

Le cycle "calédonien".....	121
La zone des Sehoul.....	121
L'Ordovicien de l'axe du Bou Regreg.....	121
La compression "calédonienne": la phase schoulienne.....	122
Le cycle varisque (s.l.) et place de la zone de Rabat-Tiflet dans le domaine mésétien marocain.....	122
la période siluro-dévonienne.....	122
la période famennien supérieur à viséen supérieur.....	122
La déformation hercynienne.....	123
Correlations avec les segments paléozoïques voisins.....	123
Comparaison avec les Appalaches orientales.....	124
La zone avalonienne.....	124
La zone de Meguma.....	125
Marge d'El Jadida.....	125
comparaison avec le Rif, la zone sud ibérique et la Kabylie.....	125
Modèle géodynamique.....	126
Evolution commune avec l'Europe pendant le cycle varisque.....	127
Références bibliographiques.....	129

RESUME

La région de Rabat-Tiflet est constituée par deux unités principales: la zone métamorphique des Sehoul et l'Axe sédimentaire du Bou Regreg, séparées par un contact tectonique de type chevauchant.

La zone des Sehoul est caractérisée par une série détritico-clastique de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, déposée dans un environnement de type deltaïque. Elle est datée du Cambrien. Les phyllades et les quartzophyllades qui la constituent sont affectées par une déformation souple (phase sehoulienne), qui a donné des plis de direction N50 à 70°, souvent isoclinaux, déversés ou couchés vers le SE. A ces plis est associée une schistosité cristallophyllienne. Vers la fin de cette compression, à l'Ordovicien terminal, cette zone est intrudée par un granite calco-alcalin. Celui-ci développe une porphyroblastose à andalousite, cordiérite, biotite et chlorite. L'andalousite étant synschisteuse indique que le granite est syn- à post phase sehoulienne. Le Silurien supérieur transgressif, amène à dater la phase sehoulienne de l'Ordovicien supérieur au Silurien inférieur. Des datations isotopiques par la méthode K/Ar ont permis de dater le métamorphisme régional synchrone de la phase sehoulienne de -450 Ma (Ordovicien supérieur), ce qui prouve l'existence d'un événement "calédonien" dans le bloc des Sehoul. Cet événement serait alors contemporain de la phase taconique et légèrement postérieur à la phase kabyle.

L'Axe du bou Regreg est constitué par des terrains sédimentaires d'affinité mésozoïque. Il présente cependant quelques particularités:

- l'ordovicien se limite à l'Arenig/Llanvirn et comprend un volcanisme calco-alcalin interstratifié.
- une lacune de l'Ordovicien supérieur et du Silurien inférieur, par soulèvement-compression, est contemporaine de la phase "calédonienne" des Sehoul.
- les premiers indices d'une tectonique synsédimentaire distensive sont perceptibles dès le début du Dévonien. Celle-ci sera développée au Dévonien supérieur lors de la formation du bassin dévono-dinantien de Sidi Bettache.

Le rapprochement entre ces deux unités s'effectue en deux étapes:

- la première se marque par des cisaillements qui fossilisent les conglomérats "lie-de-vin" transgressifs du Silurien terminal de Tiflet.
- la seconde est hercynienne, puisque l'on retrouve dans le contact majeur, sous forme de lentilles écrasées, des calcaires du Dévonien et des conglomérats du Viséen inférieur.

La déformation hercynienne dans cette région est relativement peu importante. Elle s'effectue dans un niveau structural supérieur à moyen.

ABSTRACT

The Rabat-Tiflet area is constituted by two main units: the Sehoul metamorphic zone and the Bou Regreg sedimentary zone. These two areas are separated by a roughly east-west trending thrust.

The Sehoul zone is characterized by a clastic sequence, several hundred meters thick, that is interpreted as a deltaic sequence. It is paleontologically dated from Cambrian time. The rocks affected by a low grade metamorphism, are deformed by folds. These are east-northeast trending (N50-70°E), often isoclinal, with a vergence toward south southeast. They are associated with a flow cleavage. This deformation was followed by the emplacement of a calc-alkaline granite. Its contact metamorphism developed andalousite, cordierite, biotite and chlorite. The syn-kinematic development of the andalousite crystals suggests that the granite emplacement occurred during the last stages of the sehoulian phase. This phase is dated, on the other hand, from Late Ordovician to Early Silurian by fact that the Upper Silurian strata rest unconformably upon the sehoulian structures.

Dating of the cleavage and metamorphism development of the Sehoul zone by K/Ar isotopic method indicate a Late Ordovician age (-450 Ma) for the folding phase. This distinguishes this zone from the other areas of the Moroccan Hercynian belt. The sehoulian phase, therefore, developed after the Early Paleozoic deformation of Kabylia. It was more or less contemporaneous with the Taconic orogeny of the Appalachians.

The Bou Regreg zone is constituted by a sedimentary sequence. Generally, the sedimentary facies display strong similarities with the sequences of the Moroccan Meseta (i.e. in central Morocco). However, several particularities are noteworthy:

- the Ordovician is represented here only by the Arenig/Llanvirn and it comprises calc-alkaline volcanic rocks.
- the absence of Upper Ordovician and Lower Silurian strata is attributed to the compressive events that occurred in the North ("Caledonian" phase of Sehoul).
- the first evidences of a synsedimentary extensive regime are noted since Early Devonian time. The crustal extension became obvious during Late Devonian time, when the Sidi Bettache basin opened.

The Sehoul and the Bou Regreg zones were progressively brought together by a polyphase thrust. A first episode, "Late Silurian", is represented by southward directed thrusts, that are proven to predate Late Silurian in the Eastern part of the Rabat-Tiflet area. A second episode, "Hercynian", created a mylonitic zone, roughly east-west trending, where deformed and brecciated Middle Devonian limestones and Late Devonian conglomerates are squeezed.

Apart of this Hercynian thrust, the Hercynian deformation was relatively mild, with open folds and diagenetic to very low grade metamorphic intensity.

ZUSAMMENFASSUNG

Der Nordrand der marokkanischen Herzyniden. "Kaledonischer" Block von Sehoul und plattform der Nordmeseta.- Das gebiet von Rabat-Tiflet besteht aus zwei haupteinheiten: der metamorphen zone von Sehoul und der sedimentären zone von Bou Regreg, die durch eine annähernd EW-verlaufende verwerfung getrennt werden.

Die Sehoul zone ist durch eine detritische serie von vielen hundert metern mächtigkeit charakterisiert, die im Kambrium unter deltaischem regime abgelagert wurde. Die darin vorkommenden phyllite und quartzphyllite sind schwach deformiert (Sehoulische phase). Die ENE-streichenden, meist isoklinalen falten sind SSE-vergent. An diese falten ist eine kristallisationsschieferung gebunden. Gegen ende dieser kompressionsphase im oberen Ordovizium dringt ein kalk-alkalischer granit in diese zone ein und entwickelt dadurch porphyroblasten von andalusit, cordierit, biotit und chlorit. Der zeitgleich mit der schieferung entstandene andalusit zeigt, daß der granit aus der syn-bis post-Sehoulischen phase stammt. Das transgressive obere Silur erlaubt eine datierung der Sehoulischen phase auf das obere Ordovizium bis in das Untere Silur. K/Ar isotopenuntersuchungen ergaben eine datierung des mit der Sehoulischen phase synchronen regionalen metamorphismus auf -450 Ma (oberes Ordovizium) und belegen die existenz eines "kaledonischen" ereignisses im Sehoulischen Block. Dieses ereignis fand während der takonischen phase statt.

Die zone von Bou Regreg besteht aus sedimentären ablagerungsräumen, die denen der Meseta ähnlich sind. Sie weist indessen einige besonderheiten auf:

- das Ordovizium ist auf das Arenig und das Llanvirn beschränkt und enthält kalk-alkalische vulkanite.
- kompressive hebungsbewegungen während der "kaledonischen" phase des Sehoul erklären das fehlen des Oberen Ordovizium und Unteren Silur.
- Erste anzeichen einer synsedimentären dehnungstektonik sind seit beginn des Devons erkennbar. Diese entwickelte sich in Ober-Devon während der bildung des Devono-Dinantischen beckens von Sidi Bettache.

Die zonen von Sehoul und Bou Regreg wurden in zwei phasen zusammengesoben: Die erste phase ist gekennzeichnet durch scherbewegungen, in deren verlauf die transgressiven konglomerate ("lie-de-vin") des höchsten Silur von Tiflet abgelagert wurden. Die zweite phase hat herzynisches alter, da am hauptkontakt in mylonitischer form linsen von devonokalken und Untervise-konglomeraten auftreten.

Die herzynische faltungsphase ist in dieser region mit nur geringen einengungsbeträgen und niedriggradiger metamorphose relativ schwach ausgebildet.

INTRODUCTION

CADRE GEOGRAPHIQUE

La région de Rabat-Tiflet, située dans le Maroc nord-occidental, est un plateau dont l'altitude moyenne se relève progressivement vers l'Est (10m à Rabat et 400m à Tiflet). Il s'agit du palier topographique inférieur de BEAUDET (1969). Ce plateau est drainé et entaillé par un important réseau hydrographique dont les sources se situent dans le massif du Maroc central à plus haute altitude : ce sont les oueds Bou Regreg, Grou, Akrech, Satour et Tiflet.

Les roches du Paléozoïque affleurent au fond des vallées. Vers le Nord, elles disparaissent sous les recouvrements miocènes et plus récents de la plaine du Gharb.

D'importantes forêts de chêne liège recouvrent ce plateau : ce sont la Mamora, la forêt de Sidi Bettache-Ben Slimane et la forêt des Sehoul. La population est assez dense dans cette région ; à l'Ouest elle est en grande partie arabophone alors qu'à l'Est elle est berbérophone (tribu des Zemmour).

CADRE GEOLOGIQUE

LES HERCYNIDES MAROCAINES

La chaîne hercynienne du Maroc est comprise entre le craton ouest-africain et sa marge anti-atlasique au Sud, et la chaîne alpine du Rif au Nord. Les terrains paléozoïques qui forment cette chaîne semblent constituer la couverture d'un socle protérozoïque, peut-être initialement continu avec celui de la plateforme saharienne (CHOUBERT, 1951; MICHARD, 1976).

Au Paléozoïque supérieur (s.l.), pendant l'édification de cette chaîne, le craton ouest-africain est resté stable, alors que sa marge nord s'est déformée dans des mouvements tectono-métamorphiques plus ou moins importants.

Le domaine de la chaîne hercynienne se compose de l'Anti-Atlas (marge péricratonique faiblement remobilisée au Paléozoïque supérieur) et des terrains paléozoïques du Maroc septentrional, qui ont été déformés au Paléozoïque supérieur et qui ont été,

localement, repris dans les mouvements méso- et cénozoïques. Le domaine hercynien du Maroc septentrional, n'ayant pas été repris par les mouvements atlasiques et rifains, constitue la Meseta.

Jusqu'au Dévonien inférieur et moyen, la Meseta marocaine accueille, dans des mers épicontinentales, les produits de l'érosion du craton. D'importants changements paléogéographiques interviennent ensuite, au Dévonien supérieur, où elle est soumise à un régime distensif (PIQUE & al., 1983). L'évolution hercynienne du Maroc a fait l'objet de plusieurs synthèses stratigraphiques classiques (ROCH 1950 ; CHOUBERT & FAURE-MURET, 1962 ; HOLLARD, 1978 ; DESTOMBES & al., 1985) et, plus récemment, de synthèses structurales (MICHARD, 1976; MICHARD & PIQUE, 1979; PIQUE & MICHARD, 1981; MICHARD & al., 1983; HOEPPFNER, 1987; PIQUE & MICHARD, 1989). Ces travaux et de nombreuses autres monographies sur l'Hercynien marocain, que le lecteur trouvera cités en bibliographie, ont permis de distinguer, de l'Ouest vers l'Est, plusieurs zones structurales (fig . 1):

Le Môle côtier

Situé à la partie ouest de la Meseta occidentale, il englobe ce que géographiquement on appelle Meseta côtière ainsi que les parties occidentales des massifs des Réhamna et des Jebilet. Il est constitué, en grande partie, par des terrains du Cambrien au Dévonien supérieur, bien que le Carbonifère ait été soupçonné dans les sondages du bassin d'Essaouira (SN 1 : BÄCKER & al., 1965), sous la couverture secondaire et tertiaire. A partir du Dévonien, cette zone a joué le rôle d'un haut-fond, souvent soumis à l'érosion, comme l'attestent les dépôts détritiques et les olistostromes qui jalonnent, au Dévonien supérieur et au Carbonifère inférieur, la bordure des bassins. Le Môle côtier est affecté par un plissement d'amplitude kilométrique dû à la phase majeure hercynienne (MICHARD, 1967; 1976). Le raccourcissement est faible, et cette phase est responsable, tout au plus, d'une schistosité de fracture. D'une manière générale, cette zone, peu déformée, rappelle l'Anti-Atlas; tous deux constituent les marges externes de l'orogène hercynien (MICHARD & al., 1983).

Les zones tectoniques de la Meseta centrale

Elles correspondent à l'essentiel du Maroc central (fig. 2), les parties centrales des Rehamna et des Jebilet et aussi au massif ancien du Haut-Atlas (fig. 1). Ces zones sont constituées par des terrains datés du Cambrien au Westphalien A et elles se caractérisent, du point de vue de la déformation, par :

- des failles directionnelles à composante normale, apparues au cours de la phase précoce de la zone orientale ; ces failles guident la sédimentation dans les sillons détritiques, individualisés à partir du Dévonien supérieur,
- une phase majeure de plissement échelonnée dans le temps du Viséen au Westphalien inférieur, d'intensité variable et qui développe un métamorphisme synschisteux dans les zones de cisaillement.

La zone des nappes orientales:

Elle est considérée par HOEPFFNER (1987) comme la zone de transition entre la Meseta orientale et la Meseta centrale. Les nappes, d'origine orientale, sont connues dans la partie est du Maroc central (région comprise entre Azrou et Kasba-Tadla, ALLARY & al., 1976 ; BOUABDELLI, 1982 et 1989) et les Jebilet orientales (HUVELIN, 1977). Cette zone se prolonge dans le domaine atlasique, dans la boutonnière des Aït Tamlil, située au SE des Jebilet (JENNY & LE MARREC, 1980). Ces nappes montrent souvent des déformations antérieures à leur mise en place, ce qui, pour MICHARD & al., (1983), appuie l'hypothèse de leur origine orientale dans le domaine de la chaîne anté-viséenne. Ces nappes synsédimentaires ont été reemplissées avec le flysch sous-jacent par la phase hercynienne majeure.

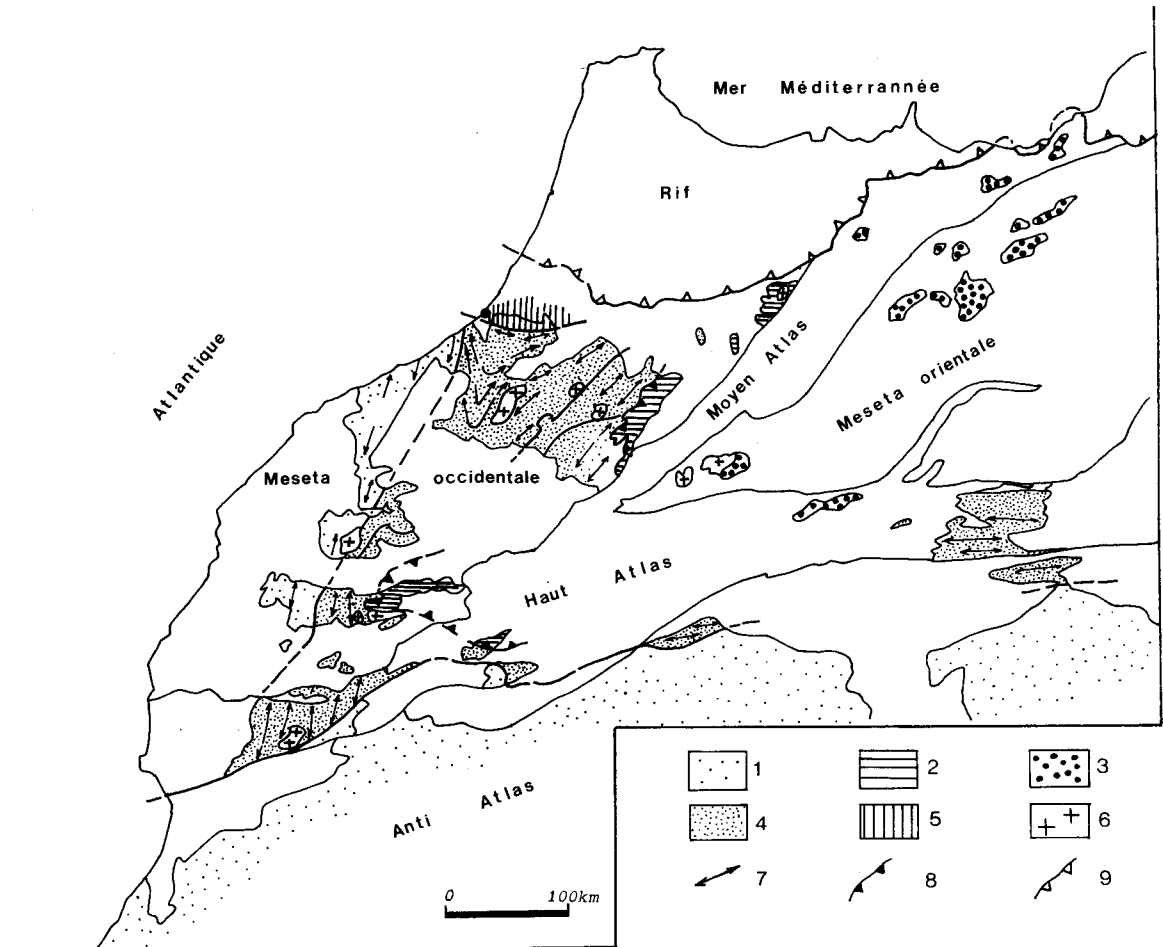


Fig. 1: Les zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc.

1. régions peu déformées de l'Anti-Atlas et du Môle côtier, 2. zone de transition avec mise en place de nappes syn- à tardi-sédimentaires au Viséen supérieur, 3. Meseta orientale, 4. Meseta centrale et Tamlilt à plissements namuro-westphaliens, 5. bloc "calédonien" des Sehoul, 6. granites hercyniens, 7. direction des plis hercyniens, 8. chevauchements hercyniens, 9. chevauchements alpins.

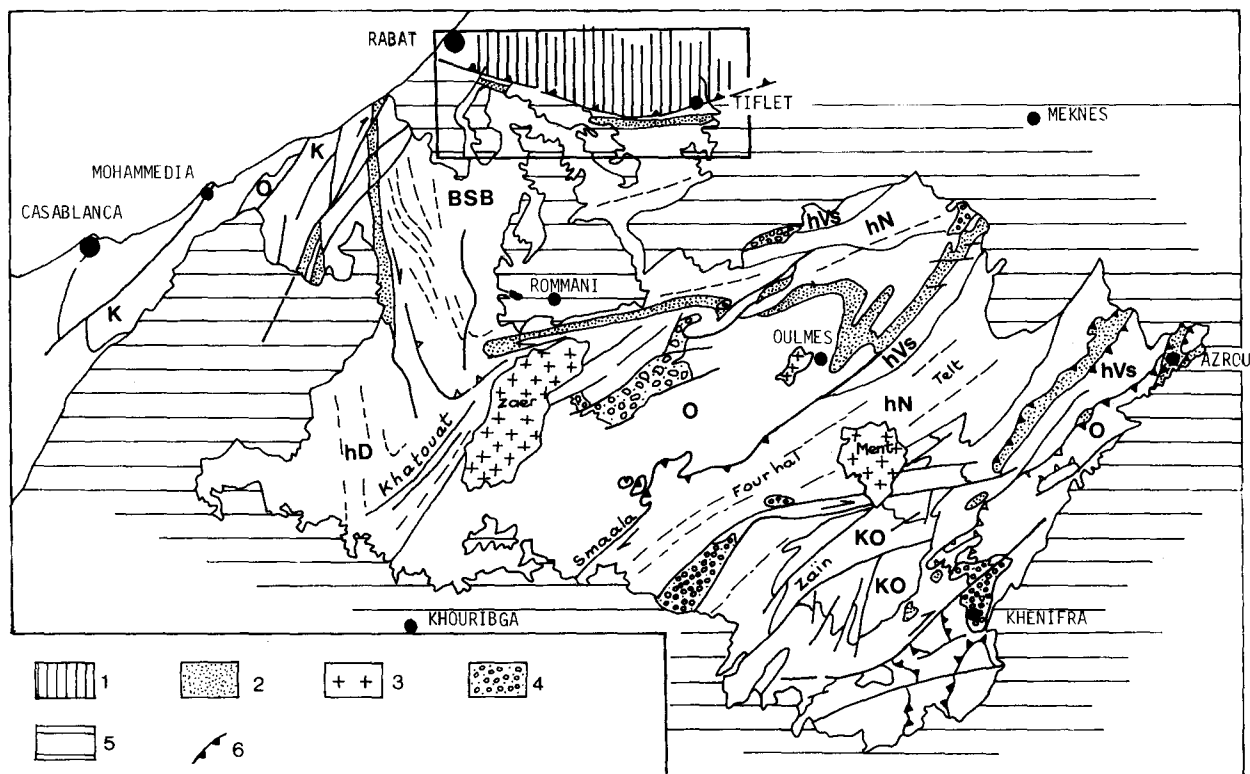


Fig. 2: Unités structurales du massif du Maroc central et de la Meseta côtière

1. bloc des Sehoul, 2. rides dévoniennes, 3. granites hercyniens, 4. conglomérats post-orogéniques, 5. terrains de couverture, 6. contacts de chevauchements, Encadré: zone étudiée, K: Cambrien, O: Ordovicien, KO: Cambro-Ordovicien, hD: Dévono-Dinantien, hVs: Viséen supérieur, hN: Viséo-Namurien, BSB: bassin de Sidi Bettache.

La Meseta orientale (oranaise)

Elle comprend les boutonnières de Debdou-Mekkam, de la chaîne des horsts, des Beni Snassène, de Midelt et de Mouguer, qui affleurent au sein d'une couverture récente. Elle est caractérisée par l'individualisation d'un bassin turbiditique dévonien, le développement d'une phase tectono-métamorphique au Dévonien supérieur et par un volcanisme calcoalcalin qui se développe dès le Viséen supérieur et se prolonge jusqu'au Westphalien (HOEPFFNER 1987).

La zone de Rabat-Tiflet

Elle est située en bordure septentrionale de la Meseta centrale. Du fait de l'exigüité de ses affleurements (on ne la suit que sur quelques kilomètres avant qu'elle ne s'enfonce sous les dépôts récents du Gharb), elle demeure assez mal connue. Sa structuration principale est anté-hercynienne (anté-dévonienne, PIQUE, 1981), ce qui la distingue des

autres zones mésétiennes. L'âge des terrains constituant le "bloc des Sehoul" est probablement cambro-ordovicien. Les phyllades et les quartzophyllades qui la constituent, ont été rapprochés du reste de la Meseta avant la transgression du Silurien supérieur. Pendant la compression hercynienne, ce bloc chevauche des terrains sédimentaires paléozoïques constitués par des pélites et des calcaires (ordoviciens à dévoniens); le tout est soulevé au Dévonien supérieur et forme une ride dont les produits d'érosion alimenteront au Sud le bassin dévono-dinantien de Sidi Bettache (PIQUE, 1979).

LA RÉGION ÉTUDIÉE: CADRE GÉOLOGIQUE SUCCINT

Cette région, de direction structurale E-W, comprend trois ensembles structuraux, qui sont du Nord au Sud (fig. 3) :

Le bloc des Sehoul

Il est constitué par des phyllades et quartzophyllades, qui affleurent dans la vallée de l'oued Bou Regreg. Il est qualifié de terrain "suspect" accolé à la Meseta au moins à partir du Dévonien, peut-être avant (PIQUE, 1982). Avant d'être intrudées par un granite à -430 Ma., les roches ont été déformées. Les plis "calédoniens" (s.l.), qui caractérisent le bloc des Sehoul, sont isoclinaux, couchés ou déversés vers le Sud. Ce plissement synmétamorphe est accompagné par une schistosité de type flux.

L'axe anticlinal du Bou Regreg

Il est formé par des terrains sédimentaires datés de l'Ordovicien inférieur (RAHMANI, 1978 ; EL HASSANI & al., 1987) et de roches volcaniques interstratifiées, recouverts en transgression par une série de calcaires et de pélites, datée du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur et moyen (EL HASSANI &

al., 1988b). Une importante lacune sédimentaire allant du Llandeilo au Wenlock supérieur est à mettre en rapport avec les mouvements contemporains connus dans le bloc des Sehoul. Cet axe émerge au Dévonien supérieur.

La bordure nord du Bassin de Sidi-Bettache

Elle est constituée par des sédiments détritiques grossiers dévono-dinantiens et elle présente une sédimentation à blocs (PADGETT & al., 1977 ; PIQUE, 1979) provenant de la ride septentrionale. La région comprend, le long de la gouttière de Satour, une sédimentation identique à celle de Sidi Bettache.

TRAVAUX ANTERIEURS

LECOINTRE (1933) est le premier géologue à parcourir la région, à la décrire et à dresser une carte au 1:100 000. Dans les terrains du socle, il reconnaît une formation de séricito-schistes non datés (schistes X', correspondant à notre bloc des Sehoul) comprenant des granites. Elle est séparée, par un

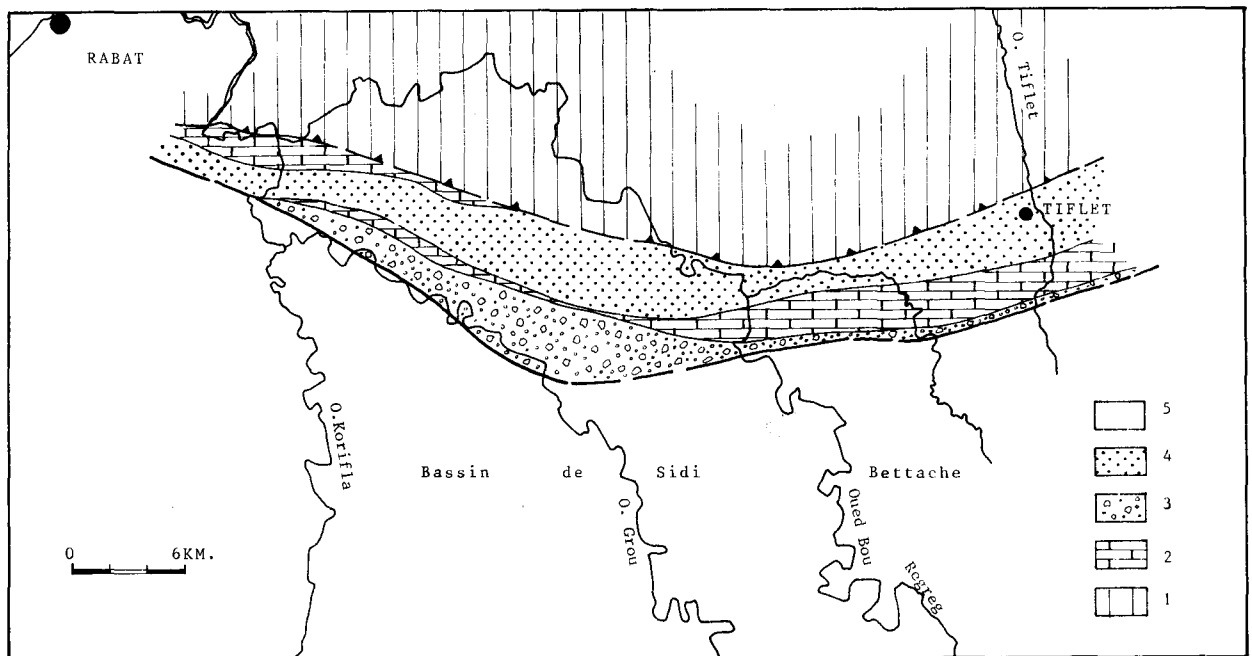


Fig. 3: Principales unités structurales de la région de Rabat-Tiflet.

1. bloc des Sehoul, 2. Axe du Bou Regreg (ordovico-siluro-dévonien), 3. unité chaotique, 4. gouttière de Satour, 5. bassin de Sidi Bettache

contact anormal, d'une zone anticlinoriale (anticlinal des Oulad Mimoun: notre axe du Bou Regreg), de direction "armoricaïne", qu'il raccorde à l'anticlinal de l'Oued Cherrat décrit par lui en 1926. Vers Tiflet, cet anticlinal comprend le granite de Taïcha, qui est étudié par WIPPERN (1955), puis daté par CHARLOT & al. (1973).

CHOUBERT et HINDERMEYER (1948) trouvent *Hercynella radians* dans les "marbres" de l'oued Akrech. Ils attribuent un âge dévonien (Givétien probable) à ces calcaires et ils les rattachent à ceux des gorges du Khaloua (région de Tiflet).

DESTOMBES (1954) découvre une association faunistique qui date le Llanvirn, dans l'ancienne tranchée du chemin de fer à Tiflet.

Les travaux de COGNEY (1957) ont permis de dater les différents termes du Paléozoïque de la région de Rabat, à l'exception de l'Ordovicien. Les conglomérats du jbel Bakkach, attribués par SAVORNIN (1921) au Permien, sont datés du Viséen inférieur (COGNEY & DANZE-CORSIN, 1960).

ROUSSELLE (1961) étudie le Silurien de Rabat et suggère un parallélisme faunistique entre le Maroc et la Bohême, ce qui fut ultérieurement précisé par ALBERTI & al. (1966). De nouvelles faunes de Trilobites, de caractère bohémien, sont découvertes et décrites alors par ALBERTI (1966, 1969, 1970 et 1977).

Les études micropaléontologiques entreprises par RAHMANI (1978) ont permis de définir, dans les terrains ordoviciens de Rabat, une association arénigienne et une association llanvirnienne. Par la suite une association de Trilobites et de Graptolithes a permis de dater ces mêmes affleurements de l'Arenig moyen (EL HASSANI & al., 1987 ; 1988a).

De nombreuses autres études ponctuelles traitant partiellement du secteur étudié seront analysées, par la suite, dans cet ouvrage.

En 1979, PIQUE fournit un cadre structural à la Meseta nord-occidentale. Il montre que dès le Dévonien supérieur, le bassin de Sidi Bettache se crée par enfoncement relatif au sein de zones émergées qui forment des rides. La zone de Rabat-Tiflet est la marge septentrionale de ce bassin.

Les "schistes X" déjà reconnus par LECOINTRE (1926,1933), puis étudiés par GARCIA (1961) constituent une série azoïque qui est nommée "bloc des Sehoul" par PIQUE (1979) et rapportée par lui au

Cambrien moyen (p.p.), par analogie de faciès. Le rapprochement de cette série du reste de la Meseta s'est effectué, selon PIQUE, juste après la fin du plissement et elle chevauche, à l'Hercynien, "l'anticlinal de Rabat-Tiflet", par l'intermédiaire d'une semelle écaillée. La déformation du bloc des Sehoul serait, selon l'auteur (op. cit.), contemporaine des mouvements "sardes" ou "taconiques". Cette zone de Rabat-Tiflet est par la suite comparée aux noyaux kabyles (PIQUE, 1982).

BUT DU TRAVAIL ENTREPRIS

Après les travaux de portée générale, il était donc nécessaire d'entreprendre une étude détaillée (stratigraphie fine, structurale, magmatisme, environnement sédimentaire, datations,...) aussi bien dans le bloc des Sehoul que dans l'axe du Bou Regreg.

La région étudiée est une zone clé pour la compréhension de ses relations avec les blocs européen et américain. C'est aussi dans cette région que les mouvements "calédoniens" marocains sont les mieux caractérisés (plissement, métamorphisme, granitisation,...). Ces mouvements sont marqués d'un tronçon (bloc des Sehoul), qualifié d'exotique ou de terrain "suspect", par PIQUE (1979). Ce bloc n'ayant pas fourni de faune, sa relation avec une province paléogéographique restait inconnue. De même, dans l'axe sédimentaire du Bou Regreg, on avait admis depuis longtemps que l'Ordovicien était représenté mais aucune précision d'étage ou de province faunique et paléogéographique n'avait été fournie; nous apportons des précisions à ce sujet et aussi sur ses rapports avec le bloc des Sehoul.

La présence de basaltes en coussins dans l'Ordovicien de l'axe du Bou Regreg, au contact avec le bloc des Sehoul, est aussi un caractère très important, puisque c'est pratiquement la seule occurrence d'une activité magmatique dans l'Ordovicien du Maroc. Des analyses chimiques sont nécessaires pour situer cette région dans un cadre géodynamique.

Concernant le Siluro-Dévonien, il restait à évaluer l'importance de la lacune de la base du Silurien, sa durée, et sa signification.

Enfin, l'établissement de la plateforme carbonatée dévonienne, son comportement, la signification des différentes lacunes et l'importance des événements tectono-sédimentaires en préparation de l'ouverture du futur bassin de Sidi Bettache restaient à décrire.

CHAPITRE 2

LA ZONE CAMBRIENNE DES SEHOUL

INTRODUCTION

La zone des Sehoul (ou bloc des Sehoul: PIQUÉ, 1979) se situe à la limite nord de la région étudiée où elle affleure sur quelques kilomètres seulement de large dans les vallées des oueds Bou Regreg, El Hamma et Tiflet. Au Nord, les roches qui la constituent disparaissent sous la couverture tertiaire et quaternaire du bassin du Gharb.

Les sondages effectués par la Société Chérifienne des Pétroles (S.C.P.) (in, TILLOY, 1955) et par la Direction des Ressources en Eau (in FEINBERG, 1986), dans ce bassin, ont permis d'atteindre les roches du socle, appartenant probablement au bloc des Sehoul. La localisation de ceux-ci est la suivante (fig. 4) :

- MAM 2, à 1km au Nord de Sidi Bouknadel, profondeur : 515m,
- MAM 1, à 10km au Sud de Kénitra, à une profondeur de 779m.,
- TF1 à TF7, tous situés au Nord de Tiflet, à des profondeurs variant de 70 à 100m.,
- plusieurs endroits sur la feuille Sidi Yahia du Gharb, à des profondeurs variables (TILLOY, 1955),
- Dans le nouveau sondage de la S.C.P. (KZ.101, Mers El Kharraz), aux alentours ouest des rides pré-rifaines, à une profondeur de 1640m.

La limite socle-couverture est donc, d'après l'emplacement des différents forages et de la profondeur respective des roches pouvant être rangées dans le bloc des Sehoul, de plus en plus profonde en allant vers le Nord. TILLOY (1955) fait remarquer par ailleurs que les études géophysiques montrent une table érosive sub-tabulaire de ce socle paléozoïque, appelée par lui "plate-forme de la Mamora", qui s'enfoncé régulièrement vers le Nord avec une pente de 3 à 4°.

LECOINTRE (1933) est le premier à décrire les roches de cette région, dans la vallée de l'oued Bou Regreg entre Rabat et Tiflet sous le terme de séricitoschistes. Ces roches ont été attribuées par COGNEY (1957) à l'Ordovicien probable du fait de leur continuité avec les terrains paléozoïques de l'"anticlinal de Rabat". Elles ont été décrites brièvement par GARCIA (1961). Pour BEAUDET (1969), les séricitoschistes pourraient être le témoin d'un socle ancien (précambrien?) car leur métamorphisme est épizonal.

En fait, une partie des terrains de cette zone a été attribuée par PIQUÉ (1979) au Cambrien par analogie de faciès avec les schistes à trous connus, depuis la Montagne Noire jusque dans le Haut-Atlas, à la même époque.

LITHOLOGIE.

La zone des Sehoul est représentée par un ensemble de séquences grésopélimitiques. Leur étude sédimentaire et pétrographique permet de distinguer plusieurs formations dont l'étude structurale montrera le rapport et la disposition mutuels.

Ces différentes formations seront décrites de l'Ouest (barrage de Rabat) vers l'Est (oued Tiflet) (fig.5).

STATION DU BARRAGE DE RABAT

Il s'agit d'une série métamorphique constituée de phyllades et de quartzophyllades.

- Les phyllades sont des schistes satinés à grains fins, rouges et verts. Ces deux types de phyllades alternent, mais en raison de la tectonique et du manque de critères de polarité, il n'est pas possible de savoir laquelle des deux est la plus ancienne.

Au microscope ces phyllades montrent un faciès vaseux, très pélimitique, correspondant à un ancien mudstone. Parfois on remarque une alternance de niveaux grauwakeux, où la taille du grain est de 0,03mm (presqu'à la limite des siltites) et de niveaux de mudstones.

- Les quartzophyllades sont de couleur gris ou gris-vert, organisés en bancs d'épaisseur variant de 5 cm à 1 m ; Ils sont grano-croissants et strato-croissants en allant vers l'Est ou le Sud-Est. Le litage et la polarité sont bien conservés à l'extrémité orientale, en rive droite de l'oued Bou Regreg. En raison de la tectonique polyphasée, il n'est pas possible d'estimer l'épaisseur de la formation dans cette station.

Au microscope, ces quartzophyllades montrent 40% de quartz, 5% de fragments quartzitiques à grains de quartz jointifs de petite taille (0,15 mm) et 3% de plagioclases. La matrice occupe un espace important (50% à 60%). La roche correspond donc à une grauwake quartzitique.

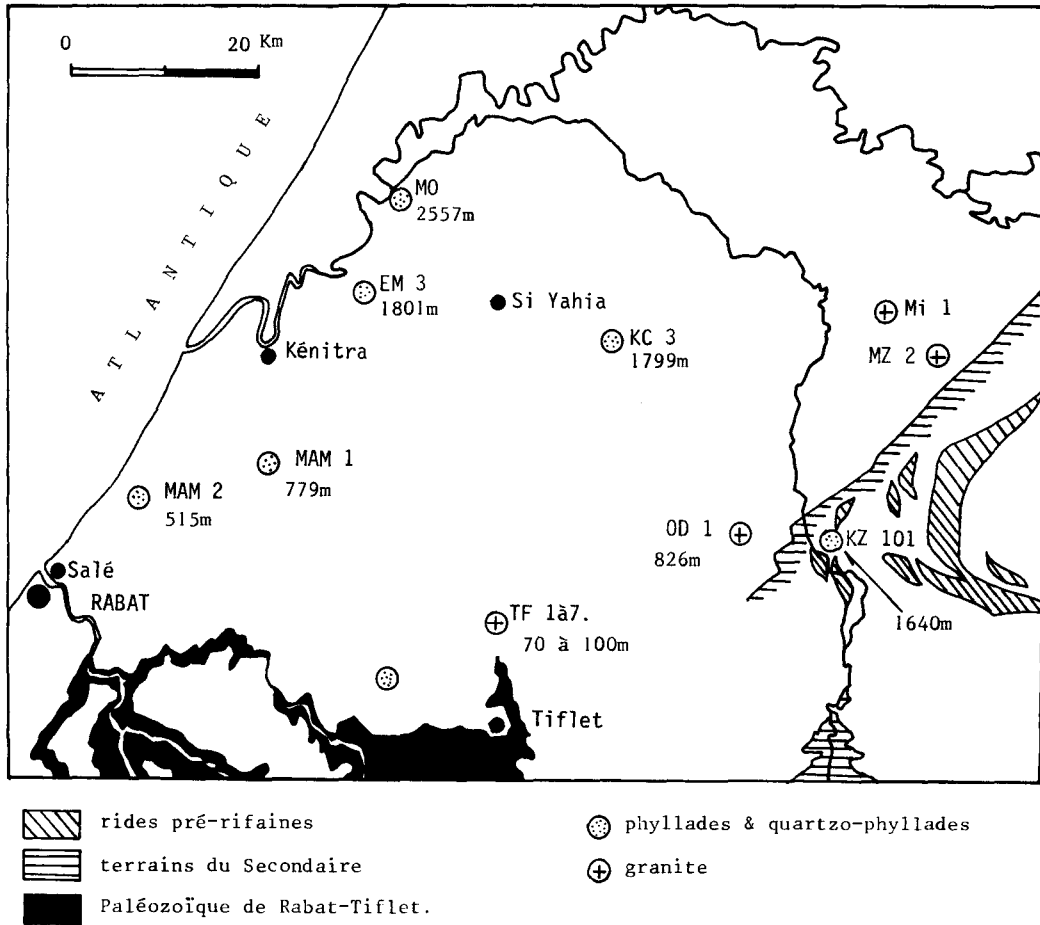


Fig.4: Localisation des principaux sondages de la plaine du Gharb (in TILLOY, 1955 ; complétée d'après les travaux de la SCP et de FEINBERG, 1986).

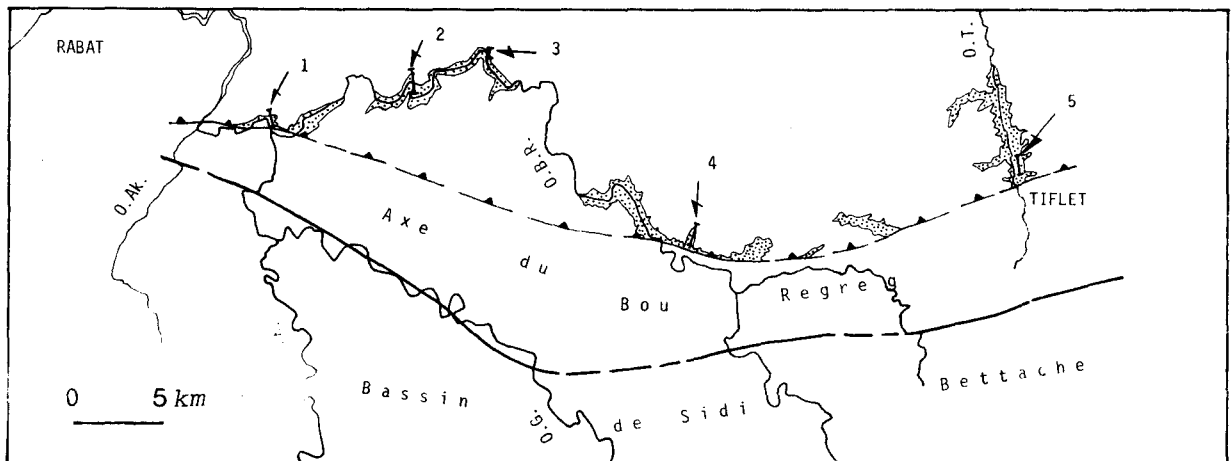


Fig. 5: Localisation des coupes étudiées.
 1. barrage de Rabat, 2. Kern Nesrani, 3. Allal ben Mehdi, 4. oued Atchane, 5. Sidi Sba, 6. sud de Sidi Al Aydi.
 O.Ak: oued Akrech, O.K: oued Korifla, O.G: oued Grou, O.B.R: oued Bou Regreg, O.T: oued Tiflet

D'autres quartzophyllades montrent une alternance de niveaux grauwaqueux et de niveaux de mudstones, où les quartz restent de très petite taille (0,02mm), noyés dans une matrice (vase silteuse) pouvant occuper jusqu'à 70% de la roche. Ces derniers niveaux correspondent à des laminations. La roche est donc une grauwaque à fines laminations de vase silteuse. On observe, par ailleurs, des grauwaques quartzitiques en litage très fin (0,5mm) passant progressivement à des niveaux de mudstone où le litage entrecroisé est souvent observé. Parfois les fragments de roches ont une taille importante et les grauwaques quartziteuses sont en lits plus ou moins lenticulaires. Ces structures sont dues à des courants de traction.

STATION DE LARBAA SHOUL

La qualité des affleurements est meilleure à cet endroit et le cachet sédimentaire y est mieux conservé que partout ailleurs. Deux formations types ont été retenues : la première située à environ 4,5 km à l'Ouest de Larbaa Shoul (Bled al Mtleq) dans le ravin d'Aïn Allal ben Mehdi ($x=375,2$ et $y=385,3$). L'autre un peu plus à l'Ouest, à Kern Nesrani.

Formation Allal ben Mehdi

On ne connaît pas la base de cette formation puisqu'elle est cachée par la discordance du Miocène. Par contre, son sommet est connu ; il correspond au passage à la formation suivante (de Kern Nesrani). Cette formation à une épaisseur minimale de 200 m ; nous étudions ici une partie représentative (fig. 6). Les bancs sont orientés grossièrement E-W, le pendage est au Nord et les critères de polarité indiquent un pendage inverse, de ce fait la formation est plus jeune au Sud. Une partie représentative de cette formation a été choisie (fig. 7).

Cette coupe est constituée essentiellement par des pélites grises, en bancs pluridécimétriques, alternant avec des grès en bancs centimétriques à décimétriques, fins ou silteux, à laminations parallèles, avec quelques structures en auge et de rares stratifications obliques.

Au microscope, les niveaux pélitiques montrent une matrice très importante (environ 80%) où baignent de tout petits grains de quartz anguleux (taille 0,01 à 0,02 mm). Il s'agit donc de mudstones à grains de quartz.

Quelques mètres plus haut, nous avons une alternance de niveaux de mudstones et de niveaux grauwaqueux quartzitiques sous forme de litage très fin (0,3 à 0,6 mm) entrecroisé.

Enfin, la séquence se termine par une grauwaque, à lits quartziques peu classés et où la taille du grain atteint 0,1 à 0,25 mm, alternant avec d'autres lits quartziques où le grain est plus fin (inférieur à 0,1 mm) et avec beaucoup plus de matrice. En général les grains ne sont pas bien arrondis. Il s'agit alors de grauwaque lithique.

Les niveaux gréseux, à bases plates, non érosifs, deviennent de plus en plus abondants vers le sommet où ils peuvent s'associer en séquences métriques, avec une légère tendance strato- et grano-croissante (fig. 7). Le passage des pélites aux grès est progressif. Les niveaux pélitiques à rares intercalations gréseuses indiquent une dynamique très faible. Vers le sommet, la présence des séquences à tendance strato- et grano-croissantes indique un milieu progradant.

Nulle part, dans cette séquence, il n'a pu être mis en évidence de faciès turbiditiques C et D de MUTTI (1979), liés à des courants de turbidité de faible concentration. En revanche, la présence de structures en auges, de laminations parallèles et de stratifications obliques, très abondantes dans les lits gréseux sommitaux, indique une dynamique par courants tractifs, certainement très faibles vu la finesse de la granulométrie des bancs gréseux. L'abondance de niveaux pélitiques à la base indique une dynamique très faible où le dépôt se fait par des suspensions uniformes et par décantation. De tels milieux rappellent les dépôts de zones prodeltaïques, où le dépôt se fait par décantation et où peuvent arriver des sables fins, en conséquence de la progradation des barres d'embouchures du front de delta. Cette zone ne semble pas être en rapport avec un édifice de type "deep sea-fan", puisqu'on ne trouve aucun indice de courant de gravité.

Formation de Kern Nesrani

Elle est représentée dans la coupe (fig. 8), levée dans le ravin situé immédiatement à l'Ouest de Kern Nesrani. Son épaisseur est d'environ 300 m. Elle repose directement sur la coupe (fig. 6) et son sommet est inconnu, caché vers le Sud, par la discordance du Tertiaire.

Cette coupe montre (fig. 9 ; coupes A, B et D) une alternance de grès et de pélites. Les bancs gréseux ont une épaisseur de 10 à 100 cm. L'affleurement ne permet pas de les suivre latéralement, sauf vers le sommet où affleurent des lentilles pouvant atteindre 200 m de longueur. Ces barres gréseuses ont leur base plate et non érosive (voir plus loin). Elles montrent de nombreuses structures en auges simples

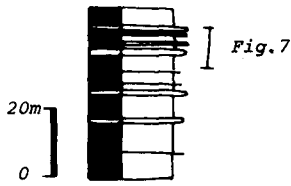
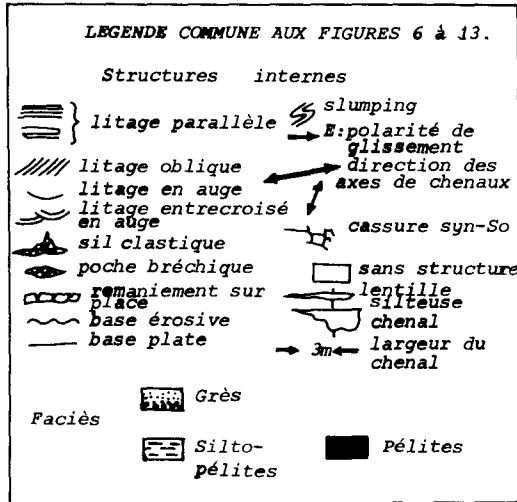


Fig. 6: Coupe Allal ben Mehdi (base de la coupe).



Legende commune aux figures 6 à 13.

ou entrecroisées de 10 à 40 cm de largeur, des litages obliques décimétriques où la polarité des courants est vers l'Est, de rares lamines parallèles et des plis synsédimentaires déversés vers l'Est. Le sommet des barres est, par endroit, souvent désolidarisé et cassé, de petites poches bréchiques peuvent même s'y former. Les cassures synsédimentaires sont abondantes et elles indiquent également des glissements vers l'Est. Ces cassures peuvent être remplies par du matériel de même nature (sills clastiques).

La granulométrie de ces grès est moyenne à la base des barres et plus fine, pélitique, vers le haut de ceux-ci.

Les pélites qui séparent les barres gréseuses (fig. 9, coupe C), renferment des lentilles silteuses de 2 à 4 cm d'épaisseur et de quelques décimètres de longueur. Ces pélites montrent des litages obliques ou en auges décimétriques.

Les barres gréseuses et les niveaux de pélites sont associés en séquences strato-croissantes et grano-croissantes (fig. 9, coupes A, B et D). On constate, en effet, vers le sommet de la coupe que les pélites deviennent de moins en moins abondantes et les grès

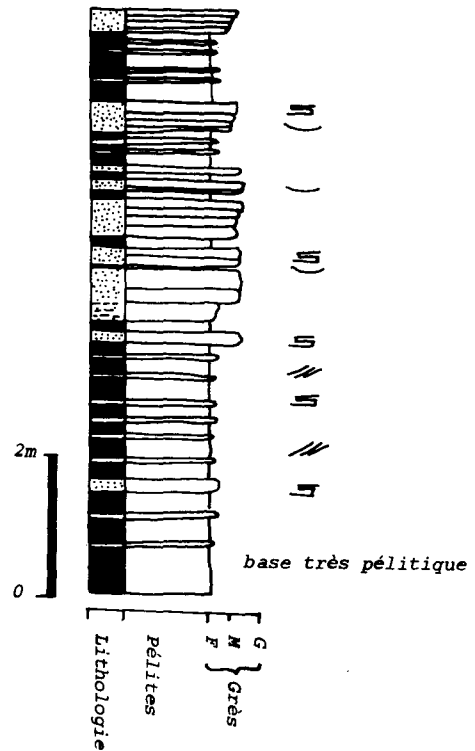


Fig. 7: Coupe détaillée du sommet de la formation Allal ben Mehdi.

de plus en plus développés.

Au microscope, les pélites (coupe D, fig. 9) montrent une matrice très importante (environ 80% du volume total) à grains de quartz de 10 à 20 μ . Ce sont des mudstones montrant des laminations parallèles.

Ces pélites sont intercalées dans des niveaux gréseux, où la matrice occupe 50 à 60% du volume total, le reste étant occupé par du quartz (40%), des fragments quartzitiques (7%) et des plagioclases (2%). Les grains sont très peu usés, leur taille moyenne est de 0,15 mm. Ce sont donc des grauwaques quartzitiques.

Les grauwaques lithiques sont composées de 75% de fragments de quartzites et de biotites héritées (chloritisées), 10 à 15% de plagioclases et 10 à 15% de quartz. Les sédiments sont très mal classés, leur taille varie de 1,5 à 0,075 mm. Les fragments de roches montrent un arrondi moyen.

Au sommet de la formation de Kern Nesrani, dans les niveaux de grauwaques lithiques, se trouvent intercalées des concrétions carbonatées, de teinte marron et de cassure bleu-foncé, dont le diamètre dépasse parfois 50 cm. Ces concrétions montrent, au microscope, une composition exclusivement calcitique. Les carbonates existent aussi sous forme d'intercalations plus fines et sont parfois partiellement dissoutes, donnant ainsi un aspect morphologique de "schistes à trous" à ces faciès.

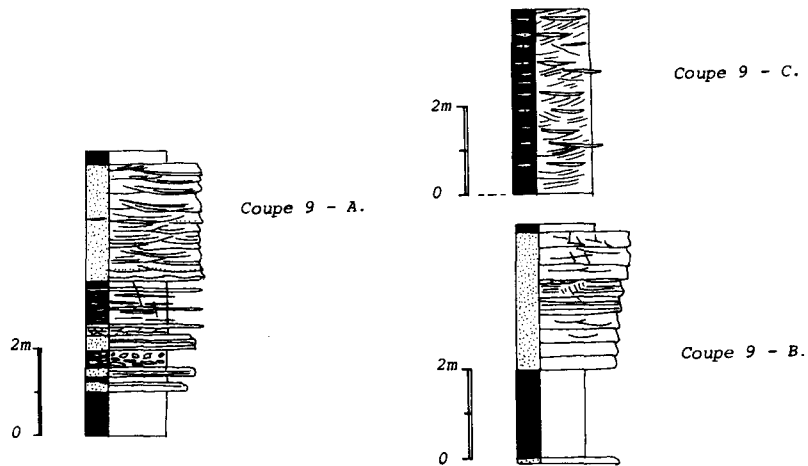
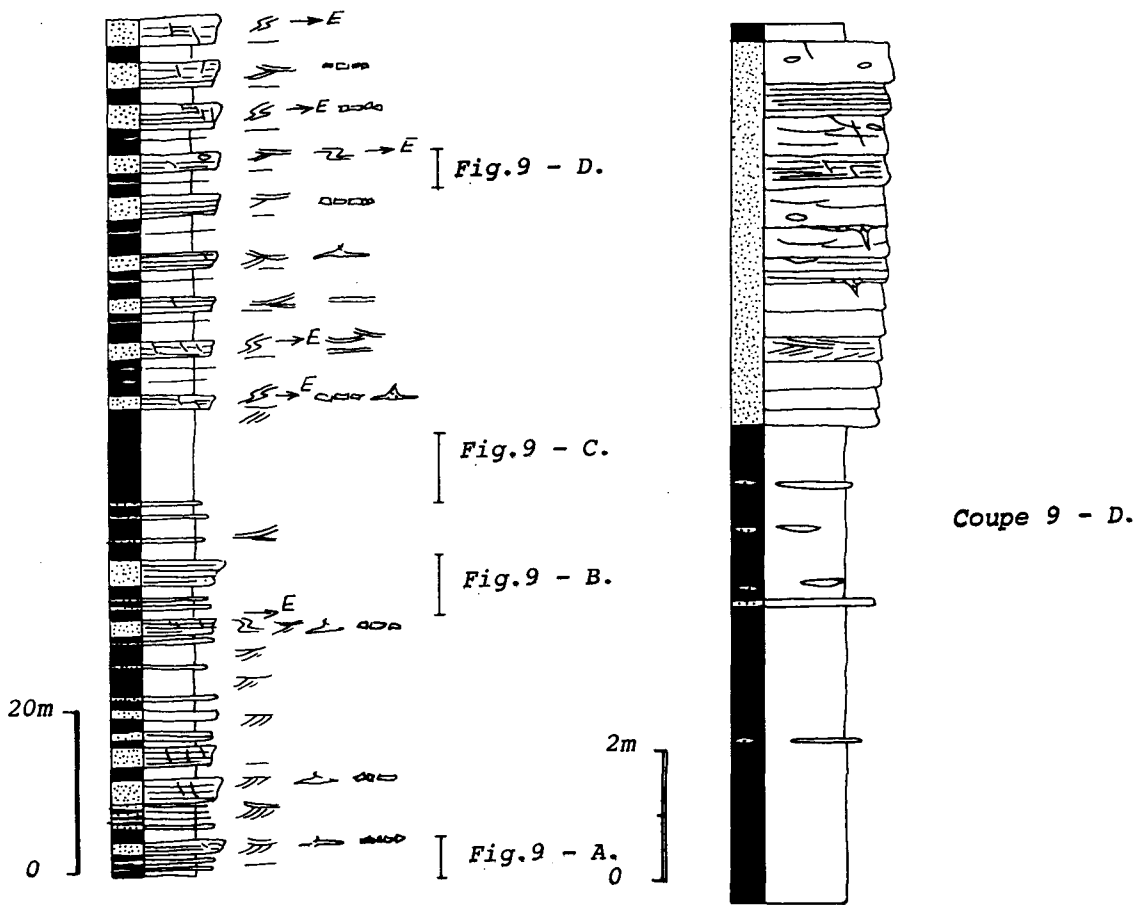


Fig. 9: Coupes détaillées de la formation de Kern Nesrani.

Signification dynamique

L'ensemble de ces caractères indique que les barres gréseuses constituent un dépôt par décantation rapide à partir d'un écoulement à forte vitesse, amenant la formation de structures internes telles que lamines, auges, litages obliques, avec le remaniement par endroits du sommet des bancs, et la formation parfois de poches bréchiques intraformationnelles, le granoclassement des bancs, etc...

Ces dépôts se formaient sur une pente à regard vers l'Est, attestée par les nombreux phénomènes d'instabilité tels que les slumpings et les cassures synsédimentaires.

Les barres gréseuses apparaissent ainsi comme des accumulations sableuses le long d'une pente au front d'un delta, au débouché des zones de transport ou distributaires de la plaine deltaïque, c'est pour cette raison que ces barres ne montrent pas de bases ravinantes et érosives.

Les pélites se déposent dans les zones creuses, séparant les différentes barres d'embouchure, où le courant, devenu moins important et déchargé du matériel sableux, dépose essentiellement des pélites et quelques silts façonnés en "ripples" (lentilles silteuses) par les courants tractifs.

La progradation de cette zone du front de delta sur le prodelta se traduit par l'arrivée d'un matériel sableux de plus en plus important responsable de l'agencement en séquences strato- et grano-croissantes (ALLEN & al., 1979).

STATION DE MSELLAT

La coupe caractéristique est celle du ravin de l'oued Atchane (fig. 10). Ni la base, ni le sommet de cette coupe ne sont connus : les contacts sont masqués par la discordance du Tertiaire au Nord et par une faille chevauchante au Sud. Son épaisseur minimale est de 500 m. Ici aussi, les bancs ont une orientation grossièrement E-W ; la polarité est du Nord vers le Sud.

Les affleurements de cette zone montrent de nombreuses lentilles gréseuses qui ont des épaisseurs de 2 à 10 m et une largeur de quelques mètres seulement (fig. 11, colonne A). Quelques rares lentilles, de taille beaucoup plus importante (environ 100 m) en longueur, ont une épaisseur d'une trentaine de mètres (fig. 11, colonne B). Ces lentilles sont interstratifiées avec des niveaux pélitiques. Elles présentent un grain moyen à grossier à la base des

bancs, qui passe progressivement vers le haut à un grain fin, puis aux pélites.

Au microscope, les grès montrent un grand pourcentage (80%) en fragments quartzitiques (formés de quartz à sutures jointives de petite taille 0,10 mm), peu de plagioclases (8 à 10%) et de quartz (10 à 12%). La taille des minéraux varie de 2 à 0,075 mm et ne semble présenter aucun classement. Le pourtour présente une usure moyenne à faible. Il s'agit d'une grauwaacke lithique (fig.11-A).

Au dessus, la grauwaacke présente une alternance de lits où le grain est plus fin (0,2 à 0,075mm) et de lits où le grain est encore plus fin (inférieur à 0,075mm). Cette différenciation se poursuit par les niveaux pélitiques, où la matrice occupe près de 80% du volume total, c'est une véritable vase silteuse. Enfin, nous avons des niveaux de mudstones.

A la différence de la formation précédente, les bases des lentilles montrent de nombreuses figures de ravinement (base de bancs) et elles sont constituées de plusieurs bancs amalgamés épais de 10 à 100 cm qui montrent une décroissance d'épaisseur vers le haut de la lentille. La base des bancs montre également de nombreuses figures d'érosion et de remplissage ("cut and fill structures"). Ces bancs gréseux ne présentent pas d'autres structures internes, à l'exception de quelques laminations parallèles au sommet des couches métriques.

Les axes des petites lentilles montrent une dispersion allant de N 10 à N 170°, tandis que les axes mesurés dans les grandes lentilles ont une direction de N 50 et N 140°. Les pélites peuvent renfermer de rares niveaux de grès fins ou silteux. Ces pélites associées aux grès lenticulaires forment des séquences strato et grano-décroissantes (fig.11-A).

Signification dynamique

Ces caractères suggèrent un dépôt chenalisé (lentilles à bases érosives), se faisant par perte progressive d'énergie (séquences strato- et grano-décroissantes, ALLEN & al., 1979). Le milieu de dépôt était une plaine deltaïque, parcourue de chenaux distributeurs. Le rapport largeur/épaisseur faible de ces chenaux (ALLEN & al., 1987), ainsi que la distribution de leur axe en éventail font penser que les phénomènes dynamiques dominant cette plaine étaient de type fluviatile (GALLOWAY, 1975). Cette dynamique fluviatile n'exclut cependant certainement pas une action, moins importante, de la dynamique marine (houles et marées).

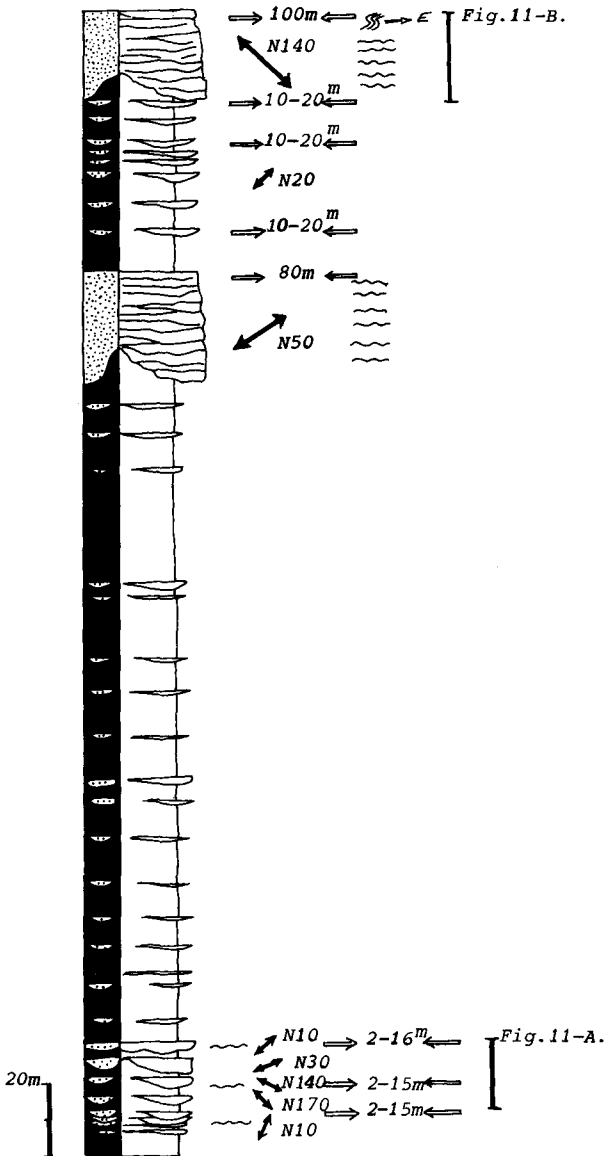


Fig. 10: Colonne stratigraphique de l'oued Atchane

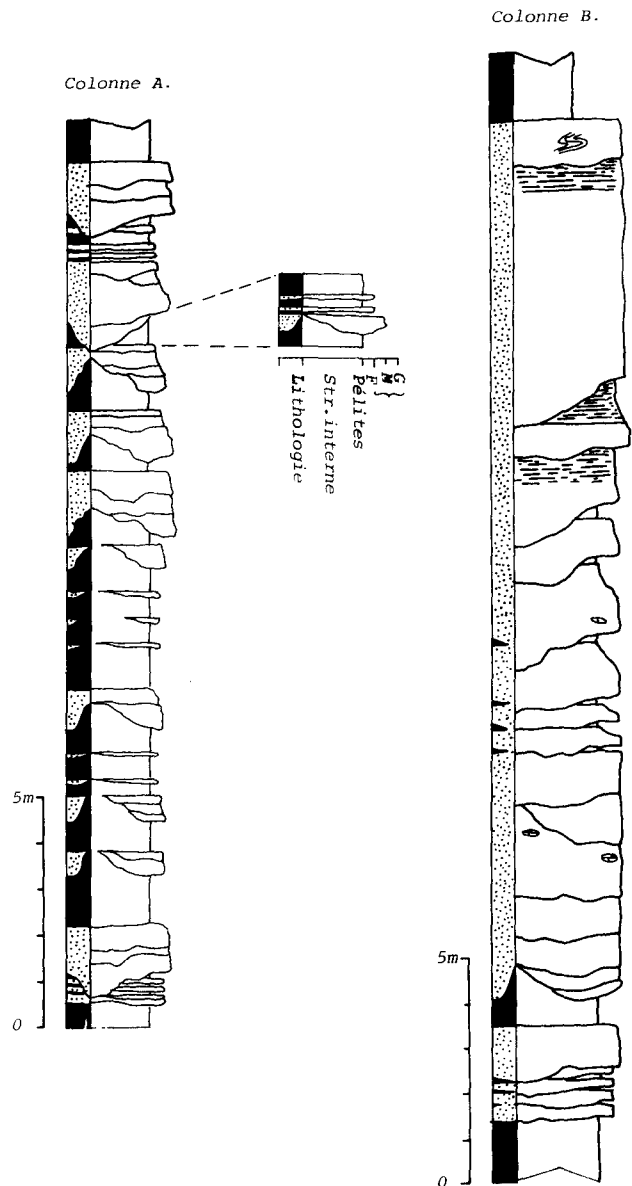


Fig. 11: Détails de la coupe de l'oued Atchane (Msellat).

STATION DE L'OUED TIFLET

Les affleurements les plus orientaux de cette zone se trouvent dans la vallée de l'oued Tiflet, au Nord de la ville. Plusieurs zones d'affleurements sont distinguées du Sud vers le Nord.

- la zone de contact majeur avec l'axe du Bou Regreg, où la mylonitisation a effacé les structures sédimentaires,
- la zone de Sidi Sba, offrant de larges affleurements,
- la zone située au Sud de Sidi Ould Al Aydi,
- la zone de Dar Soltane, qui constitue les derniers affleurements visibles, vers le Nord, du bloc des Sehoul.

La zone de Sidi Sba

Des lentilles gréseuses, épaisses de 10 à 30 m, s'étalent latéralement sur 50 à 200 m visibles. Elles sont disposées en relais et sont séparées par des niveaux de pélites ou silto-pélites de 50 à 100 m d'épaisseur. Ces derniers renferment parfois des lentilles microconglomératiques centimétriques allongées (fig. 12).

Dans cette zone, aucune structure sédimentaire n'est visible, la polarité ne pouvant être déduite que par les relations géométriques de la schistosité avec la stratification dans les bancs gréseux. Cependant, les

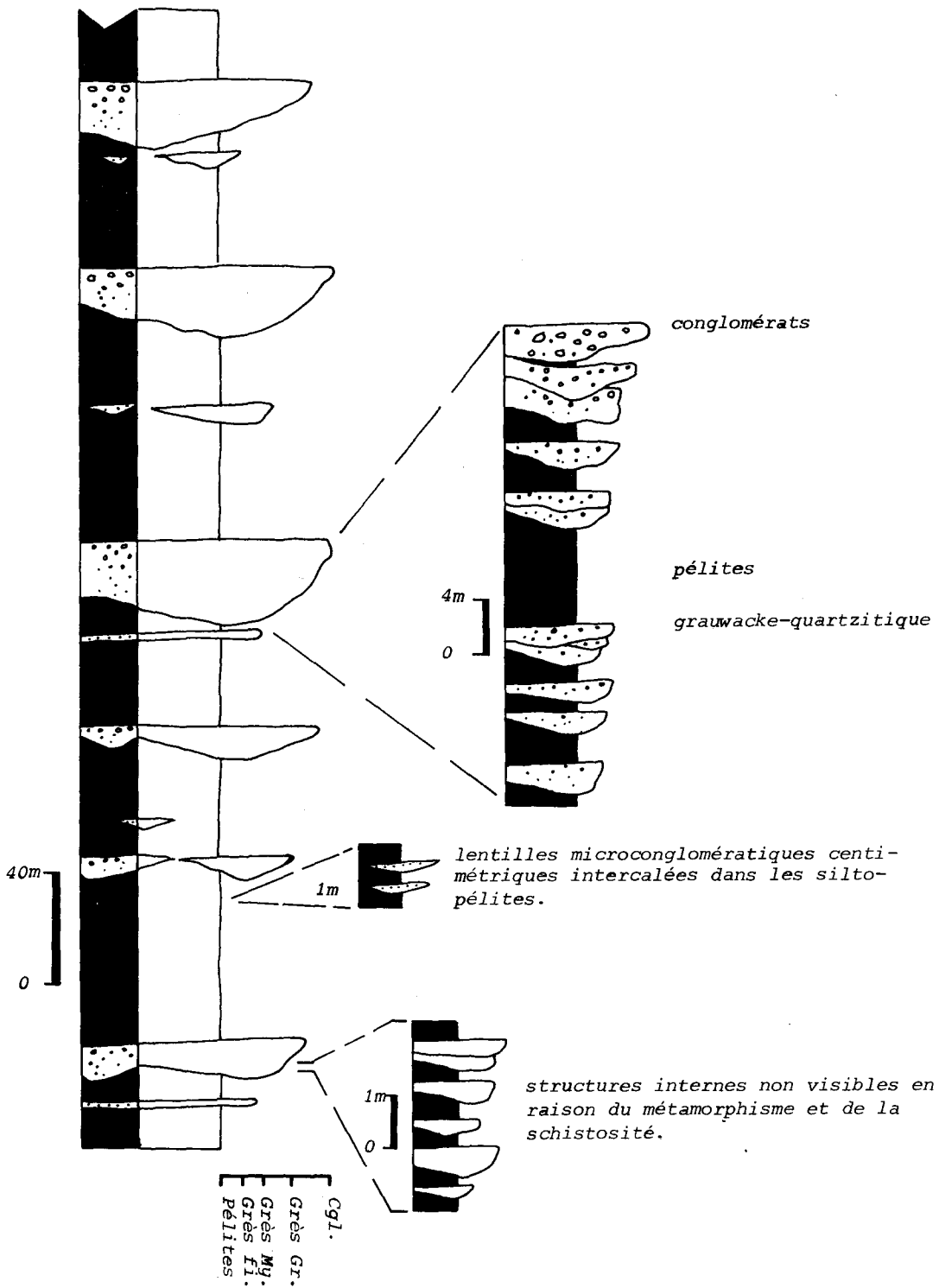


Fig. 12: Coupe de Sidi Sba (oued Tiflet).

niveaux s'organisent en séquences, d'échelle métrique à décamétrique, composés de :

-grès grossiers à tendance microconglomératique à conglomératique, en bancs décimétriques amalgamés, constitués par des galets plus ou moins aplatis de quartz, de roches volcaniques, de quartzites ou de pélites, dont la taille est millimétrique à centimétrique, cimentés par un grès grauwaqueux;

Au microscope, ces niveaux microconglomératiques sont constitués d'éléments de:

fragments de roches, en grand nombre (80 % de la roche totale), constitués de quartz-arénites (galets arrondis composés de plusieurs grains de quartz à sutures jointives), de pélites et de roches volcaniques à texture micro-doléritique (albites An 5 à 6, en baguettes + chlorite + opaques).

- feldspaths (3 %) qui sont des plagioclases à macles polysynthétiques (composition oligoclase)
- quartz (5 à 7 %).

La taille de ces éléments est relativement importante (2 à 3 mm).

La matrice est constituée de quartz et de séricite de très petite taille (10 à 20 μ) et occupe 10 % du volume total de la roche.

La roche présente un allongement des minéraux selon le plan de schistosité, le long duquel sont d'ailleurs disposées des paillettes de biotite (héritée, presque entièrement chloritisée).

- grès grauwaqueux vert-clair, en bancs centimétriques à décimétriques, constitués d'éléments de taille plus petite que celle du niveau précédent (0,2 à 1 mm) et d'une matrice.

Au microscope, ces grès grauwaqueux ont 65 % (de la roche totale) de fragments de roches (formés de 90% quartz jointifs, 10 % de Feldspath). Les fragments de roches sont plus ou moins arrondis. La matrice est relativement très abondante (par rapport au microconglomérat) et représente près de 35% de la roche. Il s'agit alors d'une grauwaque lithique.

- phyllades gris-vert, silteuses, où il est difficile de retrouver le litage à cause des plissements isoclinaux. Ces roches montrent une schistosité très marquée.

Au microscope, le grain de la roche est très fin (0,05 à 0,01 mm). La roche est formée d'un fond continu, composé essentiellement de séricite + chlorite + quartz + albite. C'est un mudstone sur lequel se détachent: des cristaux d'opaques correspondant à de la pyrite et/ou de la magnétite, et des tâches ovoïdes d'anciennes cordiérites, entièrement transformées en pinnite (minuscules paillettes de mica blanc, de chlorite et d'opaques....).

Ces faciès rappellent ceux décrits précédemment dans la station de l'oued Atchane. Si on considère la continuité cartographique, avec cette station, à travers

les faciès de Sidi Bou Kidar, le milieu sédimentaire serait celui du remplissage de chenaux. La polarité des bancs est du Nord vers le Sud.

Le Sud de Sidi Al Aydi

Les affleurements forment une alternance de grès (grauwackes et litharénites) et de pélites (mudstones), où les structures sédimentaires ne sont toujours pas visibles en raison de la schistosité et du métamorphisme. La série est plissée, les flancs inverses montrent une schistosité faiblement pentée (environ 50° N) par rapport à la stratification (80° N). Ceci nous amène à considérer pour le tronçon étudié (fig. 13) une polarité inverse où la base des bancs se situe vers le Nord. La base des bancs est plate et les barres grauwaqueuses les plus épaisses constituent le sommet des séquences.

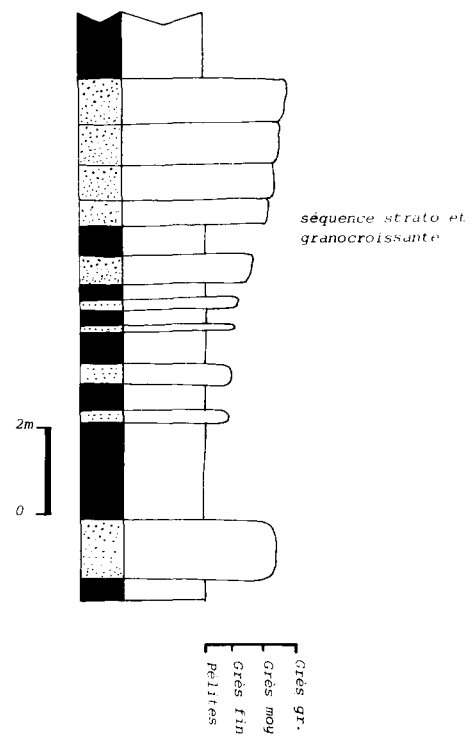


Fig. 13: Coupe située au Sud immédiat de Sidi Al Aydi (oued Tiflet).

L'analyse des microfaciès de cette zone montre de bas en haut :

- 1- des quartz-wackes et des wackes lithiques;
- 2- des litharénites, où la matrice est beaucoup moins importante que précédemment (10%), très micacée, la taille des grains de quartz est de 0,5 à 0,75 mm. Ces quartz polycristallins sont des fragments de quartzites;
- 3- des litharénites où la matrice occupe 15% du volume total. Les éléments sont plus grossiers que dans le micro-faciès précédent (taille du grain de 1 à 1,25 mm).

Ces éléments sont mal classés, les fragments de roches sont dominants et les feldspaths sont rares (environ 5%);

4- litharénites, où la matrice est encore plus importante, où les fragments de roches sont dominants et où les feldspaths sont toujours rares (inf. à 5%);

5- enfin, d'autres quartz-wackes, représentent la base d'une autre séquence et où la matrice occupe plus de 75%. Notons enfin, que les niveaux 3 et 4, de cette séquence, représentent le même banc, où la décroissance est due aux courants de traction.

Les niveaux pélitiques verdâtres de cette séquence, rappellent ceux de la formation de Kern Nesrani (précédemment décrite), ce qui permet d'envisager une analogie de faciès entre ces deux coupes.

Les affleurements nords de Dar Soltane

Ils sont de mauvaise qualité. Ce sont des grau-wackes quartziques ne présentant aucune structure sédimentaire, à cause de la schistosité et du métamorphisme, à l'exception d'une grano-croissance de plus en plus importante du Nord vers le Sud. Ici aussi, le comportement de la schistosité par rapport à la stratification laisse supposer que la base de la série se situe vers le Nord.

COLONNE SYNTHETIQUE

Les coupes étudiées, de par leur situation géographique et l'orientation des structures géologiques (direction des couches, pendage, polarité), ne représentent que trois tranches, superposées dans le temps, d'une seule et unique colonne sédimentologique (fig. 14). L'étude structurale, fondée sur l'analyse de grandes structures, montre que, compte tenu des polarités des diverses coupes, une colonne synthétique d'ensemble peut être dressée (fig. 14). La base de cette colonne, représentée dans la formation Allal Ben Mehdi, se poursuit par la formation de Kern Nesrani et se termine par celle du ravin de l'oued Atchane et de l'oued Tiflet. L'ensemble de cette série présente globalement une polarité inverse, compte tenu des pendages généralement au Nord, la partie septentrionale étant la plus ancienne.

La coupe de base ne montre pas d'agencement séquentiel particulier, sauf au sommet où elle présente une tendance à la strato-croissance (fig. 7). La coupe de Kern Nesrani montre un agencement séquentiel grano-croissant et strato-croissant (fig. 9 - B & D). La coupe de l'oued Atchane et celle de l'oued Tiflet montrent des séquences strato- et grano-décroissantes (fig.11 - A ; 12).

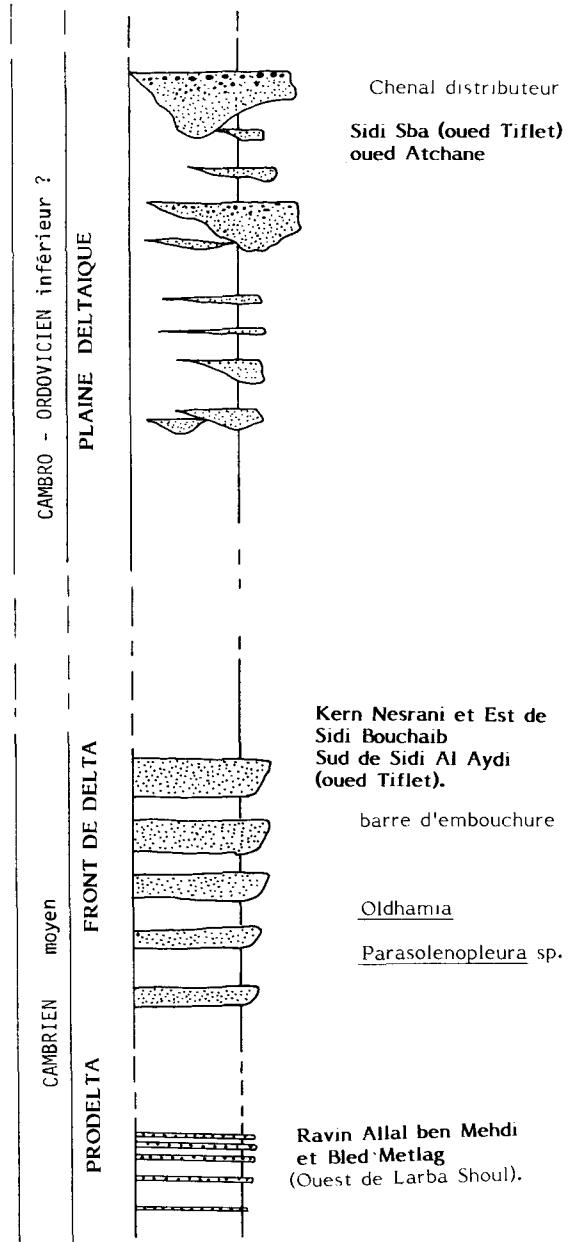


Fig. 14: Colonne synthétique de la zone des Sehoul.

Cette superposition (fig. 14), montre des séquences strato-décroissantes (plaine deltaïque), liées à une perte d'énergie dans le temps, reposant sur une séquence strato-croissante (front de delta) liée à une accumulation sableuse, cette dernière repose elle même sur des grès et des pélites (prodelta) montrant une dynamique très faible. L'ensemble évoque des milieux chenalisés progradants sur des zones où les sédiments se sont accumulés. S'agit-il, comme l'a

proposé SCHENK (1982), d'un delta profond, caractérisé par des dépôts de type "deep sea-fan"?. Les deltas profonds sont des milieux construits par une dynamique très particulière créée par les courants de gravité. Ces courants transportent le sédiment en masse (mass flow). En se déposant, il acquiert des faciès particuliers (debris-flow, grain-flow, fluidized-flow, courants de turbidité). Dans les coupes étudiées, nous n'avons pas vu de structures créées par des courants de gravité.

En revanche, les sédiments de la zone des Sehoul montrent des structures en auges simples ou entrecroisées, des stratifications obliques, des laminations parallèles,... qui indiquent que le dépôt se fait à partir d'un courant tractif sur le fond, par décantation rapide à l'intérieur de la tranche d'eau et non pas par un écoulement en masse. Cet environnement ne peut donc pas être celui d'un delta profond (deep sea-fan), en liaison avec la zone du Meguma comme l'a signalé SCHENK (1982), vu l'absence de structures types comme les écoulements gravitaires. De plus, les apports et le transport du matériel se font de l'Ouest vers l'Est, sur une pente à regard est, comme l'indiquent les nombreux critères (stratifications obliques, cassures synsédimentaires, slumpings,...), ce qui est en contradiction avec l'idée du même auteur, où le sens du courant est opposé à celui signalé plus haut.

En conséquence, le bloc des Sehoul, de par ses caractères sédimentologiques (structures, granulométrie, agencement séquentiel, géométrie), se caractérise par un environnement deltaïque, progradant sur une plateforme continentale. Les trois zones typiques d'une sédimentation de delta y sont représentées: zone de prodelta, le front de delta et la plaine deltaïque.

Les affleurements ne nous permettent pas d'évaluer l'épaisseur exacte de cette série; elle est épaisse d'au moins plusieurs centaines de mètres.

AGE DE LA SERIE DES SEHOUL

N'ayant fourni aucun fossile auparavant, cette série avait été rangée dans le Cambrien, par analogie de faciès avec les schistes à trous (PIQUE, 1979). LOPEZ (comm. orale, 1985) pensait y reconnaître des *Dictyonema* et proposait alors un âge trémadocien à cette série.

Les recherches entreprises dans cette zone des Sehoul ont permis la découverte, dans la formation de Kern Nesrani, de deux gisements fossilifères.

* le premier, situé dans la région des Oulad Issa, en rive gauche du Bou Regreg ($x= 382,6$ et $y= 373,5$). Là, des grès argileux micacés verdâtres ont fourni de nombreux céphalons, quelques fragments de thorax et un pygidium appartenant vraisemblablement à une seule espèce de Trilobite. Il s'agit d'un membre de la famille des *Solenopleuridae*: *Parasolenopleura sp.* (dét. GEYER et DESTOMBES). Ce niveau correspond, selon le Dr. GEYER, *in litteris*, à l'étage à *Paradoxides oelandicus* de Scandinavie, dans sa partie supérieure. L'âge des roches qui contiennent cette faune est donc la partie inférieure à moyenne du Cambrien moyen.

* le deuxième est situé au Nord du précédent, après une faille E-W, en rive droite du Bou Regreg. Dans les pélites verdâtres, intercalées entre les barres d'embouchure (fig. 14), à passées plus micacées que d'autres, à lits parfois gréseux, avec diverses figures inorganiques. Une partie de la faune a été récoltée par LOPEZ (1985), l'autre par nous-même. Ce matériel a été étudié par S.WILLEFERT. Ces pélites, relativement peu micacées, renferment des *Oldhamia*, simulant des *Dictyonema*, c'est-à-dire semblant démarrer d'un nombre restreint de branches. Elles s'étalent en traces noires ou brunes, mais se présentant parfois en champs denses, enchevêtrés et superposés, avec l'allure, en partie distale, de côtes arrondies de coquilles. Il y a aussi d'autres *Oldhamia*, en éventail déployé, simulant plutôt des "*Orthacea*" qui auraient une longue ligne cardinale et seraient très écrasées. Ces niveaux comportent également des Lingules ? et des traces-sections de Hyolithidés ? et des plèvres de Trilobites.

Ces fossiles, reconnus pour la première fois au Maroc, indiquent le Cambrien.

Les *Oldhamia* sont également connues en Ardenne, en Irlande (POMEROL & BABIN, 1977) et en Amérique du Nord, dans la partie occidentale de Terre Neuve (LINDHOLM & CASEY, 1989).

En Ardenne le Cambrien est subdivisé en deux parties: Le Dévillien à la base et le Révinien au sommet (POMEROL & BABIN, 1977). Comme dans le bloc des Sehoul, la base du Dévillien n'est pas connue et il est constitué de phyllades ardoisières vertes à magnétite de Deville et par des quartzites clairs ou par des ardoises violacées à oligiste de Fumay. POMEROL et BABIN (1977) signalent la présence d'*Oldhamia radiata* dans ces faciès. Ces fossiles sont également connus dans le Cambrien moyen irlandais, ce qui, pour ces auteurs, suggère un âge identique pour le Dévillien.

Les niveaux fossilifères de la série des Sehoul

sont situés vers le milieu de la coupe. On ne peut donc pas exclure la présence de l'Ordovicien au sommet de cette coupe.

CONCLUSION

A l'échelle du secteur étudié on peut retenir deux principaux résultats:

L'un concernant le type d'environnement sédimentaire, l'autre l'âge de la zone des Sehou.

Cette zone est caractérisée par des séries sédimentaires relevant d'un environnement deltaïque subsident. Les structures de cet environnement sont bien conservées, dans plusieurs coupes, malgré le métamorphisme épizonal qui a affecté cette zone. L'architecture deltaïque a été reconnue avec ses trois zones caractéristiques (fig. 14) :

- Le prodelta: comprenant des pélites (mudstones) ravinantes qui sont surchargées progressivement en silts pour devenir des grès (grauwackes) vers le sommet. Les séquences de cette zone sont strato- et grano-croissantes.

-Le front de delta : caractérisé par la présence de barres gréseuses (grauwackes quartziques et lithiques), correspondant à des accumulations sableuses le long d'une pente au front du delta, au débouché de zones de transport ou de zones distributaires de la plaine deltaïque. Les pélites (mudstones) dans ce contexte apparaissent dans des zones creuses séparant les différentes barres d'embouchures.

-La plaine deltaïque: C'est une sorte de plaine parcourue par des chenaux distributeurs d'assez grande taille. Les phénomènes dynamiques dominants cette plaine sont essentiellement fluviaux, auxquels s'ajoute l'influence marine (houles et marées).

Au point de vue datation, cette série des Sehou contient des *Oldhamia* caractérisant le Cambrien et des Trilobites *Parasolenopleura sp.*, comme ceux signalés en Meseta côtière (DESTOMES & JEANNETTE, 1966), caractérisant le Cambrien moyen.

Comparaison avec le Cambrien de la Meseta occidentale

Les niveaux cambriens les plus proches, actuellement, affleurent dans la région de Bouznika, à environ 30km au SW de Rabat. Le Cambrien est

représenté là par les schistes à *Paradoxides* du Cambrien moyen, à la limite septentrionale du graben ouest mésétien (MAYOL, 1987; BERNARDIN & al., 1988). Ce sont des schistes composés de silts et de grauwackes, à stratifications obliques, petits chenaux, glissements synsédimentaires, bioturbations, qui se sont déposés dans un milieu probablement peu profond. Ces schistes sont datés par des Trilobites (*Paradoxides* et *Parasolenopleura*).

Le volcanisme interstratifié est connu en plusieurs endroits: l'un dans l'oued Rhébar, où on a des coulées, des tufs, des brèches, des conglomérats et des laves andésitiques ou trachy-andésitiques (DESTOMBES & JEANNETTE, 1966). L'autre à Sidi Said Maachou avec des sills et des coulées basaltiques, brèches et tufs intercalés dans les schistes à *Paradoxides*, (GIGOUT, 1951).

Le bassin cambrien ou graben ouest mésétien se prolonge dans les Rehamna, les Jebilet et le massif ancien haut-atlasique, où l'on trouve également une zone subsidente, due au développement d'un stade de remplissage maximal d'un "rift" intra-continental. Dans ce bassin, les variations d'épaisseurs, d'une coupe à l'autre, sont expliquées par la présence d'une tectonique synsédimentaire (BERNARDIN & al., 1988).

La zone des Sehou, par ses faciès phylladiques, dont l'évolution sédimentaire rappelle les schistes de Bouznika et par son environnement deltaïque, pourrait constituer le prolongement vers le Nord ou le Nord-Est du graben ouest-mésétien (voir modèle géodynamique proposé au chapitre sur le "calédonien").

La zone des Sehou comprend une faune de Trilobites qui est identique à celle du reste de la Meseta occidentale (*Parasolenopleura*, dans des niveaux correspondant, en Scandinavie, à l'étage à *Paradoxides*, du Cambrien moyen).

La zone des Sehou renferme par ailleurs des indices de coulées volcaniques, transformées par le métamorphisme régional en amphibolites (voir description plus loin).

Comparaison avec les noyaux kabyles

En Grande Kabylie, BOSSIERE (1980) distingue dans le massif cristallophyllien:

- une série gneïssique à passées leucocrates, structurée au Pan-africain. Elle est interstratifiée de niveaux amphibolitiques.

- une série schisteuse (phyllades), d'âge cambrien inférieur probable, surmonte la précédente. Elle montre un métamorphisme de basse pression et de haute température d'âge au moins anté-carbonifère et très probablement antérieur au Cambrien supérieur (BOUILLIN & al., 1984). La lithologie de cette dernière est d'origine pélitique, comprenant un niveau calcaire à la base. Elle est alimentée à partir de terres émergées (probablement la série gneïssique) et comprend des arrivées de sédiments plus grossiers (microconglomérats, à éléments parfois métamorphiques), pouvant provenir du transport par courant de turbidité ou glissement sur les pentes, ce qui caractérise, selon BOSSIERE (1980), le plateau continental. Cette série schisteuse comprend des passées de roches volcaniques dont l'évolution est acide à basique (porphyroïdes, tufs plagioclasiques et

amphibolites).

- des pegmatites
- une zone blastomylonitique.

Des terrains paléozoïques fossilifères sont discordants sur la série des phyllades dans le massif de Aïssa Mimoun (Grande Kabylie) où la série grésopélitique et conglomératique de base a livré des Acritarches datant le Cambrien supérieur (BAUDELLOT & GERY, 1979) ; alors que plus à l'Ouest dans la région de Jijel (Petite Kabylie) la partie supérieure de cette même formation est datée du Trémadoc (BAUDELLOT & al., 1981).

On peut donc dire, en conclusion, que des analogies frappantes de faciès sont à retenir entre les deux ensembles (zone des Sehoul et noyaux kabyles).

CHAPITRE 3

L'ORDOVICIEN

INTRODUCTION

Dans l'ensemble du Maroc, les terrains ordoviciens couvrent de vastes surfaces. L'Ordovicien correspond à une sédimentation de plateforme, avec des dépôts essentiellement détritiques. C'est dans l'Anti-Atlas qu'il est le plus complet et en continuité stratigraphique avec le Cambrien supérieur (DESTOMBES & FEIST, 1987). Dans la Meseta, les séries ordoviciennes sont semblables à celles de l'Anti-Atlas mais elles sont moins connues et moins caractéristiques. L'historique des recherches figure dans les synthèses stratigraphiques de DESTOMBES (1971) et de DESTOMBES & al., (1985).

TRAVAUX ANTERIEURS

Les premiers travaux réalisés dans la zone de Rabat font dire à LECOINTRE (1933) que rien ne permettait de supposer l'Ordovicien quelque part dans la région. Pour cet auteur, la série paléozoïque commence par le Silurien (Gothlandien), daté par des Graptolithes (SAVORNIN, 1921 ; LECOINTRE, 1926-33 ; BOURCART & LE VILAIN, 1930). C'est seulement après les travaux de CHOUBERT & HINDERMEYER (1948) que les schistes légèrement micacés, dans lesquels s'intercale une barre de quartzite et des filons de dolérite, ont été considérés comme représentant l'Ordovicien probable. C'est ensuite COGNEY (1957) qui décrit les roches de l'Ordovicien probable sur la rive droite du Bou Regreg, dans le ravin de l'Aïn Ed-Dik et sur les rives droite et gauche de l'oued Grou. L'âge attribué à ces roches, azoïques, résultait de leur position sous le Silurien à Graptolithes. Pour cet auteur, il s'agissait d'une série normale caractérisant le flanc sud d'un anticlinal à coeur ordovicien, dont le flanc nord était caché par des terrains récents.

En 1978, RAHMANI entreprend une étude micropaléontologique de deux coupes de la région de Rabat. Cet auteur a extrait des Chitinozoaires et des Acritarches attestant l'existence de l'Ordovicien (Arenig à Llandeilo inférieur). Elle a, en outre, défini deux zones dans l'Ordovicien : une zone AO, où l'association des Acritarches se rapproche beaucoup plus d'une association arénigienne que llanvirnienne ; et une zone BO, qui correspondrait au Llanvirn-base du Llandeilo (sachant que les associations du Llanvirn et du Llandeilo sont peu différenciées).

Dans la région de Tiflet, l'Ordovicien est reconnu depuis les travaux de BRIVES (1926) qui signale que la zone des grès ordoviciens renferme une assise de minerai de fer oolithique à Lingules ayant conservé leur test et que cette même assise se retrouve également dans les Oulad Saïd (au SW de Casablanca). Puis, en 1954, DESTOMBES reconnaît, dans une coupe située sur l'ancienne voie ferrée et sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, des termes gréseux et quartzitiques qui lui ont fourni une faune datant le Llanvirn supérieur (nous reviendrons plus loin sur cette datation). Ici la série se termine par un niveau de fer oolithique qui, selon DESTOMBES, se trouve dans la même position stratigraphique que dans la Meseta à l'Ouest et à l'Est de Casablanca (DESTOMBES & JEANNETTE, 1966 ; DESTOMBES & al., 1985).

DESCRIPTION DES COUPES

RÉGION DE RABAT

Coupe de Hosseine, en rive droite du Bou Regreg

Description de la coupe

Cette coupe est facilement accessible grâce à la route goudronnée qui va de l'Oulja (Salé) vers les carrières et aussi en contre-bas sur l'emplacement de l'ex-voie ferrée. Cette coupe est l'équivalent de celle d'en face, en rive gauche, mais une bonne partie de la base de la coupe de la rive gauche est cachée par les formations récentes.

Du Nord au Sud, après une faille N 130°, nous avons (fig. 15):

- des niveaux volcaniques verdâtres, très altérés;
- une barre de grès à patine beige, épaisse de 2 m, sub-verticale, surmontée d'une séquence grésopélitique épaisse de 3 m environ et montrant des laminations entrecroisées qui indiquent que la polarité des couches est vers le Sud ;
- roches volcaniques, en pillow-lavas, intercalées dans la série sédimentaire ; leur épaisseur est d'environ 4 m.

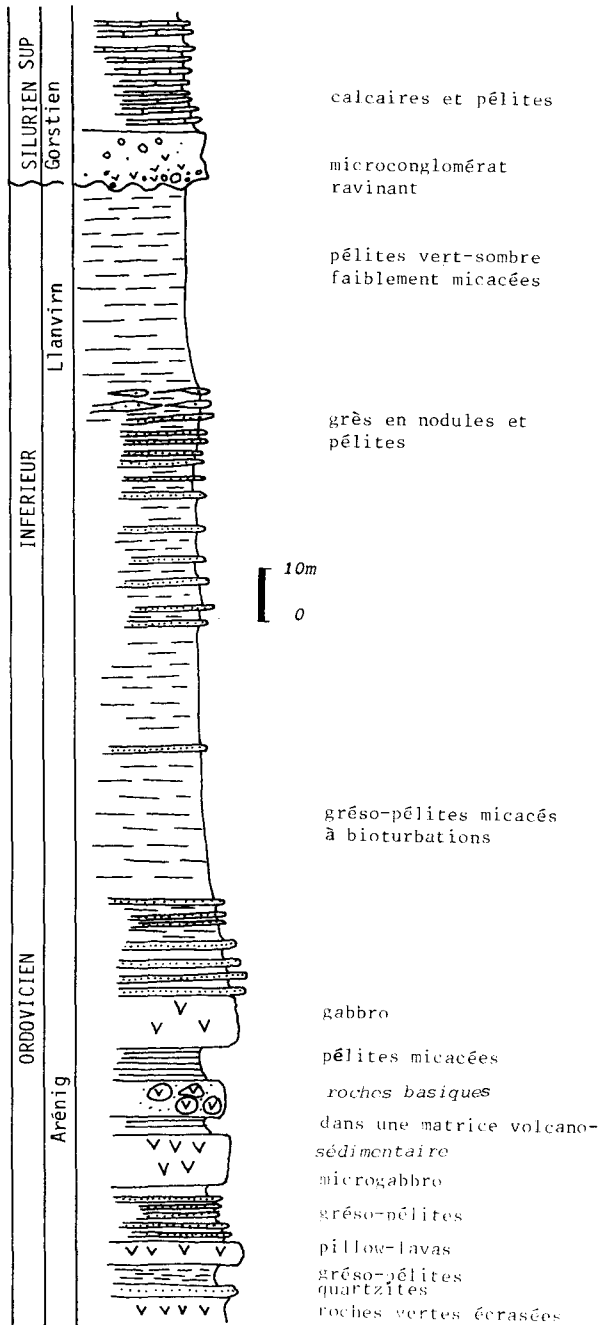


Fig. 15: Colonne stratigraphique de l'Ordovicien de Hosseine (rive droite de l'oued Bou Regreg).

Au microscope, la roche montre une texture en gerbes et elle est composée essentiellement de plagioclase et de chlorite ; les plagioclases sont en aiguilles à extrémités fourchues et à macles polysynthétiques. La chlorite constitue le fond de la roche ; les minéraux opaques sont peu abondants ; quelques vacuoles sont observées dans la roche, elles sont remplies par des zéolites de recristallisation.

- banc de quartzite, suivi de microgabbro intercalé, puis des pélites et des grès surmicacés bioturbés, sur une dizaine de mètres d'épaisseur.

- association de roches basiques où on reconnaît des gabbros altérés en pelures d'oignons, des spilites et des pillow-lavas basaltiques; ces derniers se trouvent enveloppés dans une brèche volcano-sédimentaire.

- pélites micacées, écrasées, en amygdales et épaisses d'environ 3 m.

-filon-couche de gabbro, dont l'épaisseur est d'environ 10 m. Le gabbro est ici caractéristique par sa forme d'altération en boules qui présentent à leur périphérie une structure en pelures d'oignons.

Au microscope, la roche montre une texture grenue. La paragenèse primaire est complètement effacée, elle est remplacée par une paragenèse secondaire composée de plagioclases, complètement séricitisés, d'assez grande taille (3 à 4 mm), de composition albitique (An 4 à 5), et de chlorite secondaire remplissant les interstices et les vides, associée à des oxydes de fer. La chlorite proviendrait de l'altération d'un minéral ferromagnésien, tel que la biotite, l'amphibole ou le pyroxène ; cette paragenèse secondaire comprend également de l'apatite, en très grande quantité, sous forme de baguettes étalées sur les plagioclases, de calcite secondaire et d'épidote. La texture et les produits d'altération permettent de dire qu'il s'agit d'une roche grenue et de nature basique correspondant certainement à un gabbro.

- alternance de grès, en bancs continus ou en lentilles, et de pélites surmicacées et bioturbées. Dans cette alternance l'importance en épaisseur des pélites et des grès est variable. Ces termes montrent des plis centimétriques et ils sont traversés par plusieurs systèmes de fractures ce qui empêche d'estimer l'épaisseur réelle de cette alternance.

- enfin, des pélites finement micacées, à rares niveaux gréseux, de couleur vert-foncé ou noire, sur une épaisseur totale de 20 m. Au toit de ce terme se trouvent des niveaux fossilifères. Le Silurien supérieur (Gorstien inférieur) est transgressif par l'intermédiaire d'un niveau microconglomératique que nous décrivons plus loin (Chapitre: Silurien)

Age de la coupe

RAHMANI (1978) y a défini deux zones :

- les niveaux de base ont fourni : *Acanthodiacrodiium* COMB., *Goniosphaeridium adligans* TIM., *Baltisphaeridium brevispinosum* EIS., ce qui indique une association arénigienne.

- les niveaux supérieurs ont fourni : *Cyathochitina* cf *calix* EIS., *Euconochitina cahydaea* JENK., *Goniosphaeridium* cf. *uncinatum* DOWN, *Baltisphaeridium longispinosum* EIS.,....

L'association Acritarches-Chitinozoaires dans cette deuxième zone se rapproche de l'association llanvirnienne de l'Europe et permet ainsi d'affirmer, selon RAHMANI (1978), qu'elle correspond au Llanvirn.

Une macrofaune que nous avons découvert dans les grès clairs micacés à niveaux pélitiques gris-noir à beige, à 2 m sous le microconglomérat du Silurien supérieur, en x = 371,7 et y = 371,95, est représentée par plusieurs exemplaires d'un Brachiopode : *Orthambonites tiffletensis* HAVLICEK et un pygidium de Trilobite Plioméridé : *Placoparia* sp. (dét. J.DESTOMBES), ce qui confirme que le sommet de la série est du Llanvirn.

Coupe de la rive gauche du Bou Regreg

Cette coupe se situe en bordure de la route allant de Rabat-Takaddoum à Had Akrech. La coupe (fig.16) présente une polarité inverse, sa base étant située au Nord. Son épaisseur est de 300 m. On y distingue de bas en haut :

- après les affleurements du conglomérat du Viséen inférieur, nous avons un important contact tectonique, situé dans le prolongement du contact majeur entre le bloc des Sehoul et l'axe du Bou Regreg. Ce contact correspond à une zone broyée, de plusieurs mètres d'épaisseur et dans laquelle on retrouve des niveaux sédimentaires boudinés parfois sous forme de billes de taille variable et aussi des fragments écrasés de granite. Des niveaux calcaires gris très fins sont également observés dans ce contact; ils alternent avec des niveaux volcaniques verdâtres très altérés. Ces calcaires n'ont pas donné de fossiles ; ils pourraient appartenir soit au Silurien supérieur soit au Dévonien inférieur.

- un ensemble de pélites verdâtres finement micacées, à niveaux gréseux centimétriques ; l'épaisseur totale est de 70 m environ.

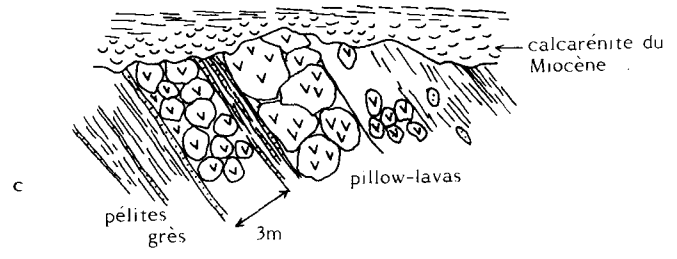
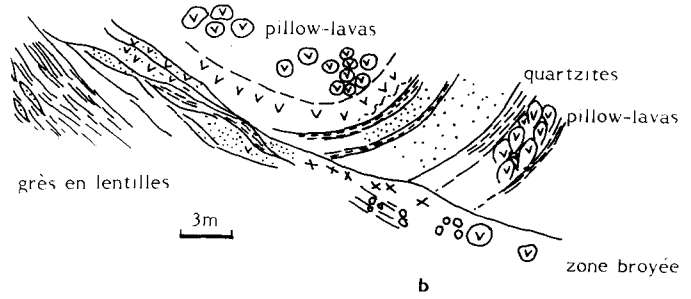
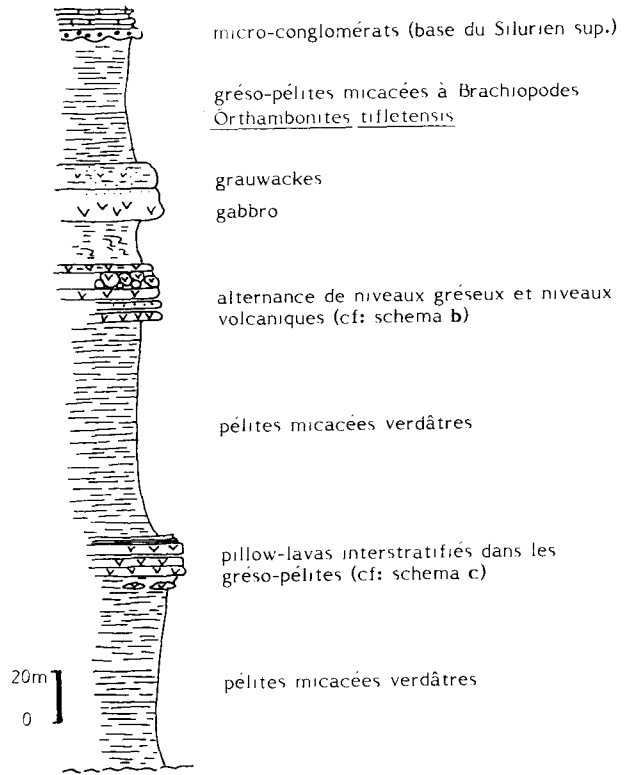


Fig. 16: Colonne stratigraphique de l'Ordovicien au Nord de Had Akrech (rive gauche de l'oued Bou Regreg).

- roches volcaniques, en pillow-lavas, interstratifiées dans les grés-pélites (fig. 16-c) ; l'épaisseur de ces roches est de 20 m.

L'analyse microscopique de ces roches montre une texture microdoléritique et une paragenèse secondaire. Cette dernière est formée de plagioclases, en baguettes maclées, correspondant à de l'albite (An 6 à 8) très séricitisée. Les interstices sont occupés par du carbonate de calcium et par des chlorites secondaires. Les vacuoles sont remplies de carbonates secondaires. La roche comprend comme minéraux accessoires de l'épidote et de l'apatite.

- pélites verdâtres devenant de plus en plus micacées vers le haut (c'est-à-dire vers le Sud); elles sont intercalées de niveaux gréseux centimétriques, le tout est de 90 m d'épaisseur.

- alternance de niveaux volcaniques et gréseux, sur 20 m environ; ces coulées volcaniques sont intercalées dans la série sédimentaire.

Au microscope, la base de la coulée montre une forte altération de la roche. Elle présente une texture microdoléritique et comprend une paragenèse secondaire composée de quelques plagioclases de petite taille (0,75 mm), à macles polysynthétiques et séricitisées. Leur basicité est très faible (An 5 : albite). La roche est envahie par de la chlorite secondaire et par des oxydes de fer. Les vacuoles sont colmatées par les carbonates. Le sommet de la coulée est représenté par des pillow-lavas, à texture microlithique en gerbes, comprenant des plagioclases maclés (An 3 à 5 : albite), le fond de la roche occupe un espace plus important que celui de la base, mais sa composition reste la même.

- pélites finement micacées et microplissées d'une épaisseur estimée à 20 m.

- gabbros intercalés surmontés de grauwackes ; cet ensemble est épais de 20 m.

- enfin des grés-pélites micacées, gris-vert, sur une épaisseur de 50 m.

Ce dernier niveau nous a fourni des Brachiopodes (*Orthambonites tiffletensis* HAVLICEK, dét. J. DESTOMBES). Il est recouvert par des niveaux microconglomératiques, marquant la transgression du Silurien supérieur.

La coupe de Bled Dfa : (fig.17)

Elle est située en rive droite de l'oued Bou Regreg. En raison de la complexité structurale, il demeure hypothétique de dresser une colonne

stratigraphique de la région qui puisse tenir compte des épaisseurs des formations.

Cette coupe est limitée à l'Est par le contact majeur entre le bloc des Sehoul et l'axe du Bou Regreg.

De l'Est vers l'Ouest, et du bas vers le haut, on reconnaît:

des grés-pélites gris-vert à micas flottés, bioturbées et à laminations entrecroisées. Ces roches présentent des lits jaunâtres plus quartzeux, d'un ou plusieurs millimètres d'épaisseur, en lentilles allongées ou arrondies parfois boudinées, dans un ensemble verdâtre à micas flottés abondants.

Au microscope, ce sont des sédiments assez bien classés, formés de quartz et de micas blancs dominants (séricite), de feldspaths, de chlorites et d'opiques.

- coulée volcanique, en forme de pillow-lavas, présentant des vacuoles de dégazage. Le passage entre les roches sédimentaires et les roches volcaniques est progressif, il se fait par l'intermédiaire de grauwackes à intercalations de niveaux volcaniques et de niveaux gréseux, ce qui confirme le caractère syn-sédimentaire de ces coulées.

- grés-pélites gris ou vert, bioturbées. L'épaisseur des bancs est centimétrique. Dans ces niveaux on remarque la présence de quelques rares niveaux quartzitiques pouvant atteindre 1,5 m d'épaisseur.

- épaisse coulée volcanique (10 à 15 m), intercalée dans les grès et pélites et présentant des miches carbonatées bleues.

Au microscope, la roche présente une texture microdoléritique (enchevêtrement des plagioclases). Elle est formée par des plagioclases en baguettes allongées (An = 10 à 15 : Albite-Oligoclase) et par de la chlorite, en petite quantité, des baguettes d'apatite et un peu d'épidote, des plages remplies de carbonates (calcite et dolomite) qui correspondent peut-être à d'anciens pyroxènes ou amphiboles entièrement transformés; la roche montre également un réseau de microfractures remplies de calcite.

- grés-pélites micacées à la base, passant vers le sommet à des pélites finement gréseuses, gris-vert sombre, très finement micacées. C'est dans ce dernier niveau, en $x = 372,3$ et $y = 372,17$, que nous avons trouvé une macrofaune. La première récolte (EL HASSANI & al, 1987), complétée par la suite, consiste en plusieurs exemplaires de Trilobites, complets ou non, appartenant à plusieurs genres de

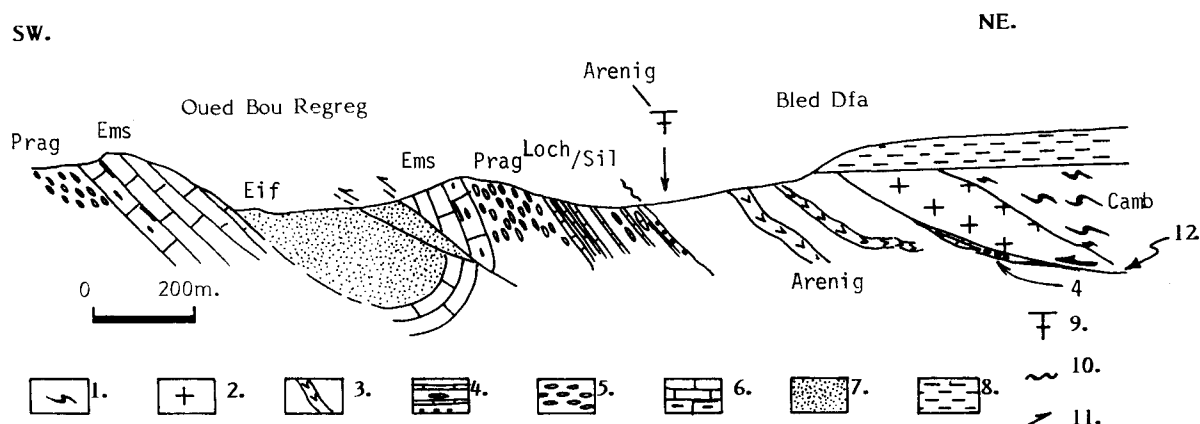


Fig. 17: Coupe montrant la position des roches ordoviciennes à Bled Dfa.

Bloc des Sehoul: 1. phyllades, 2. granite "calédonien". Axe du Bou Regreg: 3. grésopélites et spilites de l'Arenig, 4. calcaires et pélites du Siluro-Lochkovien, 5. calcaires noduleux du Praguien, 6. calcaires à cherts de l'Emsien, 7. pélites de l'Emsien supérieur (Dalajen). Couverture: 8. calcarénite et marnes du Miocène supérieur. 9. gisement fossilifère de Bled Dfa, 10. discordance de ravinement, 11. failles chevauchantes et sens de déplacement, 12. contact majeur entre le bloc des Sehoul et l'axe du Bou Regreg.

plusieurs familles (dét. J.DESTOMBES) :

- *Rhaphiophoridae* : *Ampyx cf spongiosus* FORTEY (les plus abondants).
- *Plomeridae*: *Placoparia (Placoparia) cf cambriensis* HICKS (quelques céphalons).
- *Calymenidae* : *Prionocheilus sp.* (un céphalon).
- *Trinucleidae* : *cf Myttonia sp.* (un céphalon, un pygidium)
- *Asaphidae* (un pygidium)

Cette association comprend également quatre exemplaires d'un Graptolithe : *Didymograptus (Didymograptellus) gr. protobifidus* ELLES, (dét. S. WILLEFERT), des Brachiopodes indéterminables (écrasés) et aussi des Ostracodes et des Conularidés.

Les quatre exemplaires du Graptolithe sont dispersés, aplatis, avec quelques perturbations mécaniques comme s'ils avaient été entraînés dans le voisinage des Trilobites, sans subir toutefois des brisures majeures. Ce gisement suggère par conséquent des dépôts calmes, même en supposant que les Graptolithes aient été amenés par un courant non violent, du style "up welling" peut-être.

Cette association date la partie supérieure de l'Arenig inférieur.

Les autres affleurements de l'Ordovicien de la région de Rabat

Les terrains ordoviciens affleurent dans les carrières de l'oued Akrech où le matériel psammitique

est disposé en amygdales, de taille variable, montrant une importante bioturbation (pistes d'Arénicoles). On en rencontre aussi dans les carrières situées à l'Est de Kassem Rahal.

Au Sud-Est de Bled Dfa, en rive gauche du Bou Regreg, ces terrains sont des grésopélites et des pélites finement micacées. Ce matériel est interstratifié avec plusieurs filons gabbroïques et des coulées volcaniques sous forme de pillow-lavas.

En rives gauche et droite de l'oued Grou, à El Mograne, l'Ordovicien est représenté par des grésopélites micacées, des quartzites et des roches vertes (type pillow-lavas et gabbro).

Enfin, dans la forêt des Sehoul (à l'Est de la route S 204) à Bir Hammadi (x = 384 et y = 369,5) l'Ordovicien est représenté par des quartzites ferrugineux et des grésopélites micacées.

RÉGION DE TIFLET

Deux faciès se rencontrent dans ce secteur où l'on exploitait autrefois des oolites ferrugineuses :

1. les mêmes pélites noires qu'à Bled Dfa, extraites de déblais de puits et qui, à l'air libre, développent rapidement des inflorescences de gypse faisant éclater leurs feuilletts.

2. des grès durs à lits plus au moins fins, blanc, roux, s'enrichissant en fer au point d'avoir des

niveaux de pseudo-oolithes. Les vraies oolithes caractérisent le sommet de l'ensemble.

Des Graptolithes existent dans les deux faciès et les grès renferment de plus des Trilobites, des Brachiopodes et des Bivalves.

Coupe de l'oued Tiflet

Description de la coupe (fig.18)

L'Ordovicien est représenté dans l'ancienne tranchée de chemin de fer, mais aussi sur les deux rives de l'oued Tiflet, dans une bande synclinoriale à coeur emsien. La coupe la plus complète est celle du flanc sud de ce synclinal. La colonne stratigraphique (fig.18) montre du Sud vers le Nord et de bas en haut:

- niveau volcanique très altéré,
- séquence grésopélitique beige ou brune, où les bancs de grès d'épaisseur centimétrique alternent avec des pélites très micacées; l'épaisseur totale de cette séquence est de 80 m,
- roche volcanique, s'altérant en boules; l'épaisseur est de 18 à 20 m.

Au microscope, la roche montre une texture doléritique. Elle est composée de plagioclase, de pyroxène et de quelques produits d'altération (chlorite, serpentine) et quelques minéraux accessoires (apatite, séricite, épidote, opaque...). Les plagioclases se présentent en lattes rectangulaires définissant une texture doléritique classique. Ils sont troubles, assez souvent séricitisés, ce qui rend la détermination de leur basicité assez difficile. Les rares individus peu altérés indiquent une teneur en anorthite de l'ordre de 35% ce qui correspond à une andésine.

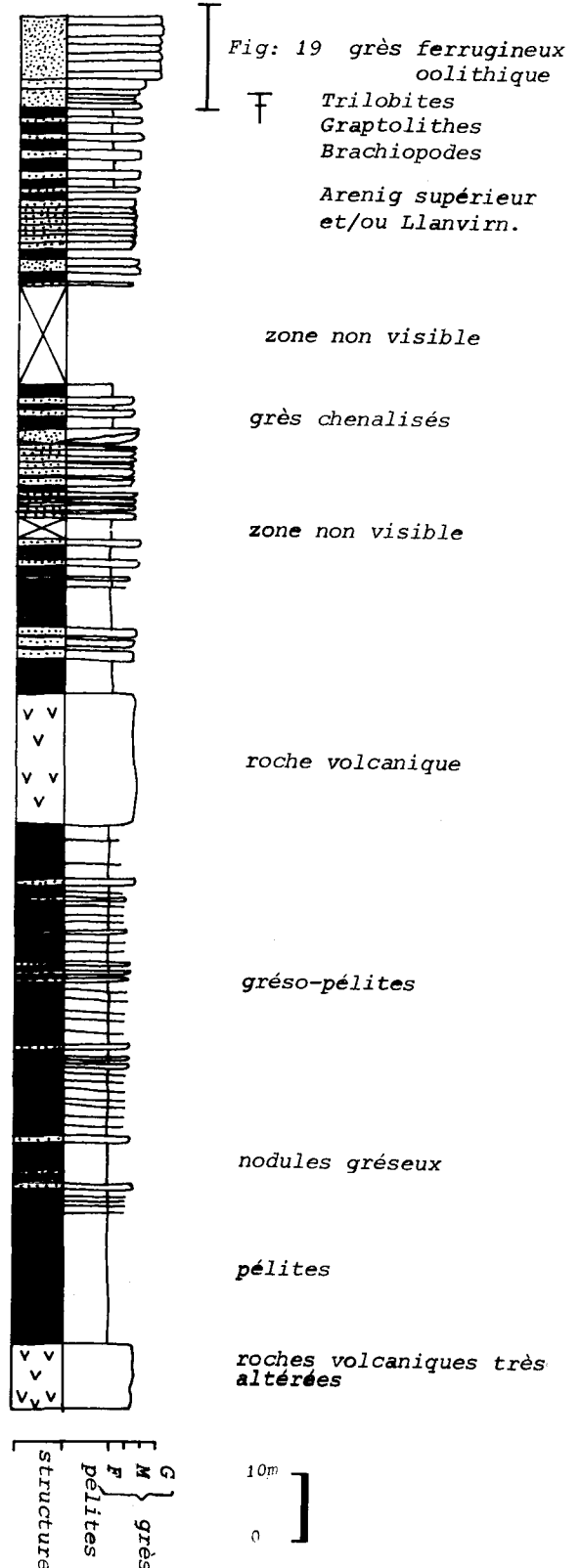
Les pyroxènes sont sous forme de plages, plus ou moins continues, parfois moulantes. Ces pyroxènes sont légèrement colorés en brun-vert et sont très fracturés.

Les fractures sont empruntées par les produits d'altération.

Les espaces aménagés entre les plagioclases et les pyroxènes sont occupés soit par une chlorite verdâtre à faible pléochroïsme soit par un matériel grisâtre, plus ou moins fibreux, pouvant correspondre à de la serpentine. La chlorite et la serpentine proviennent de la transformation d'anciens minéraux primaires (olivine ?).

- niveau de pélites verdâtres, très faiblement micacées, sur une épaisseur totale de 5 m.

Fig. 18: Colonne stratigraphique de l'Ordovicien inférieur (Arenig-Llanvirm) de l'oued Tiflet.



- un ensemble comprenant d'abord des quartzites gris-vert, en bancs métriques, sur une épaisseur totale de 5 m, surmontés de pélites micacées à bioturbations intercalées de niveaux gréseux blancs panachés de violet, dont l'épaisseur est variable de quelques centimètres à environ un mètre. L'épaisseur totale de cet ensemble est de 70 m.

- barre de grès blanchâtres ou beiges, en bancs métriques à inter-bancs minces de pélites micacées blanches, le tout épais de 20 m.

- quartzites beiges, panachés de violet, en bancs centimétriques et présentant des laminations ; ils sont intercalés de niveaux ou joints pélitiques centimétriques. L'épaisseur totale de ce terme est de 6 m environ, les deux derniers mètres comportent un niveau de quartzites à poches carbonatées sous forme de lumachelles à Brachiopodes Lamellibranches, Trilobites, Graptolithes,...(voir liste plus loin).

- barre ferrugineuse oolithique, d'épaisseur variant de 5 à 10 m. Les oolithes sont de plus en plus abondantes et mieux individualisées de bas en haut de cette barre (voir description plus loin). Cette barre est affectée par deux réseaux de fractures (N 160 et N 30) avec des concrétions diagénétiques ferrugineuses à l'intérieur des mailles de ces réseaux. On remarque que le noyau de ces concrétions n'est souvent pas affecté par la ferruginisation et correspond à des grès blancs à Brachiopodes. La taille de ces concrétions varie de quelques centimètres à quelques décimètres.

Age de la série

Le niveau quartzitique à poches carbonatées, situé sous la barre de fer oolithique, est fossilifère en plusieurs endroits.

Comme à Rabat, une importante association de Trilobites, de Brachiopodes, de Graptolithes et de Lamellibranches, a été découverte. C'est ainsi que sur le flanc nord du synclinal, DESTOMBES (1954) a signalé la découverte de faunes de l'Ordovicien inférieur. Nous avons extrait d'autres fossiles (dét. J. DESTOMBES) :

- *Phacopina* : *Dreyfussina* cf. *rochi*
- *Calymeninae* : *Neuserutus* sp.
- des Cystidés
- des Mollusques
- *Calymenella* (*Eohomalonotus*) sp.
- Jous libre Homalonotidés.

Ce même niveau a par ailleurs fourni au point x = 416,7 et y = 363,6 (gisement Ti 11 de HAVLICEK,

1971) des Brachiopodes : *Orthambonites tifletensis* HAVLICEK.

Nous y avons également trouvé des Graptolithes (dét. WILLEFERT) :

- cf. *Corymbograptus retroflexus retroflexus* (PERNER).
- cf. *Corymbograptus retroflexus maximus* BOUCEK.
- *Didymograptus spinulosus*.

L'âge de cette série de Tiflet est donc de l'Arenig supérieur (selon WILLEFERT), pouvant comprendre une partie du Llanvirn (selon DESTOMBES). Ces trois dernières espèces illustrent, une fois de plus, les liens étroits entre les faunes de Bohême et celles du Maroc. Elles appartiennent, en effet, à la formation de Sarka de Bohême (comm. écrite de S. WILLEFERT).

Autres affleurements de l'Ordovicien

L'Ordovicien affleure très largement depuis l'oued Tiflet à l'Est jusqu'à l'oued Bou Regreg (branche N-S) à l'Ouest : c'est ainsi qu'au Sud de Koudiat Bou Ghachoua et au Nord du granite de Taïcha, on retrouve une coupe assez comparable à celle de l'oued Tiflet, avec notamment le niveau de roches vertes et deux assises de quartzites ferrugineux.

Dans les gorges du Khaloua, au Nord d'une faille E-W, des affleurements avaient été rangés par LECOINTRE (1933) et par les auteurs de la carte de la S.C.P. (1951) dans le Carbonifère. Or leur faciès est typique de l'Ordovicien et la découverte d'un gisement fossilifère à Brachiopodes et fragments de Trilobites (dét. J. DESTOMBES) prouve leur âge ordovicien.

- Brachiopodes : *Orthambonites* ? sp.
- Jous libres de grands Homalonotidés.
- Pygidium de *Calymenella* (*Eohomalonotus*) sp.
- Pygidium de *Dreyfussina* ? sp.
- Lingulidés.
- Pygidium et céphalons de *Colpocoryphe* sp.

Cette association est identique à celle de l'oued Tiflet, décrite précédemment. Elle est, selon DESTOMBES, du Llanvirn supérieur très probable.

Plus à l'Est, à proximité de l'Aïn ad Drou (x = 404,6 et y = 362,2), les grès blanchâtres sont datés par DESTOMBES (inédit) du Llanvirn.

Plusieurs bandes de direction E-W affleurent largement dans la branche N-S de l'oued Satour. Ce

sont là aussi des grés-pélites surmicacées et des quartzites imprégnés de fer.

D'autres affleurements ordoviciens sont disséminés sur le plateau encadré par les oueds Tiflet et Satour.

Comparaison avec les faciès de Rabat

Dans les coupes de Rabat (Hosseine et Bled Dfa), nous n'avons qu'une partie de la coupe de Tiflet. Selon le contenu paléontologique, les coupes de Rabat (Arenig moyen) correspondraient soit à la partie inférieure de celle de Tiflet (où le niveau c de la fig. 19 indique l'Arenig supérieur-Llanvirm), soit se situeraient sous cette coupe.

Les niveaux de fer oolithique n'affleurent pas à Rabat, certainement en raison de leur érosion, puisque le microconglomérat de base du Silurien supérieur comprend des oolithes ferrugineuses remaniées avec le matériel volcanique et gréseux de l'Ordovicien (voir Chap : Silurien).

La comparaison avec la Bohême nous permet d'avancer que les coupes de Rabat correspondent à la formation de Klabava, surmontée par celle de Tiflet qui correspond à la formation de Sarka.

ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE

Les affleurements ordoviciens de Rabat-Tiflet ont la particularité de montrer un volcanisme syn-sédimentaire et de se situer à la partie septentrionale de la plateforme ordovicienne.

La coupe la moins déformée, et la plus complète, est celle de l'oued Tiflet (fig.18). Celle-ci est ployée dans une structure synclinale. Cette coupe se subdivise en deux parties : une partie inférieure essentiellement pélitique intercalée de roches volcaniques, et une partie supérieure essentiellement gréseuse à interbancs pélitiques de faible épaisseur.

LA PARTIE INFÉRIEURE

Cette coupe commence par des dolérites et des pillow-lavas très altérés, surmontés par une alternance centimétrique de pélites grises et de pélites silteuses, micacées. Ces pélites correspondent à des mudstones, où la matrice est très importante. La stratification est soulignée par des séricites détritiques.

Ces pélites contiennent des concrétions sphériques de grès de 15 à 30 cm et des bancs gréseux, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, à laminations obliques. Ces grès sont formés essentiellement de quartz de petite taille (0,02 à 0,1 mm) et de chlorite. La matrice est micacée et elle occupe un très faible volume (10 à 15%). Quelques feldspaths (2 à 4 %) s'associent à la composition de ces roches. Ensuite nous avons un banc gréseux, épais de 70 cm, à sphères verdâtres (chlorite secondaire). Ce grès est constitué de grains de quartz de grande taille (1 mm).

Cette première partie se termine par des quartz-arénites en bancs amalgamés, d'épaisseur métrique et à base érosive.

Les niveaux pélitiques à rares intercalations gréseuses indiquent une dynamique très faible, tandis que vers le sommet, la présence de séquences à tendance strato- et grano-croissante, indique un milieu en progradation. La présence de laminations obliques et de structures en auges indique une dynamique par courants tractifs très faibles. L'abondance de niveaux pélitiques à la base indique une dynamique très faible où le dépôt se fait par des suspensions uniformes et par décantation. De tels dépôts rappellent les milieux de zones prodeltaïques.

LA PARTIE SUPÉRIEURE

Elle commence par des lentilles sableuses micro-conglomératiques, dans un environnement pélitique. Ce qui indiquerait, une plaine d'inondation.

Ces niveaux sont surmontés par des pélites noires marquant l'abaissement du niveau de la mer. Cette série est surmontée par une suite de séquences de :

- pélites noires ou grises faiblement micacées,
- et de grès (quartz-arénites) à laminations obliques et à rides de courants centimétriques ou décimétriques.

Cette deuxième partie rappelle, par sa structure, la formation de Kern Nesrani (bloc des Sehoul). Elle correspond à une série de progradation moins profonde que la précédente (partie inférieure) et se termine par des grès oolithiques ferrugineux.

REMARQUES SUR LES NIVEAUX OOLITHIQUES

Au sommet de notre coupe de référence (fig.19) se trouve une barre gréseuse de 6 à 10 m d'épaisseur, qu'on peut suivre sur les flancs du synclinal depuis

l'oued Tiflet à l'Est jusqu'aux gorges du Khaloua à l'Ouest. Cette barre se compose de bancs décimétriques amalgamés de grès ferrugineux, parfois lumachelliques.

Ces niveaux ferrugineux montrent un agencement sédimentologique et diagénétique interne en une séquence négative, où les oolithes sont de plus en plus développées du bas vers le haut de cette barre où elles sont jointives. Ces niveaux oolithiques se présentent sous forme de séquences grano-croissantes.

L'examen microscopique des niveaux oolithiques montre de bas en haut l'évolution suivante (fig. 20) :

- MF 3 : quartz-arénites à micas détritiques dans le plan de litage. Les quelques chlorites présentes dans la roche occupent les interstices laissés par les grains de quartz. Le matériel ferrugineux est présent autour de certains quartz, sous forme de gangue incomplète, avec cependant une légère tendance à l'oolithisation.

- MF 4 : quartz-arénites à micas et bioclastes recristallisés. L'oxyde de fer se présente soit sous forme de plages, soit en grumeaux. Il forme également la gangue de certains cristaux de quartz et il est lui-même entouré par de la chlorite. Cette dernière est piquetée d'opaques et elle remplit des interstices ou forme le cortex des oolithes. Les laminations concentriques sont bien visibles. Le nucleus est quartzeux ou ferrugineux. Ces oolithes sont très peu abondantes et ont une forme allongée.

- MF 5 : Il s'agit du même type de roche mais les oolithes sont abondantes. Leur cortex est formé de chlorite et présente des laminations concentriques dont certaines sont soulignées par des opaques. Le noyau est quartzeux et entouré d'une première gangue ferrugineuse, puis d'une deuxième, chloriteuse. Ce nucleus est parfois de nature ferrugineuse. On remarque par ailleurs que la base de ce niveau est riche en chlorite avec peu de fer et que le sommet est riche en fer avec développement de nombreuses oolithes

- MF 7 : Les oolithes deviennent plus nombreuses dans des quartz-arénites. La taille de ces oolithes est variable.

* Le cortex est essentiellement chloriteux, à laminations concentriques bien visibles et bien individualisées. Parfois les lamines sont formées par une chlorite très claire.

* Le noyau est de nature différente : quartz, minéraux ferrugineux ou chlorite.

* Le ciment est formé soit uniquement de chlorite avec peu de granules ferrugineux, soit essentiellement de fer à rares chlorites. Le matériel ferrugineux est sous forme de granules ou de grumeaux et les oolithes sont plates ou arrondies.

- MF 465 : La roche se compose d'une moindre quantité de quartz de petite taille, de débris coquilliers recristallisés et de micas soulignant la stratification. On

note la présence de nombreuses oolithes, très jointives. Elles sont étirées suivant deux directions qui sont presque perpendiculaires l'une par rapport à l'autre. Ces directions correspondent à celles des fractures observées sur l'affleurement.

* Le cortex est chloriteux, à laminations concentriques régulière ou non. Certaines laminations sont soulignées par du fer et le piquetage des chlorites est absent.

* Le noyau est de composition variable : quartz, quartz entouré d'une gangue ferrugineuse, ou oxyde de fer.

* Le ciment occupe un espace réduit par rapport à celui des oolithes. Il est sous forme de granules dans certaines plages, uniforme dans d'autres ou mêlé à la chlorite.

- MF 466 : Le pourcentage des oolithes est très élevé (85 à 90%). Elles sont jointives, le quartz est rare et il est de petite taille. Ces oolithes sont de forme et de taille différentes.

* Le cortex présente le plus souvent des laminations irrégulières, très allongées comme résultant d'un tassement. Les laminations ferrugineuses s'alternent parfois avec les chloriteuses.

* Le noyau est de composition identique à MF 465.

* Le ciment est peu important en volume par rapport aux oolithes (10%) et il se compose d'oxyde de fer en granules à rares chlorites dans les interstices.

En conclusion, on peut retenir qu'à la base de la série, et en l'absence d'oolithes, le fer est sous forme d'oxydes (hydroxydes ?), en grumeaux ou en lamines entre les lamines de quartz-arénites. Ensuite, les oxydes de fer se mêlent à quelques grains de quartz et forment une gangue autour de ceux-ci. Les oolithes se développent de plus en plus autour d'un nucleus (de nature différente), du bas en haut de la série. Les lamines du cortex sont de plus en plus individualisées. Vers le sommet, les oolithes deviennent très abondantes et de forme allongée, donnant l'impression d'un tassement sous une faible énergie.

Nous qualifions cette séquence de négative, par comparaison avec celle décrite par JOSEPH (1982), où l'oolithisation évolue vers le sommet de la séquence sédimentaire.

Par ailleurs, la dynamique sédimentaire de ces oolithes pourrait être comparable à celle du Dévonien saharien, décrite par GUERRAK (1987), où les oolithes se forment dans des conditions calmes par concrétionnement intra-sédimentaire, en se tassant dans des lagons ou des baies où se dépose une boue silicatée riche en fer et où les oolithes acquièrent, par la suite, un comportement sédimentaire.

On peut noter aussi que les niveaux ferrugineux montrent eux-mêmes un agencement interne en

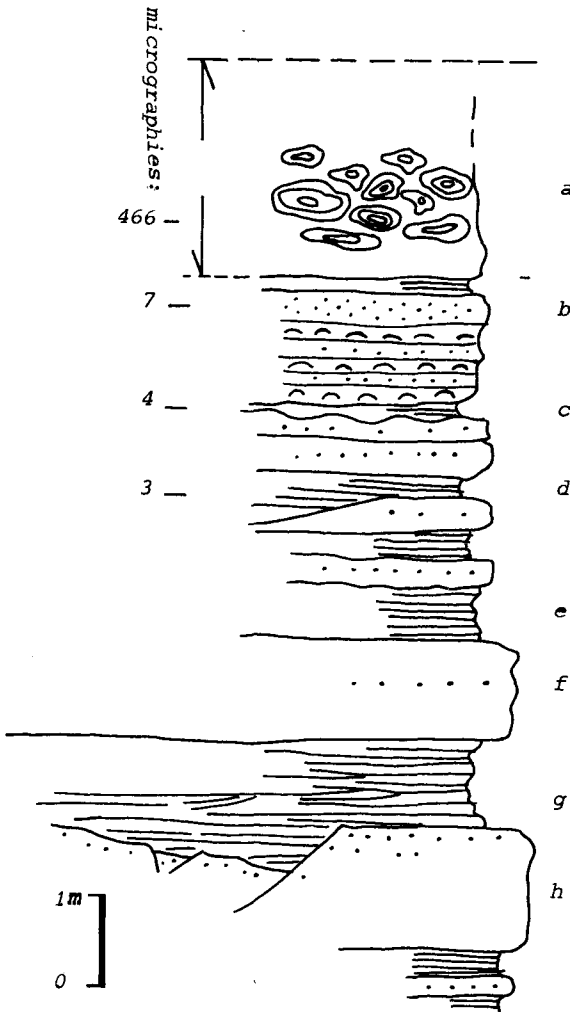


Fig. 19: Localisation des niveaux oolithiques ordoviciens dans la coupe de l'oued Tiflet.

- a. grès ferrugineux.
- b. alternance de niveaux gréseux et de niveaux lumachelliques.
- c. niveau à Graptolites, Trilobites, Brachiopodes et Lamellibranches de l'Arenig sup + (?) Llanvirn.
- d. niveau laminitique chenalisant à stratifications obliques.
- e. alternance de lamines rouges et blanches.
- f. quartzites blanchâtres.
- g. pélites laminées.
- h. grès blanchâtres.

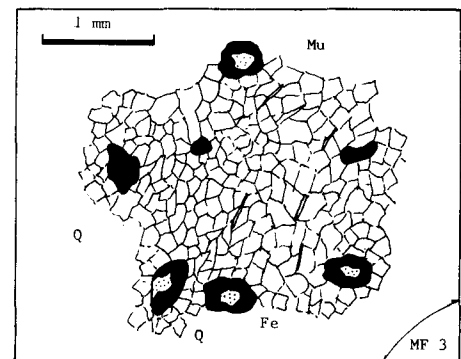
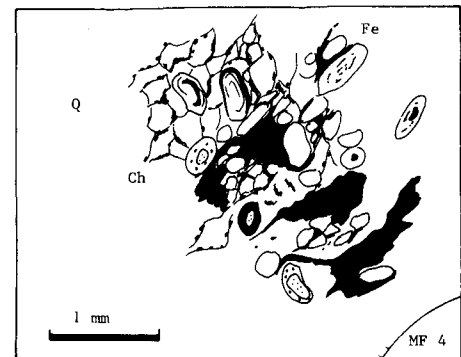
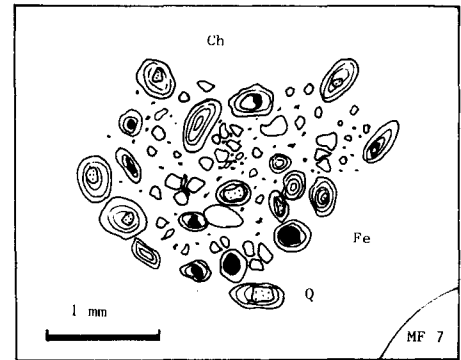
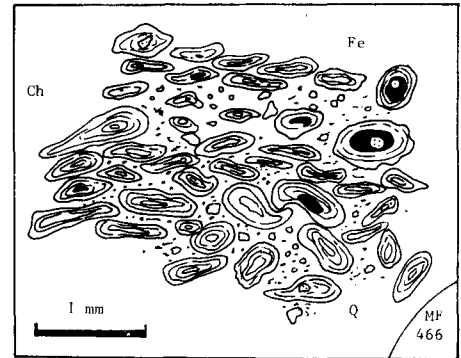


Fig. 20: Micrographies montrant le développement des oolithes vers le haut de la séquence.
Q. quartz, Ch. chlorite, Mu. muscovite, Fe. fer.

séquence négative, avec un double gradient d'évolution :

- sédimentaire, par les "textures" que montrent les oolithes depuis celles qui sont non jointives vers celles qui sont jointives et aussi par leur nature depuis les grumeaux d'hématite, les oolithes à fer et chlorite et enfin les oolithes chloriteuses.

- diagénétique, les grains d'oolithes libèrent progressivement leur fer, celui-ci forme alors le ciment où il arrive après lessivage et/ou diagenèse. Il est donc secondaire.

ANALYSE DES ROCHES VOLCANIQUES

Ces analyses ont été réalisées au Laboratoire de Géochimie à l'U.L.P. Strasbourg et au Laboratoire du Dr. DOSTAL à St Mary's University, Halifax, Canada.

Les caractères pétrographiques des roches volcaniques, décrits précédemment dans les différentes coupes de l'Ordovicien (fig. 21), montrent une paragenèse secondaire à :

- plagioclases albitisés (An 3 à 10 : albite),
- minéraux ferro-magnésiens, probablement dérivés de pyroxènes primaires, pseudomorphosés essentiellement en chlorite,
- minéraux accessoires calciques: apatite, épidote et sphène,

- avec un envahissement de la roche par de la calcite secondaire qui remplit les microfractures, les diaclases et les vacuoles.

Ces caractères montrent que la roche primaire est probablement une roche basique, actuellement spilitisée.

Les analyses chimiques des éléments majeurs (tableaux : 1 et 2) confirment le caractère spilitique de ces basaltes (perte au feu élevée et teneur en sodium dépassant pour la plupart 2% , sauf pour R 14). Le diagramme des terres rares élargi permet de discriminer entre les différentes souches basaltiques. Il est construit avec les lanthanides analysés auxquels on ajoute les éléments de transition, dont les propriétés géochimiques sont proches de celles des terres rares dans les magmas. Tous ces éléments sont dits incompatibles (avec les solides) ou magmaphiles et leurs rapports ne sont pas altérés par les processus de cristallisation fractionnée. Les valeurs analysées de ces éléments (tableaux: 3 et 4) ont été normalisées aux valeurs des chondrites (BOUGAULT, 1981).

Le diagramme (fig. 22) montre qu'on est en présence de basaltes peu différenciés, présentant des propriétés géochimiques similaires : enrichissement en éléments incompatibles (Zr et Ce entre 35 et 50 fois la valeur des chondrites pour le La) ; anomalie négative en Nb ainsi qu'en Th pour certaines analyses. Tous ces caractères suggèrent une affinité calco-alcaline.

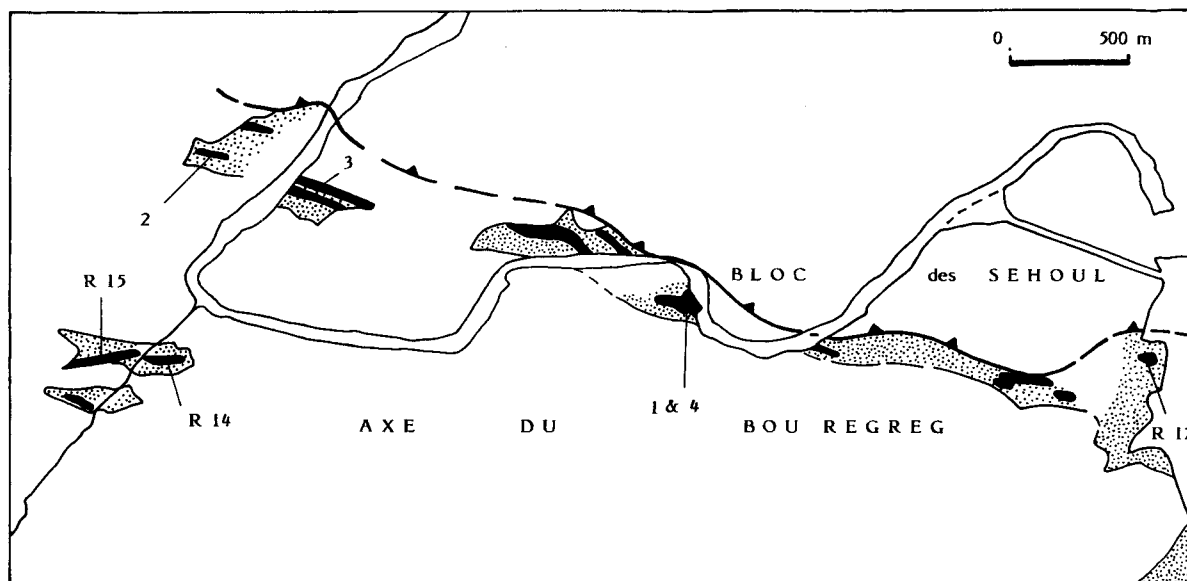


Fig. 21: Localisation des échantillons volcaniques ordoviciens analysés dans la zone de Rabat. (en pointillé: grésopélites de l'Arenig ; en noir: volcanisme interstratifié).

Tableau 1 : Analyses des éléments majeurs des basaltes ordoviciens.

	R 12	R 14	R 15	2	3	4	10
SiO ₂	44.8	43.3	47.4	50.84	55.51	46.72	48.08
TiO ₂	1.6	1.38	1.56	2.56	1.61	1.74	1.61
Al ₂ O ₃	15.6	14.8	18.6	13.93	17.73	17.52	16.91
Fe ₂ O ₃	8.4	10.6	11.7	9.41	13.89	12.60	11.30
MnO	0.126	0.142	0.128	0.10	0.16	0.13	0.13
MgO	3.25	8.45	7.65	10.77	5.66	6.30	7.39
CaO	9.6	6.20	2.7	1.66	4.63	3.07	3.18
Na ₂ O	5.43	1.56	4.86	3.40	4.79	5.32	5.83
K ₂ O	0.52	2.37	0.59	0.26	0.63	0.70	0.20
P ₂ O ₅	0.41	0.31	0.27	0.66	0.24	0.25	0.23
BaO	0.03	0.86	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.06	0.04	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00
P1000	9.8	9.75	5.18	6.80	7.30	6.40	5.80
TOTAL	99.63	99.76	100.92	100.39	101.15	100.75	100.66

Tableau 2 : Analyses corrigées et ramenées à 100%

	R 12	R 14	R 15
SiO ₂	56.273	51.992	50.746
TiO ₂	2.010	1.657	1.670
Al ₂ O ₃	19.595	17.771	19.913
Fe ₂ O ₃	1.622	1.705	1.911
FeO _c	8.037	9.920	9.553
MnO	0.158	0.171	0.137
MgO	4.082	10.146	8.190
CaO _c	0.121	0.465	1.457
Na ₂ O	6.821	1.873	5.203
K ₂ O	0.653	2.846	0.632
P ₂ O ₅	0.515	0.372	0.289
BaO	0.038	1.033	0.161
SrO	0.075	0.048	0.139
TOTAL	100.00	100.00	100.00

Tableau 3 : Analyses des éléments en traces des basaltes ordoviciens de Rabat.

	R 12	R 14	R 15	2	3	4	10
Sr	482	306	1081	244	284	523	918
Ba	243	7037	1383	548	206	474	1034
V	192	135	227	277	304	279	249
Ni	61.0	281	173	12	139	128	109
CO	38.9	63.4	44.3				
Cr	139	426	273	11	326	329	317
Zn	94.4	99.4	93.2	93	112	92	85
Cu	64.4	54.1	54.5	2	35	45	26
Se	24.6	16.7	35.2				
Y	20.7	19.4	23.2	41	20	26	24
Zr	182	170	141	306	148	172	189
Mn	907	1082	991				
CO ₂	7.45	4.51	0.991				
Nb	3.6	14.3	7.2	41	10	10	10
Zr/Y	8.79	8.76	6.07	7.46	7.4	6.61	7.87
Zr/Nb	50.55	11.88	19.58	7.46	14.8	17.2	18.9
S%	0.08	<0.02	<0.02				

Tableau 4 : Analyses des terres rares (ppm) des basaltes ordoviciens de Rabat.

	R 12	R 14	R 15
LA	12.3	16.2	11.0
CE	38.3	34.2	36.6
YB	01.8	01.6	02.0
IU	00.3	00.1	00.1

La fourchette des rapports Zr/Y est très faible, elle est comprise entre 6,07 et 8,79. Tous ces basaltes sont issus d'un manteau analogue, au moins pour sa composition en Zr/Y. Par contre le rapport Zr/Nb varie de 8 à 50 ; ce qui signifie que la source mantellique était : soit hétérogène en ce qui concerne l'apport Zr/Nb, ce qui est peu probable étant donné

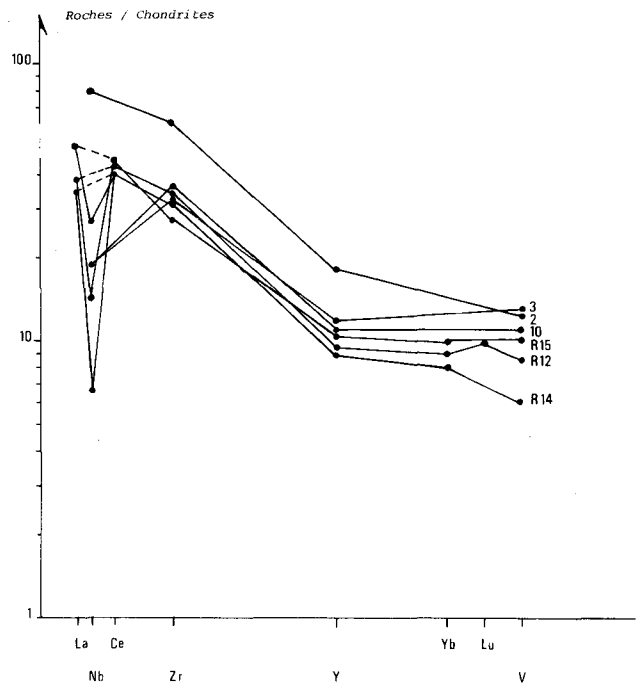


Fig. 22: Diagramme des terres rares élargi des basaltes ordoviciens des environs de Rabat.

les variations de ce rapport, soit sous l'influence de fluides qui fractionnent ces deux éléments dans le manteau. Ceci indiquerait une fusion du manteau dans des conditions hydratées (changeant le comportement géochimique du Nb).

En conclusion, les éléments en traces indiquent un profil de laves calco-alcalines du type des basaltes très peu différenciés, dont la source est relativement homogène, avec une influence de fluides lors de la fusion hydratée.

CONCLUSION

DANS LA RÉGION ÉTUDIÉE

La coupe où les caractères sédimentologiques sont les mieux conservés est celle de l'oued Tiflet (fig.

18). Elle montre la séquence suivante : pélites-pélites silteuses - grès à intercalations pélitiques - grès - grès à oolites dispersées - minéral de fer à oolites jointives. C'est une séquence négative d'échelle moyenne, en raison du processus de progradation de faciès grossiers proximaux, peu profonds, sur des faciès argileux de plus grande profondeur. Cette séquence rappelle celle d'un environnement deltaïque.

Les niveaux ferrugineux montrent eux mêmes un agencement interne en séquence négative, avec un double gradient d'évolution :

- l'un sédimentaire, dans la disposition des oolites (depuis les non-jointives vers les jointives) et la nature de celles-ci (ferrugineuses, alternantes et chloriteuses).
- l'autre diagénétique, où les grains d'oolites ont libéré leur fer, qui va former le ciment où il arrive après lessivage et/ou diagénèse. Il est donc secondaire.

Le fait que le nucleus de certaines oolites soit formé de quartz indique que celles-ci se sont formées certainement sur place. L'énergie est variable: calme (oolites plates) à agitée ou forte (oolites arrondies).

Le sens de courant, quand il est visible, est de l'Ouest vers l'Est, dans un milieu présentant une distension de faible importance, caractérisé par quelques failles synsédimentaires (coupe de l'oued Tiflet).

Les grés-pélites de l'Arenig / Llanvirn se caractérisent dans la région étudiée par un volcanisme interstratifié. Les analyses chimiques ont montré qu'il s'agit d'un volcanisme calco-alcalin, qui se rencontre habituellement au niveau des zones de subduction. Dans ce cas, un éventuel océan pourrait s'envisager plus au Nord (voir Conclusions générales). Le faible volume des laves de Rabat-Tiflet, montre que cette zone se situerait assez loin de la zone de convergence et donc aussi d'une éventuelle suture. Cependant, de tels basaltes à tendance calco-alcaline peuvent aussi exister, dans des rifts continentaux ou océaniques, notamment en contexte de distension (GILL, 1981).

Les derniers termes de nos coupes sont datés de l'Arenig supérieur/Llanvirn. Il faut probablement envisager un arrêt de la sédimentation, dès cette époque, et remarquer que la lacune de l'Ordovicien supérieur et du Silurien inférieur est contemporaine de la phase sehoulienne (décrite au chapitre suivant). Il ne s'agit donc vraisemblablement pas d'une lacune par extension et basculement de blocs mais plutôt d'une lacune par soulèvement - compression. Cette lacune est plus importante que dans le reste de la

Meseta, puisque les affleurements de Rabat et de Tiflet étaient plus proches de la "chaîne" des Sehoul.

COMPARAISON AVEC LES AUTRES SECTEURS DE LA MESETA OCCIDENTALE

Si la base de la formation ordovicienne n'est pas connue dans la région de Rabat, en revanche, dans la Meseta côtière celle-ci se marque par les faciès arenigiens transgressifs sur les schistes à *Paradoxides* par l'intermédiaire de niveaux microconglomératiques, glauconieux et ferrugineux, qui sont suivis de grés-pélites micacés d'âge Arenig inférieur à Caradoc supérieur (DESTOMBES & JEANNETTE, 1966). L'épaisseur de cette série est de 1000 m. Elle se poursuit par les niveaux microconglomératiques de l'Ashgill. Ces derniers termes sont surmontés par les pélites et calcaires à Graptolithes du Wenlock supérieur (WILLEFERT, comm. orale).

Dans le synclinal des Oulad Abbou (au SW de Casablanca), l'Ordovicien est réduit à l'Arenig - Llandeilo à faciès essentiellement gréseux micacés, quartzitiques ou grossiers ou microconglomératiques, surmontant des siltstones et des grès fins. L'épaisseur totale de cette formation ne dépasse pas 400 m. Après une grande lacune comprenant l'Ordovicien supérieur et une partie de la base du Silurien, une formation volcano-sédimentaire marine, avec des intercalations de laves, recouvre ces niveaux. Son âge est donné par des Graptolithes du Telychien inférieur (CORNEE & al., 1985).

Dans la région de Safi (boutonnière de Khémis Nga), l'Ordovicien est également réduit à l'Arenig, daté par des Trilobites et des Graptolithes (BEUN & al., 1986) surmonté par le Silurien supérieur à Trilobites et Brachiopodes (DESTOMBES, comm. orale).

Cette lacune de l'Ordovicien supérieur et d'une partie plus ou moins grande du Silurien basal est signalée en plusieurs endroits du Môle côtier par YOVANOVITCH (1938) et GIGOUT (1951).

Dans la région de Méchra Ben Abbou (au Nord du massif des Rehamna), l'Ordovicien est représenté par des faciès fins détritiques à intercalations de grès et de quartzites se développant à partir du Llandeilo (EL KAMEL, 1987). Selon cet auteur, ces dépôts sont ceux d'une plateforme peu profonde, avec une variation dans le taux de sédimentation, due selon EL KAMEL à un basculement de blocs gouvernés par des failles héritées du socle précambrien.

Dans le reste de la Meseta, l'Ordovicien se caractérise par une sédimentation de plateforme à pélites, grès et quartzites de l'Arenig au Llandeilo, recouvert en discordance de ravinement par des grès du Caradoc, puis une sédimentation plus fine couronnée par les microconglomérats de l'Ashgill supérieur (DESTOMBES & al., 1985). Selon ces auteurs, les zones d'apports ont été soumises à des basculements et surélévations saccadées à partir de l'Ordovicien supérieur.

L'Ordovicien de Rabat, bien que présentant les mêmes faciès et les mêmes faunes que le reste de la Meseta, se différencie de cette dernière par son volcanisme interstratifié et par l'importante lacune de l'Ordovicien supérieur (évoquée précédemment).

COMPARAISON AVEC LE RIF ET LA KABYLIE

Dans le Rif, l'Ordovicien probable est signalé par CHALOUAN (1986). Il est représenté par des dépôts terrigènes matures, à intercalations conglomératiques (à galets étirés), et localement (Beni Hozmar) à coulées spilitiques. Ces faciès sont surmontés par des phyllades, des grès et sont couronnés par une trilogie volcano-sédimentaire formée de roches vertes, lydiennes et de calcaires du Silurien. Ils sont interprétés par CHALOUAN (1986) comme des faciès

marginiaux imprégnés d'une distension crustale qui s'accroît à la limite siluro-dévonienne.

Dans la Petite Kabylie, les terrains de l'Ordovicien inférieur (série d'El Maïda), datés du Trémadoc par des Acritarches, sont discordants sur les phyllades épizonales du Cambrien probable (BAUDELLOT & al., 1981). Les rapports avec le socle sont mieux exposés en Grande Kabylie (BOSSIERE, 1980). Ici, la couverture est représentée par un ensemble de formations détritiques (Cambrien supérieur - Ordovicien), très faiblement métamorphiques, montrant des structures sédimentaires et des fossiles.

L'Ordovicien est représenté par des pélites micacées à fins lits gréseux, à intercalations de filons-couches d'albitophyres, par des formations volcano-sédimentaires à passées conglomératiques et par des niveaux de schistes à trous, fossilifères. Ces faciès sont datés du Trémadoc (par des Acritarches) - Llanvirn (BAUDELLOT & GERY, 1979).

En conclusion, la région de Rabat-Tiflet pourrait s'intégrer, à l'Ordovicien inférieur, à un domaine qui comprendrait le Rif et la Kabylie, par une analogie de faciès (dépôts détritiques micacés marginaux : pélites, grès, conglomérats,...) et par des intercalations de roches volcaniques, indiquant une distension crustale qui évolue dans l'espace et dans le temps.

CHAPITRE 4

LA DEFORMATION "CALEDONIENNE" : LA PHASE SEHOULIENNE

INTRODUCTION

Au Nord de la région étudiée, dans la zone des Sehoul, affleure un ensemble de roches (phyllades et quartzophyllades) où le Cambrien moyen est représenté. Ces roches ont enregistré une déformation plicative anté-hercynienne, qui a été décrite, pour la première fois, par PIQUE (1979). Son âge est assimilé par lui à celui de la schistosité cristallophyllienne, qui est antérieure au granite de Rabat-Tiflet ; c'est-à-dire avant l'Ordovicien terminal. On ne connaît nulle part au Maroc de phase plicative à la même époque, ce qui a poussé cet auteur à qualifier les roches affectées par cette déformation de "terrain suspect" ou de "bloc exotique". En 1982, il compare le "Bloc des Sehoul" aux noyaux kabyles et propose que l'origine de celui-ci puisse être recherchée dans l'ensemble continental de la Méditerranée occidentale, avant une dislocation anté-dévonienne. Un rapprochement avec le reste de la Meseta, par coulissement ou chevauchement, a été envisagé.

Cette région se distingue par ailleurs par la présence d'un granite "calédonien", qui n'a été que sommairement étudié par WIPPERN (1955), GARCIA (1961) et CHARLOT & al., (1973).

LE PLISSEMENT ET LA SCHISTOSITE ASSOCIEE

La zone des Sehoul présente une variation régionale de l'intensité de la déformation souple et de l'intensité de la schistification. La première est visible aussi bien dans les structures mégascopiques que dans les structures microscopiques. Parallèlement à celle-ci, on enregistre une évolution du métamorphisme régional (anchizone-épizone) et de la schistosité, depuis la schistosité de dissolution évoluée jusqu'à la schistosité de flux.

Cet épisode de plissement synmétamorphe de la zone des Sehoul sera décrit depuis les zones les moins déformées (situées au Nord) vers les zones les plus déformées (situées au Sud, proches du contact majeur avec l'axe du Bou Regreg).

EVOLUTION DE LA SCHISTOSITÉ

Pour caractériser la déformation syn-schisteuse, dans la zone des Sehoul, nous avons défini deux types de schistosité. Elles sont établies à partir de l'observation microscopique des lames taillées perpendiculairement à S1:

Type 1 : Schistosité de dissolution évoluée, où les plans de clivage sont presque continus et plus ou moins anastomosés. Les microlithons, de forme irrégulière, sont espacés en moyenne de 100 μ . Dans ce type de schistosité, des rotations mécaniques des minéraux sédimentaires se produisent, la séricite se développe parallèlement aux plans de schistosité. Aux limites des microlithons, les grains de quartz ont une forme allongée, le litage sédimentaire est préservé.

Type 2 : schistosité de flux, qui est un type pénétratif, où on reconnaît cependant les microlithons. Dans les lits phylladiques, cette schistosité correspond à un litage tectonique très fin, sous forme de feuillets de composition minéralogique différente (lits phylliteux et lits quartzeux). La recristallisation est totale avec d'importantes néoformations. Les minéraux sont disposés parallèlement à la schistosité. La schistosité est l'anisotropie principale de la roche, et le litage stratigraphique, souvent parallèle à la schistosité, est difficilement identifiable.

DESCRIPTION DE LA DÉFORMATION

Les affleurements cambriens des Sehoul affleurent dans quatre zones principales, qui sont de l'Ouest vers l'Est (fig: 23):

- la zone de Rabat, située aux alentours du barrage Sidi Mohamed ben Abdellah,
- la zone de Kern Nesrani,
- la zone de Msellat, comprenant les affleurements situés à l'Est de Sidi Bouchaïb et ceux des environs de l'oued Atchane,
- enfin la zone de l'oued Tiflet.

L'analyse de la déformation dans ces quatre régions permet de suivre une évolution de celle-ci du Nord vers le Sud. Afin de faire ressortir cette évolution, nous commençons par décrire la zone à faible déformation (Kern Nesrani), puis l'oued Tiflet et Msellat et enfin la zone de Rabat, où cette déformation atteint son paroxysme.

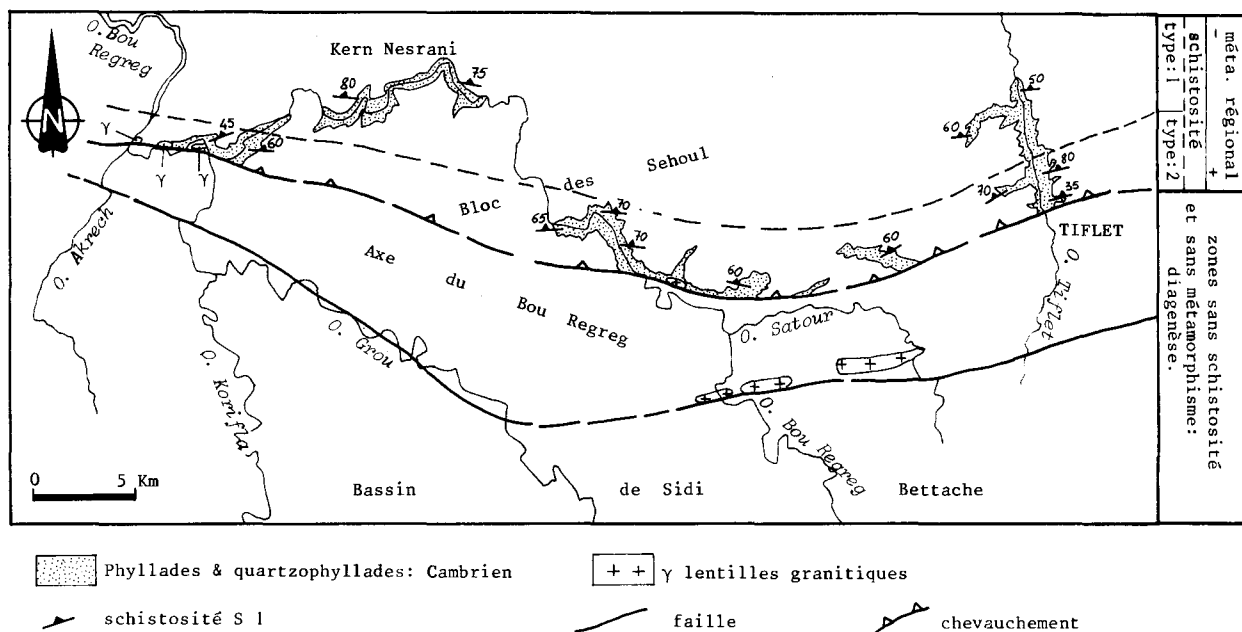


Fig. 23: Les domaines structuraux de la région de Rabat-Tiflet.

A Kern Nesrani:

Le plissement a donné naissance aux grandes structures, auxquelles est associée une schistosité de plan axial, parfois en éventail dans les plis. La structure régionale s'organise en une succession de synclinaux et d'anticlinaux (fig. 24), décimétriques à hectométriques. Leur orientation est sensiblement E-W, avec des axes plongeant de 10 à 40° vers l'Est (fig. 25). Dans les phyllades silteuses rouge-violacé, situées dans la partie NNE de la coupe (fig. 26) et en rive droite de l'oued Bou Regreg, on observe des plis centimétriques.

Tant à l'affleurement qu'en lame mince, on constate que la schistosité n'est pas pénétrative. Elle est soulignée par des minéraux opaques ou par des produits ferrugineux. Cette schistosité est de type 1, aussi bien dans les niveaux phylladiques que dans les lits gréseux.

Au microscope, on remarque que cette schistosité, dont les plans sont ici suffisamment espacés (60 à 100 μ), se développe préférentiellement dans les niveaux phylladiques, où la proportion du quartz et d'agrégats chlorite-mica est importante. Les plans de schistosité sont soulignés par des produits ferrugineux et par des opaques ; elle est également soulignée par des néoformations de micas blancs. Ceux-ci ont une concentration différente selon le type de roche et la localité et se développent notamment dans les zones les plus argileuses où les grains de quartz présentent une forme en amande et une petite taille (30 à 50 μ).

Les niveaux silteux ont enregistré, en général, une faible déformation. La schistosité S1 y est réfractée en donnant un clivage irrégulier et plus espacé que précédemment (200 à 350 μ). Les microlithons sont également soulignés par des opaques et par des produits ferrugineux.

On peut donc retenir, en conclusion, qu'au niveau de Kern Nesrani, la préservation de la stratification (et aussi des figures sédimentaires), que la schistosité S1 n'est bien développée que dans les niveaux phylladiques et que le métamorphisme correspond à des néoformations de micas blancs, de petite taille, disposés parallèlement à S1. Les quartz ne présentent qu'un faible allongement dans les plans de S1.

Dans l'oued Tiflet:

On peut distinguer ici deux zones: une zone nord (correspondant aux affleurements de Dar Soltane) où la déformation est identique à celle de Kern Nesrani, et une zone sud (située au SW de Sidi Sba) où la déformation est plus évoluée. C'est cette dernière que nous allons donc décrire.

La région située au SW de Sidi Sba

Le plissement et la schistosité synmétamorphique ont un comportement différent suivant la nature du faciès pétrographique.

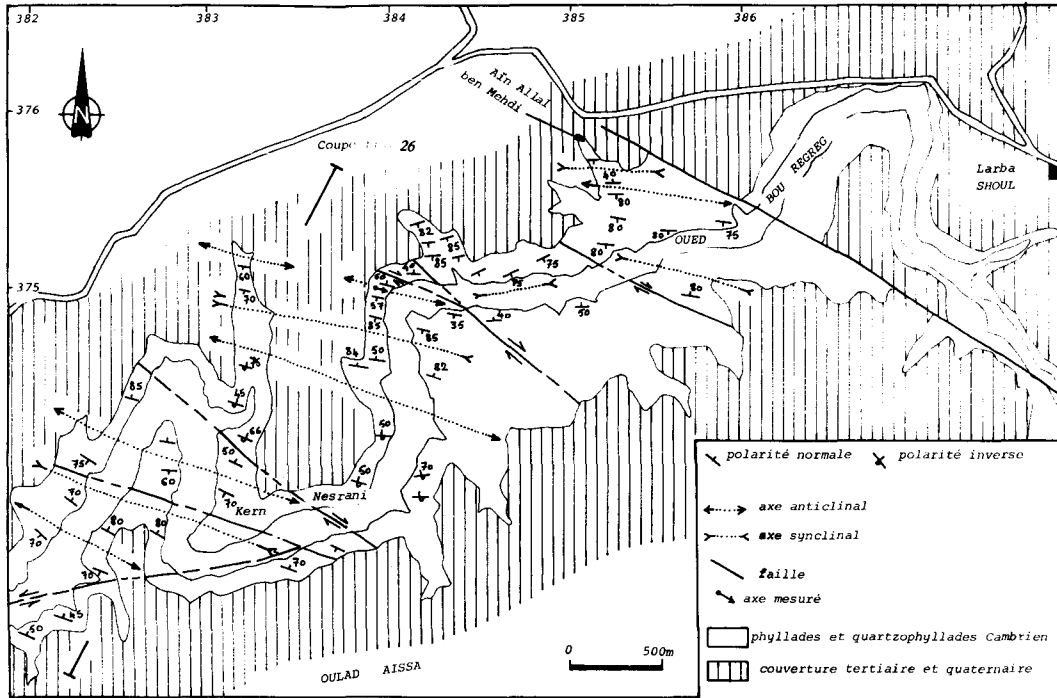


Fig. 24 Schéma structural de la région de Kern Nesrani, zone située à l'Ouest de Larba Shoul.

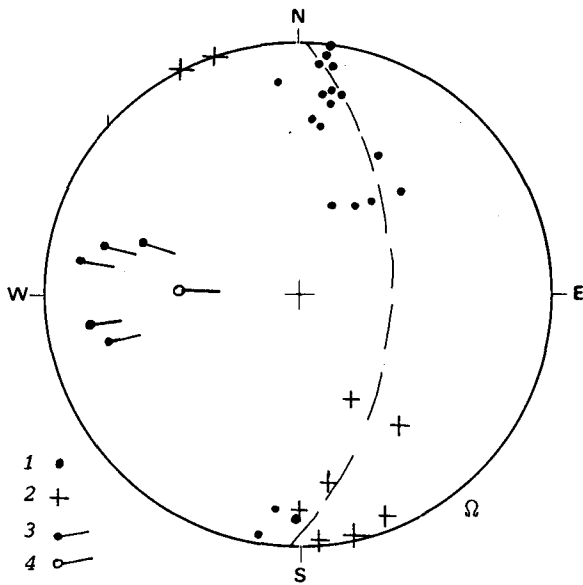


Fig. 25: Stéréogramme des structures "calédoniennes" à Kern Nesrani.
 1. stratification, 2. schistosité S1, 3. axe de plis mesuré, 4. axe de plis construit.

Dans les phyllades

Les plis sont isoclinaux, de taille centimétrique à décimétrique (fig. 27). Ils ont une direction de N 50° à N 70°, assez homogène dans le secteur de l'oued Tiflet, et un plan axial plus ou moins raide, penté au Nord. Ils ont un axe courbe, ce qui fait que celui-ci plonge tantôt vers l'Est, tantôt vers l'Ouest (fig. 28).

Dans ces faciès la transposition de la stratification So dans la schistosité S1 est complète. Elle est marquée par une alternance millimétrique à centimétrique de lits quartzeux avec un peu de séricite et des lits phylliteux à séricite, biotite et très peu de quartz de très petite taille (50 à 70 μ). La schistosité (type:2) est très pénétrative dans ce type de roche ; elle est essentiellement soulignée par (fig. 29) :

- des quartz recristallisés aplatis parallèlement à S1,
- des biotites héritées, en petites paillettes, disposées de la même manière que le quartz, des séricites, disposées également dans le plan de S1, et de même taille que les deux autres constituants.

On peut donc constater que, par rapport à la zone de Kern Nesrani, le style de la déformation, observé dans les phyllades est plus intense et qu'il s'observe

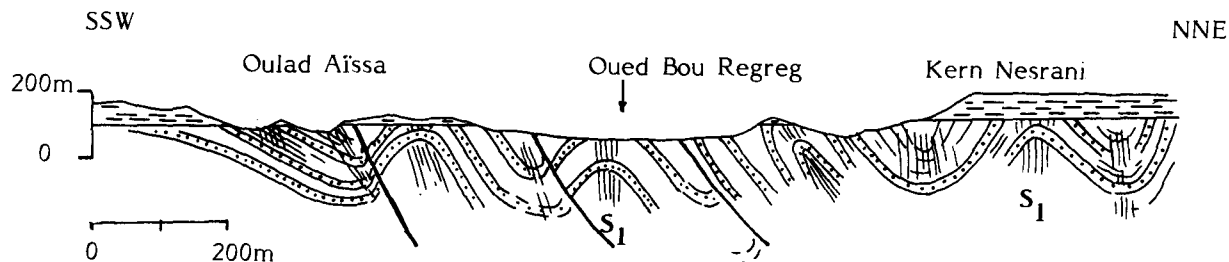


Fig. 26: Les plissements "calédoniens" dans la région de Kern Nesrani (à l'Ouest de Larba Shoul).

aussi bien à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle des microstructures. La schistosité est plus prononcée et le métamorphisme synschisteux est beaucoup plus important que dans les phyllades de Dar Soltane (au Nord de l'oued Tiflet) et de Kern Nesrani.

Dans les quartzophyllades

Ces faciès sont plus riches en quartz, la transposition de S_0 dans la schistosité S_1 est moins bien marquée que dans les phyllades. L'observation microscopique de ces faciès montre une alternance de lits millimétriques quartzeux et quartzophyllitiques, qui correspond à la stratification S_0 . Les quartz, d'origine détritique, sont en petits cristaux de 100 à 150 μ avec un très faible aplatissement. La séricite en paillettes de 100 à 200 μ , néoformée, est disposée parallèlement à S_1 , qui est d'ailleurs oblique sur la stratification.

Dans ce type de roche on observe le plissement P_1 aussi bien à l'échelle de l'affleurement qu'au niveau du microscope. Ces plis admettent une schistosité (de type: 2) de plan axial (fig. 27).

Au microscope les niveaux phylliteux montrent une schistosité continue, parfois légèrement espacée, de type flux. Les plans de cette schistosité sont finement anastomosés en microlithons de 30 à 50 μ . Les micas néoformés et les quartz allongés se disposent parallèlement à cette schistosité.

Les petites et les microstructures permettent également de mettre en évidence des cisaillements le long de S_1 . Ces cisaillements sont parfois à l'origine de crénulations localisées.

Dans les grès et les microconglomérats

On ne voit pas de plis à l'échelle de l'affleurement ou de la lame mince, mais la schistosité S_1 est bien marquée par la recristallisation de certains grains de quartz et leur aplatissement parallèlement à celle-ci. La biotite héritée et les quelques paillettes de séricite sont également disposées parallèlement à la schistosité (fig. 30).

Dans les zones où la déformation s'exprime par un débit schisteux sub-parallèle à la stratification, sans que des plis puissent être mis en évidence, la schistosité S_1 correspond à un débit espacé où s'observent des recristallisations métamorphiques. Les minéraux phylliteux sont généralement disposés parallèlement à S_1 , le quartz montre une déformation par dissolution-cristallisation, qui se marque par le développement de "barbes" de micas de part et d'autre de ces grains de quartz (fig. 30).

Ces faciès montrent un étirement tectonique qui s'effectue dans les plans de la schistosité. Afin d'approcher la forme de l'ellipsoïde de la déformation finie, nous avons procédé sur le terrain et au laboratoire, sous le microscope, à la quantification de l'aplatissement subi par les microgalets le long de la schistosité S_1 , à travers les plans XY et YZ.

Douze stations de mesures ont été choisies (1 à 4, au niveau de Sidi Bou Kidar, situé à 4 Km à l'Ouest du village de Tiflet ; 5 à 12 dans l'oued Tiflet au Sud-Ouest de Sidi Sba). Une cinquantaine de mesures environ ont été effectuées pour chaque station. Nous en donnons les moyennes dans le tableau 5 ci-après, tout en rappelant que ces résultats comportent une marge d'erreur due aux conditions d'affleurement (les plans XY, XZ et YZ ne sont pas parfaitement orthogonaux).

Tableau 5: Mesures de l'étirement des microgalets le long des plans de la schistosité S_1 dans la région de Tiflet.

	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
a=X/Z	1.7	2	1.85	1.7	1.4	5	3	1.45	1.55	2	1.75	1.8
b=Y/Z	5.1	5.7	4	7.5	2	6.5	5	5.6	4.6	5.75	6.5	6

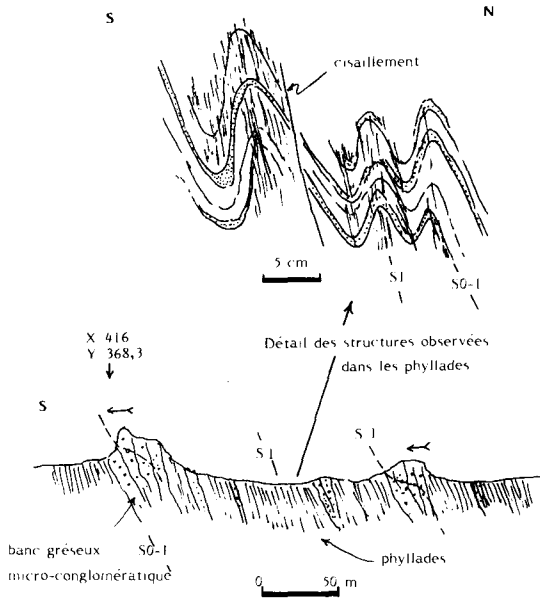


Fig. 27: Coupe dans l'oued Tiflet (région de Sidi Sba), montrant la polarité inverse dans les microconglomérats et le détail du plissement dans les phyllades.

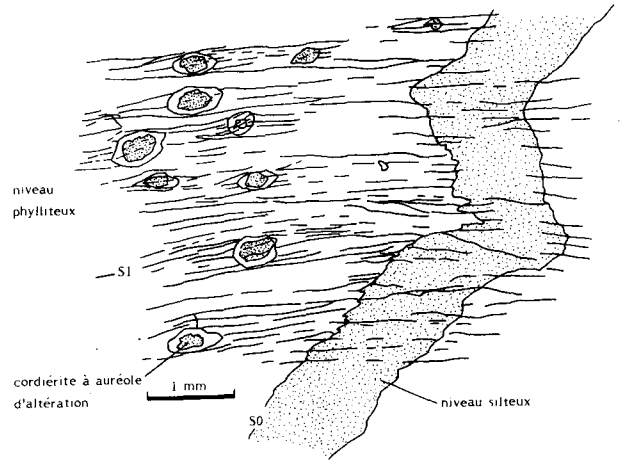


Fig. 29: Micrographie des phyllades silteuses de l'oued Tiflet (Sidi Sba), montrant la S0, microplissée en plis P1, synschisteux (S1) et des blastes de cordiérites.

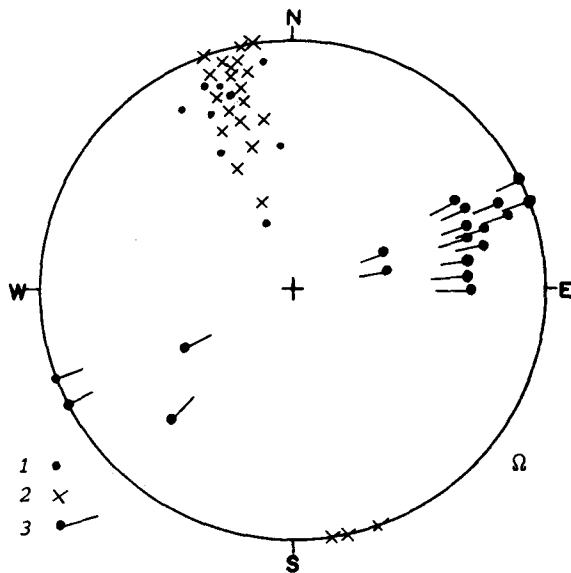


Fig. 28: Représentation des éléments structuraux (1. stratification, 2. schistosité, 3. plis P1) dans l'oued Tiflet, à l'Ouest de Sidi Sba.

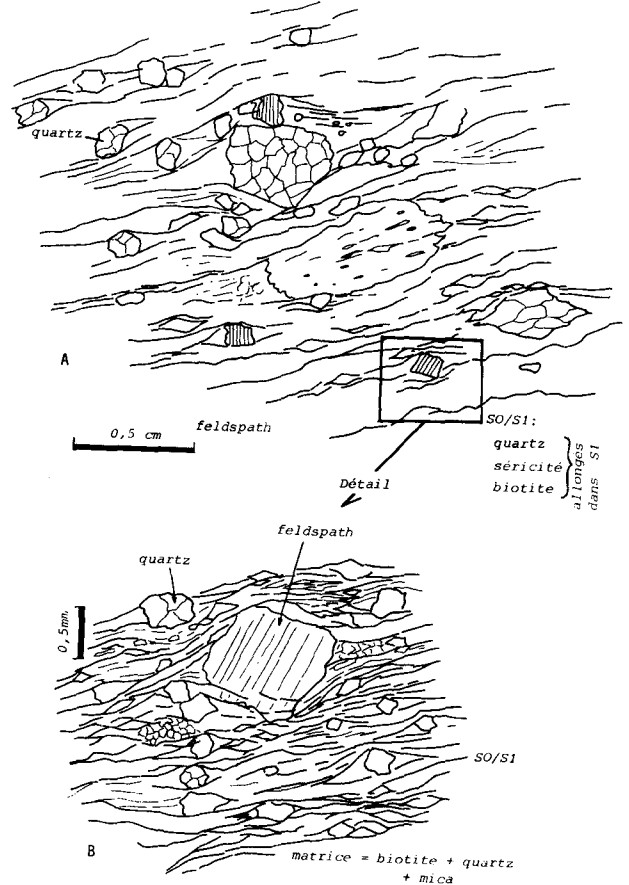


Fig. 30: Micrographie des microconglomérats de l'oued Tiflet; A: structure d'ensemble, B: détail de la micrographie.

Ces résultats reportés sur le diagramme de FLINN (1965) (fig. 31), montrent que la déformation de ces microgalets, se situe dans le champ d'aplatissement apparent, avec cependant quelques exemples qui se rapprochent d'une déformation plane.

On peut donc retenir, en guise de conclusion, que les affleurements situés au SW de Sidi Sba enregistrent une déformation souple plus évoluée que celle de Kern Nesrani ; que la schistosité est de type flux (type: 2), très pénétrative dans les phyllades, et que le métamorphisme synschisteux est plus intense (apparition de la biotite notamment).

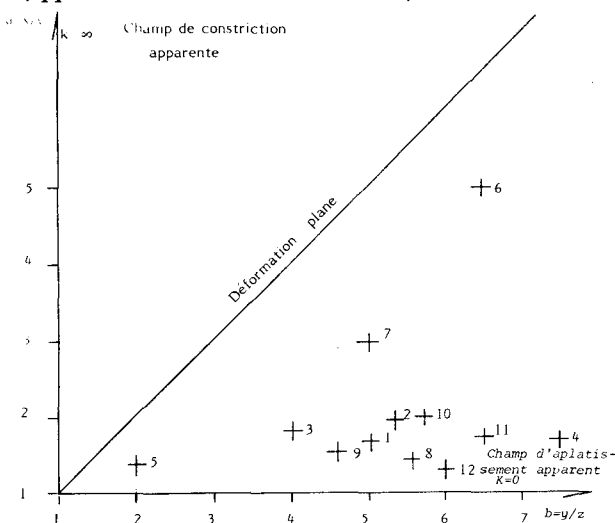


Fig. 31: Position des échantillons étudiés sur le diagramme de FLINN (1965).

La zone de Msellat:

Nous rangeons dans cette zone les affleurements situés à l'Est du village de Larba Shoul, dans les gorges de l'oued Bou Regreg (Est de Sidi Bouchaib), et ceux du ravin de l'oued Atchane et ses environs immédiats, (fig. 32).

A l'Est de Sidi Bouchaib:

La tectonique souple est caractérisée par la présence de plis P1 métriques (soulignés par les bancs gréseux) et centimétriques au niveau des phyllades. Ces plis ont une direction de N70° à N120° et présentent un plongement de 5° à 35° E, cette variété dans la direction est à mettre en rapport avec la déformation hercynienne responsable d'une crénelation ou d'une schistosité de fracture dirigée N 140° à N 160° sub-verticale.

Dans cette zone, les roches sont affectées par une schistosité S1 (type: 2) très fine, quasi-continue. Sa

direction et son pendage varient en raison de la déformation hercynienne. Cependant les plans de celle-ci sont très rapprochés (20 à 40 μ) ; la fabrique est presque complète. Les quartz et les feldspaths forment des amandes allongées, les chlorites, les biotites et les micas blancs forment des rubans.

Au microscope, on remarque que cette schistosité se marque dans les phyllades par des "lits" séricito-chloriteux et des "lits" quartzeux dont les cristaux, parallèles au rubanement, ont le plus souvent quelques dizaines de μ . Alors que dans les quartzo-phyllades, les grains de quartz sont de plus grande taille, bien qu'ils soient très étirés. D'une manière générale, les ombres de pression des minéraux résistants sont symétriques et parallèles à la schistosité S1, ce qui indique une déformation par pression-dissolution.

Dans le ravin de l'oued Atchane:

Dans ce secteur la stratification est souvent préservée à l'extrémité nord de la coupe, surtout par la présence de barres de grès métriques, de niveaux microconglomératiques et des grès grossiers à miches carbonatées (rappelant les schistes à trous). Dans cette partie, la tectonique souple est caractérisée par des plis en genoux, métriques à déversement vers le Sud. La schistosité S1 est plan axial.

En se déplaçant vers le Sud de la coupe, dans les niveaux phylladiques, la déformation souple se marque par la présence de plis P1 isoclinaux, à schistosité de flux (type: 2). Cette dernière est souvent reprise par une deuxième phase de plissement (hercynienne) qui est associée à un clivage S2 de fracture (fig. 32).

En conclusion, on constate que cette zone présente beaucoup d'analogies avec celle de l'oued Tiflet (région de Sidi Sba), où la déformation symmétamorphique est plus évoluée qu'à Kern Nesrani, situé au NW de Msellat (fig. 23).

Barrage de Rabat (fig. 33):

Les phyllades de la zone située immédiatement au Nord du barrage Sidi Mohamed Ben Abdellah sont affectées par un premier épisode de déformation, qui est caractérisé par des plis isoclinaux intra-foliaires à axes courbes. Ces plis sont de petite dimension (millimétrique à centimétrique; fig. 34) ; ils sont aussi microscopiques, notamment dans les phyllades ou les phyllades silteuses. L'accentuation du plissement et du microplissement synschisteux se

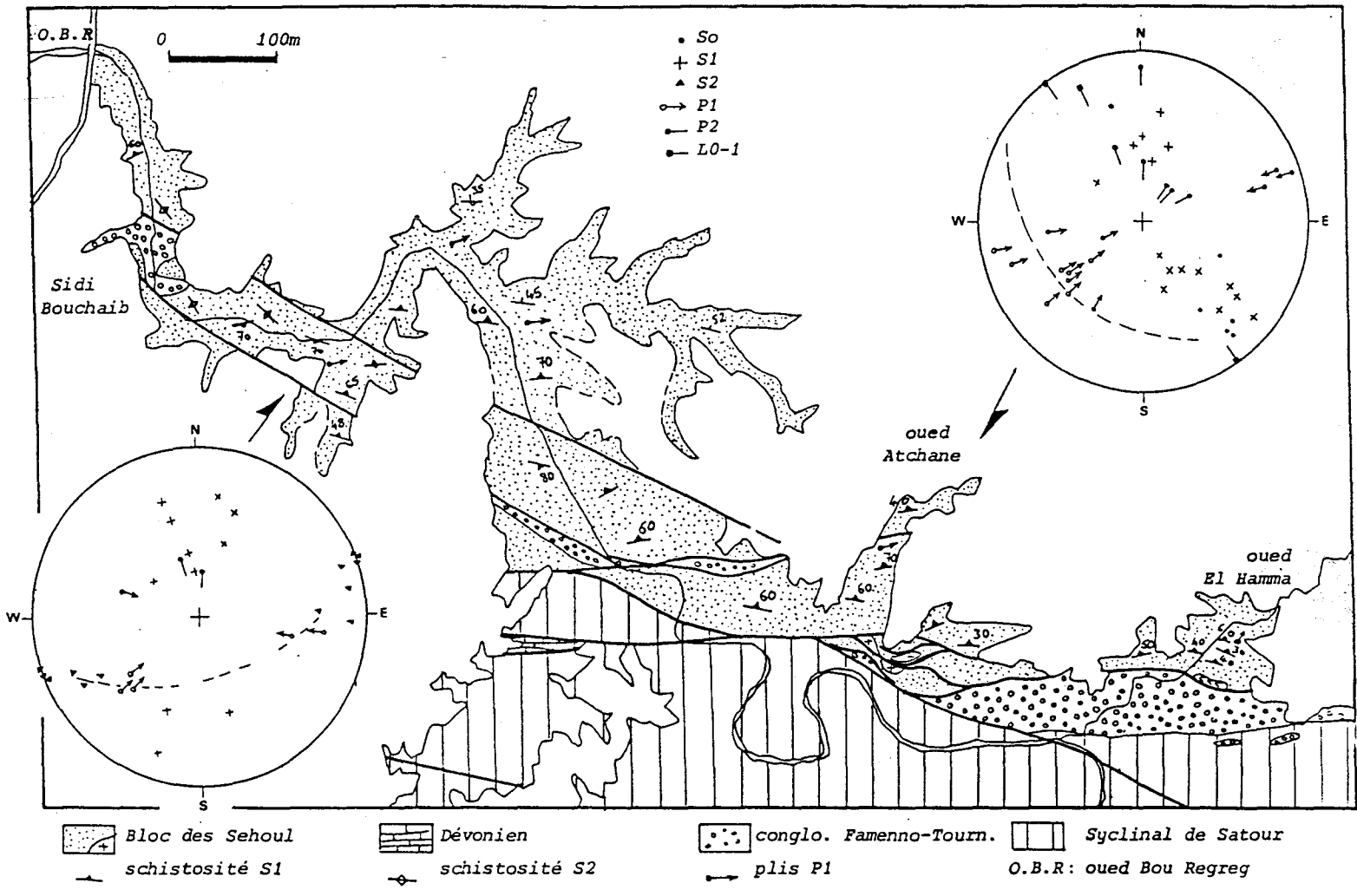
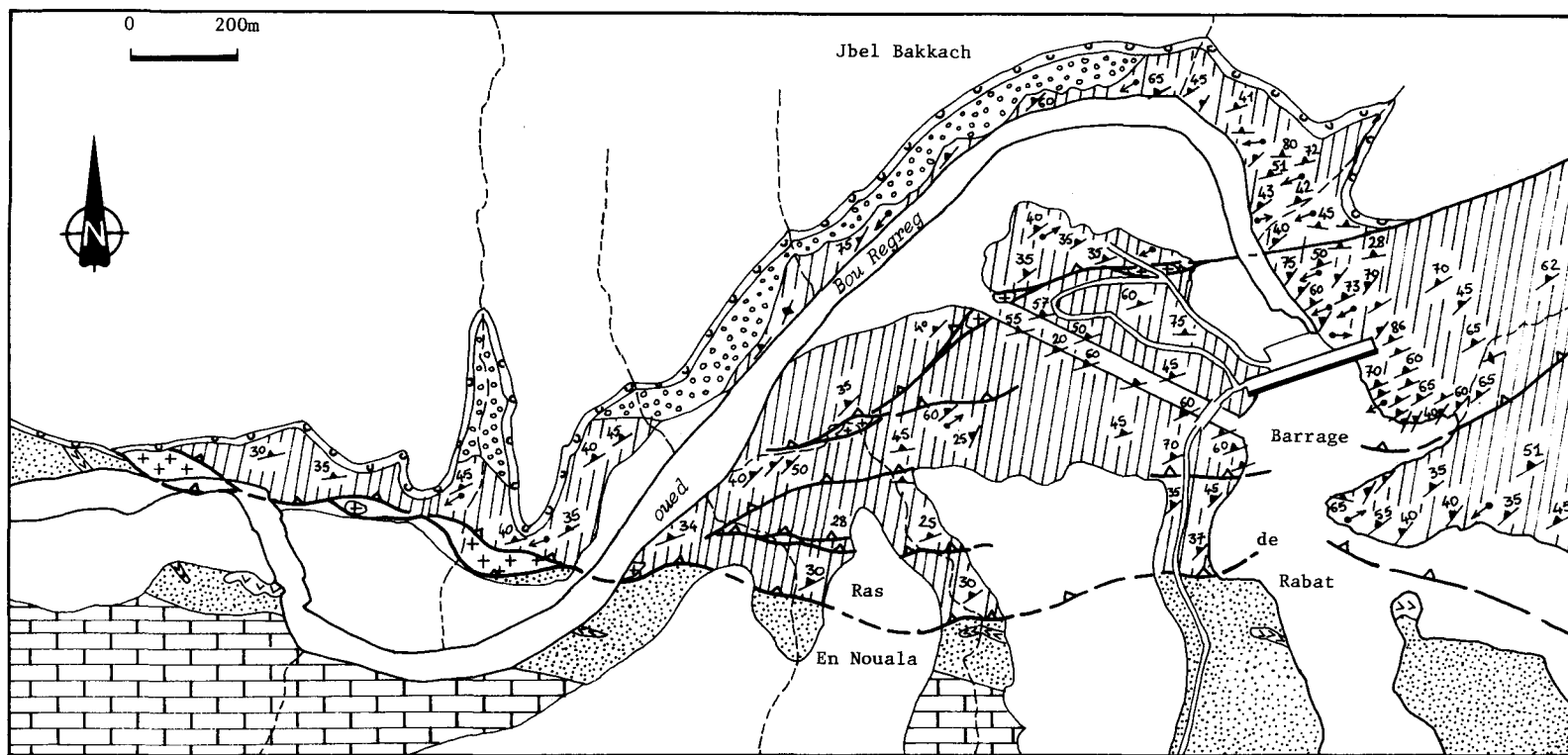






Fig. 32: Carte structurale de la zone de Msellat





 calcaires et pélites: Silurien sup. & Dévonien inf.


 psammites et volcanisme: Ordovicien inférieur

 granite "calédonien"

 phyllades et quartzophyllades du Bloc des Sehouï: Cambrien

 terrains de couverture

 calcarénite du Miocène sup.

 conglomérats du Jbel Bakkach: Viséen inf.



contact de chevauchement



schistosité S1



axes des plis P1.

Fig. 33: Carte structurale de la zone du Barrage de Rabat.

manifeste par la présence de charnières légèrement épaissies et des fragments de flancs isolés dans les microlithons et présentent parfois des flancs étirés et des charnières parfois épaissies.

Les charnières de ces plis sont rarement visibles. Sur le terrain, ces phyllades sont intimement affectées par une schistosité de flux (type: 2), qui a totalement transposé le litage sédimentaire originel. L'intersection entre ces deux surfaces, crée une linéation particulièrement bien visible dans les phyllades silteuses (fig. 35 et 36). Ces phyllades montrent également une crénulation S 2 , qui ne change pas beaucoup l'orientation de la S 1 (fig. 35) et qui sera étudiée par la suite (chapitre: Déformation hercynienne), en même temps que les autres structures hercyniennes.

Au microscope, cette schistosité est soulignée par un rubanement inframillimétrique à millimétrique, composé de niveaux quatrzo-micacés et de niveaux micacés. Les recristallisations minérales sont orientées dans ce plan de schistosité :

- quartz, xénomorphe, de taille 20 x 40 μ , aplati dans le plan S1,
- séricite, en paillettes automorphes, de taille 10 x 50 μ ,
- chlorite, vert-pâle en LN , en paillettes automorphes de 10 x 50 μ .
- biotite, de petite taille (15 x 45 μ), disposée parallèlement à la schistosité S1.

Dans cette zone les linéations L₀₋₁ ont des directions de N 30 à N 50° et un plongement variant de 15 à 40° NE ou SW. La schistosité S1, bien que reprise localement par un clivage de crénulation hercynien, a une direction à peu près constante de N 50 à N 70° et un pendage moyen de 45° au NNW (fig. 35 et 36). Les plis de direction N 50 à N 70° sont déversés ou couchés vers le SE, et ont des axes généralement courbes. Ce caractère s'explique par des glissements différentiels de la matière, le long du plan axial des plis caractéristiques de la déformation cisailante.

Le métamorphisme synschisteux est marqué par l'association: quartz + chlorite + séricite ; ou quartz + biotite + séricite. Il s'agit donc de l'épizone (zone à biotite ou zone à chlorite-séricite). Notons qu'une partie des chlorites provient de la rétomorphose des biotites du métamorphisme.

Des cisaillements selon des plans sub-parallèles à la schistosité S1, postérieurement à l'apparition de celle-ci, provoquent l'amygdalisation microscopique de la roche. Par exemple dans les phyllades du déversoir du barrage, où le rubanement S₀₋₁ est recoupé par des surfaces sub-parallèles à S1 qui sont soulignées par des résidus d'opaques. Ces surfaces

décalent localement les petites veines de quartz et semblent accompagnées par de la dissolution sous pression (fig. 37). Cette amygdalisation indique donc la persistance du déplacement en conditions tardischisteuses.

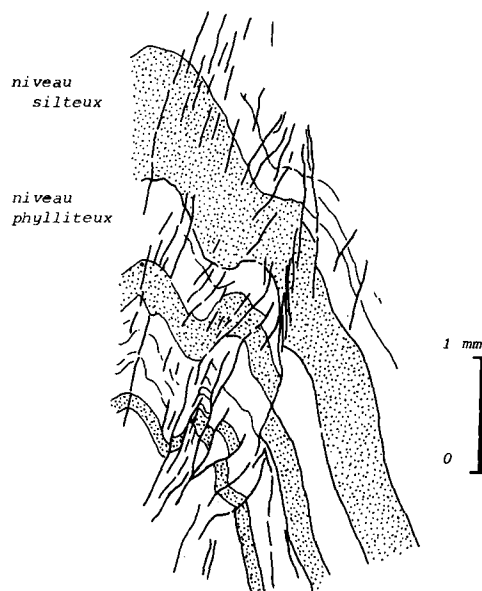


Fig. 34: Micrographie des plis P1 dans les phyllades du barrage de Rabat.

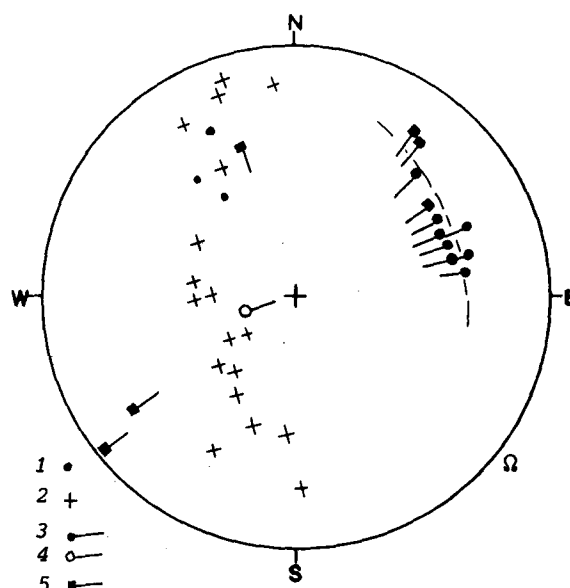


Fig.35: Stéréogramme des structures "calédoniennes" dans les phyllades en contre-bas du Jbel Bakkach. (1. So, 2. S1, 3. plis P1, 4. plis P2, 5. linéation L0-1.)

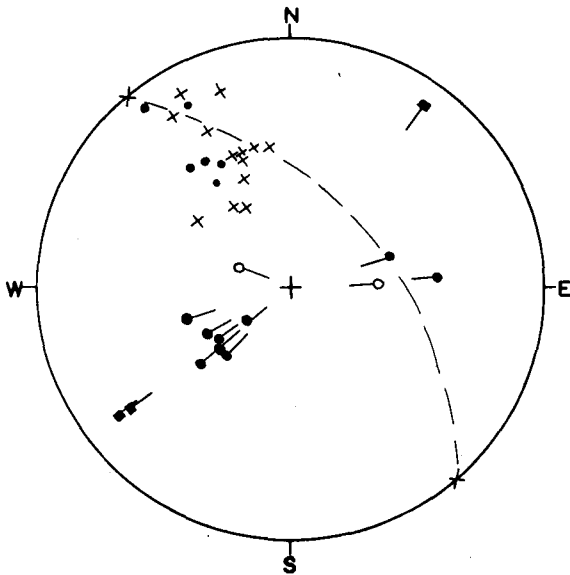


Fig. 36: Stéréogramme des structures "calédoniennes" dans les phyllades rouge-violacé, situées immédiatement au Nord du barrage (rive droite). (même légende que Fig. 35)

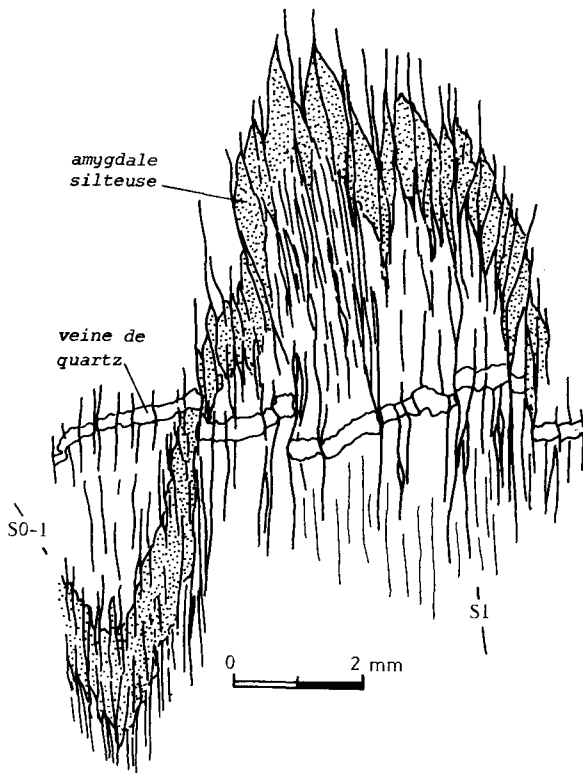


Fig. 37: Micrographie des phyllades du barrage de Rabat, montrant les cisaillements parallèles à S1.

On peut donc noter, en conclusion, que la zone de Rabat enregistre une déformation souple encore plus évoluée que celles de l'oued Tiflet et celle de Msellat. La schistosité y est de flux et le métamorphisme synschisteux est plus évolué que partout ailleurs.

LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Les roches cambriennes du bloc des Sehoul ont enregistrées une déformation syn-schisteuse. Nous venons de voir que celle-ci montre une évolution du Nord vers le Sud. Parallèlement, il se développe un métamorphisme régional qui montre la même évolution. En effet, dans les zones septentrionales celui-ci n'est pas très bien marqué et on remarque que la fabrique sédimentaire est souvent conservée ; les minéraux néoformés (micas blancs) se placent parallèlement à la schistosité S1. Dans les zones méridionales, tout près du contact majeur avec l'axe du Bou Regreg, le métamorphisme est plus important. En effet la schistosité de flux, enregistrée par les phyllades et les phyllades silteuses, montrent une association minérale pouvant caractériser l'épizone. La recristallisation de la roche est totale: ce sont les phyllades, les quartzophyllades et les amphibolites, correspondant à la recristallisation respectivement de pélites de grès et de roches vertes.

Les amphibolites :

Ces roches affleurent, uniquement dans la région de Rabat, à trois endroits : dans la coupe de Hosseine, sous forme d'enclaves du granite de la rive droite du Bou Regreg, au douar Shoul à proximité du granite et dans le ravin d'Aïn Ed Dick (Mechraa En Nouala). Elles sont très riches en prismes d'amphibole verte qui présentent une orientation préférentielle dans la schistosité S1.

Au microscope, la roche montre une texture lépidoblastique orientée (fig. 38). Elle est constituée principalement d'une amphibole verte, qui occupe plus de 60% de surface, et d'un fond feldspathique complètement séricitisé.

- l'amphibole se présente en prismes à contours déchiquetés et à cassures transversales. Les cristaux sont plus ou moins continus et sont orientés parallèlement à la schistosité S1. Les sections allongées ont des clivages m bien nets dont l'extinction varie de 15 à 20°. Il s'agit d'une hornblende verte.

- le fond de la roche est formé de grains jointifs d'anciens plagioclases complètement séricitisés. Quelques individus ont conservé leurs mâcles polysynthétiques et indiquent une basicité au moins supérieure à celle de l'oligoclase. La richesse de ce fond en minéraux

calciques-apatite, sphène et épidote indique la nature très basique de ces plagioclases avant leur transformation.

- la roche comprend également des minéraux accessoires: le sphène est très abondant et se présente sous forme de losanges à relief fort. L'épidote et l'apatite sont peu fréquentes de même que les opaques (oxydes de fer).

Cette roche présente également des microfractures qui sont remplies soit par une association chlorite-albite, soit par des carbonates (calcite ou dolomite).

La roche-mère correspond à une roche basique, qui a été affectée par un métamorphisme régional de type épizonal, avec des paragenèses à hornblende verte + albite + séricite + (sphène + apatite + épidote). La fracturation est tardive et elle est remplie par une association de basse température (chlorite + albite + carbonate).

Les phyllades:

Ce type de roche correspond au métamorphisme des mudstones.

Au microscope, on constate que les quartz sont aplatis dans le plan de la schistosité et ont une taille de 125 à 200 μ . La transposition de la stratification S_0 en schistosité S_1 est complète. Les biotites sont en petites paillettes de 100 μ , disposées de la même manière que les quartz. Parfois on remarque que ces biotites se répartissent préférentiellement suivant des niveaux qui peuvent correspondre à la stratification S_0 .

Dans la région de Rabat, des grenats de très petite taille (0,075 à 0,1mm.) cristallisent tardivement sur la trame orientée. (fig. 39).

Les quartzophyllades:

Dans ce type de roche la transposition peut ne pas être complète. La schistosité est moins bien marquée que dans les phyllades. Dans ce cas les quartz, d'origine détritique, sont anguleux en cristaux de 100 à 150 μ , avec un aplatissement faible à moyen. La séricite, en paillettes de 100 à 200 μ , de néoformation, est disposée parallèlement à la schistosité S_1 .

Age du métamorphisme:

Les terrains cambriens des Sehoul ont fait l'objet de quelques analyses isotopiques K/Ar (EL HASSANI & al., 1991). Celles-ci ont été effectuées au Laboratoire de géochronométrie K/Ar du Département de Minéralogie de l'Université de Genève (Suisse) par S. HUON.

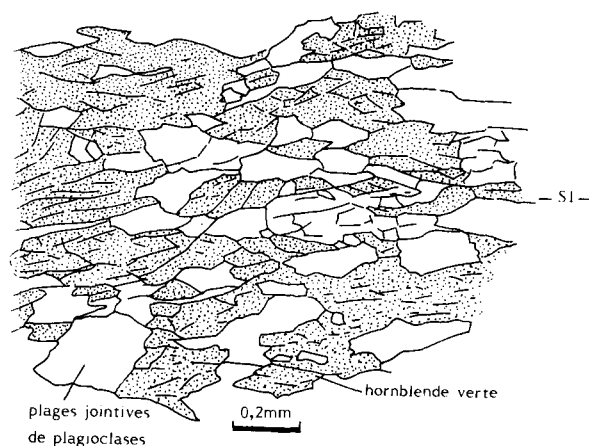


Fig. 38: Micrographie des amphibolites de Ras En Nouala, montrant l'orientation des minéraux (hornblende et plagioclases) dans les plans de la schistosité S_1 .

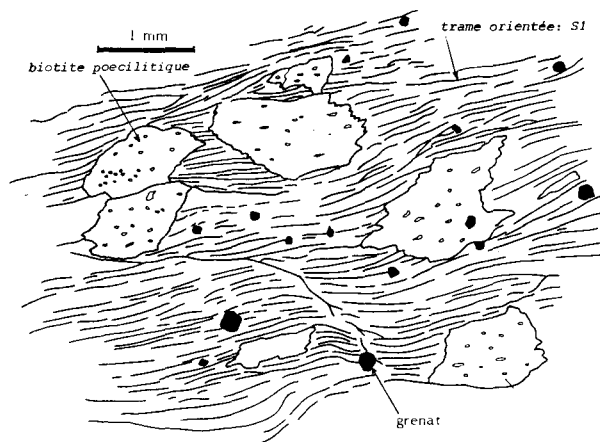


Fig. 39: Micrographie des phyllades de Rabat.

Méthode employée:

La méthode de datation isotopique K/Ar utilisée s'est faite sur des fractions granulométriques inférieures à 2 μ extraites de 5 échantillons répartis sur l'ensemble du bloc des Sehoul, loin du contact majeur avec l'Axe du Bou Regreg, à des endroits n'ayant pas été affectés par les événements hercyniens (fig. 40).

Les fractions inférieures à 2 et 1 μ ont été séparées par une méthode classique de sédimentation, puis séchées à température ambiante, analysées aux rayons X, puis leurs teneurs en K et Ar ont été dosées selon une méthode décrite par BONHOMME &

al. (1975). Cette méthode de datation isotopique K/Ar est fondée sur le processus de désintégration nucléaire du $^{40}\text{K}^*$ en ^{40}Ar . Les travaux de plusieurs auteurs (en particulier CLAUER, 1979 et HUNZIKER, 1979 et 1986) ont montré que les âges apparents K/Ar mesurés pour les fractions argileuses inférieures à $2\ \mu$

au cours du métamorphisme de faible intensité sont géologiquement significatifs ; Le système K/Ar enregistre, les effets du métamorphisme dès que celui-ci atteint un stade anchizone (HUNZIKER & al., 1981).

Résultats.

Tableau 6 : Résultats des analyses isotopiques des phyllades du bloc des Sehoul

N° Echant.	L.S (1)	%Mica (2)	%Ch+(Ch-V)(2)	%K	% ^{40}Ar	^{40}Ar m/g 10^{-9}	Age+/-2 σ
504 (< $1\ \mu\text{m}$)	0.21	27	73 Ch	1.60	70.11	1.42904	453.1+/-8.3
505 (< $1\ \mu\text{m}$)	0.22	61	39 Ch+Ch-V	2.38	90.43	1.69540	352.2+/-6.5
(< $2\ \mu\text{m}$)				2.75	76.42	1.88859	358.0+/-6.7
506 (< $1\ \mu\text{m}$)	0.22	43	57 Ch+Ch-V	2.12	77.93	1.39204	343.7+/-6.6
507 (< $1\ \mu\text{m}$)	0.23	40	60Ch+Ch-V	1.89	91.10	1.30432	359.6+/-6.8
508 (< $1\ \mu\text{m}$)	0.21	78	22 Ch+Ch-V	2.35	70.11	1.45586	326.5+/-6.3

Analyses réalisées au Laboratoire de Géochronométrie K/Ar du Département de Minéralogie de l'Université de Genève (Suisse) par S. HUON.

(1): Largeur de Scherrer ou indice de cristallinité mesuré sur la fraction < $2\ \mu\text{m}$ séchée à l'air.

(2): Estimation semi-quantitative des phyllosilicates.

Le tableau 6 permet de constater un premier épisode de métamorphisme d'âge ordovicien moyen (450 Ma), partiellement effacé par un second épisode proche de 320 Ma, d'âge viséen. On remarque aisément dès lors, que le premier âge déterminé par

cette méthode concorde parfaitement avec celui déterminé plus haut, sur d'autres bases, pour la schistosité S1 et que le second représente, ou est proche de l'âge de la schistosité S2 (hercynienne), commune à la partie méridionale de la zone des Sehoul et à l'axe du Bou Regreg.

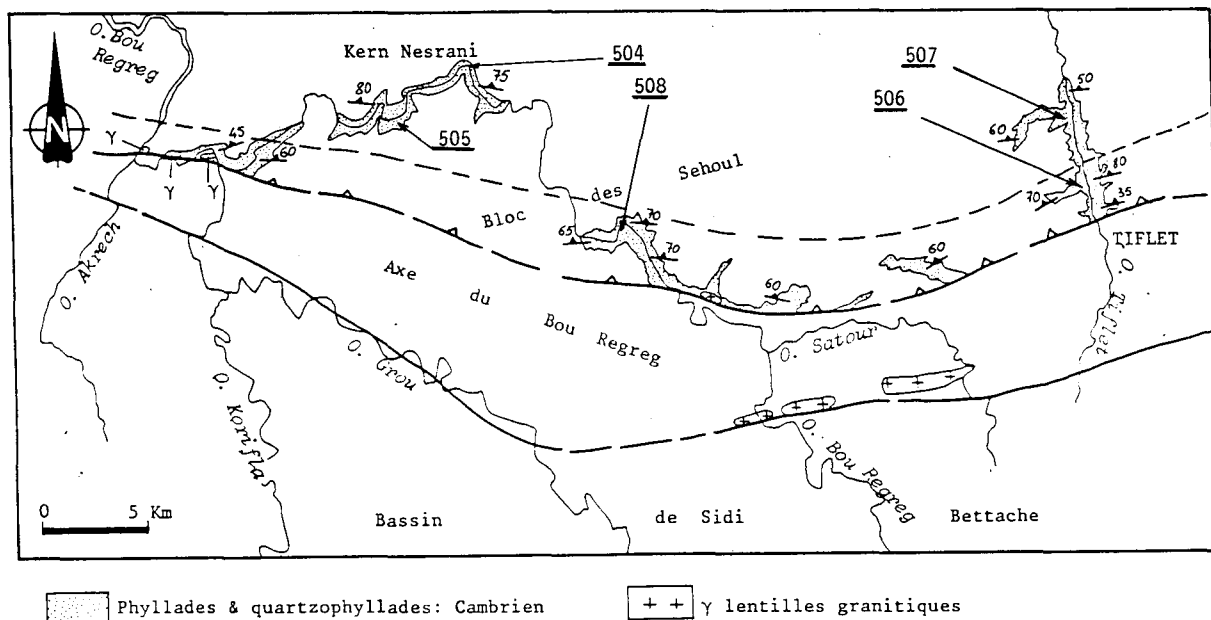


Fig. 40: Position des échantillons de phyllades datées.

Il s'agit donc là d'une déformation d'âge ordovicien moyen, contemporaine de certains épisodes tectono-métamorphiques communément rangés dans l'orogénèse calédonienne d'Europe et d'Amérique du Nord. Cette déformation est localement reprise au Carbonifère inférieur sur la frange méridionale du bloc des Sehoul.

CONCLUSION

La zone cambrienne des Sehoul est affectée par un premier épisode de plissement synschisteux et synmétamorphe à l'Ordovicien moyen; c'est la phase sehoulienne. L'orientation des axes et des linéations d'intersection indique des plis ENE-WSW à E-W. L'orientation des plans axiaux, toujours matérialisés par une schistosité S1, est plus ou moins E-W, avec un pendage nord.

Les relations So / S1, les figures de polarité sédimentaires, l'asymétrie des microplis et les linéations minérales montrent une vergence des structures synschisteuses et synmétamorphes vers le Sud.

En allant du Nord vers le Sud de la zone des Sehoul on constate que:

- le métamorphisme devient de plus en plus intense,
- la schistosité devient plus pénétrative,
- les plis deviennent isoclinaux.

Nous avons donc l'impression d'une "shear-zone", avec concentration de la déformation vers le Sud: ceci implique un cisaillement ductile avec une vergence des structures du Nord vers le Sud.

LES GRANITOÏDES DE RABAT-TIFLET

TRAVAUX ANTÉRIEURS ET BUT DE L'ÉTUDE

Les granitoïdes de Rabat ont été signalés pour la première fois par LECOINTRE (1933), qui les décrit sous le nom de syénite. Le même terme est repris par COGNEY (1957) et ce n'est qu'en 1961 que GARCIA les décrit comme étant des granites pauvres en quartz et à feldspaths potassiques prédominants (granite de Mechraa En Nouala) ou comme des granites calcoalcalins à biotite (granite de Sidi Ahmed en $x=377,2$ et $y=372,6$; actuellement submergé par les eaux du barrage). Ces granites se situent tous à l'intérieur du bloc des Sehoul.

A Tiflet, les granites sont également signalés par LECOINTRE (1933) et étudiés par WIPPERN (1955). En plus des lentilles situées dans le bloc des Sehoul

(environ de l'oued Atchane), les granites affleurent largement à l'intérieur de l'axe du Bou Regreg, lequel ne présente aucun métamorphisme de contact. WIPPERN les qualifie de granites "abyssaux", c'est-à-dire n'ayant pas produit de métamorphisme de contact. CHARLOT & al., (1973) entreprennent des études géochronologiques sur les granites de Rabat et de Tiflet. Ils montrent que ces différents pointements correspondent à une même venue magmatique. L'âge trouvé par ces auteurs est de 414 Ma (recalculé : 430 +/- 2 Ma, avec une constance de 1,42), ce qui correspond à la limite Ordovicien-Silurien.

Dans cette étude nous procédons à l'analyse pétrologique détaillée de ces granitoïdes "calédoniens" de Rabat-Tiflet. Les échantillons étudiés proviennent de neuf stations, choisies en fonction de leur situation, leurs conditions d'affleurements et de leur état de fraîcheur.

Les études microscopiques et les analyses chimiques des éléments majeurs, des éléments en traces et des terres rares ont été établies au niveau de chaque station. Nous présentons ci-après les résultats de ces études.

ETUDE PÉTROGRAPHIQUE

Les granitoïdes de Rabat

Ils affleurent sous forme de pointements isolés (fig. 41). Quatre échantillons ont été prélevés à différents endroits.

L'étude microscopique montre que ces quatre échantillons sont composés principalement de quartz, de feldspaths et de biotite. Nous présentons ci-dessous une description commune pour ces échantillons:

La roche est à texture grenue isogranulaire et elle se compose essentiellement de :

- biotite, en paillettes déchiquetées parfois tordues, rarement fraîche, de couleur brunâtre et présentant le plus souvent une couleur verte due à la chloritisation. Les clivages sont soulignés par des oxydes de fer et ont un aspect grossier. Certaines biotites s'organisent en nids auxquels s'associent des opaques et des apatites.
- plagioclase, abondant et en lattes sub-automorphes à mâcles polysynthétiques. Ces lattes sont rarement tordues et elles sont complètement séricitisées. Quelques cristaux, rares, indiquent des teneurs en anorthite relativement élevées pouvant aller jusqu'à An 35 (soit des andésines). La plupart de ces plagioclases correspondent à des albites (An 5 à 10). Les nombreux cristaux d'épidote associés à ces plagioclases, ainsi que l'importante séricitisation montrent que ces granites ont subi un métamorphisme dans le début du

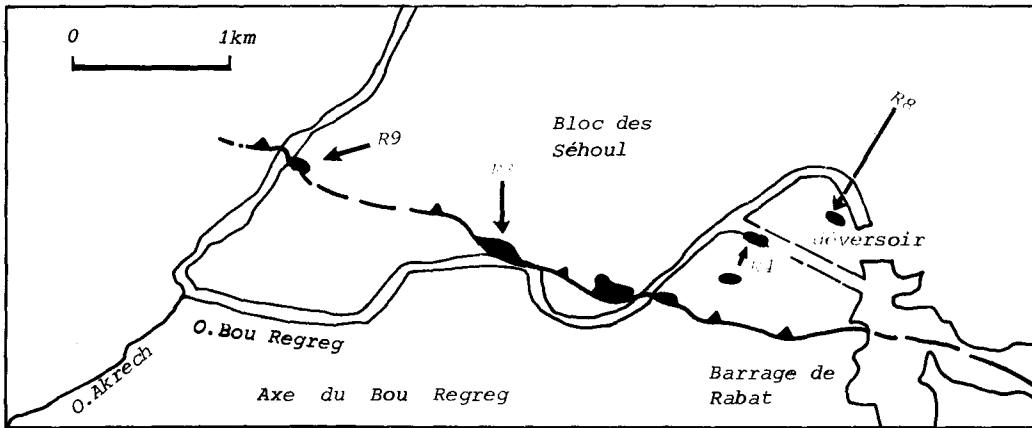


Fig. 41: Position des échantillons des granitoïdes analysés de la région de Rabat.

faciès schistes verts provoquant la rétro-morphose de l'andésine en albite.

- feldspath potassique, rare et souvent en cristaux perthitiques et à macles de Carlsbad. Il est également très séricitisé.

- quartz, en grandes plages composites et à caractère interstitiel. Ces plages montrent une extinction ondulante et en secteur, ce qui indique une déformation plastique importante de la roche.

Parmi les minéraux accessoires de ces granitoïdes nous citons : l'apatite, l'épidote, le zircon, les opaques, la séricite et la chlorite.

Certains échantillons sont parcourus par un important réseau de microfractures. Celles-ci sont remplies soit de carbonates, soit d'un produit verdâtre de nature chloriteuse.

L'échantillon R 9, se distinguant déjà sur le terrain par son aspect leucocrate, a une composition qui s'écarte nettement de celle des autres échantillons. La roche R 9 est composée exclusivement de minéraux blancs, quartz - plagioclase (albite) - orthose et muscovite. Cette dernière, bien représentée mais restant toujours bien moins importante que les autres minéraux, montre un caractère secondaire. En effet, son aspect textural révèle sa cristallisation tardive aux dépens des feldspaths.

En fonction des teneurs en minéraux blancs, les granitoïdes de Rabat se répartissent, selon la classification de STRECKEISEN, sur les champs de la diorite quartzique, de la granodiorite et du monzogranite (fig. 42 et 43).

Les granitoïdes de Tiflet:

Cinq échantillons ont été prélevés à différents endroits (fig. 44).

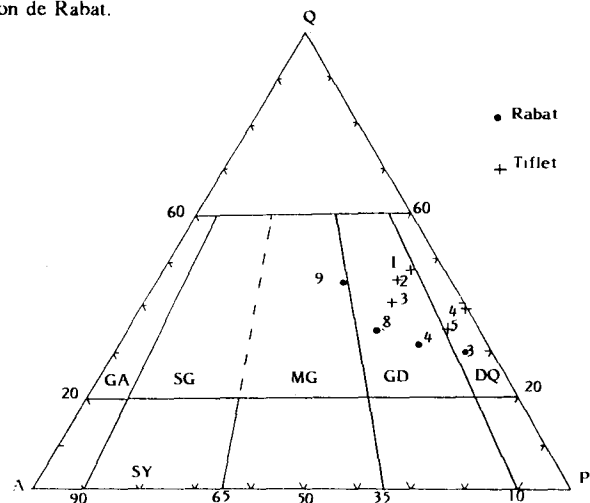


Fig. 42: Distribution des échantillons des granitoïdes de Rabat-Tiflet sur le diagramme QAP de STRECKEISEN (1976): analyse modale volumique.

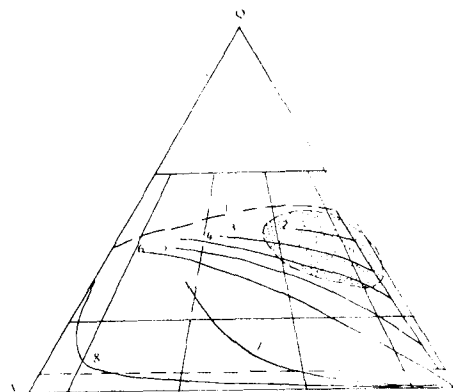


Fig. 43: Tendence moyenne de quelques séries plutoniques selon LAMEYRE & BOWDEN (1982).

1. tholéitique, 2. calco-alcaline trondhjémiques, 3. calco-alcaline granodioritique de Corse, 4 & 5. calco-alcaline granodioritique du Chili et du Pérou, 6. calco-alcaline granodioritique de Sierra-Nevada, 7. monzonitique des Vosges et de Corse, 8. alcaline saturée en silice. En pointillé: champ de distribution des granitoïdes de Rabat-Tiflet.

L'étude microscopique des granitoïdes de Tiflet montre qu'ils se composent essentiellement de:

- biotite chloritisée à laquelle sont associées des reliques de pyroxène et de nombreux cristaux d'apatite et de sphène.
- plagioclase, abondant mais complètement séricitisé et albitisé.
- feldspath potassique, rare, perthitique et séricitisé.
- quartz, en plages continues composites et à extinction ondulante.

Selon la classification de Strekeisen, les échantillons T1, T2 et T3 correspondent à des granodiorites, alors que T4 et T5 sont des diorites quartziques (fig. 42).

Conclusion:

La composition minéralogique de ces granitoïdes, riches en plagioclases, les apparente à des granodiorites.

Les teneurs en alcalins de ces granitoïdes comprises entre 6 et 8% pour 63 à 76% de Si O₂ permettent de rattacher les granitoïdes de Rabat-Tiflet à la série calco-alcaline (Mc DONALD & KATSUNE, 1964 ; ORSINI, 1979).

Les tendances moyennes des différentes séries magmatiques projetées par LAMEYRE & BOWDEN (1982) sur le diagramme QAP (fig. 43), confirment le caractère calco-alcalin granodioritique de ces granitoïdes.

ETUDE GÉOCHIMIQUE:

Du fait de l'altération de certains échantillons étudiés (séricitisation et chloritisation) et de la

présence de microfractures à remplissage carbonaté, l'interprétation géochimique sera abordée avec une attention particulière.

	R3	R4	R8	R9	T1	T2	T3	T4	T5
PF%	3,6	2,1	2,8	1,4	1,8	2,4	2,4	2,6	2,7
CaO%	3,6	1,4	2,1	0,7	1,2	1,6	2,0	2,9	1,6
CO ₂ (ppm)	2,4	0,8	1,7	0,6	0,8	0,9	1,4	0,5	1,0

Tableau 7 :Perte au Feu et taux des carbonates dans les échantillons étudiés.

Le tableau 7 montre que le taux de PF (perte au feu) moyen de ces roches est de l'ordre de 2% sauf pour les échantillons R3, R8, T4, et T5 , pour lesquels on note d'ailleurs une richesse relative en CaO et en CO₂. Ces teneurs anormalement élevées sont certainement liées à la présence de microjoints de carbonates.

Si nous considérons que l'altération post-magmatique de ces roches s'est déroulée en système clos (migration d'éléments chimiques à l'échelle du minéral sans aucun départ ou apport externe) ,les variations de tous les éléments chimiques, à l'exception du CaO, seraient d'origine magmatique.

Les teneurs assez élevées de ces roches en Si O₂ (63 à 76 %) confirment qu'il s'agit de roches intermédiaires à acides.

Le diagramme CaO - (Na₂ O + K₂ O) Al₂ O₃ de BONNIN (1982) révèle la richesse de ces roches en corindon normatif et les situe dans le domaine des granites hyper-alumineux (fig. 45).

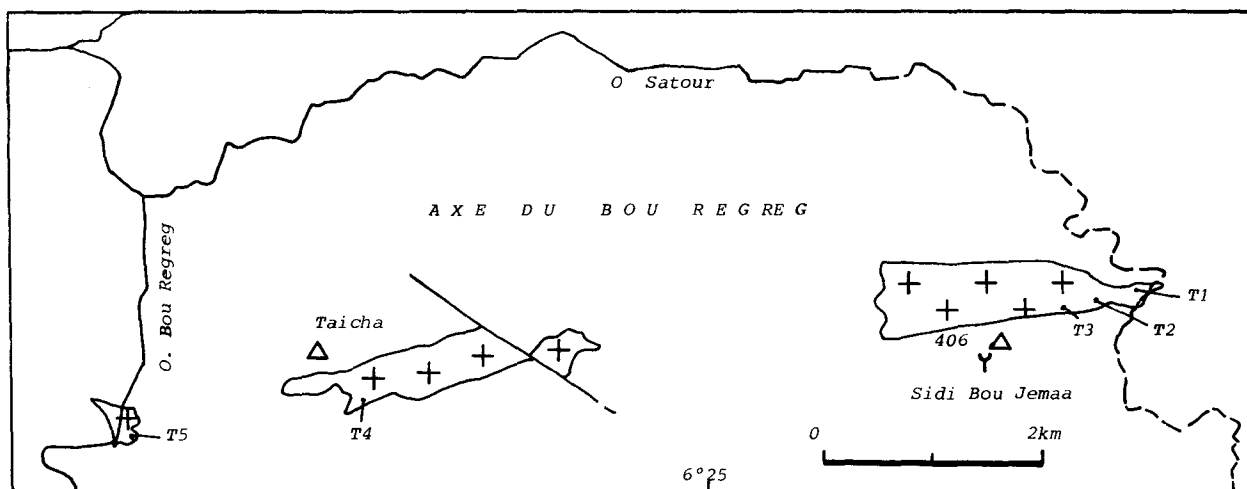


Fig. 44: Position des échantillons des granitoïdes analysés de la région de Tiflet.

Les éléments majeurs: (tableau : 8)

L'utilisation des diagrammes de HARKER (fig. 46), tenant compte de la variation des différents éléments chimiques en fonction de la silice, a permis de préciser que la distribution des différents

échantillons est assez continue, et qu'elle se fait suivant des courbes réglées sur une baisse de Al_2O_3 , CaO, MnO, MgO, Na_2O et TiO_2 , et une augmentation de K_2O pour des teneurs croissantes en

Tableau 8 : Analyses des éléments majeurs des granitoïdes de Rabat-Tiflet.

	R3	R4	R8	R9	T1	T2	T3	T4	T5
Si O2	64,097	70,593	71,569	75,8	72,106	69,55	73,643	63,258	65,519
Ti O2	0,464	0,545	0,445	0,09	0,282	0,513	0,232	0,695	0,66
Al2 O3	15,703	13,069	11,665	12,667	13,615	13,89	12,291	16,783	15,862
Fe2 O3	1,936	2,25	1,964	0,683	1,21	2,138	0,943	2,571	2,265
Fe Oc	1,713	1,834	1,592	0,482	0,927	1,898	0,762	2,55	1,9
MnO	0,082	0,095	0,087	0,017	0,03	0,041	0,026	0,062	0,049
MgO	1,225	0,792	0,672	0,239	0,726	1,137	0,615	2,026	1,557
CaO	3,555	1,386	2,076	0,698	1,21	1,61	2,015	2,88	1,576
Na2O	5,313	3,287	3,183	3,182	2,925	3,332	2,77	3,813	2,818
K2O	1,956	3,713	3,658	4,588	4,881	3,231	4,1	2,433	4,729
P2 O5	0,207	0,238	0,178	0,1	0,101	0,121	0,101	0,199	0,177
BaO	0,099	0,059	0,069	0,06	0,161	0,101	0,111	0,06	0,128
SrO	0,059	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,06	0,03
PFc	3,59	2,12	2,823	1,385	1,795	2,408	2,361	2,613	2,729
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Q	17,681	34,119	35,292	38,591	33,369	33,297	37,701	22,961	26,165
C	0	1,671	0	1,41	1,454	2,235	0	3,103	3,657
Or	11,973	23,391	22,217	27,462	29,339	19,542	24,788	14,747	28,699
Ab	46,584	28,386	27,686	27,27	25,172	28,854	23,983	33,097	24,485
An	13,718	5,602	6,938	2,988	5,82	7,643	9,21	13,605	7,166
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	2,81	0	2,133	0	0	0	0,504	0	0
Mg	0,707	0,649	0,629	0,682	0,82	0,688	0,797	0,709	0,822
Fe	0,293	0,351	0,371	0,318	0,18	0,312	0,203	0,291	0,178
Hy	2,786	2,818	1,443	0,812	2,138	3,873	1,622	6,745	4,621
Ol	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mt	2,917	3,34	2,936	1,006	1,791	3,183	1,403	3,835	3,383
Il	0,916	1,058	0,871	0,173	0,547	1,001	0,451	1,358	1,291
Ap	0,47	0,53	0,4	0,221	0,224	0,27	0,225	0,445	0,398
TOTAL	101,056	100,775	100,962	100,195	99,039	99,141	99,169	100,441	101,268

A	60,83	60,08	62,92	85,33	74	56,9	75,6	47,55	57,87
F	28,91	33,12	30,9	12,04	19,11	33,17	17,72	37,02	30,21
M	10,24	6,8	6,2	2,63	6,9	9,9	6,76	15,42	11,94

SiO₂. Ces courbes traduisent une évolution continue, depuis des termes peu différenciés (R 3, T 4 et T 5) correspondant à des diorites quartziques jusqu'aux termes évolués qui sont des granodiorites (R 8, T 1, T 2, T3) et monzogranite (R 9).

Du point de vue pétrographique, une baisse régulière et progressive des pourcentages de la biotite et des opaques s'observe entre ces deux termes extrêmes.

L'ensemble de ces observations nous amène à interpréter cette évolution comme le résultat d'une différenciation magmatique par cristallisation fractionnée.

La distribution sur le terrain de ces échantillons montre que :

- pour les granitoïdes de Tiflet, cette différenciation se fait de l'Ouest (T 5 et T 4) vers l'Est (T 3, T 2, T 1).
- pour les granitoïdes de Rabat, cette différenciation est centrifuge, c'est-à-dire depuis le centre (R 3 : Bled Dfa) vers les périphéries ouest (R 9 : Hosseine) et est (R 4 et R 8 : déversoir du barrage).

Les teneurs en éléments majeurs assez voisines, ainsi que la similitude et la superposition des courbes d'évolution, permettent d'avancer que ces granitoïdes sont issus d'une même venue magmatique.

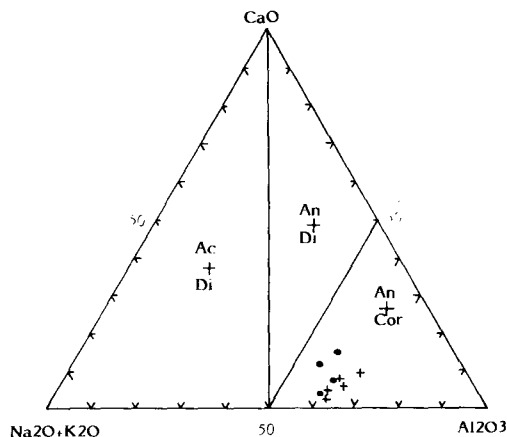


Fig. 45: Diagramme CaO-Al₂O₃-(Na₂O+CaO) de BONNIN (1982). Trois domaines: Ac+Di normatif: roches hyperalcalines; An+Di normatif: roches métallumineuses; An+Cor normatif: roches hyperalumineuses (granitoïdes de Rabat-Tiflet).

Par comparaison avec les clarkes donnés par GOLDSCHMIDT (1952), les granitoïdes de Rabat-Tiflet sont anormalement riches en Ba, La et pauvres en V, Ni, Cr, Cu, et Nb (tableau 11).

Les éléments traces et les terres rares

La comparaison faite ensuite entre les teneurs moyennes de ces granitoïdes (tableau 11), révèle de petites variations surtout en ce qui concerne Ba, Sr et

Tableau 9 : Analyses des éléments en traces des granitoïdes de Rabat-Tiflet (valeurs exprimées en ppm).

	R3	R4	R8	R9	T1	T2	T3	T4	T5
Sr	534	154	210	127	287	263	236	470	234
Ba	1050	561	740	624	1382	910	963	581	1196
V	48,1	38,1	32,4	8,5	235	36,3	19,9	60,7	67,1
Ni	34,4	18,9	12,8	12,8	5,6	8,9	9,5	6,8	7,3
Co	17	15,3	18,4	13	10,7	8,6	10,6	13,5	11,9
Cr	1	11,3	8,4	2,3	5	3,3	1	7	10
Zn	59,4	47,1	49	18,7	35,5	50,2	27,2	103	504
Cu	15,1	13,5	8	9,4	3	4,6	3,6	4,6	6,6
Sc	5,2	8,3	7	2,4	2,5	3,9	0,5	6,1	8,7
Y	12,1	32,5	30,8	21,5	7	7,9	4,4	10,1	11,2
Zr	159	222	171	62,5	183	168	103	190	192
Mn	571	664	696	137	206	299	202	480	382
CO ₂	2,35	0,8	1,69	0,62	0,77	1,88	1,36	0,48	0,95
Nb	3,5	7,8	7,1	6,6	2	4,6	2	7,8	4,2
Zr/Y	13,1	6,83	5,55	2,9	26,14	21,26	23,4	18,81	17,1
S%	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Zr/Nb	4,97	28,5	24,08	9,47	91,5	36,52	51,5	24,36	45,7

Tableau 10: Analyses des terres rares des granitoïdes de Rabat-Tiflet.

	R3	R4	R8	R9	T1	T2	T3	T4	T5
LA	28,6	30,2	28,3	12,2	45,6	30,7	17,5	40,5	36,4
CE	51,5	67,1	65,4	29,2	71,6	52	31,4	75	53,4
YB	1,1	2,9	2,8	2,4	1	0,9	0,8	1	1
IU	0,7	0,9	0,8	1,2	0,9	0,8	0,8	0,6	0,5

Tableau 11 : Composition moyenne des granitoïdes de Rabat-Tiflet en éléments traces et en terres rares, et comparaison avec les Clarkes. Les valeurs des granitoïdes de Rabat-Tiflet correspondent à la moyenne de cinq échantillons. La colonne des Clarkes est d'après GOLDSCHMIDT (1952).

Eléments	Rabat, moy (5)	Tiflet, moy(5)	Clarke
Sr	254,6	298	300
Ba	712,2	1006,4	250
V	50	41,5	150
Ni	23,2	7,6	80
Co	17,6	55,3	23
Cr	6,7	5,3	200
Zn	65,2	143,9	132
Cu	10,5	4,5	70
Sc	8,6	4,4	5
Y	25	8,1	28
Zr	155,1	176,2	220
Nb	7,2	4,1	24
La	27,1	34,1	18
Ce	55	56,7	46
Yb	2,1	0,9	2,7
Lu	0,7	0,7	0,8

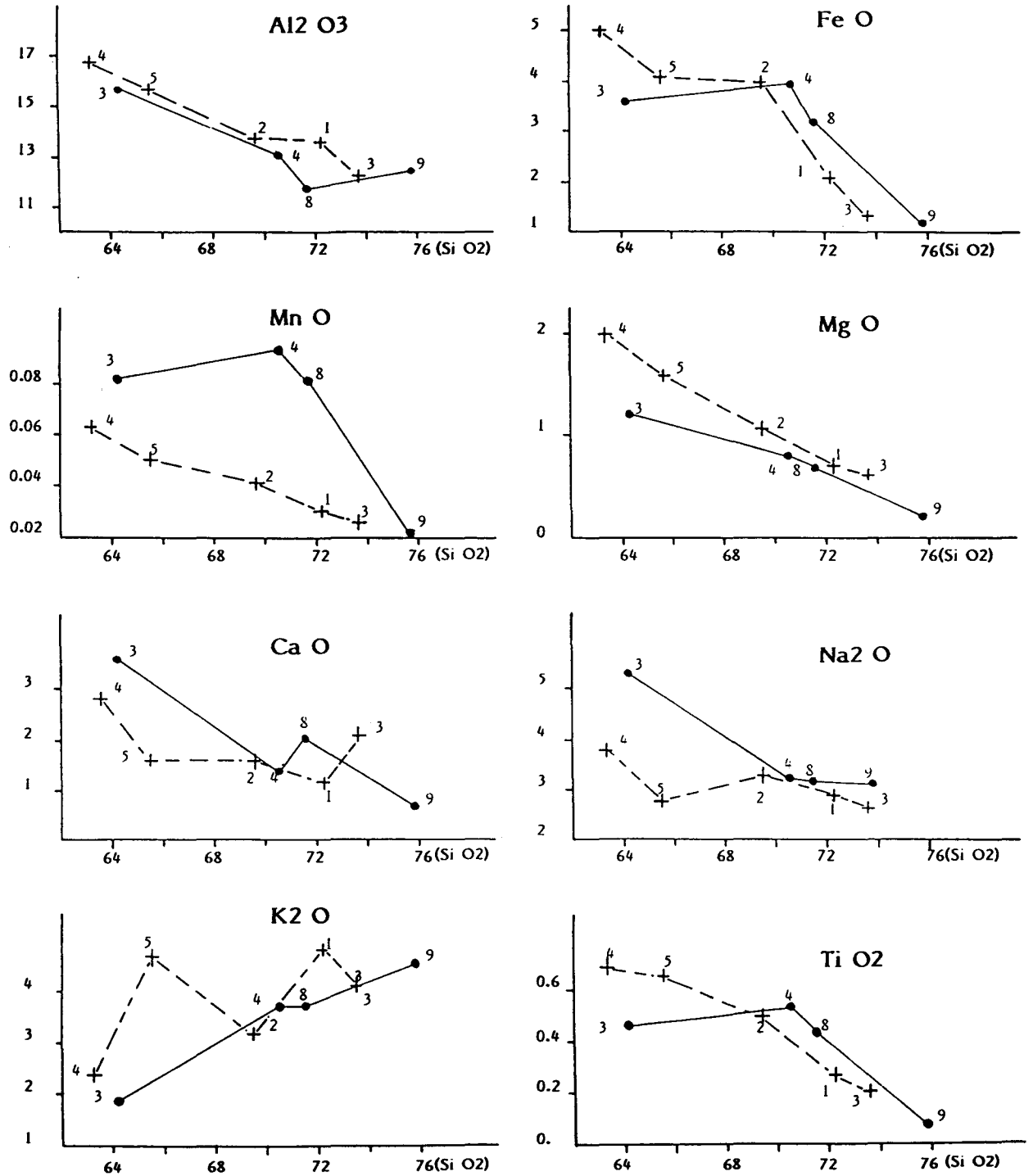


Fig. 46: Diagramme de HARKER (1909) pour les granitoides de Rabat (.) et de Tiflet (+).

les éléments de transition (Y, Nb, La, Yb). Les granitoïdes de Rabat sont relativement plus riches en Y, Nb, Yb et plus pauvres en La, Rb et Sr.

Ces variations sont probablement liées à une différence dans le degré de différenciation des deux groupes de granitoïdes. En effet, les deux éléments Ba et Sr, qualifiés de lithophiles et utilisés habituellement comme traceurs des évolutions magmatiques (GROVES & MC CARTHY, 1978 ; HANSON, 1978), montrent que les granitoïdes de Rabat sont dans l'ensemble relativement plus différenciés que ceux de Tiflet.

Le diagramme des terres rares élargi

L'établissement de ce diagramme (fig. 47) montre un enrichissement en éléments incompatibles, avec des anomalies négatives en Nobium (Nb), en supposant l'absence de phase ayant piégé le Nb. Il y a également très peu de Zr (faible fourchette). Ce diagramme se subdivise en deux séries :

- La série des R (à l'exception de R 3) est une série de granites à tendance calco-alcaline extrêmement nette.

- La série des T (plus R3) se différencie de la série précédente par la richesse plus importante en éléments incompatibles et la pauvreté en terres rares lourdes. Leur point commun reste l'anomalie négative en Nb. Cette série est aussi celle des granites à tendance calco-alcaline, dont l'histoire est cependant plus complexe.

CONCLUSION

Nature et origine des granitoïdes de Rabat-Tiflet

Ces granitoïdes sont rattachés à la série calco-alcaline en raison de leur faible teneur en alcalins (7%) par rapport à celle du Si O₂ (environ 70%). Cette appartenance est confirmée par les tendances moyennes des différentes séries magmatiques du diagramme QAP (fig. 43).

L'utilisation du diagramme des terres rares élargi permet de constater que ces roches magmatiques ont subi soit une contamination crustale à partir de sources basiques, soit une cristallisation fractionnée. Au vu des remarques faites sur les éléments majeurs, c'est cette dernière hypothèse qui semble être la plus plausible.

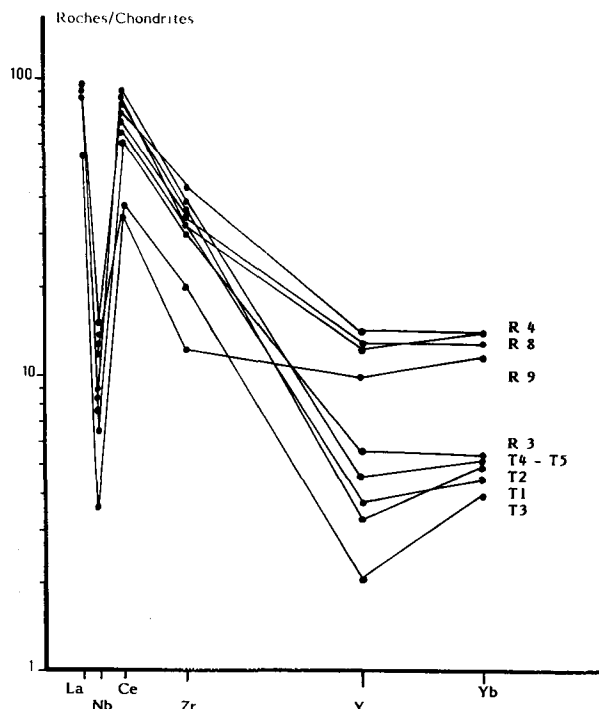


Fig. 47.- Diagramme des terres rares élargi des granitoïdes de Rabat-Tiflet.

Ces granitoïdes de Rabat-Tiflet présentent par ailleurs les caractères pétrographiques et chimico-minéralogiques suivants :

- absence d'enclaves basiques, sauf les amphibolites (mais métamorphiques), et présence de très rares xénolithes méta-sédimentaires,
- présence de corindon normatif, donc riches en alumine,
- un rapport $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ supérieur à 1.1 (1.4 pour les granitoïdes de Rabat et 1.6 pour ceux de Tiflet),
- le rapport ($^{87}Sr / ^{86}Sr$) initial est assez élevé: 0.7479 à Rabat et 0.7180 à Tiflet (CHARLOT & al., 1973).

Ces caractères sont en faveur d'une appartenance de ces granitoïdes au type C, c'est-à-dire crustaux, où le matériel magmatique provient essentiellement de la fusion partielle de la croûte continentale (CHAPPELL & WHITE, 1974 ; ISHIHARA, 1977 ; CHAPPELL, 1978 ; MC CULLOH & CHAPPELL, 1982 ; DIDIER & al., 1982).

Contexte géodynamique de mise en place

Notre approche est basée essentiellement sur les travaux de PEARCE & al. (1984), utilisant les caractères pétrologiques et les éléments traces pour l'interprétation tectonique des roches granitiques. Ces travaux ont permis de distinguer, en fonction des teneurs en Rb, Y, Nb et Ta, quatre types de granites, se mettant en place dans différents contextes tectoniques (fig. 48) :

- granites des rides océaniques (ORG),
- granites d'arc volcanique (VAG),
- granites intra-plaques (WPG),
- granites de collision (Col.G).

Chacun de ces quatre types est subdivisé en deux à trois sous-types.

N'ayant pas dosé le Rb, nous n'avons utilisé qu'un seul diagramme (fig. 48-A), sur lequel les granitoïdes de Rabat-Tiflet se situent dans le champ des granites d'arc volcanique et dans celui de la collision. La comparaison, par la suite, des caractères pétrologiques des granites étudiés avec ceux des quatre types définis par PEARCE & al. (1984) à savoir :

- situation sur la classification de STREKEISEN dans le champ des diorites-quartziques et des granodiorites,
- la présence de biotite comme principal minéral ferromagnésien,
- le caractère hyperalumineux,
- l'appartenance à la série calco-alcaline,
- l'origine essentiellement crustale, permet de rapprocher ces granitoïdes de Rabat-Tiflet des granites

de collision (continent- continent) et plus particulièrement au sous-type de granite post-tectonique.

LE METAMORPHISME DE CONTACT

Ce métamorphisme superpose, sur la trame orientée des phyllades et quartzophyllades, une porphyroblastèse d'andalousite, cordiérite, biotite et chlorite. Il est dû à l'intrusion granitique de la fin de l'Ordovicien.

La cordiérite

Elle a été observée dans les phyllades de l'oued Tiflet et dans les phyllades et quartzophyllades de la zone du barrage de Rabat. Elle a une forme ovale, rarement arrondie, son grand axe est de 2 à 3 mm et elle est toujours orientée parallèlement à la schistosité S 1. Elle est parfois fraîche et montre une auréole jaune, délimitée à l'intérieur par une concentration des opaques, mais dans la plupart des cas elle est pseudomorphosée en pinnite. Cette pseudomorphose se fait à partir de la périphérie. La cordiérite montre des inclusions alignées de quartz et de séricite, correspondant à la schistosité interne (Si). Cette schistosité interne ne présente pas de rupture avec la schistosité externe aux limites des blastes de cordiérite, ce qui veut dire que ce minéral est post-cinématique (fig. 49 et 50).

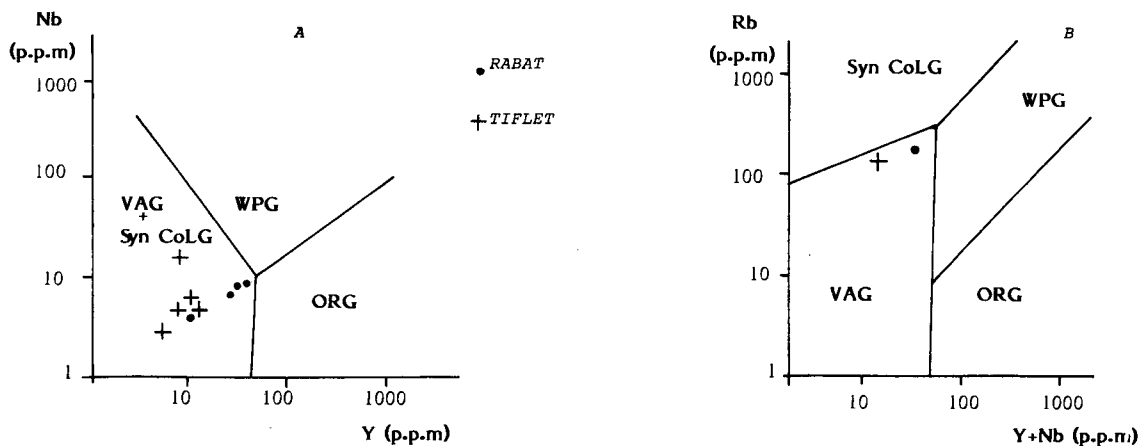


Fig 48 : Diagramme de PEARCE & al. (1984)

Domaines définis: VAG: granite d'arc volcanique (granitoïdes de Rabat-Tiflet), Syn-ColG: granite de syn-collision, WPG: granite intra-plaque, ORG: granite de ride océanique.

L'andalousite

Elle se présente sous différentes formes (sections basales en taches losangiques, sections subrectangulaires dont le grand axe est parallèle à la schistosité S1, et poecilitique). Elle est rarement conservée à l'état frais et le plus souvent pseudomorphosée en biotite et en chlorite. Ce sont des phénoblastes de taille importante (10 x 2mm), qui à l'affleurement montrent un allongement parallèle à la schistosité S1 sur les sections perpendiculaires à celle-ci et qui tapissent les plans de cette schistosité. Ces phénoblastes présentent, le plus souvent, une croissance poecilitique et ils englobent des résidus de la matière où ils grandissent (schistosité interne : Si) (fig. 51 et 52). Comme pour les cordiérites, la schistosité interne (Si) des andalousites ne présente pas de rupture avec la schistosité externe (Se) aux limites des phénoblastes; sauf qu'ici les cristaux sont plus ou moins hélicitiques, à ombres de pression disymétriques, et (Si) est courbe (fig. 51); ce qui signifie que ces andalousites sont synchronématiques.

L'altération de ces andalousites correspond à de grandes plages de chlorite verte à pléochroïsme très marqué (vert-olive), qui englobent parfois des résidus de ce minéral. La forme losangique que prend la biotite, parfois chloritisée, suggère que celle-ci a pseudomorphosé complètement l'andalousite (fig. 51 et 53).

La biotite

À l'exception de celle observée dans la trame orientée, la biotite existe sous deux formes :

- en pseudomorphose de la cordiérite (fig. 54) et/ou de l'andalousite (fig. 52 et 53).
- éparpillée dans la roche (fig. 51 et 52).

Elle présente une couleur brun-jaune et un pléochroïsme plus prononcé que celui des biotites de la schistosité. Elle présente un clivage net où sont piégés des opaques. Elle n'est qu'exceptionnellement déformée (fig. 55), au niveau des cisaillements, et elle cristallise en travers de la schistosité S1. Ses limites recoupent à l'emporte-pièce cette schistosité. Ce minéral est donc post-cinématique.

La chlorite

Ce minéral se rencontre en pseudomorphose de l'andalousite et de la biotite que nous venons de décrire.

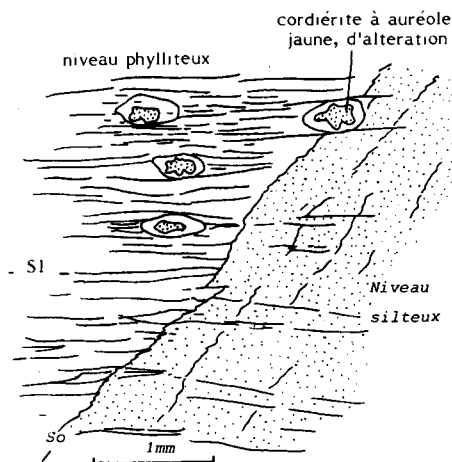


Fig. 49: Micrographie montrant le développement des cordiérites dans les phyllades de l'oued Tiflet.

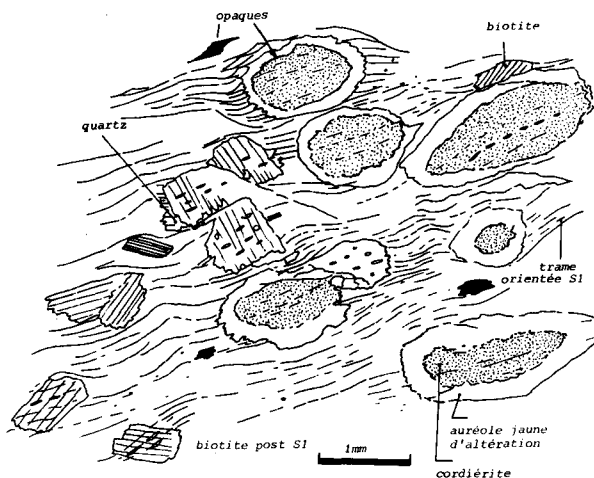


Fig. 50: Micrographie des phyllades de Rabat, montrant la disposition des cordiérites par rapport à la schistosité S1.

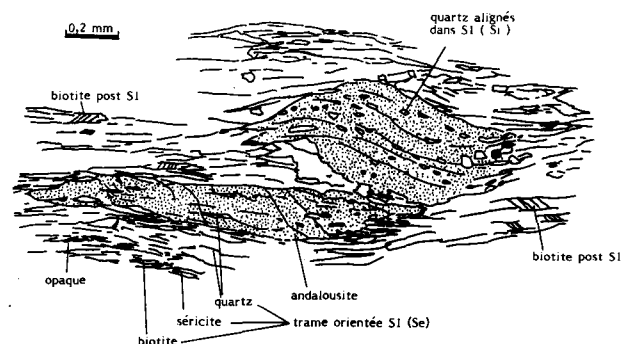


Fig. 51: Micrographie montrant les phénoblastes d'andalousites d'andalousite où (Si) ne présente pas de rupture avec (Se).

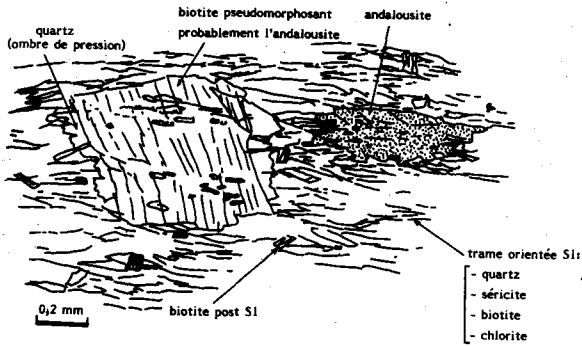


Fig. 52: Micrographie des phyllades du barrage de Rabat, montrant l'andalousite syn-S1 et sa pseudomorphose (?) en biotite.

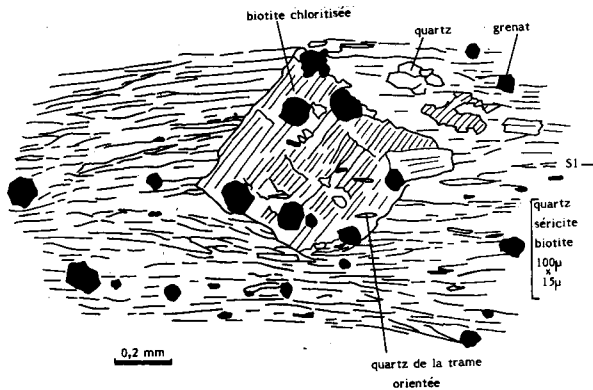


Fig. 53: Micrographie des phyllades de Rabat, montrant la disposition de la biotite en travers de la schistosité et englobant des grenats.

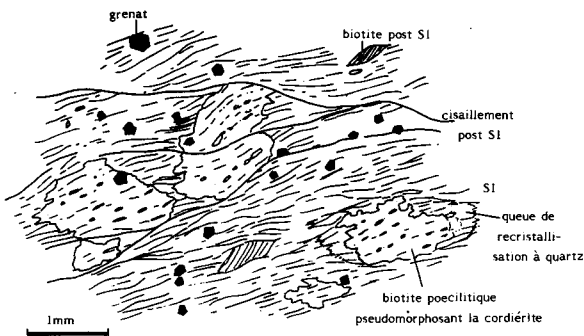


Fig. 54: Micrographie montrant les biotites poecilites en pseudomorphose des cordiérites.

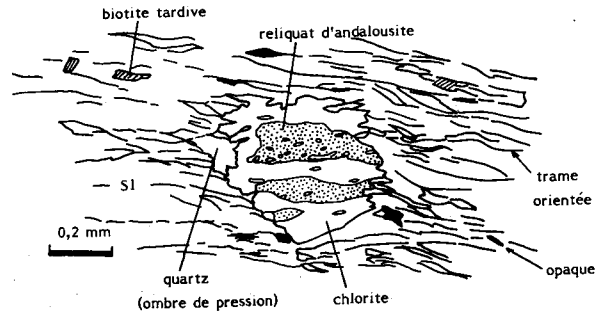


Fig. 55: Micrographie montrant l'alteration de l'andalousite en chlorite.

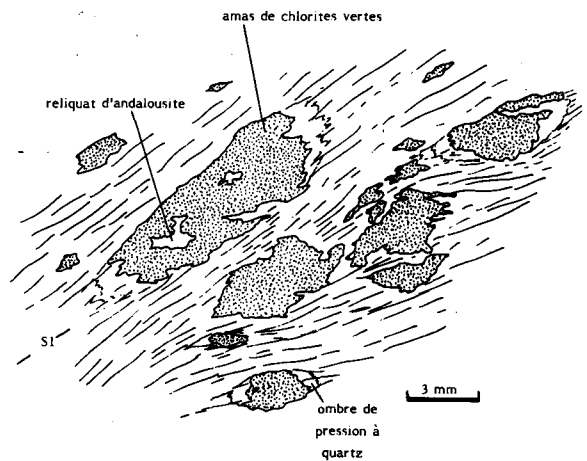


Fig. 56: Micrographie des phyllades de Rabat montrant la pseudomorphose des andalousites en chlorites.

Aux alentours du barrage de Rabat, la chlorite se présente sous forme de plages pouvant atteindre 2 x 10 mm, sous forme de petits cristaux anastomosés, entre lesquels des résidus d'andalousite peuvent subsister (fig. 55 et 56).

La chlorite se présente également sous forme de porphyroblastes sécants sur la schistosité.

Conclusion: Relations du métamorphisme de contact avec la tectonique.

L'intrusion granitique de Rabat-Tiflet a développé un métamorphisme de contact à andalousite, cordiérite, biotite et chlorite. L'andalousite étant synchrone des stades tardifs du développement de la schistosité sehoulienne, ceci implique que le granite de Rabat-Tiflet est en partie syntectonique, donc la phase sehoulienne aurait le même âge que celui du granite, c'est-à-dire Ordovicien terminal.

La pseudomorphose de ces minéraux en biotite et en chlorite est post-cinématique, puisqu'ils recoupent à l'emporte-pièce la schistosité S1, et antérieure aux premiers cisaillements (voir plus loin) (fig. 54).

AGE RELATIF DES GRANITOIDES

Cet âge peut être déduit à partir de plusieurs arguments:

- Les datations isotopiques K-Ar du métamorphisme régional des Sehoul, synchrone de la schistosité S1, est à 450 Ma.,
- Nous venons de voir aussi, au paragraphe précédent, que les minéraux de métamorphisme de contact, développés dans les phyllades et quartzophyllades du Bloc cambrien moyen (p.p.) des Sehoul, sont syn- à post-schistosité sehoulienne,
- Les levés cartographiques détaillés et les relations structurales entre les différents ensembles de la région d'El Khaloua (fig. 57, 58 et 59) et de l'oued

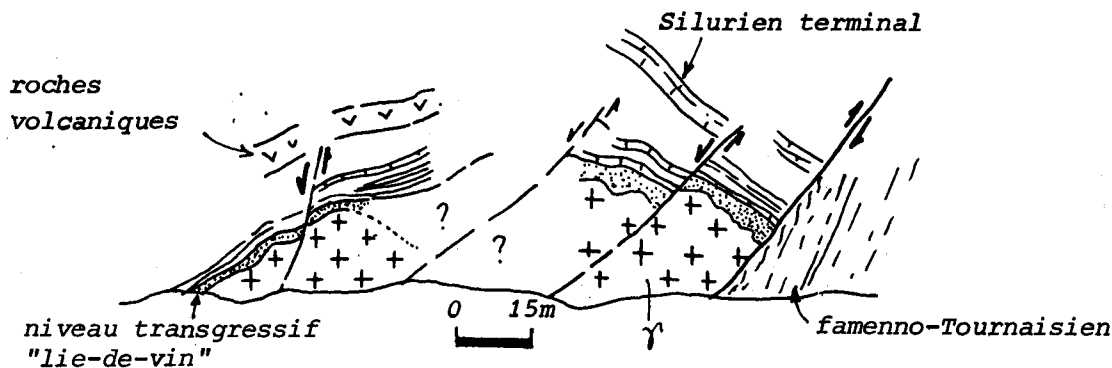


Fig. 57: Schéma montrant les niveaux transgressifs du Silurien terminal, dans les gorges d'El Khaloua.

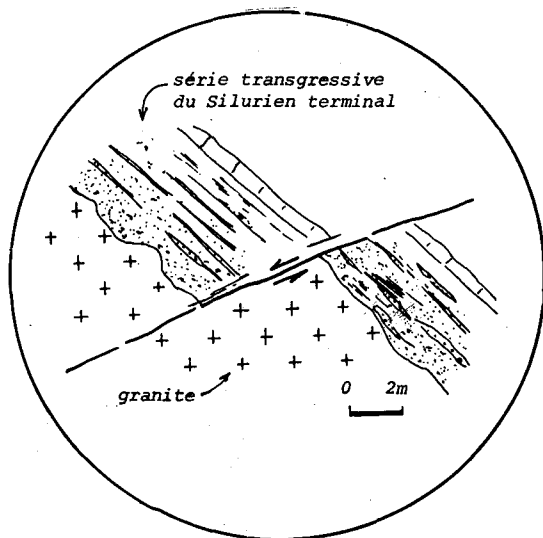


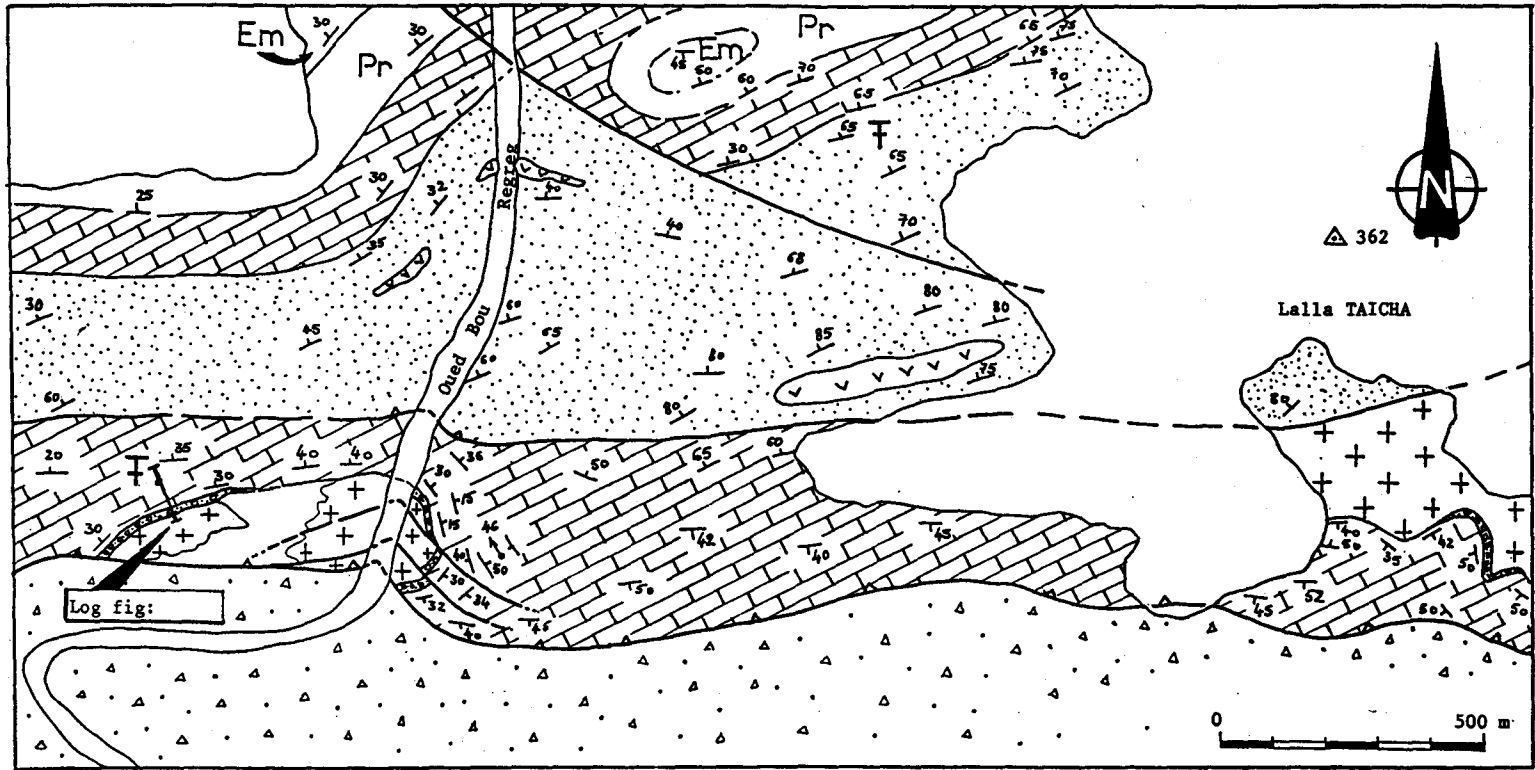
Fig. 58 : Schéma de détail des niveaux transgressifs "lie-de-vin".

Satur (fig. 60 et 61), ont permis de mettre en évidence des niveaux "lie-de-vin" transgressifs sur les granitoïdes. Ces niveaux sont le plus souvent microconglomératiques et comportent des lentilles de calcaires roses, de grès et de pélites et aussi de rares niveaux gréseux. Ces calcaires ont fourni, dans les gorges d' El Khaloua, des Graptolithes datant le Silurien terminal (partie inférieure du Pridoli), que nous décrivons plus loin (chapitre Silurien).

En conclusion, ces arguments nous permettent d'attribuer à ces granitoïdes un âge relatif allant de l'Ordovicien moyen au Silurien inférieur. Ceci concorde avec les datations radiométriques proposées par CHARLOT & al. (1973).

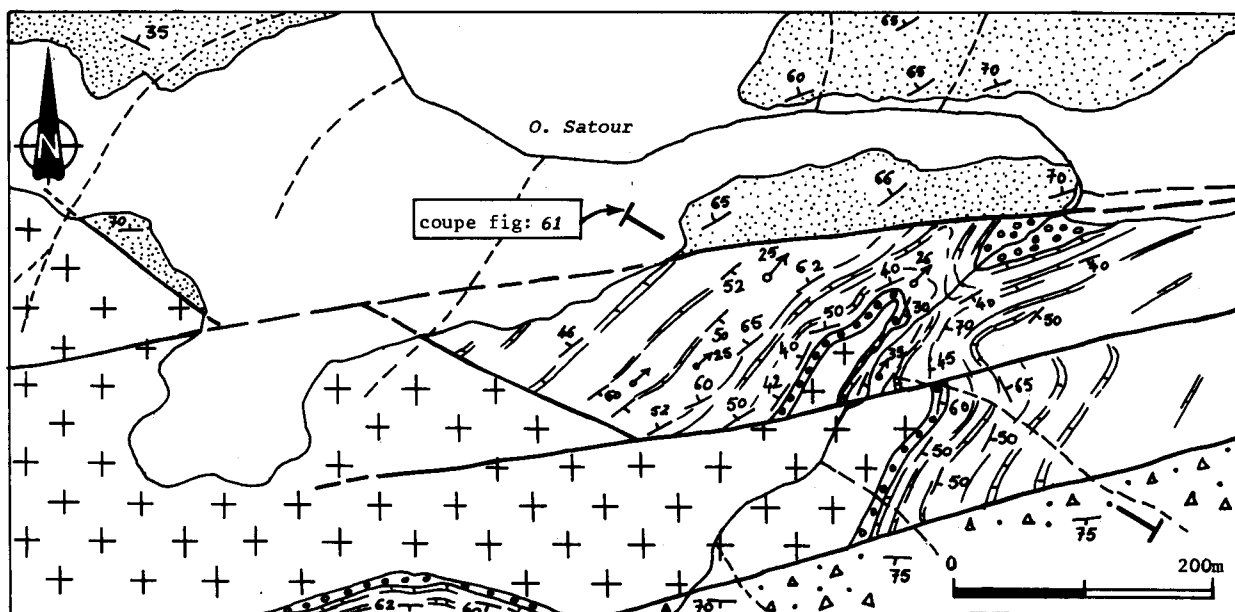
CISAILLEMENTS POSTSCHISTEUX

Ces cisaillements sont visibles à plusieurs échelles: cartographique, à l'affleurement et au microscope.



- | | | |
|--|--|------------------------|
| couverture | niveau "lie-de-vin" transgressif | gisement fossilifère |
| grés-pélites et conglomérats famenno-tournaisiens | grés-pélites à laves Ordovicien inf. | plan de stratification |
| calcaires et pélites du Silurien supérieur-Lochkovien. | granite de Taïcha | axe de plis mesurés |
| Em calcaires à cherts: Emsien | Pr calcaires noduleux: Praguien | plan de chevauchement. |

Fig. 59: Carte géologique des affleurements paléozoïques des gorges d'El Khaloua montrant la transgression des faciès du Silurien terminal sur les granitoïdes du Bou Regreg et de Taïcha.



- | | |
|---|--|
| couverture quaternaire | niveaux "lie-de-vin", microconglomératiques à lentilles de grès et de calcaires. |
| grésopélites et lentilles conglomératiques: Fameno-Tournaisien. | grésopélites micacées: Ordovicien inférieur |
| calcaires et pélites: Siluro-Lochkovien. | granite de Sidi Bou Jemaa |

Fig. 60: Carte des affleurements paléozoïques de Sidi Bou Jemaa, montrant les niveaux "lie-de-vin" transgressifs sur le granite.

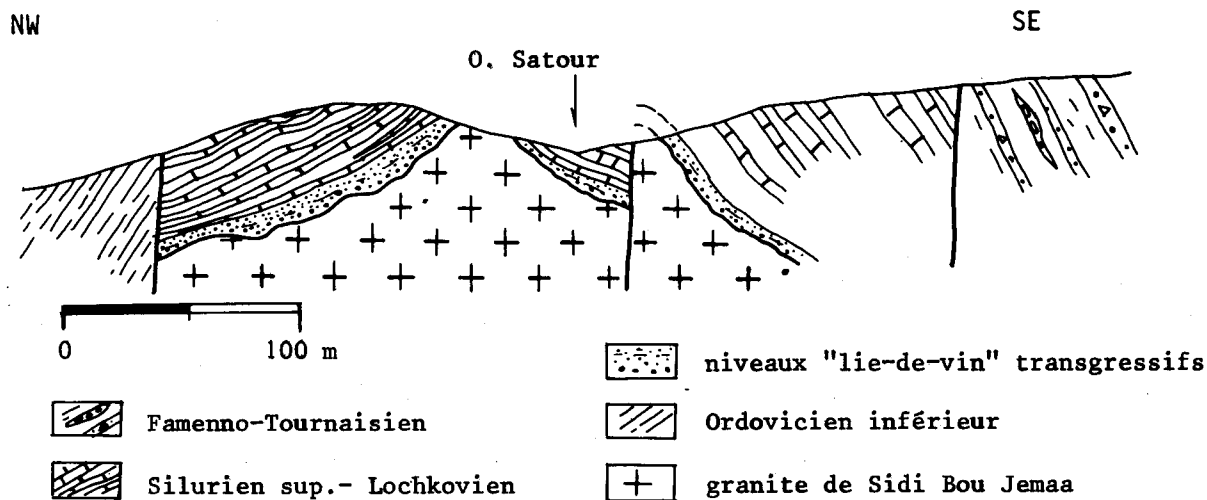


Fig. 61: Coupe montrant les niveaux transgressifs silurien terminal dans la région de Sidi Bou Jemaa.

A L'ÉCHELLE CARTOGRAPHIQUE

C'est la juxtaposition de deux domaines dont l'histoire tectono-métamorphique est différente. En effet, nous venons de voir que le bloc des Sehoul a enregistré des plissements synschisteux et symmétamorphe "calédoniens" alors que dans l'axe du Bou Regreg nous avons remarqué, au chapitre précédent, que seuls des mouvements épéirogéniques peuvent être interprétés comme contre-coups de cette "phase calédonienne".

Un cisaillement subhorizontal, de type chevauchant, a réuni ces deux domaines postérieurement au granite fini-Ordovicien et au métamorphisme de contact qu'il a induit, et antérieurement aux calcaires du Silurien terminal qui sont transgressifs sur les granites cisailés. Nous verrons au chapitre suivant que le Silurien supérieur est transgressif à Rabat, que cette transgression est de plus en plus jeune en allant vers l'Est (Tiflet), que le passage Silurien-Dévonien est normal et progressif,... Ce qui nous autorise à envisager que le rapprochement principal entre ces deux domaines s'est effectué antérieurement à la transgression du Silurien supérieur.

Ce type de cisaillement est également à l'origine de la mise en place des lentilles granitiques dans l'axe sédimentaire du Bou Regreg à Tiflet (Taïcha et Sidi Bou Jemaa), avant le Silurien supérieur. La nature des contacts avec l'Ordovicien, non métamorphique, englobant ces lentilles est d'ordre tectonique ; le Silurien terminal étant transgressif sur ces lentilles granitiques, permet d'envisager une mise en place de celles-ci antérieurement au Silurien supérieur.

A L'ÉCHELLE DE L'AFFLEUREMENT

Ces cisaillements sont soit parallèles à la schistosité, soit recoupant à l'emporte-pièce les structures sehouliennes. Ces derniers sont très bien caractérisés dans le secteur du barrage de Rabat, où il s'agit de surfaces de glissement, souvent lisses et légèrement bosselées, et imprégnées parfois d'encroûtements ferrugineux. Ces surfaces de chevauchement sont réparties en deux ensembles :

- surfaces d'écaillages principales, assez continues, de direction moyenne N 30 à 50° et à pendage variable mais généralement faible vers le NW; cependant sa reprise à l'Hercynien est à l'origine de variations locales en direction et en pendage de ces cisaillements (fig. 62).

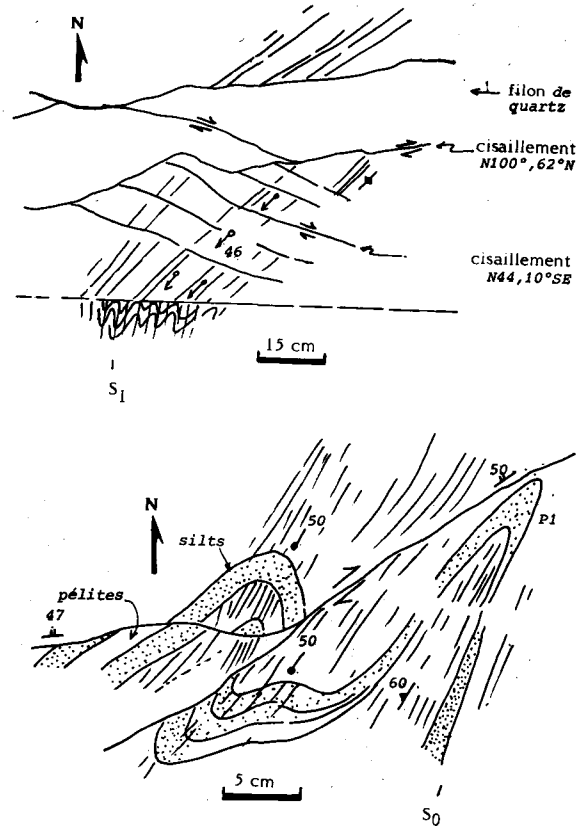


Fig. 62: Coupes montrant les cisaillements post-schisteux dans la région de Rabat (en amont du barrage).

- surfaces d'écaillages secondaires, courbes, se greffant sur les premières de manière à dessiner des lentilles ou amygdales tectoniques, aussi bien dans les phyllades, dans les quartzophyllades que dans les granites.

Cette amygdalisation se remarque à plusieurs échelles: lentilles plurimétriques, se subdivisant à leur tour en lentilles centimétriques, dont l'enveloppe porte des stries de friction.

A L'ÉCHELLE MICROSCOPIQUE

Ces cisaillements déforment la schistosité S1, ainsi que les blastes de cordiérite (fig. 54). Ici aussi, ces cisaillements peuvent être sub-parallèles à la schistosité S1, décalant les charnières des plis P1 et également les veines de quartz post-S1 (fig. 37).

ASPECT GEODYNAMIQUE DU BLOC DES SEHOUL

Nous avons vu que la zone des Sehoul présente des similitudes fauniques, pétrographiques et un même environnement sédimentaire que les terrains cambro-ordoviciens du Môle côtier mésétien et du Haut-Atlas occidental. Tout ce domaine ouest mésétien a été interprété comme un vaste graben cambrien par MAYOL (1987) et BERNARDIN & al. (1988). Nous proposons d'intégrer la zone des Sehoul dans ce schéma, ce qui nous permettra de proposer une évolution géodynamique commune pour toute cette partie NW du Maroc depuis le Cambrien jusqu'au Silurien.

L'hypothèse de base est d'envisager un graben des Sehoul relié au graben ouest mésétien de BERNARDIN & al. (1988), par une zone de cisaillements transcurrents N 70 à 80° répétant les décrochements N 70° limitant le graben ouest mésétien vers le Sud.

Ouverture des bassins

Pendant le cycle sédimentaire Cambrien-Ordovicien inférieur, l'essentiel du Moyen Maroc est une plateforme continentale installée sur un socle protérozoïque dont la présence est notamment suggérée par les affleurements précambriens d'El Jadida et ceux du Maroc Central.

Après les mouvements panafricains, il se produit dans le NW marocain le morcellement de la plateforme cambrienne, qui se traduit par une tectonique en blocs basculés (MAYOL, 1987), indice d'une distension locale. Cette extension serait compatible avec le fonctionnement de mégazones de cisaillement.

Le mécanisme qui explique ce type de mouvement suggère que les contraintes principales: σ_1 est horizontale, alors que σ_2 est verticale (fig. 63). Les failles bordières doivent fonctionner principalement en décrochement. Les failles situées à l'intérieur de la bande de décrochement, et qui limitent des lanières auraient un jeu dominant normal contemporain. Une telle disposition structurale a été montrée dans des bassins lozangiques dont l'évolution se caractérise par une déformation plane et un fonctionnement de la zone cisailée en transtension peut-être de type pull-apart (CROWELL, 1974).

Pendant la période cambrienne, il y a création, dans le NW marocain, de deux fosses de subsidence d'âge cambrien moyen (le graben ouest mésétien ,

défini par BERNARDIN & al. (1988), et le graben des Sehoul). Ces deux zones sont caractérisées par un stade de remplissage maximum à la manière d'un rift intra-continental, contrôlé par des failles normales de direction N00 à N20°, et comportent des sous-structures méridiennes et E-W pour le graben ouest mésétien , et N-S pour le graben des Sehoul. Ces failles normales sont limitées par des accidents N65 à N70° montrant un jeu normal à composante cisailante senestre.

Le stade initial de ce rifting pourrait débuter dès la fin du Précambrien et correspondre aux énormes épanchements de laves du Précambrien terminal - Cambrien basal dans le Haut-Atlas et l'Anti-Atlas, et se poursuivre durant le Cambrien inférieur, avec le développement de faciès carbonatés et pélitiques de faible profondeur et de faciès volcano-détritiques. Ils correspondraient aux premiers dépôts du remplissage sédimentaire (MAYOL, 1987).

Au Cambrien moyen et supérieur (?) se produit alors une importante subsidence. Celle-ci est gérée par le jeu de failles normales qui affectent le substratum continental de ces bassins.

Dans le graben ouest mésétien et le graben des Sehoul se développent des faciès peu évolués, terrigènes extrêmement constants tant sur la plateforme qu'à l'intérieur des deux axes de subsidence.

En effet, les faciès de la zone des Sehoul, ont une évolution qui rappelle les schistes de Bouznika (situés au NE du graben ouest mésétien) par leur nature, par leur volcanisme et par leur environnement sédimentaire. Les figures sédimentaires sont très abondantes: stratifications obliques, figures de charge, lobes de courant, bioturbations et granoclasses. Des plis et des failles syn-sédimentaires, d'échelle mètrique, ont également été observés. Ces caractéristiques traduisent une sédimentation peu profonde, épicontinentale avec une source d'apports relativement peu éloignée du bassin sédimentaire. Ce bassin aurait été soumis à une distension responsable des accidents synsédimentaires ainsi que de certains épisodes volcaniques de faible importance.

Dans le graben ouest mésétien se développent également des faciès terrigènes, assez épais, peu évolués (MAYOL, 1987 ; ANDRE & al., 1987 ; BERNARDIN & al., 1988)

Le stade final du remplissage de ces deux zones correspond à l'arrêt de la subsidence, les dépôts s'homogénéisent, le matériel devient plus "mature" du fait d'un enfouissement plus lent, et la formation,

dans le rift ouest mésétien, des quartzites d'El Hank, caractéristiques des dépôts peu profonds (ANDRE & al., 1987). Ces derniers se retrouvent d'ailleurs dans toute la Meseta côtière marocaine et correspondent à une sédimentation littorale marquant la fin d'une mégaséquence négative (MAYOL, 1987).

Dans le graben des Sehoul, la fin de la sédimentation correspondrait à la plaine deltaïque caractérisée notamment par la présence de chenaux distributeurs d'assez grande taille.

La fermeture

Lors de la fermeture, il se produit une réorientation des contraintes, de manière à ce que σ_1 devienne perpendiculaire aux accidents majeurs N 70 à N80° limitant le graben des Sehoul (fig: 63). Le fonctionnement de ce graben cesse alors et la subsidence s'arrête. A ce moment l'accident sud des Sehoul s'intègre dans un linéament majeur qui limite vers le Sud un couloir de déformation de direction E-W en moyenne qui comprendrait la zone du Meguma, le Grand Banc de Terre Neuve, le Rif et probablement aussi la zone sud-portugaise et les noyaux kabyles (fig: 64). Dans ce contexte, le graben ouest mésétien échappe de ce fait à la déformation calédonienne (séhoulienne) limitée par le mégacisaillement N 80°.

C'est donc à l'Ordovicien supérieur - Silurien inférieur, que se développe une phase de plissement synschisteuse et un métamorphisme régional anchi- à épizonal. La direction régionale de ces structures est grossièrement E-W. La compression régionale responsable de cette structuration se fait selon une

direction N-S à NNE-SSW (N 00 à N 25°). Elle est responsable de la réactivation de l'accident sud-sehoulien et le transforme en un linéament majeur (fig: 63 et 64).

La déformation affectant la zone des Sehoul est absorbée le long de ce linéament, qui sert d'écran et qui préserve le graben ouest mésétien. Ce dernier ne va donc subir que de très faibles déformations (épeirogéniques!). La fin de la déformation se caractérise par le jeu de failles inverses et le chevauchement (de direction N-S à NNE-SSW) de la zone des Sehoul sur la Meseta nord-occidentale. Le contact tectonique entre les deux ensembles correspond à une "shear-zone", qui jouera un rôle important, pendant les mouvements dévono-dinantiens lors de la création du bassin de Sidi Bettache et sa structuration à l'Hercynien (voir chapitre des conclusions générales).

Cette architecture peut ne pas se limiter à la Meseta marocaine et peut s'étendre notamment aux terrains voisins du Maroc. Il semblerait, en effet, que c'est au cours du Cambro-Ordovicien que les blocs de la zone avalonienne commencent à se séparer de l'Afrique. A ce moment les zones du Meguma, des Sehoul et peut-être aussi la zone sud portugaise, constituaient des zones proches du NW africain. La déformation de ces zones se fait à des époques très voisines:

- Ordovicien supérieur à Silurien inférieur pour la zone des Sehoul,
- Ordovicien supérieur à Dévonien inférieur dans la zone du Meguma.

Ce qui veut dire que la fermeture du bassin des Sehoul est légèrement antérieure à celle du Meguma.

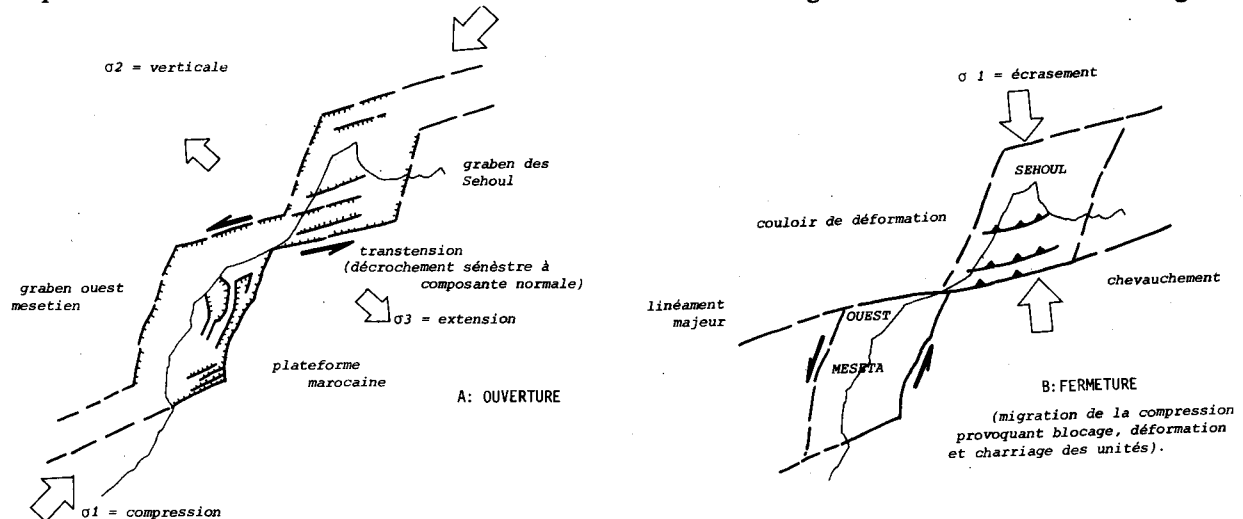


Fig. 63: Mécanismes d'ouverture et de fermeture des grabens ouest-mésétien et des Sehoul, dans le NW du Maroc.

Conclusion

Les stades successifs de l'évolution cinématique que nous venons de décrire suggèrent une rotation anti-horaire de l'axe principal de raccourcissement régional. Celui-ci passe, en effet, d'une direction NE-SW au Cambro-Ordovicien inférieur à N-S à l'Ordovicien supérieur - Silurien inférieur.

- Le mécanisme responsable de cette architecture est celui d'un jeu simultané de contraintes: σ_1 disposée légèrement oblique aux accidents majeurs N 65 à N 70°, σ_2 verticale et σ_3 qui joue en extension. Ce dispositif structural développe une transtension (sous forme de décrochements senestres à composante normale) ; ce qui permet d'ouvrir les aires de sédimentation (fig. 63): Le graben des Sehoul et le graben ouest mésétien.

- Le serrage et le blocage du système: la contrainte régionale devenant à ce stade perpendiculaire aux accidents majeurs, déformation plicative synschisteuse, granitisation et jeu des accidents en mouvement inverse.

CONCLUSION

A l'échelle du secteur étudié

Les affleurements du Cambrien (p.p.) de la zone des Sehoul sont affectés par une phase tectonique qui a donné des plis d'amplitude variable: décamétrique (Kern Nesrani) à centimétrique, voire millimétrique (phyllades du barrage de Rabat et de l'oued Tiflet dans sa partie sud). Ces plis ont une direction variant de N 50 à N 70°, et des axes courbes dont le plongement varie de 10 à 40° NE ou SW. Ils sont déversés vers le Sud ou vers le Sud-Est. La schistosité S1 de plan axial se développe progressivement depuis Kern Nesrani (schistosité de dissolution évoluée) jusqu'à la partie sud de l'oued Tiflet ou le secteur du barrage de Rabat (schistosité de flux). Parallèlement à cette évolution de la schistosité on note une évolution du métamorphisme régional. L'âge isotopique de celui-ci par la méthode K-Ar est à 450 Ma., c'est-à-dire Ordovicien moyen (EL HASSANI & al., 1991). Ce métamorphisme est de plus en plus intense de Kern Nesrani au secteur du barrage de Rabat ou de l'oued Tiflet dans sa partie sud. La fabrique sédimentaire est parfois effacée dans ces deux dernières régions alors qu'elle est conservée à Kern Nesrani.

Ces roches sont intrudées par le granite de l'Ordovicien terminal, qui développe une porphyroblastèse constituée d'andalousite, de cordiérite, de biotite et de chlorite. Le fait que

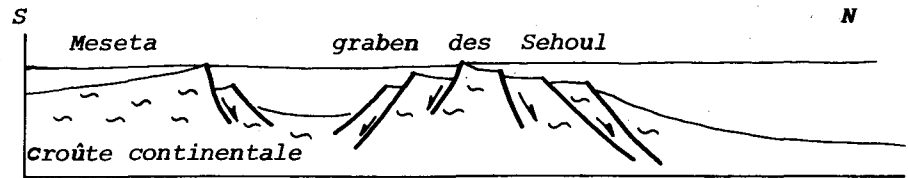
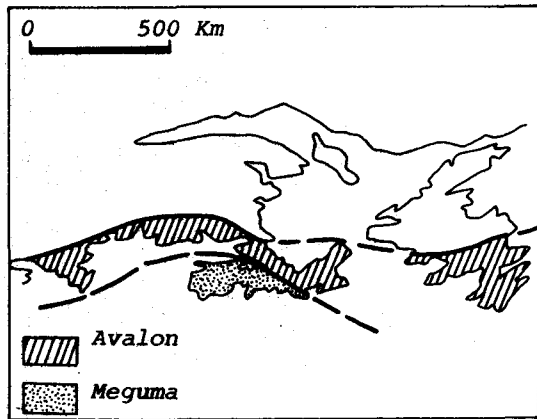
l'andalousite soit syncinématique nous permet d'avancer que le granite de Rabat-Tiflet est en partie synchrone des plissements et de la schistosité S1. Le rapprochement de ce bloc avec le reste de la Meseta, qui n'a pas enregistré ces événements tectono-métamorphiques, s'est effectué postérieurement à la porphyroblastèse et en tout cas antérieurement aux calcaires du Silurien terminal, transgressifs sur les lentilles granitiques d'El Khaloua, de Taïcha et de Sidi Boujemaa. On peut donc affirmer que ce rapprochement est antérieur à la transgression du Silurien supérieur.

Ce rapprochement est de type chevauchant, ses surfaces de direction moyenne N 30 à N 50° et de pendage généralement faible vers le NW, sont légèrement bosselées et sont porteuses de stries dont le pitch varie de 60 à 90°. En plus de la dislocation des structures enregistrées par les phyllades et quartzophyllades, le granite a subi, à son tour des cisaillements et une dislocation en lentilles, qui viennent se mettre en contact tectonique au sein des terrains sédimentaires, "abandonnant" parfois l'encaissant: cas des lentilles d'El Khaloua, de Taïcha et de Sidi Boujemaa (région de Tiflet), sans auréole de métamorphisme de contact. Ce sont là des événements anté-Silurien supérieur et post-Ordovicien terminal, correspondant aux effets tardifs de la phase sehoulienne.

Cette phase sehoulienne s'exprime, à l'échelle du secteur étudié (axe du Bou Regreg) et aussi au niveau du Môle côtier, par des mouvements épeirogéniques provoquant d'importantes lacunes sédimentaires (environ 60 Ma dans l'axe du Bou Regreg, depuis le Llanvirn jusqu'à la fin du Wenlock).

Comparaison avec le Rif et les noyaux kabyles

En Kabylie, les séries paléozoïques (du Cambrien supérieur au Dévonien) sont comparables avec les faciès ghomarides du Rif interne (CHALOUAN, 1986). Si les relations de celles-ci et le socle sont d'ordre tectonique dans le Rif ; en revanche, dans les noyaux kabyles elles sont discordantes sur les phyllades métamorphiques du Cambrien probable (BAUDELLOT & GERY, 1979 ; BOSSIERE, 1980 ; BAUDELLOT & al., 1981). Ces séries paléozoïques sont, en Kabylie, très peu métamorphiques et marquent de ce fait une discontinuité avec les phyllades franchement épizonales. Par ailleurs l'Ordovicien remanie des galets de phyllades. La phase tectonique responsable de cette discordance majeure est antérieure au Cambrien supérieur (BOSSIERE, 1980) et correspond à la phase "sarde". Des indices de la phase "taconique" sont évoqués en Petite Kabylie et correspondraient



CAMBRO-ORDOVICIEN INF: Distension



ORDOVICIEN MOY à SILURIEN INF= Compression

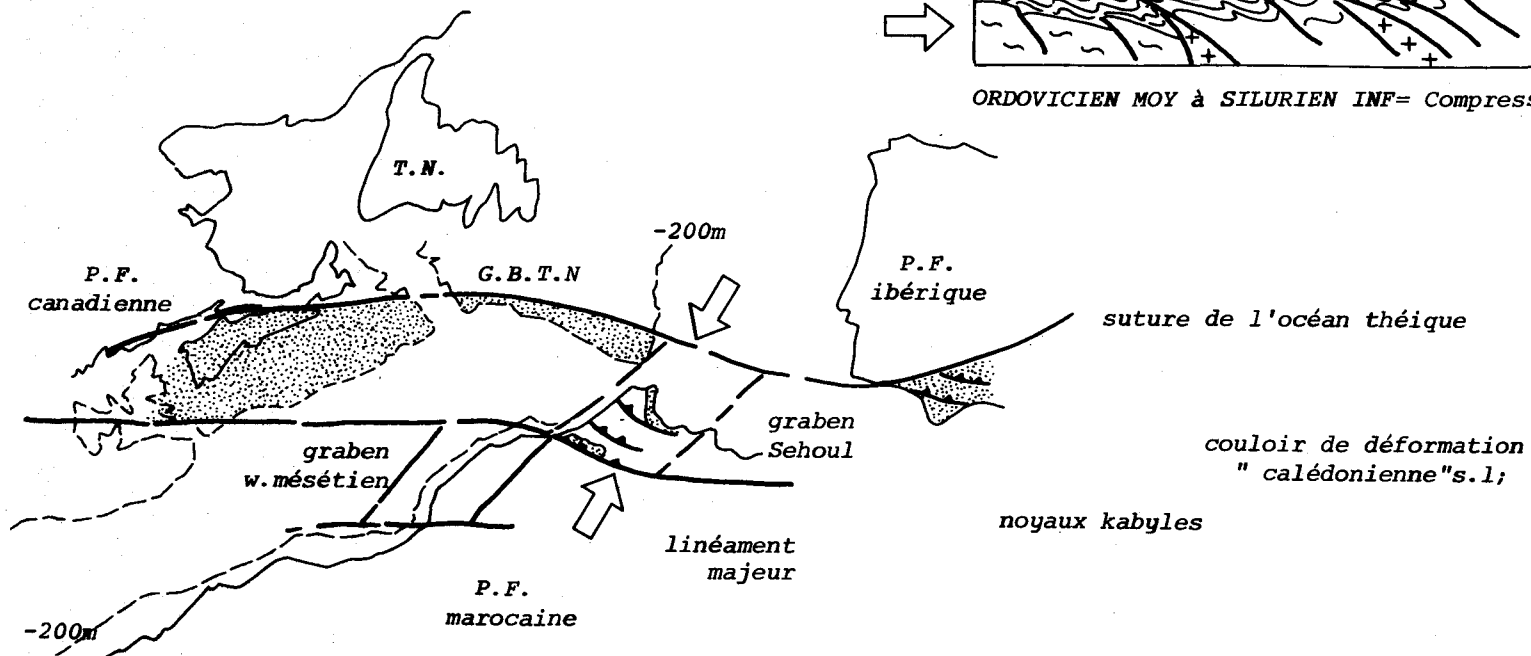


Fig. 64 : Schéma montrant le couloir géophysique défini par des zones de fracture où se concentre la déformation calédonienne.

notamment à l'absence probable de sédiments post-Trémadoc et anté-Silurien (BAUDELLOT & al., 1981).

Cette phase kabyle est donc plus ancienne que la phase sehoulienne dont le déroulement est Ordovicien terminal à Silurien inférieur. Cette phase des Sehoul correspondrait plutôt à la phase taconique d'âge

ashgillien (VAI & COCOZZA, 1986) et où prendrait place l'éventuelle lacune, signalée plus haut, en Petite Kabylie.

Le bloc des Sehoul, ainsi structuré, est alors le témoin de la déformation "calédonienne" en Meseta marocaine nord-occidentale.

CHAPITRE 5

LE SILURIEN

INTRODUCTION ET TRAVAUX ANTERIEURS

Au Maroc, le Silurien est généralement caractérisé par une sédimentation très fine de pélites grises ou noires et de calcaires, en bancs ou en nodules sédimentaires, à Graptolithes, Trilobites, Orthocères, Crinoïdes et Brachiopodes. Ces faciès, presque uniformes dans toute la Meseta marocaine, sont ceux d'une mer ouverte relativement calme, où les apports terrigènes étaient réduits. La transgression a été attribuée à la fonte de l'inlandsis de l'Ordovicien terminal (Ashgill).

Le Silurien à Graptolithes, signalé au SE de Rabat dès 1921 par SAVORNIN, a été échantillonné par LECOINTRE (1926), BOURCART et LE VILAIN (1930), LECOINTRE (1933) avec extension jusqu'à Tiflet, CHOUBERT et HINDERMEYER (1948), TERMIER (1950), COGNEY (1957), ROUSSELLE (1961), ALBERTI (en 1966, avec HOLLARD et WILLEFERT, mais surtout en 1969-1970). La synthèse de DESTOMBES, HOLLARD et WILLEFERT (1985) laissait encore ouverte la question d'un Silurien complet ou réduit à sa partie supérieure.

La limite supérieure du Silurien est relativement bien établie à Rabat (oued Bou Regreg). Elle est marquée par les derniers niveaux à *Pristiograptus gr. transgrediens* PERNER (Pridoli supérieur) et les premiers niveaux à "*Monograptus*" *uniformis angustidens* PRIBYL (du Lochkovien inférieur) (ALBERTI, 1969 ; 1977).

Par contre la limite inférieure n'était pas claire ; on ne connaissait ni son âge, ni sa nature tectonique ou stratigraphique.

Au cours de la présente étude, de nombreux gisements fossilifères ont été découverts ; leur étude, jointe à la révision des collections du Service Géologique du Maroc, c'est-à-dire les échantillons de LECOINTRE et ceux figurés dans la "Paléontologie marocaine" de TERMIER, augmentés des récoltes de DESTOMBES (inédit), sur la feuille de Tiflet, conduisent à de nouvelles précisions stratigraphiques.

Nous étudierons, de l'Ouest vers l'Est, les coupes suivantes (fig. 65):

- Coupe de Hosseine, située en rive droite de l'oued Bou Regreg, en amont de l'oued Akrech,
- Coupe de Bled Dfa,
- Coupe d'Aïn Ed Dick,
- Coupes en rives gauche et droite de l'oued Grou (barrage Sidi Mohamed Ben Abdellah),
- Coupe d'Aïn Lefaa,
- Coupe de l'oued Satour (branche N-S, en rive droite),
- Coupe de l'oued Tiflet.

LES COUPES DE RABAT

COUPE DE HOSSEINE (FIG. 66)

Elle est située en rive droite de l'oued Bou Regreg, en amont du confluent avec l'oued Akrech. Le contact entre l'Ordovicien inférieur (Arenig) et le Silurien supérieur est de type ravinant (fig. 67).

1. - Dans la coupe de Hosseine, la base de la série silurienne est marquée par un niveau microconglomératique remaniant des microgalets de volcanites ordoviciennes. La roche est gris-verdâtre, friable, avec un litage bien marqué par des niveaux plus ou moins riches en produits ferrugineux. Des cavités millimétriques à parois dendritiques ainsi que des microfissures sèches et en zig-zag y sont présentes.

Au microscope, la roche montre une importante altération (chloritisation, séricitisation), masquant en partie sa texture primaire. Elle est composée :

- d'éléments variés pouvant être : des galets de roches volcaniques avec des minéraux, de taille inframillimétrique, orientés parallèlement au litage, en lattes sub-automorphes de plagioclases complètement séricitisés et albitisés, des lattes de chlorite, souvent tordues, des grains sub-automorphes d'opales ; ces microgalets de 1 à 3 mm, plus ou moins arrondis correspondant à d'anciennes dolérites, probablement ordoviciennes.

- d'une matrice à grains fins et de nature argileuse et ferrugineuse. Celle-ci montre très souvent des textures d'écoulement qui peuvent, par endroits, venir mouler les différents éléments figurés de la roche (minéraux ou fragments).

Ces niveaux microconglomératiques sont également observés en rive gauche du Bou Regreg, à

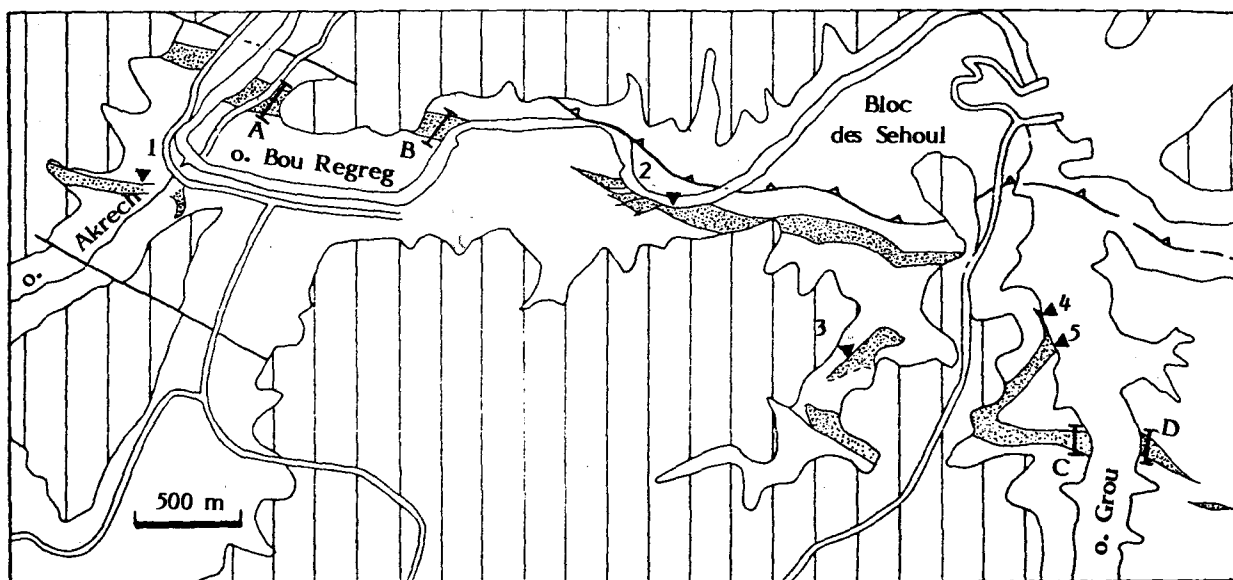


Fig. 65: Carte géologique simplifiée des affleurements siluriens (en pointillé) de la région de Rabat. Localisation des coupes (A. Hosseine, B. Bled Dfa, C & D. oued Grou) et des gisements (1: 23/88, 2: 22/88, 3: 345, 4: 306, 5: 307). Le reste du Paléozoïque en blanc et la couverture en hachuré verticale.

600 m au Nord du Souk Had Akrech ; leur épaisseur est de 1,50 m. On y distingue des éléments de nature volcanique ou grésopélitique, bien arrondis et granoclassés, empruntés aux séries ordoviciennes et une matrice ferrugineuse et carbonatée.

Au microscope, ce microconglomérat comprend des éléments figurés et une mésostase. Parmi les éléments figurés on observe des fragments de taille millimétrique, complètement chloritisés et souvent entourés par une auréole ferrugineuse ; outre ces éléments qui sont des fragments de roches magmatiques de l'Ordovicien, on distingue :

- de petites boules ovoïdes, de taille inframillimétriques, à structure concentrique contenant parfois un petit noyau central. Ce sont d'anciennes oolites chloriteuses entourées d'une couronne ferrugineuse,

- des grains de quartz xénomorphes, montrant une extinction ondulante très marquée. Ces grains de quartz sont très rares et souvent associés à des plages de carbonates (calcite ou dolomite),

- des plages xénomorphes ou grains, plus ou moins arrondis, d'oxydes de fer montrant des réflexions internes rouge-sang caractéristiques de l'hématite.

La mésostase correspond à l'espace laissé entre ces différents éléments. Elle est remplie par des plages xénomorphes et jointives de carbonates à caractère intersticiel.

2. Au dessus se trouve une alternance de calcaires micritiques, en bancs de 15 à 20 cm, et de pélites

beiges à jaunes d'épaisseur identique. Cet ensemble est épais d'environ 20 cm et n'avait fourni aucun fossile ; RAHMANI (1978) le rattachait au Wenlock supérieur. Cependant la découverte d'un nouveau gisement, à 8 m au-dessus des microconglomérats, m'a fourni (dét. S. WILLEFERT) les Graptolites suivants :

- *Pristiograptus dubius* (SUESS),
- *Colonograptus colonus* (BARRANDE) (les plus nombreux),
- *Bohemograptus bohemicus* (BARRANDE) (abondants),
- *Neodiversograptus nilssoni* (LAPWORTH),
- *Spinograptus spinosus* (WOOD),
- des creux de Cardioles,
- et des fragments de Gigantotraccés.

Cette faune est caractéristique du Gorstien inférieur, bien établi (Ludlow), ce qui permet d'exclure la présence du Wenlock. Le Silurien inférieur est donc entièrement absent dans cette coupe, à moins qu'il ne soit représenté dans le microconglomérat.

3. - Un niveau de pélites gris-clair de 20 m d'épaisseur et qui présente au sommet un gisement fossilifère qui a fourni (Ech. 6/88) : (dét. S.WILLEFERT).

- Quelques branches de *Linograptus posthumus* (RICHTER).
- Un unique exemplaire de *Monoclimacis haupti* (KÜHNE).

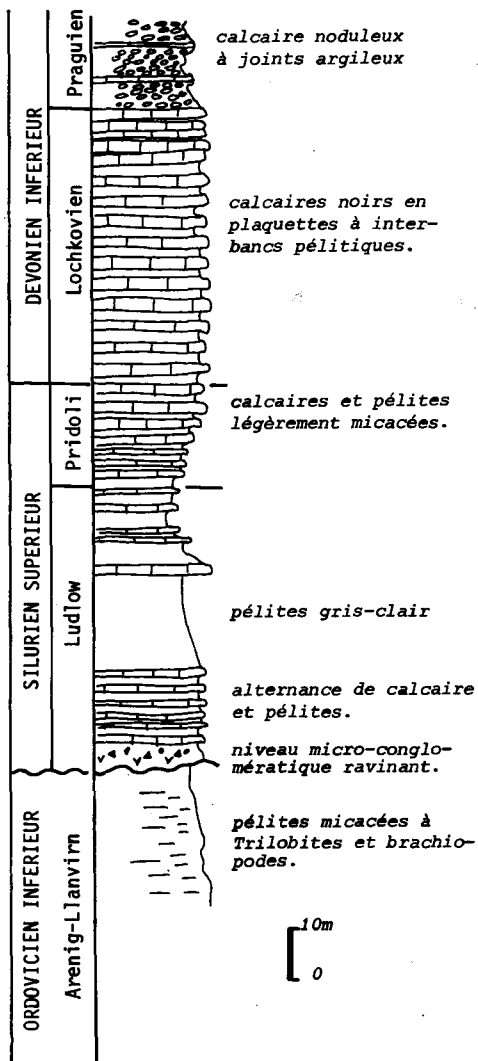


Fig. 66: Colonne stratigraphique du Silurien de Hosseine (rive droite du Bou Regreg).

- Une partie proximale de *Monoclimacis* cf. *micropoma* (JACKEL).

Cette faune indique un âge gorstien bien caractérisé.

4. -L'alternance de calcaires et de pélites reprend, avec les mêmes faciès comprenant des lits à thanatocénoses et des lits azoïques. Ces faciès contiennent:

- des Graptolithes à constructions de thèques de "*Monograptus*" *uncinatus* TULLEBERG et de *Monoclimacis micropoma*. Ils évoquent les très mauvaises figurations d'"*Uncinograptus rectus*" TSEGELNIUNK et une partie proximale rappelle "*U. caudatus*" TSEGELNIUNK.

Sur l'emplacement de l'ancienne voie ferrée, en contre-bas et dans le prolongement des mêmes lits, se trouve une riche association de Graptolithes dans des lits à thanatocénoses qui montrent l'association suivante :

- *Plectograptus macilentus* (TÖRNQUIST) rares.
- *Bohemograptus bohemicus*, plutôt rares.
- *Pristiograptus dubius*, rares.
- *Monoclimacis haupti* = *M. dalejensis* BOUCEK? très rares.
- *Saetograptus fritschii* (PERNER), rares.
- *Saetograptus chimaera* (BARRANDE), abondants.
- *S. chimaera* cf. *cervicornis* URBANEK.
- *Saetograptus willowensis*? BERRY et MURPHY.
- *Saetograptus* cf. *leintwardinensis sensu* URBANEK?
- *Lobograptus cirrifer*? URBANEK.
- *Lobograptus scanicus amphirostris* URBANEK ou
- *Cucullograptus hemiaversus* URBANEK?

Ces deux gisements correspondent à la limite du Gorstien et du Ludfordien.

L'alternance de calcaires et de pélites est de plus en plus régulière sur cette coupe ; les pélites, dominantes à la base, sont de plus en plus réduites vers le sommet.

5.- Alternance de calcaires noirs en plaquettes (dominants) et de pélites noires, contenant un faible pourcentage en micas détritiques. Les calcaires sont légèrement fétides ; très micacés avec quelques plans de glissements tectoniques. Les Graptolithes sont rares, aplatis, en matière "carbonisée" brillante mais aussi micacée:

- *Monograptus uniformis angustidens* PRIBYL
- "*Monograptus*" *microdon* RICHTER.

Ces derniers niveaux sont donc du Lochkovien inférieur.

Dans cette coupe de Hosseine on peut remarquer l'absence de nodules calcaires, typiques dans le Silurien supérieur de la région. Cependant les niveaux supérieurs sont carbonatés.

LA COUPE DE BLEED DFA (FIG. 68):

1. Au dessus des grés-pélites aréniennes, la série silurienne débute par des niveaux volcano-sédimentaires (tufs) alternants avec des pélites en bancs centimétriques, le tout sur une épaisseur de 2 m. La base de cette coupe comprend également des niveaux microconglomératiques du même type que ceux de la coupe de Hosseine.

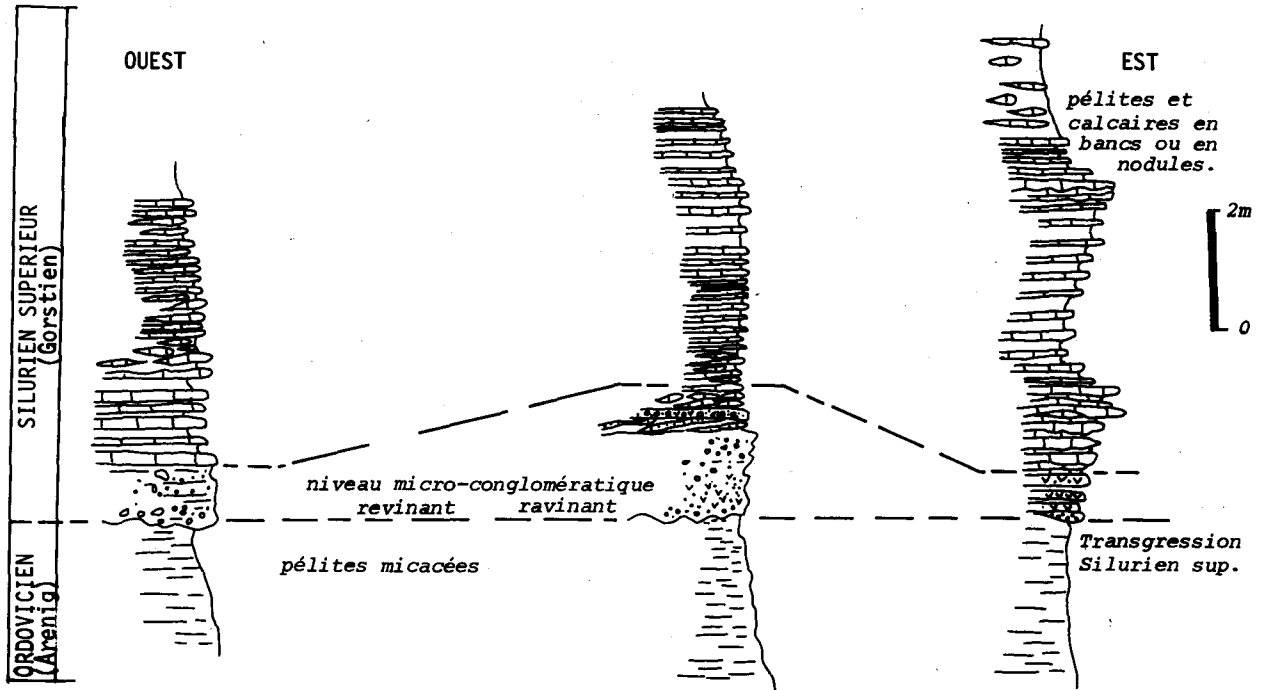


Fig. 67: Les niveaux transgressifs du Silurien supérieur dans la région de Rabat.

Au-dessus reposent des niveaux calcaires en bancs épais de 30 à 40 cm, parfois noduleux (fig. 67), avec des niveaux à Polyptères, des Brachiopodes, et aussi des Conodontes : *Trichonodella inconstans* WALLISER, du Ludlow.

Ces calcaires se poursuivent par une alternance de calcaires biosparitiques et de pélites qui ont fourni:

- *Pristiograptus dubius*,
- *Colonograptus colonus*,
- *Bohemograptus bohemicus*,

Cette association indique le Ludlow.

Ces termes ont une épaisseur totale de 5 à 15 m suivant les transversales car ils sont tronqués à leur sommet par un contact tectonique.

2. - Pélites bitumineuses, entrecoupées par des niveaux calcaires, dont l'épaisseur est de 10 à 20 cm, parfois noduleux. Certains niveaux calcaires se présentent sous forme de lumachelles à Orthocères, l'épaisseur des bancs est de 4 à 10 cm. Ces niveaux ont fourni (dét. S. WILLEFERT) :

- *Gothograptus nassa* (HOLM).
- *Colonograptus colonus*.

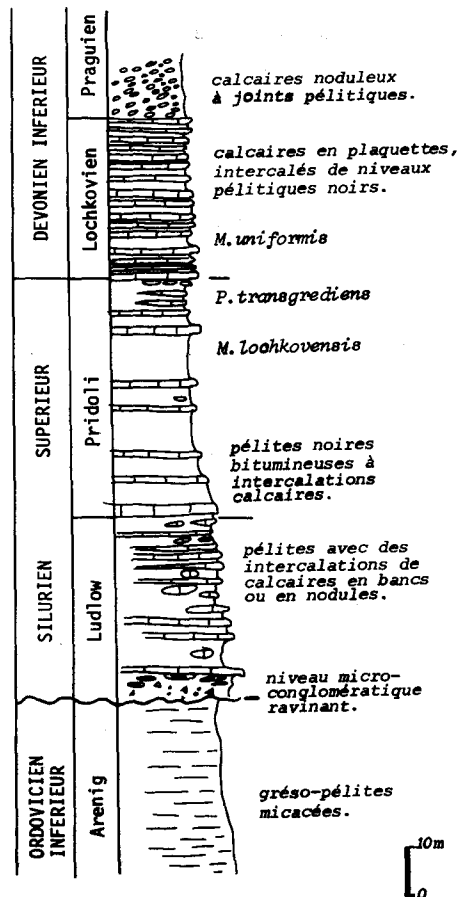


Fig. 68: Colonne stratigraphique du Silurien de Bled Dfa.

- *Lobograptus scanicus* (TULLBERG).
- Probablement *Cucullograptus pazdroi* URBANEK.

Ces niveaux caractérisent le Gorstien inférieur.

3. - Au sommet de cette alternance, se trouve un deuxième niveau de pélites noires bitumineuses. Ce sont des lits argileux, noirs, charbonneux à toucher sec ; les niveaux dans lesquels les racines se sont infiltrées sont bourrés de gypse. On remarque l'abondance de :

- *Pseudomonoclimacis ultimus* PERNER .

Les niveaux pélitiques sont dominants, avec de rares interbancs calcaires dont l'épaisseur est de quelques centimètres ; ces calcaires se développent surtout sous forme de nodules sédimentaires. Un échantillon de ces derniers a livré des Orthocères, des Lamellibranches et des fragments de Gigantostracés, ainsi qu'une partie proximale indéterminable (trois thèques) à construction de *P. ultimus*. Ce terme comprend une lumachelle à Orthocères et correspond à la limite Ludlow-Pridoli. Il est suivi par les deux derniers gisements qui sont du Pridoli inférieur.

4. -Enfin des pélites jaune-gris, calcareuses à :

- *Pristiograptus transgrediens*

Ce Graptolithe indique le Pridoli supérieur. Ces niveaux achèvent la série du Silurien supérieur de cette coupe. Vers le sommet du Silurien supérieur les niveaux calcaires prennent à nouveau de l'importance, ce qui annonce les niveaux lochkoviens.

Dans cette coupe la limite siluro-lochkovienne correspondrait aux premiers niveaux calcaires en plaquettes, riches en micas détritiques et qui ont fourni : "*Monograptus*" *microdon*, du Lochkovien inférieur.

COUPE DE L'AÏN ED-DIK

Le ravin de l'Aïn Ed-Dik - Ras En Nouala montre une partie seulement des faciès du Silurien. Ce sont des pélites noires bitumineuses à Graptolithes et des calcaires en gros nodules ou en bancs centimétriques. Vers le haut de la série, des calcaires noirs à Orthocères présentent des niveaux centimétriques riches en Graptolithes : *Pseudomonoclimacis ultimus*, et aussi des Lamellibranches, caractéristiques du Pridoli inférieur. Le faciès et la disposition de la faune ressemblent, de manière frappante, selon WILLEFERT (*in litteris*) à ceux de Bohême.

COUPES EN RIVES GAUCHE ET DROITE DE L'OUED GROU

Le Silurien a été reconnu en plusieurs endroits :

1 - Sous les dalles calcaires, du Dévonien, sub-horizontales, situées à l'Est en contre-bas de la caserne militaire, affleurent des pélites et calcaires, à pendage subvertical, du Silurien. Ces derniers sont encadrés au Sud et au Nord par les niveaux ordoviciens en contact tectonique, et en haut par des calcaires du Dévonien subhorizontaux chevauchants. Dans cette coupe, le Silurien est représenté par des pélites noires ou grises avec quelques rares intercalations de bancs ou nodules calcaires. Ces roches contiennent les Graptolithes suivants :

- *Colonograptus colonus*,
- *Neodiversograptus nilssoni*,
- et des *Lobograptus sp.*, indéterminables.

Cette faune est à peu près contemporaine de celle de la base de la coupe de Hosseine ou légèrement antérieure; elle correspond à un âge Gorstien inférieur.

2 - Plus au Sud, en rive gauche, une coupe du Silurien est exposée dans une petite tranchée, au bord du lac du barrage (fig. 69):

Au Sud, des niveaux gréso-pélitiques de l'Ordovicien, reposent des bancs calcaires noirs en bancs de 10 à 20 cm, parfois noduleux, à Encrines. Ces calcaires sont intercalés avec des niveaux pélitiques verdâtres généralement moins épais que les niveaux calcaires. Ce faciès rappelle celui observé à la base de la coupe de Bled Dfa et il pourrait être du même âge.

Au-dessus se trouve une alternance de niveaux calcaires micritiques épais de 10 à 25 cm et de pélites, plus épaisses que les calcaires. L'épaisseur des niveaux calcaires diminue vers le Sud (haut de la série). La faune contenue dans ces niveaux est identique à celle citée dans le ravin d'Aïn Ed-Dik, mais avec davantage de Cardioles, Orthocères et beaucoup de petits Lamellibranches : ces faciès sont du Pridoli inférieur.

La série se poursuit par des faciès pélitiques gris ou noirs contenant des nodules de calcaires ; ces derniers sont grisâtres, assez grossiers et ils montrent des passées compactes sans fossiles et des passées plus décomposées avec des groupements cristallisés de calcite, des masses d'oxydes de fer rouge. Il y a des

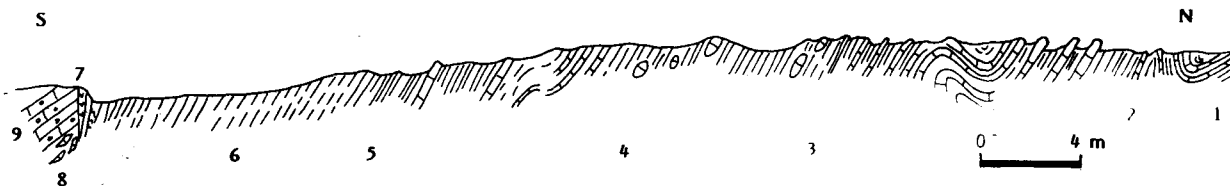


Fig. 69: Coupe le long de la petite tranchée, en rive gauche du barrage de Rabat (oued Grou), montrant le sommet du Silurien supérieur. 1. calcaires noirs avec lits à *Pseudomonoclimacis ultimus*, des Cardioles, des Orthocères et des Lamellibranches du Pridoli inf., 2. calcaires noirs sans graptolithes mais à Cardioles, Orthocères et nombreux Lamellibranches, 3. & 4. calcaires gris à nodules à *Pristiograptus gr. transgrediens* du Pridoli sup., 5. schistes argileux à faciès plus proches du Dévonien à *P. transgrediens*, 6. pélites noires à débris de plantes et graptolithes mal conservés, 7. faille à lentille d'Ordovicien (psammites) et roches volcaniques, 8. calcaires noduleux du Praguien, 9. calcaires à cherts de l'Emsien.

sortes de "nodules fossilifères" dans ce second faciès. Ces nodules ont fourni des Orthocères, des Cardioles, divers Lamellibranches, plutôt fragmentaires et des Graptolithes :

- *Pristiograptus gr. transgrediens* indiquant un âge Pridoli supérieur.

La série se termine par des niveaux pélitiques gris ou noirs à débris de plantes et à Graptolithes *Pristiograptus transgrediens*, très aplatis du Pridoli supérieur.

3 - En rive droite de l'oued Grou, les niveaux siluriens affleurent en bordure du barrage, sous les calcaires dévoniens subhorizontaux, et aussi dans le ravin de Ghtira sous forme de lentilles tectoniques.

En bordure du barrage, une coupe sud-nord montre, au-dessus des psammites à Arénicoles de l'Ordovicien, la succession suivante :

- Un niveau de calcaire bioclastique riche en Brachiopodes et Polypiers et des calcaires noduleux à joints argileux. Ce niveau est en écaille dans l'Ordovicien,

- Des calcaires noirs, fétides à Orthocères et à Graptolithes, le plus souvent en volume : *Pristiograptus transgrediens* du Pridoli supérieur. Ces calcaires contiennent aussi des Cardioles, des Ostracodes, des Lamellibranches et des Styliolines,

- Des pélites, d'épaisseur métrique, intercalées de niveaux calcaires centimétriques dont certains sont très riches en Orthocères,

- Des pélites à nodules calcaires,

- Enfin des pélites à bancs réguliers de calcaires noirs, à petits Graptolithes qui entrent aussi bien dans la définition de:

* *Pristiograptus bugensius* TELLER

* que *P. perbrevis* TELLER, du Pridoli à tendance plutôt inférieure que supérieure.

LES COUPES DE TIFLET

Le Silurien est représenté dans les gorges du Khaloua (oued Bou Regreg), à Aïn Lefaâ, dans l'oued Satour en rive droite de la branche N-S, et dans l'oued Tiflet.

DANS LES GORGES D' EL KHALOUA

Au-dessus des lentilles granitiques situées sur les deux rives de l'oued Bou Regreg se trouvent des niveaux microconglomératiques "lie-de-vin" de transgression, où le litage se marque par des niveaux gréseux, calcaires et ferrugineux. Ce niveau est d'ailleurs souvent rencontré au-dessus des divers affleurements de granitoïdes (fig. 70). On distingue, dans la région d'El Khaloua, de bas en haut:

1.- des niveaux microconglomératiques "lie-de-vin" qui ont une épaisseur maximale de 12 m.

Au microscope, les niveaux de base de ce microconglomérat montrent des éléments figurés de taille variable (millimétrique à centimétrique) et un ciment calcaire. Parmi ces éléments figurés on distingue:

- les grains de quartz, qui sont les plus abondants, se présentent soit sous forme de cristaux homogènes à extinction roulante, soit sous forme d'une plage composite en mosaïque.

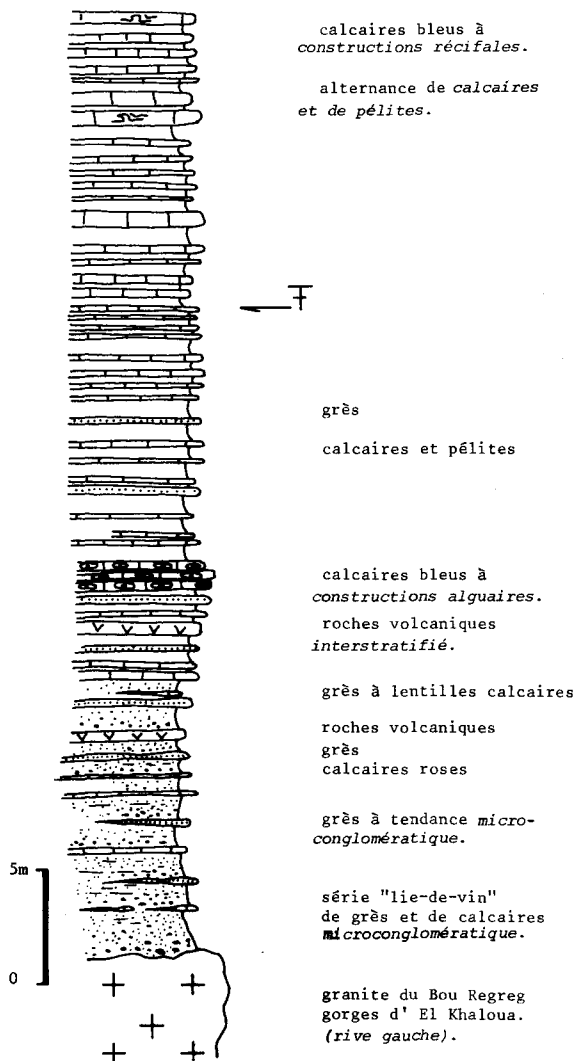


Fig. 70 Colonne stratigraphique des niveaux transgressifs au dessus du granite de Taïcha (gorges d'El Khaloua).

- les feldspaths, rares et de très petite taille, sont soit des plagioclases mâclés et souvent séricitisés, soit des orthoses perthitiques.

- les fragments de roches, de nature variée: fragments de granite, de roche verte, de phyllades. Tous ces faciès sont connus dans le bloc des Sehoul.

L'ensemble de ces éléments est lié par un ciment de nature carbonatée. Ce ciment se présente sous forme d'une masse amorphe ou recristallisée.

2.- Au dessus de ces niveaux micro-conglomératiques se trouvent des calcaires roses, des lentilles sédimentaires ou bancs de grès et aussi des roches volcaniques (décrites plus loin). Les roches sédimentaires s'organisent en bancs peu épais (10 à

30 cm) à joints argileux, le tout montrant une stratification parallèle à la limite cartographique des pointements granitiques (fig: 59 et 60).

3.- calcaires bleus, à constructions algaires, en bancs centimétriques et à joints argileux. L'épaisseur totale de ces calcaires est de 1.50 m.

4.- alternance de calcaires et de pélites, en bancs centimétriques à décimétriques. Cette alternance comprend quelques niveaux gréseux centimétriques. L'épaisseur de cet ensemble est de 10 m.

5.- alternance de pélites et de calcaires, en bancs d'épaisseur centimétrique. L'un de ces niveaux calcaires, situé à environ 27 m, au dessus du granite, comprend une faune de Graptolithes. Ces derniers ont été analysés par S. WILLEFERT (*in litteris*) et elle a reconnu des moules internes en oxydes de fer de petits rhabdosomes à constructions de thèques de:

-soit "*Monograptus*" *ultimus*,
-soit des parties proximales-moyennes de "*Monograptus*" *lochkovensis* PRIBYL.

Sans être spécifiquement déterminables, ces Graptolithes ainsi construits sont, selon WILLEFERT, connus dans la série du Pridoli (Silurien terminal) et plutôt dans la partie inférieure de cette série.

6.- au-dessus, la séquence des calcaires et pélites se poursuit avec l'apparition de niveaux calcaires à constructions récifales du Dévonien inférieur probable.

COUPE D'AÏN LEFAË

Les premiers niveaux siluriens sont des bancs de calcaires bruns, dolomitiques, d'épaisseur variable (quelques centimètres à 1 m), alternant avec des niveaux pélitiques à miches calcaires (fig. 71). Cet ensemble, épais de 10 m, contient des Orthocères, très développés, pouvant atteindre 40 cm de long et 10 cm de diamètre, et des Brachiopodes. Les dépôts sédimentaires deviennent ensuite de plus en plus pélitiques ; les bancs calcaires ont une épaisseur très réduite (2 à 10cm); alors que les pélites atteignent 1 à 2 m. La présence de calcaires en nodules, de taille variable, est remarquable dans cette formation. Deux gisements de Graptolithes ont été étudiés (dét. S. WILLEFERT), le premier est situé à 20 m de la base de la colonne stratigraphique silurienne et il contient la faune suivante :

- *Bohemograptus bohemicus tenuis* (BOUCEK).
- *Linograptus posthumus*.
- *Neocucullograptus kozlowskii* ? URBANEK.

Cette association indique le sommet du Ludfordien.

Le second est situé à 6 m plus haut, dans les pélites argileuses et de composition hétérogène montre des passées plus pulvérulentes et d'autres plus compactes, comprend :

- *Pristiograptus transgrediens*,
- *Linograptus posthumus*,

Ce qui indique le Pridoli supérieur.

Notons enfin, que dans la série d'Aïn Lefaâ, LECOINTRE (1933) signale la présence de *Monograptus colonus* et *M. dubius* (dét. G. ELLES). Pour S.WILLEFERT (1988), il s'agirait plutôt de "*Pristiograptus ultimus*", du Pridoli inférieur.

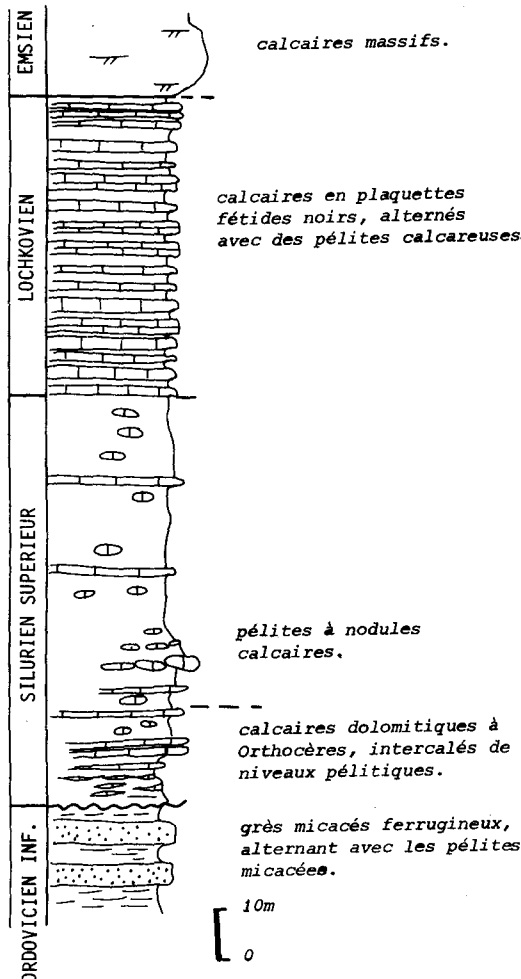


Fig. 71 : Colonne stratigraphique du Silurien d'Aïn Lefaâ.

Un autre gisement découvert par J. DESTOMBES (1957, inédit) en $x = 401,5$ et $y = 361,37$, dans une niche de calcaire noir, montre "*Monograptus formosus*" (BOUCEK) et des lits à "*P. ultimus*" très déformés.

COUPE DE L'OUED SATOUR

Vers le Nord

La colonne stratigraphique (fig. 72) montre qu'ici, la limite inférieure est une limite de transgression sur l'Ordovicien représenté par des psammites et des grès ferrugineux. Le sommet de cette série n'est pas connu, en raison des plissements. La série commence ici aussi par des calcaires bleus et bruns, dolomitiques, d'épaisseur variable (jusqu'à 1,5 m) et comprenant aussi des Orthocères de grande taille, des Brachiopodes et des débris de Trilobites. Ces calcaires sont surmontés par des pélites fines alternant avec de rares niveaux calcareux dont l'épaisseur est réduite et des nodules calcaires dont la taille peut aller depuis la grosseur d'une bille jusqu'à 50 cm.

Deux gisements, situés à 28 et 32 m de la limite avec l'Ordovicien, sont étudiés. L'observation de la faune montre que tous les Graptolithes sont déformés (étirés ou comprimés) mais seul le gisement (10-88) montre un faible plan de glissement. Les pélites argileuses sont plutôt foncées, et le niveau à *Pristiograptus fragmentalis* BOUCEK (10-88) avec "*M. formosus*" (9-88) évoque les niveaux noirs du Bou Regreg. Les Graptolithes sont en pellicules noires. Cette faune indique le passage Ludfordien-Pridoli inférieur (dét. S.WILLEFERT).

Dans la collection de LECOINTRE, un niveau à Orthocère contient : "*M.*" cf. *parultimus* ? JAEGER, très étiré et qui indiquerait l'extrême base du Pridoli. On constate donc un parallélisme entre les coupes d'Aïn Lefaâ et de l'oued Satour dans lesquelles la lacune silurienne est beaucoup plus importante qu'à Rabat.

Vers le Sud

Les affleurements siluriens reposent sur le granite de Sidi Bou Jemaa par l'intermédiaire de niveaux microconglomératiques "lie-de-vin" de transgression (fig: 60 et 73). Ces niveaux, d'environ 10 m d'épaisseur, sont identiques à ceux relevés dans les gorges d'El Khaloua et à Taïcha. Le litage est marqué, ici aussi, par des niveaux gréseux, pélitiques et calcaires roses. La stratification est également marquée par des niveaux ferrugineux.

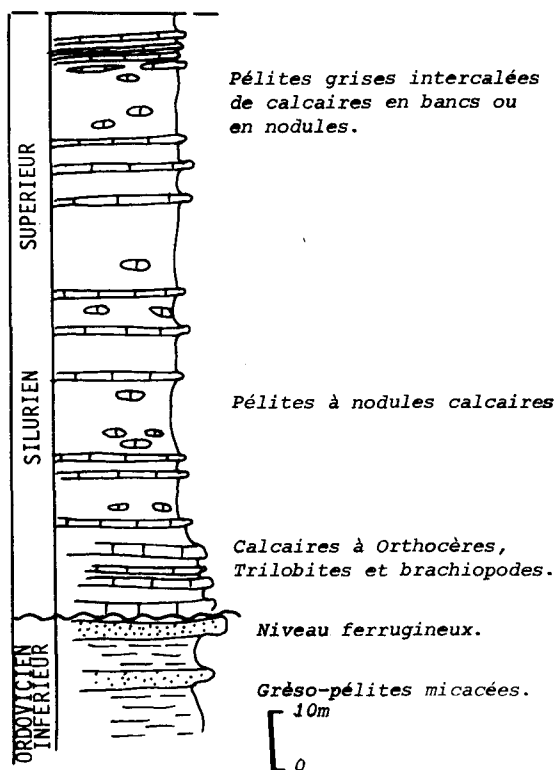


Fig. 72 : Colonne stratigraphique du Silurien de Foued Satour.

Au microscope, ces niveaux "lie-de-vin" sont hétérogènes et se composent d'un ciment et d'éléments figurés:

- le ciment est ferrugineux, chloriteux et localement carbonaté.

- les éléments figurés sont de deux sortes: des fragments de roches et des minéraux porphyriques, généralement de forme arrondie. Les principaux fragments de roches sont:

* des roches volcaniques à texture microlithique fluidale où on reconnaît des plagioclases, de petite taille (0,1 mm.), à mâcles polysynthétiques et dont la composition est généralement albitique (An 5). Ces roches comprennent aussi beaucoup d'opacques et d'oxydes de fer.

* des roches volcaniques à texture arborescente ou microdoléritique (rencontrées généralement dans l'écorce des pillow-lavas). La teneur en fer est variable d'un fragment à l'autre.

Cette variété des fragments de roches indique une source différente qui correspond soit à des coulées différentes, soit à des niveaux différents d'une même coulée.

* des fragments de roches granitiques de nature et de texture différentes: des éléments à texture microgrenue essentiellement à quartz et feldspath et des éléments à texture grenue (où les grains ont une taille moyenne de 5 à 6 mm) qui sont essentiellement des quartz, des orthoses, des plagioclases (mâcles polysynthétiques de

composition albitique) et des éléments partiellement chloritisés et enrichis en oxyde de fer correspondant peut-être à d'anciennes biotites.

* des minéraux sous forme d'éléments figurés de forme anguleuse parmi lesquels on reconnaît: des quartz et des plagioclases assez frais à mâcles polysynthétiques. Cet aspect anguleux et la fraîcheur relative de ces éléments sont en faveur d'un faible déplacement et d'un remaniement sur place.

- La série stratigraphique se poursuit par une alternance de calcaires et de pélites identique à celle des gorges d'El Khaloua. Notons enfin la présence de quelques niveaux gréseux et aussi de roches volcaniques (décrites plus loin). Cette série n'a pas fourni de fossiles, mais nous la rattachons au Silurien terminal par analogie de faciès avec celle des gorges d'El Khaloua, à Graptolithes, décrite auparavant.

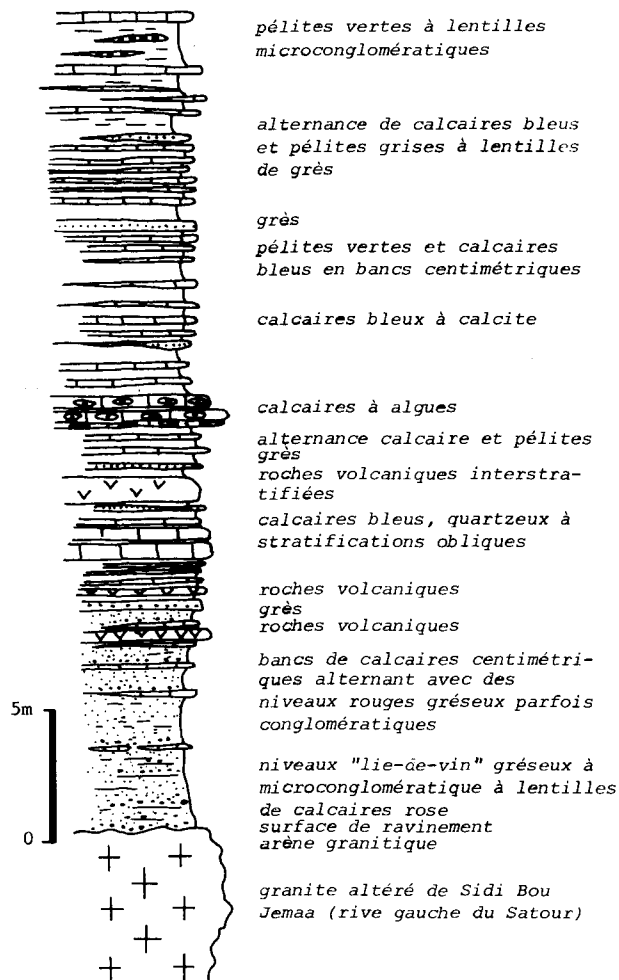


Fig. 73 : Colonne stratigraphique des niveaux siluriens transgressifs au dessus du granite de Sidi Bou Jemaa (rive gauche de l'oued Satour).

DANS L'OUED TIFLET (FIG. 74)

Les calcaires gris cristallins à Orthocères et Lamellibranches, en $x = 417,9$ et $y = 364,2$ (récolte J. DESTOMBES), montrent également quelques Graptolites à construction de:

- *Monograptus lochkovenssis*. BOUCEK

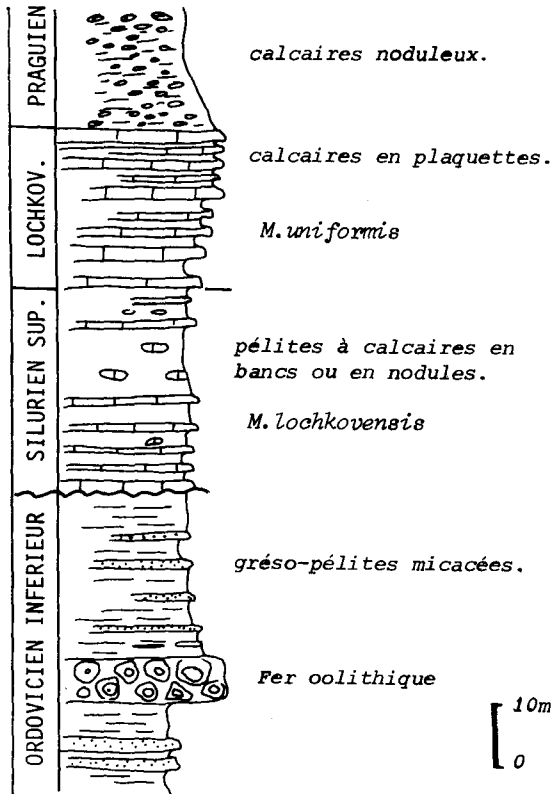


Fig. 74. Colonne stratigraphique de l'oued Tiflet

AUTRES GISEMENTS SILURIENS DE LA REGION DE RABAT

1 - gisement des carrières de l'oued Akrech, en $x = 369,6$ et $y = 372,4$ à: *Bohemograptus bohemicus tenuis*. Ce Graptolithe indique la limite Gorstien-Ludfordien.

2 - gisement 23/88, rive gauche du Bou Regreg, en $x = 370,9$ et $y = 371,9$, des niveaux noirs nous ont fourni: "*P*". *ultimus*, très nombreux, du Pridoli inférieur.

3 - gisement 22/88, en rive gauche du Bou Regreg et en $x = 373,3$ et $y = 371,8$, à "*Monograptus*" *bouceki* PRIBYL, du Pridoli "moven"

LE VOLCANISME ASSOCIE

Les faciès calcaires et pélites du Silurien terminal affleurant dans l'oued Satour (à l'Est de Sidi Bou Jemaa), et dans les gorges d'El Khaloua, contiennent des intercalations de laves en coussins. Au-dessus des calcaires se met en place une coulée d'épaisseur métrique montrant des bulles de dégazage au sommet, puis des pélites et des grès très fins, suivis de grès grossiers et enfin de calcaires bleus à structures obliques et à cherts (fig. 75).

Au microscope, ces roches montrent une texture microlithique fluidale, parfois arborescente (disposition en gerbe). Elles sont composées de:

- plagioclases, en lattes ou en baguettes, marquant une fluidalité très nette. Ils sont mâclés en albite et la plupart d'entre-eux ont un aspect squelettique et très séricitisé. La basicité de ces plagioclases varie de An 5 à 12: albite à oligoclase acide. Cet aspect squelettique ainsi que la présence de cristaux d'apatite et de grains d'épidote montrent que ces plagioclases, initialement plus basiques, ont subi une altération hydrothermale de type albitisation.

- chlorite, sous forme de produit d'altération des ferro-magnésiens.

Ces roches montrent plusieurs minéraux accessoires: des apatites en aiguilles assez fines et de forme aciculaire, des épidotes en grains à teintes vives, du sphène en cristaux plus ou moins automorphes, de la séricite et de la calcite qui remplit les microfractures.

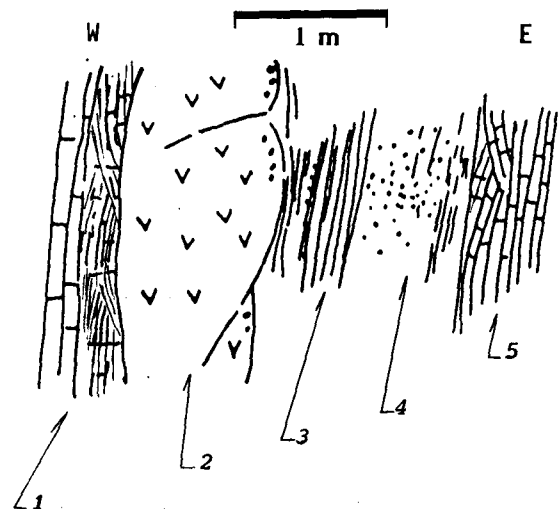


Fig. 75 : Volcanisme silurien interstratifié dans les calcaires et les grés-pélites du Silurien terminal.

Tableau 12 : Analyses des éléments en traces des basaltes du Silurien terminal de Tiflet (en ppm).

	Ba	Sr	Rb	Y	Zr	Nb	Th	Pb	Ga	Zn	Cu	Ni	TiO ₂	V	Cr	Zr/Y	Zr/Nb
331	187	186	9	35	322	37	3	-13	26	154	19	11	3.05	99	3	9.2	8.7
332	114	306	7	39	322	40	5	-35	28	141	6	5	2.92	98	0	8.5	8.3

Tableau 13 : Analyses des éléments majeurs du volcanisme silurien terminal de Tiflet.

	331	332
Si O ₂	47.370	46.856
Ti O ₂	03.411	03.874
Al ₂ O ₃	15.815	15.931
Fe ₂ O ₃	02.158	02.147
Fe Oc	12.865	14.038
Mn O	00.128	00.138
Mg O	06.405	06.023
Ca O	05.571	04.746
Na ₂ O	04.726	04.885
K ₂ O	00.706	00.894
P ₂ O ₅	00.845	00.894
TOTAL	100.00	100.00
Q	00.000	00.000
C	00.000	00.901
Or	04.166	02.764
Ab	38.579	41.286
An	19.852	17.702
Ne	00.742	00.000
Di	01.872	00.000
Mg	00.417	00.382
Fe	00.583	00.618
Hy	00.000	01.802
Ol	23.192	22.973
Mt	03.136	03.120
Il	06.489	07.369
Ap	01.844	01.951
Cc	00.000	00.000
TOTAL	99.870	99.870
Hm	00.000	00.000
TOTAL	92.471	92.947
FOT/MO	02.312	02.652
A	05.444	05.364
F	14.840	16.005
M	06.419	06.036
C	05.583	04.756

Les analyses chimiques des éléments en traces et des terres rares (tableaux: 12 & 13) montrent (fig: 76) un enrichissement en éléments incompatibles et se caractérisent par l'absence d'anomalie en Niobium. Ces roches ont donc une tendance alcaline.

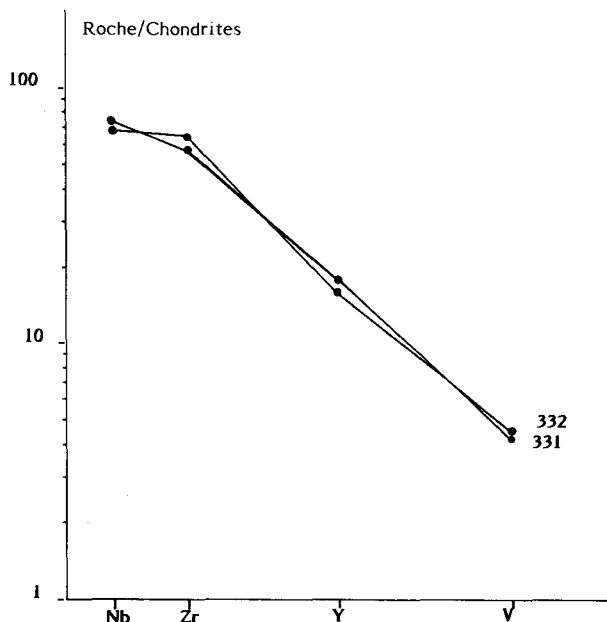


Fig. 76 : Diagramme des terres rares élargi des roches volcaniques intra-siluriennes à Sidi Bou Jemaa (Tiflet).

CONCLUSION

A l'échelle du secteur étudié

L'étude des coupes siluriennes (fig. 77) dans la zone de Rabat-Tiflet a permis de dresser un inventaire des Graptolithes, de préciser et d'actualiser l'âge des coupes, et de faire les constatations suivantes :

- La lacune du Silurien inférieur est complète, faisant suite à celle de l'Ordovicien supérieur, évoquée précédemment (chap. Ordovicien). Cette lacune trouve son équivalent un peu partout en Meseta occidentale, notamment dans le Môle côtier. Dans l'axe du Bou Regreg, celle-ci est intimement liée au déroulement de la phase sehoulienne que nous venons de décrire (Chapitre précédent).

- Le Silurien supérieur est transgressif, par l'intermédiaire d'un microconglomérat remaniant les volcanites, les oolites et les grés-pélites micacés de l'Ordovicien inférieur.

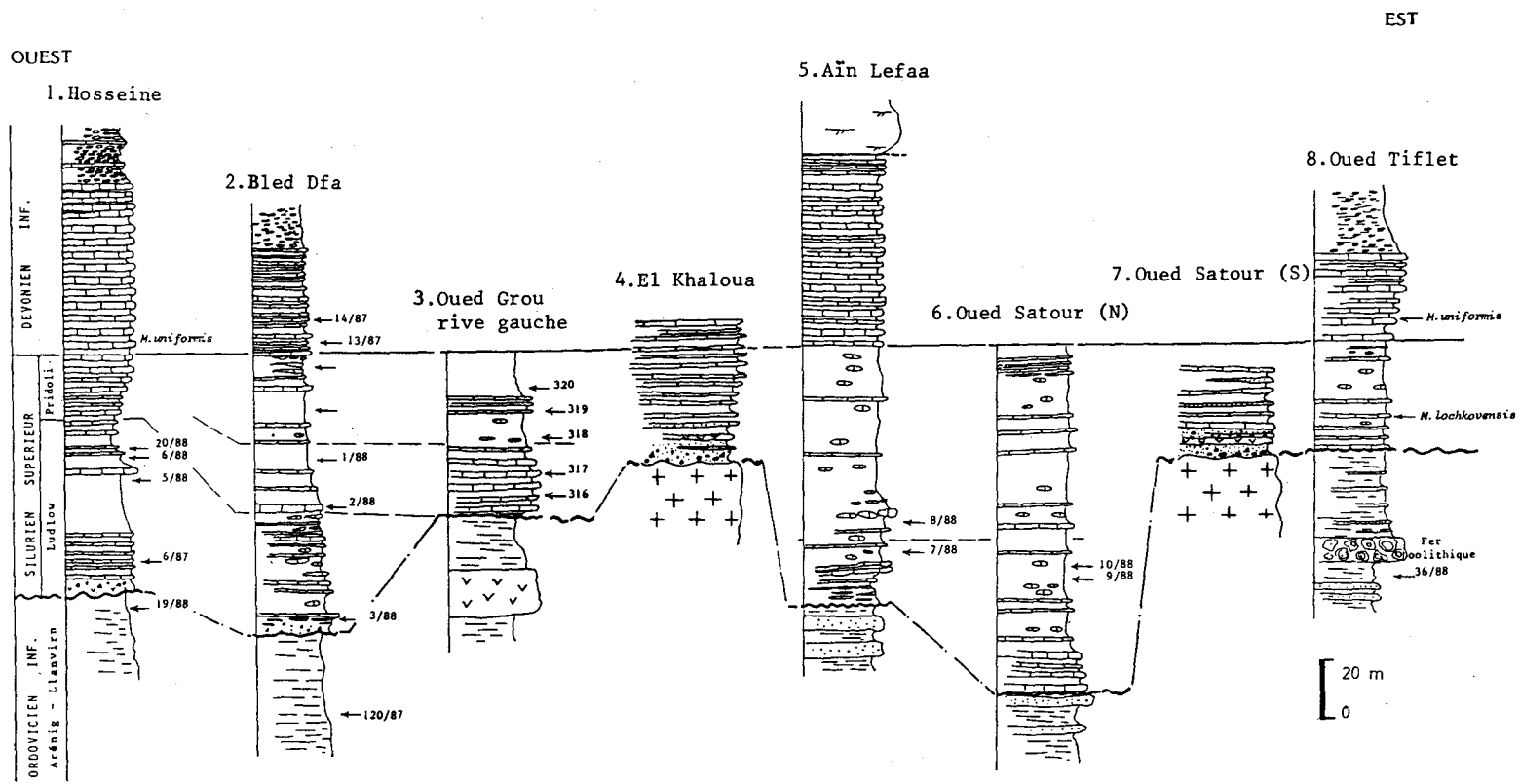


Fig. 77 : Comparaison des colonnes stratigraphiques siluriennes de la zone de Rabat-Tiflet (les numéros renvoient aux descriptions données dans le texte).

SILURIEN

- Cette transgression débute dans la région de Rabat au Gorstien inférieur et atteint la région de Tiflet au Pridoli "moyen".

- Les variations d'épaisseur d'une coupe à l'autre indiquent une différence de subsidence.

- Présence d'un volcanisme alcalin dans la région de Tiflet.

Le Silurien de la Meseta occidentale

Il est généralement représenté par des faciès monotones, identiques à ceux de la région étudiée, et présente localement un volcanisme interstratifié.

Les affleurements les plus proches sont ceux de l'oued Cherrat, situés dans une bande nord-sud de 18 km de long. La coupe-type est celle d'Aïn Dekhla, qui montre une alternance de pélites et de calcaires riches en Graptolithes, Crinoïdes et Orthocères correspondant, selon CHALOUAN (1977), au Ludlow. L'épaisseur de cette série, dont la base n'est pas connue, est de 300 m

En Meseta côtière, la coupe de l'Aïn Sidi Larbi est la plus complète. Ici le Silurien surmonte les microconglomérats de l'Ashgill supérieur par l'intermédiaire d'une discordance de ravinement. Ce sont des pélites et des calcaires datés par DESTOMBES et JEANNETTE (1966, dét. S. WILLEFERT) du Wenlock supérieur. Ces faciès sont surmontés par des pélites et des grés-pélites à Graptolithes du Silurien supérieur (Ludlow et Pridoli).

Dans le synclinal des Oulad Abbou (au Sud de Casablanca), la coupe de l'oued Targa (BÄCKER & al., 1965) montre, au-dessus d'un Ordovicien incomplet (Arenig inférieur à Llandeilo : 350 m), des conglomérats, d'un mètre d'épaisseur, du Silurien. Ils sont formés de galets, dont le diamètre atteint 10 cm, consistant surtout en argile. Par la suite, la série se poursuit par des pélites et calcaires sur une épaisseur de 70 à 115 m, comprenant à la base une roche éruptive basique à grains grossiers, très altérée.

D'autres épanchements de laves sous-marines sont connus dans l'oued Cheguiga (région des Oulad

Abbou). Ils sont interstratifiés dans les faciès volcano-sédimentaires dont l'âge varie du Telychien inférieur au Ludfordien supérieur (CORNEE & al., 1985). Ces coulées volcaniques correspondent à des laves vacuolaires sous-marines, épanchées pendant la sédimentation, dans une aire paléogéographique particulière dont on ne connaît pas l'extension et où s'exprime, selon CORNEE & al. (1985), un magmatisme "calédonien". Des lydiennes interstratifiées dans la série silurienne sont signalées par ces auteurs. Ces roches surmontent un Ordovicien réduit de l'Arenig inférieur au Caradoc probable ; la nature du contact Ordovicien-Silurien n'est pas visible.

Dans les Rehamna, les affleurements du Silurien sont très réduits et relativement rares. Ils sont ici fortement tectonisés (GIGOUT, 1951 ; BÄCKER & al., 1965 ; EL KAMEL, 1987). Ce Système est représenté par des argilites, des ampélites noires à Graptolithes, des carbonates du Ludlow, caractérisant un milieu de dépôt confiné. Ces séries sont, à Mechra Ben Abbou, traversées par des roches basiques interstratifiées dans les pélites et calcaires du Ludlow (BÄCKER & al., 1965).

Dans le Rif, comme en Kabylie, le Silurien est représenté par des psammites, des grès fins et des horizons de poudingue. Ces roches sont surmontées par un niveau de calcaires à Orthocères et à Tentaculites, intercalés de lydiennes et de spilites carbonatées. L'âge de ces calcaires est du Ludlow (Downton), donc à la limite Silurien-Dévonien (BOUILLIN, 1977 ; RAOULT, 1966).

Cette étude montre que l'épaisseur des faciès siluriens varie rapidement d'une coupe à l'autre dans tout le NW mésétien. Il n'a pas partout le même âge, et il repose sur différents termes de l'Ordovicien. Cependant le Silurien est représenté par un faciès en général très uniforme, dans une mer de grande étendue, aux eaux confinées, où prolifèrent des Graptolithes. Des indices d'instabilité se marquent par la présence de volcanisme dans certaines coupes (région d'Oulad Abbou, Mechra ben Abbou, Tiflet, le Rif et la Kabylie). Le taux de sédimentation est variable d'une coupe à l'autre.

CHAPITRE 6

LE DEVONIEN INFÉRIEUR ET MOYEN (1)

INTRODUCTION

Au Dévonien inférieur et moyen on assiste, dans la plus grande partie du Maroc, à un changement du type de sédimentation. Les influences sahariennes qui avaient caractérisé le Paléozoïque inférieur vont cesser et laisser la place à un autre type de sédimentation, par la formation d'une plateforme carbonatée, où se développeront des récifs, par exemple en Meseta occidentale et centrale (GENDROT, 1973). L'extension de cette plateforme est importante; depuis la côte atlantique actuelle jusque dans la région d'Oulmès à l'Est où des récifs sont décrits par HOLLARD (1967) et vers le Sud dans les Rehamna par HOLLARD & al., (1982) et DESTOMBES & al., (1982) et dans les Jebilet occidentales par HUVELIN (1977).

En revanche, la Meseta orientale connaît des faciès différents:

- des dépôts détritiques à grauwackes, microbrèches et microconglomérats dans le Tazekka (HOEPFFNER, 1977 ; 1978),
- des flyschs dans la boutonnière de Debdou (MARHOUMI & al., 1983),
- des calcaires récifaux du Dévonien inférieur et moyen, rappelant de ce fait ceux de la Meseta occidentale, se trouvent sous forme d'olistolites dans le Viséen de Zekkara et de Jerrada (HOEPFFNER, 1987).

Ces différents caractères ont amené PIQUE & al., (1983) et PIQUE & MICHARD (1989) (fig. 78) à différencier dans le Maroc mésétien au Dévonien inférieur et moyen quatre zones principales:

- une plateforme carbonatée en Meseta occidentale à l'Ouest,
- le bloc des Sehoul au Nord (zone probablement émergée à cette époque), en bordure sud de laquelle se trouvaient des ensembles récifaux de Rabat à Tiflet,
- une deuxième plateforme, située au Sud-Est, qui correspondrait à la Meseta oranaise (fig. 78),
- un sillon profond de direction NE-SW, appelé "sillon d'Oujda-Marrakech", développé entre les deux plateformes et où se déposent des sédiments pélagiques et détritiques.

(1) Les descriptions sont celles de l'état des affleurements en 1990. Elles peuvent être en partie modifiées en raison de l'intense exploitation des calcaires dévoniens pour usage commercial.

TRAVAUX ANTERIEURS

Dans la région de Rabat-Tiflet, le Dévonien a été reconnu pour la première fois par LECOINTRE (1933) dans les gorges du Khaloua et aussi dans les environs de Tiflet. A Rabat, les calcaires lités et massifs ont été décrits pour la première fois par SAVORNIN (1921) qui les a attribués au Carbonifère inférieur. Cet auteur fut le premier à remarquer la structure synclinale que forment ces calcaires au niveau de la confluence des oueds Akrech et Bou Regreg. C'est ensuite LECOINTRE qui, en 1933, proposa pour ces calcaires un âge gothlandien (= silurien) parce que, pour lui, ceux-ci sont surmontés par des niveaux pélitiques (schistes "carton") qu'il rattache également au Gothlandien.

La découverte de *Hercynella radians* par CHOUBERT & HINDERMEYER (1948) donne un âge gédinnien (=lochkovien) à ces calcaires.

Les travaux de COGNEY (1957) ont permis de mettre un terme à cette discussion. Grâce à sa cartographie au 1:20 000 et à la découverte de nombreux gisements fossilifères, il a pu subdiviser et dater le Dévonien. Les calcaires de l'oued Akrech sont alors rangés dans le Coblencien et les pélites qui les surmontent dans l'Eifélien.

C'est ensuite les travaux d'ALBERTI (1966 à 1977), qui, avec HOLLARD & WILLEFERT (1966), affinent la stratigraphie du Dévonien de Rabat (coupe classique de l'oued Bou Regreg), grâce à la découverte de fossiles du Lochkovien supérieur et du Praguien inférieur, en particulier *Monograptus hercynicus* PERNER, de Tentaculites et de Trilobites. ALBERTI (1966) signale, par ailleurs, que certains Trilobites dévoniens ont le caractère bohémien et les met en rapport avec ceux du Harz, de la partie orientale du Massif schisto-rhénan (Reinische Schiefergebirge) et de Bohême.

En 1969-70, ALBERTI propose une subdivision stratigraphique du Dévonien de la région de Rabat-Tiflet, en s'appuyant sur les travaux de LECOINTRE (1926 et 1933) et de COGNEY (1957), grâce aux Graptolithes, aux Tentaculites et aux Trilobites. Pour lui les lithofaciès et les biofaciès de cette région présentent une analogie frappante avec ceux du même âge du Barrandien (en Bohême).

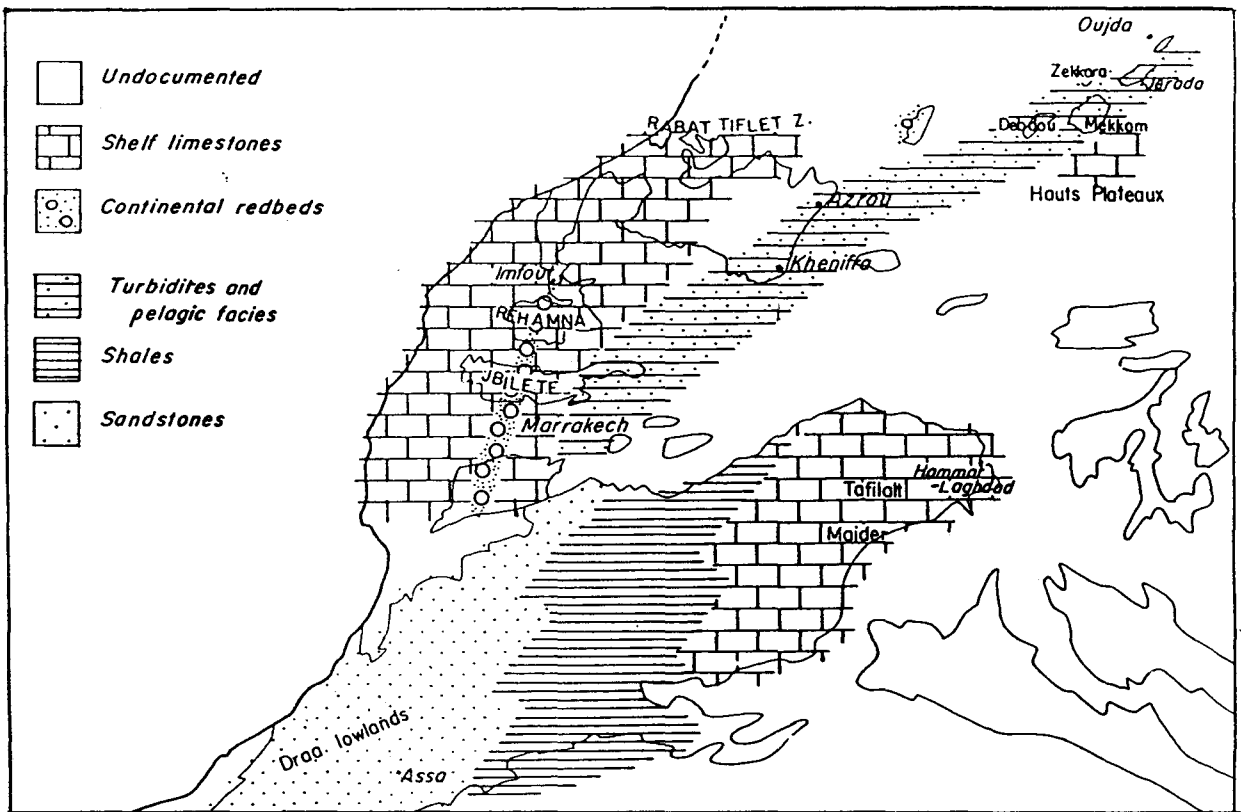


Fig. 78 : Cadre paléogéographique de la Meseta marocaine au Dévonien inférieur (d'après PIQUE & MICHARD, 1989).

En 1971 et 1977, ALBERTI proposa la rive droite du Bou Regreg comme stratotype de la limite siluro-dévonienne; ce qui n'a pu être retenu en raison de la tectonique polyphasée qu'a subie la région et aussi à cause de l'exploitation intensive des calcaires dévoniens pour usage commercial.

Dans nos descriptions du Dévonien, nous adopterons les subdivisions stratigraphiques proposées par ALBERTI (1969), sauf pour l'Eifelien que nous rangeons plutôt dans l'Emsien supérieur (par comparaison avec les schistes de Daleje en Bohême, communication orale du Pr. O.H. WALLISER).

DESCRIPTION DES COUPES

LA COUPE DE BLED DFA (FIG. 79)

Le Lochkovien

Il est en continuité stratigraphique avec le Silurien supérieur et constitué par:

- les premiers bancs de calcaires noirs à laminations, à Crinoïdes, sont en plaquettes, épais de 20 à 40cm, et alternent avec des niveaux pélitiques noirs à *Monograptus uniformis*.

Au microscope, le niveau calcaire (13/87; fig. 79) est une laminite à grains de quartz montrant l'alternance de niveaux calcaires ferrugineux et de niveaux calcaires microsparitiques à sparitiques à Ostracodes et grains de quartz détritiques. La roche montre également des fentes de dessiccation, remplies de silice.

- des pélites feuilletées noires à Graptolithes (*Monograptus microdon*) qui présentent dans la partie supérieure des niveaux noduleux ou lenticulaires et des calcaires en plaquettes.

Au microscope, les niveaux calcaires (14/87) montrent une proportion de quartz plus importante que dans les niveaux précédents. Les grains sont anguleux à sub-anguleux. En fait, la roche est constituée d'une alternance de niveaux ferrugineux, à quartz détritiques, et de niveaux silteux à intraclastes (éléments de calcaires microsparitiques), bréchiques et à nombreux quartz anguleux. Ces derniers indiquent un milieu de dépôt agité.

- alternance de bancs calcaires noirs, de 10 à 20 cm d'épaisseur, à laminations, et de niveaux pélitiques en plaquettes, plus épais, noirs.

Au microscope, ces calcaires (15/87) ont une texture flottante, à quartz détritiques de la classe des silts, moins abondants que dans les niveaux calcaires précédents. La faune est réduite à de petits débris qui sont notamment

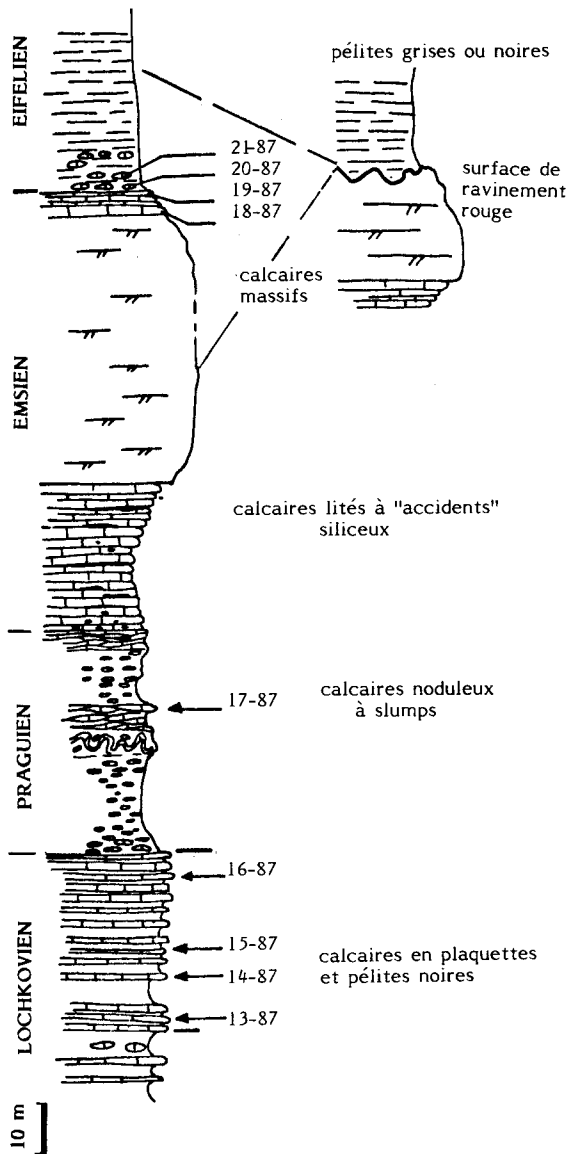


Fig. 79 : Colonne stratigraphique du Dévonien de Bled Dfa.

des fragments de Lamellibranches et des débris d'Ostracodes. Il s'agit d'une biomicrosparite à quartz.

- enfin, le Lochkovien se termine par l'alternance de bancs, de 10 à 30cm d'épaisseur, de calcaires noirs à laminations se débitant en plaquettes et de bancs pélitiques.

Au microscope, les termes calcaires présentent une texture jointive avec un début de silicification qui affecte aussi bien le ciment que les éléments figurés. C'est une biosparite à Echinodermes et à quartz. Les Echinodermes et les Lamellibranches sont très recristallisés. La roche montre également quelques oolites. Il s'agit donc d'un milieu agité.

Les premiers indices d'une tectonique synsédimentaire sont perceptibles dès la base du Lochkovien, sous forme de failles normales à rejets centimétriques.

Le passage des calcaires lités du Lochkovien aux calcaires noduleux du Praguien est progressif, mais sur une distance décimétrique, de sorte que cartographiquement cette limite est assez nette. Elle traduit un changement paléogéographique important.

Le Praguien

De bas en haut celui-ci comprend :

- des calcaires, à grains très fins (microsparite), en nodules centimétriques, aplatis et entourés d'une gaine pélitique verdâtre ou noirâtre à toucher savonneux. Ces pélites occupent de 10 à 20% du volume de la roche.

- des bancs centimétriques et des nodules de calcaires, montrant des slumps.

- des bancs lenticulaires gris-clair, avec moules creux de fossiles (probablement des Brachiopodes), à joints millimétriques de pélites.

Au microscope, ces calcaires (17/87) sont des biosparites à Echinodermes, Ostracodes et rares Lamellibranches. Ce sont des niveaux à forte énergie et à décharges détritiques représentées par les grains de quartz.

- des calcaires noduleux, avec cependant une bonne individualisation des bancs calcaires, à joints centimétriques de pélites vertes ou noires.

Les niveaux praguïens, situés en rive gauche du Bou Regreg (au Nord de Had Akrech), montrent des ravinements soulignés par de minces encroûtements ferrugineux (fig. 80).

L'Emsien

Le passage du Praguïen à l'Emsien est assez net. Il est marqué par la disparition des calcaires noduleux et par l'apparition des calcaires à accidents siliceux. Dans la coupe de Bled Dfa, les niveaux calcaires affleurent tout au long de la rive droite de l'oued Bou Regreg où ils sont surmontés, à leur tour, par de larges affleurements pélitiques de l'Emsien supérieur (Daleje shales). Cependant la nature du contact, observé actuellement, est soit stratigraphique, soit ravinante, soit tectonique. Ces constatations sont permises par les nombreuses carrières creusées

perpendiculairement à la stratification.

La synthèse des différents affleurements emsiens nous donne la colonne stratigraphique suivante (fig. 80):

- des calcaires lités, en bancs pouvant atteindre 1 m d'épaisseur. L'épaisseur totale, quand elle est conservée, est de 30 m.

- des calcaires massifs ou construits dont l'épaisseur réelle à cet endroit est difficile à estimer. Ils sont souvent amputés de plusieurs dizaines de mètres soit par l'érosion anté-emsien supérieur, soit par la tectonique hercynienne ultérieure. Cette épaisseur serait de 100 m environ par comparaison avec les coupes voisines (voir plus loin).

- des calcaires lités, d'épaisseur centimétrique à métrique, à joints de pélites vert-gris. La partie sommitale de ces niveaux et des pélites noires qui les surmontent contiennent des Goniatites (*Anarcestes lateseptatus* BEYRICH, dét : WALLISER) qui indiquent encore l'Emsien supérieur (comm. orale : WALLISER) et non l'Eifélien (ALBERTI, 1969).

- des pélites gris-noir ("schistes-carton") constituant le coeur du "synclinal des carrières" à Goniatites (*Anarcestes lateseptatus*) et Trilobites (*Phacops sp.*). Cependant, sur un certain nombre de coupes, la limite calcaires-pélites correspond à une discontinuité sédimentaire, matérialisée par des niveaux de ravinement rouges ferrugineux. C'est ainsi qu'on passe d'une plateforme carbonatée emsienne à des dépôts pélitiques à faune pélagique de l'Emsien supérieur (Dalejien).

Au niveau des carrières de l'oued Akrech, les calcaires qui terminent la séquence de comblement sont couronnés par endroits par une discontinuité sédimentaire, matérialisée par une surface de ravinement ferrugineuse.

En rive droite du Bou Regreg (sommet de la fig. 79)

Le passage des calcaires aux pélites de l'Emsien supérieur est marqué par une variation du microfaciès. En effet, on note le passage des carbonates de plateforme à des pélites d'un milieu plus profond. L'observation microscopique de ces faciès montre :

- (18/87) des calcaires roses correspondant à une "échinodermite" biosparitique. Le ciment est sparitique et les éléments sont exclusivement des Echinodermes. La roche montre un début de dolomitisation

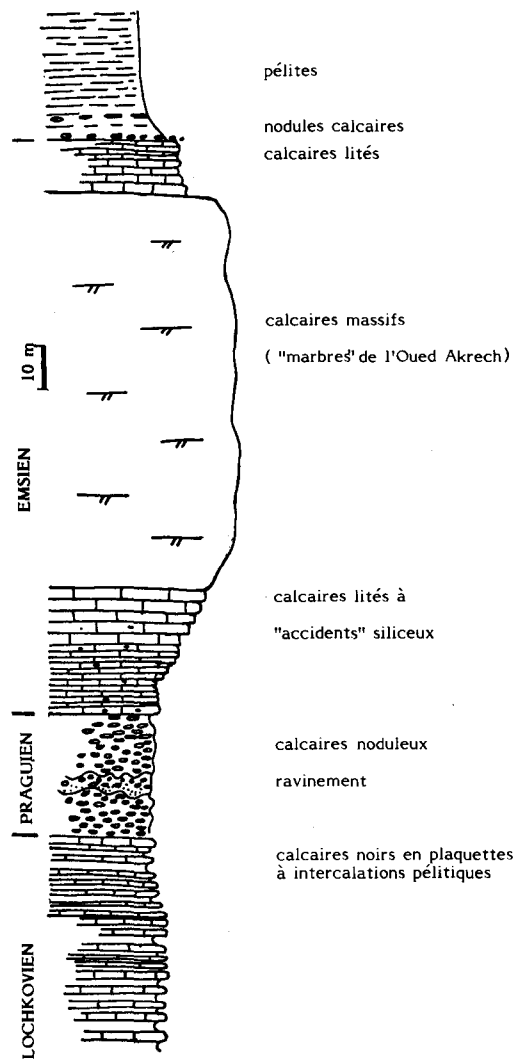


Fig. 80 : Colonne stratigraphique du Dévonien en rive gauche de l'oued Bou Regreg (au Nord du souk Had Akrech).

(rhomboèdres de dolomite) et atteste d'une énergie forte.

- (19/87) est une biosparite à Echinodermes mais le degré de dolomitisation est plus important que dans le faciès précédent.

- (20/87) est une biomicrosparite à Echinodermes très abondants, Lamellibranches et Ostracodes. La roche présente quelques amas ferrugineux et quelques oolithes à noyaux échinodermiques. La dolomitisation est nulle, l'énergie est faible à moyenne.

- (21/87) est une biomicrite à biomicrosparite comprenant des débris coquilliers de petite taille d'Echinodermes, d'Ostracodes et de Lamellibranches. La roche contient quelques rares quartz de très petite taille. L'énergie est faible.

Cette étude du microfaciès permet de constater une diminution graduelle de l'énergie du milieu de dépôt. Le type de microfaciès varie en effet des biosparites (milieu peu profond) vers les biomicrites à biomicrosparites (des milieux relativement plus profonds).

LA SÉRIE DU DÉVONIEN INFÉRIEUR ET MOYEN DE L'AÏN ED-DIK (RAS EN NOUALA): (FIG. 81).

La série dévonnienne est relativement bien conservée. Au Sud du contact avec le bloc des Schoul (1) et après les psammites à roches vertes de l'Ordovicien inférieur (2) affleurent :

- Le Siluro-Lochkovien (3), représenté ici par une alternance de calcaires noirs en plaquettes de 40 à 60 cm d'épaisseur, et de pélites en niveaux peu épais. L'épaisseur totale visible de ces niveaux est de 80 m.

- Les calcaires noduleux et les calcaires lités du Praguien (4), dont l'épaisseur totale est de 50 m.

- Les calcaires dolomitiques à nombreux cherts, en rognons ou interstratifiés, en bancs métriques sur une épaisseur totale de 120 m environ, qui correspondent à l'Emsien (5).

- Au Sud d'une faille de direction N 70° verticale, se trouvent de grandes dalles subhorizontales de l'Emsien où les calcaires s'organisent en bancs de quelques mètres d'épaisseur.

Les mêmes calcaires affleurent à l'extrémité sud de l'Aïn Ed-Dik au niveau de la ferme qui porte le même nom.

BARRAGE DE RABAT (OUED GROU)

Le Dévonien inférieur et moyen est représenté à deux endroits :

1.- au Nord dans des dalles subhorizontales, chevauchantes sur l'Ordovico-Silurien. Ces dalles sont constituées de calcaires lités, en bancs métriques, à niveaux noduleux interstratifiés. Par analogie avec les dalles de Ras En Nouala, celles-ci sont rapportées à l'Emsien (ALBERTI, 1969).

La tectonique synsédimentaire est également visible à cet endroit (fig. 82). Elle s'exprime dans les dalles par des épaissements locaux, des niveaux noduleux, rythmiques, intra-Emsien et par des failles normales montrant un amortissement du rejet vertical. Les ripages banc par banc provoquent des décalages centimétriques, puis des ouvertures de fentes. Ces structures distensives sont fossilisées par les bancs calcaires supérieurs.

Ces dalles ont une semelle praguienne, représentée par des bancs de calcaires gris-bleu, d'épaisseur centimétrique, intercalés de pélites.

2.- au Sud (fig. 83), par des couches subverticales et limitées au Nord par faille avec le Silurien supérieur, et au Sud par la transgression du Viséen supérieur. Sur les deux rives de l'oued Grou, le Lochkovien est représenté par des calcaires gris-sombre, en bancs peu épais (20 à 40 cm), à grain fin à moyen. Ils sont intercalés de pélites en bancs moins épais. Dans la partie supérieure, ces calcaires sont en bancs plus épais et à grain moyen à grossier, de couleur gris-sombre, où prédominent des fragments d'articles de petits Crinoïdes.

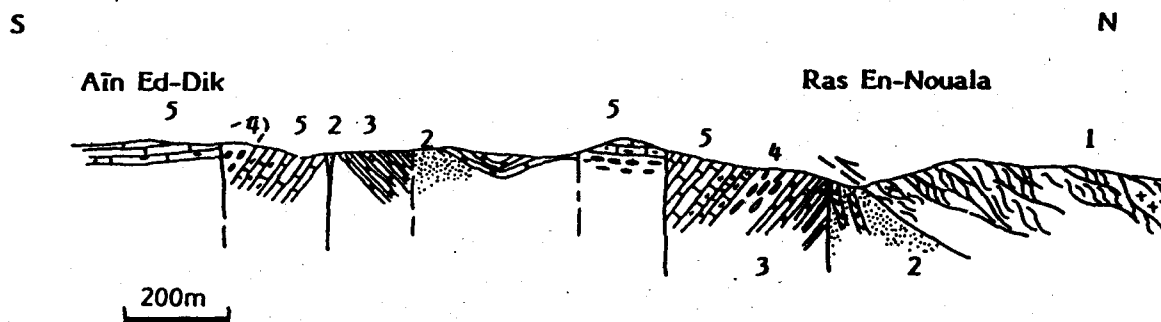


Fig. 81 : Coupe du Dévonien de l'Aïn Ed Dik.

1. phyllades et granite des Schoul, 2. grés-pélites et volcanisme ordoviciens, 3. calcaires et pélites du Silurien supérieur et Lochkovien, 4. calcaires noduleux du Praguien, 5. calcaires à silex de l'Emsien.

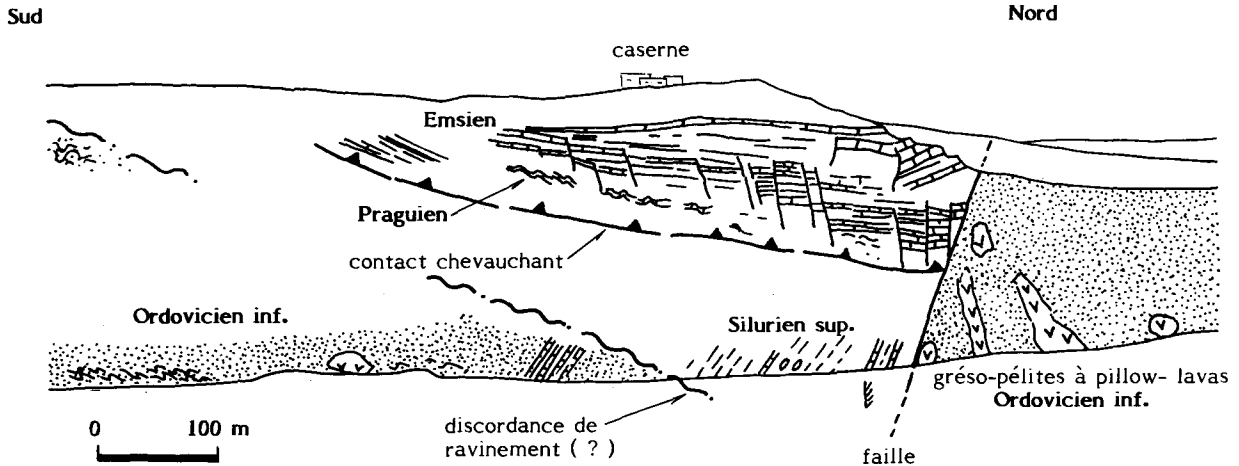


Fig. 82 : Panorama montrant la tectonique synsédimentaire dans les dalles calcaires (Emsien) en rive gauche de l'oued Grou (barrage de Rabat).

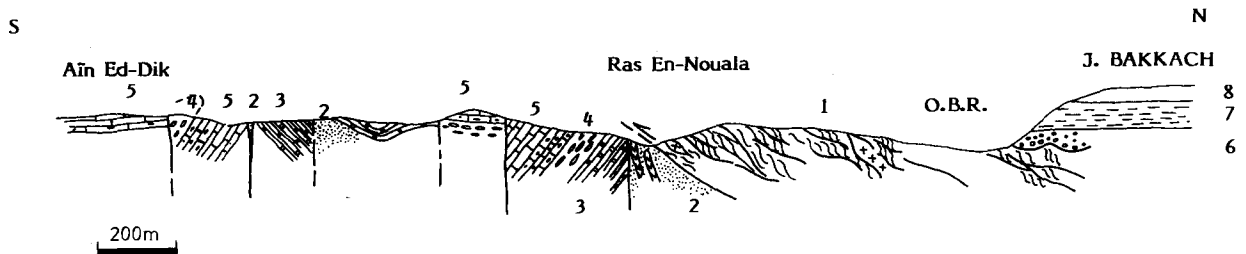


Fig. 83 : Coupe de la rive gauche de l'oued Grou.

1. phyllades et granites des Sehoul, 2. grés-pélites et volcanisme ordoviciens, 3. calcaires et pélites du Silurien supérieur et Lochkovien, 4. calcaires noduleux du Praguien, 5. calcaires de l'Emsien, 6. pélites de l'Emsien supérieur (Daleje shales), 7. conglomérats viséen inférieur du jbel Bakkach, 8. Viséen supérieur, 9. Miocène, 10. Moghrébien.

Selon ALBERTI (1969), des éléments d'une faune benthique sont dominants dans ces faciès. Il s'agit de Tentaculites, d'Ostracodes et de Brachiopodes, qui sont particulièrement développés dans la partie la plus élevée des calcaires. Les niveaux pélitiques ont fourni *Monograptus hercynicus*. Ces faciès sont ceux de bord de mer, très proches de la côte, où se déposent au Praguien des calcaires organo-détritiques et des calcaires crinoïdiques (de la périphérie de récif). Cette zone aurait donc joué le rôle d'un seuil pendant le Dévonien inférieur.

Vers le Sud se trouvent des calcaires gréseux (à nombreux quartz détritiques) et des calcaires massifs à tendance récifale de l'Emsien. Ceux-ci sont surmontés à leur tour par des pélites verdâtres à Trilobites (Phacopidés) de l'Emsien supérieur, constituant ici les derniers termes dévoniens de cette zone.

LA COUPE DU SYNCLINAL DE BOU GHACHOUA:

Cette coupe affleure sur le plateau situé en rive droite du Bou Regreg au Sud du Khaloua.

Au-dessus des grés-pélites micacés de l'Ordovicien inférieur débute l'alternance de calcaires gris bioturbés à Orthocères et pélites à Graptolithes du Silurien supérieur décrits précédemment. Au Nord de cette coupe, à Aïn Lefaâ, la limite entre le Silurien et le Dévonien correspond à une faille. Ici, par contre, les faciès sont continus et monotones et il est difficile de placer cette limite avec précision.

La coupe étudiée est constituée de bas en haut par quatre parties (fig. 84) :

1- Alternance de bancs calcaires micritiques gris, bioturbés (dans la partie médiane), à nombreux .

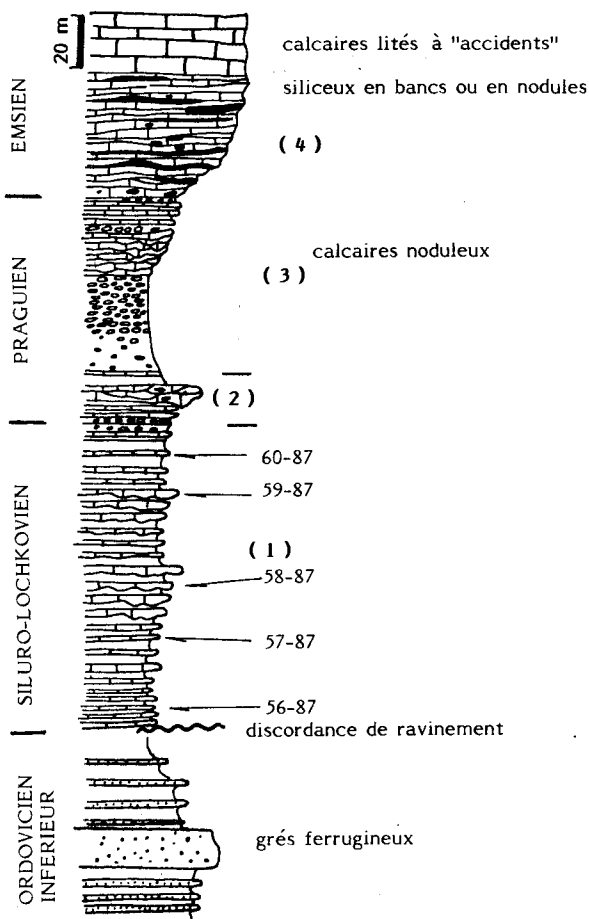


Fig. 84 : Colonne stratigraphique du Dévonien de Koudiat Bou Ghéchoua-gorges de El Khaloua (les numéros renvoient au texte).

Orthocères et rares Brachiopodes. Ils ravinent les couches sous-jacentes et sont épais de 10 à 40 cm. Ces calcaires alternent avec les pélites qui sont plus épaisses.

Au microscope, ces calcaires bioclastiques montrent un liant microsparitique, de nombreux débris coquilliers de Brachiopodes, d'Ostracodes, d'Echinodermes et des opaques (matière organique). Les oxydes de fer soulignent les joints stylolithiques et on observe parfois des cubes de pyrite. Tous les microfaciès étudiés dans cette série (56/87 à 60/87; fig. 84) montrent une recristallisation importante, souvent totale de la roche. Le milieu de dépôt est de faible énergie.

2- Calcaires très bioclastiques à Crinoïdes associés à de rares Polypiers, avec des surfaces de ravinement. Leur base est constituée de calcaires gris à Orthocères, bioturbés avec des niveaux noduleux, surmontés par des blocs, centimétriques à

décimétriques de calcaires resédimentés et de slumps. Ces niveaux sont du Praguien.

Au microscope, il s'agit d'un grainstone à Encrines et Echinodermes sparitisés, à développement synaxial interne qui aboutit à la formation d'un calcaire cristallin. Il y a de très petits cristaux de quartz et une dolomitisation secondaire caractérisée par le développement préférentiel autour des bioclastes de cristaux de dolomite amorphe. Cette dernière se développe aussi au niveau des perforations de certains bioclastes.

3- Calcaires noduleux du Praguien, à Orthocères, Brachiopodes et Echinodermes.

Au microscope, le liant est une micrite à microsparite. Le milieu est agité et bioturbé et il comprend des débris coquilliers indéterminables.

Le sommet du Praguien est constitué de calcaires lités gris-bleu, micritiques et bioturbés à Orthocères et Brachiopodes. Ils sont organisés en bancs de 10 à 30 cm, à joints pélitiques et à niveaux noduleux au sommet.

4- Calcaires gris en bancs de 10 à 70 cm en moyenne à nombreux cherts interstratifiés ou en nodules.

Au microscope, on constate qu'il s'agit d'un calcaire recristallisé avec des Echinodermes totalement sparitisés. C'est un grainstone. La dolomitisation secondaire affecte le liant et les perforations de certains bioclastes ou souligne certains joints stylolithiques.

A Rabat, la sédimentation s'arrête à l'Emsien supérieur (Dalejien) alors qu'à Tiflet elle semblerait se prolonger, selon LECOINTRE (1933), jusqu'au Givétien. Ce dernier est, selon l'auteur, représenté par des calcaires gris à *Favosites cervicornis* et *Cyathophyllum heterophyllum*. Il n'en reste actuellement qu'une lentille coincée entre deux failles dans les gorges de l'oued Bou Regreg, au niveau du synclinal de Bou Ghachoua que nous avons tenté en vain de dater par Conodontes. Selon le même auteur le Givétien est également retrouvé sous forme d'éléments du conglomérat calcaire du Famennien supérieur. En tout cas les relations entre l'Emsien supérieur et le Givétien ne sont pas clairement exposées sur le terrain.

LES AUTRES AFFLEUREMENTS DU DÉVONIEN : (RÉGION DE TIFLET).

La coupe levée dans l'oued Tiflet (fig. 85) montre au-dessus des grès ferrugineux et oolithiques de l'Ordovicien inférieur :

- 1.- une alternance de pélites noires et de calcaires gris-bleu ou noirs. Ces calcaires sont soit sous forme de nodules, soit sous forme de bancs interstratifiés dans les pélites. Ils contiennent des passées lumachelliques à petits Bivalves et à rares Graptolithes à construction de "*Monograptus lochkovens* du Pridoli,
- 2.- La base du Lochkovien est identifiée par la présence de *Monograptus uniformis* (ALBERTI, 1969) dans des faciès pélitiques alternant avec des calcaires en plaquettes faiblement micacés,
- 3.- la limite avec le Praguien est, comme partout ailleurs dans la région de Rabat-Tiflet, brutale. Elle correspond à l'apparition des calcaires noduleux gris-bleu à joints argileux. L'épaisseur totale du Praguien est de 35 m environ,
- 4.- au-dessus, les calcaires à silex de l'Emsien constituent le coeur d'un synclinal. Ils s'organisent en bancs centimétriques alternés de joints pélitiques d'épaisseur souvent très réduite.

Vers le Sud, la série emsienne est plus complète au niveau de l'ancienne tranchée de chemin de fer (fig.86). On y trouve, en effet, au-dessus des calcaires à silex de la coupe précédente, des calcaires organodétritiques, sub-récifaux, à Bryozoaires et à Polypiers, des calcaires lités et des calcaires bréchiques épais de 4 à 10 m (les éléments sont des Bryozoaires et des Polypiers...)

Ces brèches sont interstratifiées dans les calcaires et témoignent d'une période d'instabilité intra-emsienne, sans doute en relation avec la tectonique synsédimentaire en blocs basculés, connue ailleurs dans la région de Rabat à la même époque.

DISCUSSION ET CONCLUSION

EVOLUTION SÉDIMENTOLOGIQUE DU SECTEUR ÉTUDIÉ

Nous avons vu que c'est avec le Silurien supérieur (Gorstien inférieur) que la transgression débute dans la région de Rabat-Tiflet. Les dépôts d'abord pélagiques (pélites et calcaires fins) évoluent dans le temps vers une séquence de comblement. Le début de la période dévonienne se marque ainsi par une nette prédominance des faciès argileux qui prolongent, sans discontinuité majeure, ceux du Silurien. Les premiers termes du Lochkovien marquent la fin d'une sédimentation confinée, de mer calme et profonde.

Pour les séries lochkoviennes de la région de Rabat-Tiflet, nos recherches associées aux travaux d'ALBERTI (1969 - 1977) ont permis de distinguer

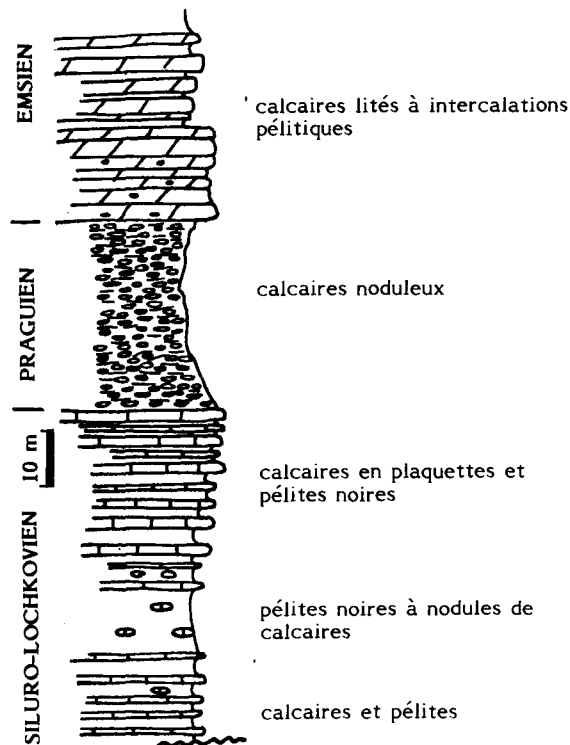


Fig. 85 : Colonne stratigraphique du Dévonien de l'oued Tiflet (synclinal nord).

trois types de faciès: Hosseine, Mograne et Zemmour (fig. 87).

Dans la coupe Hosseine (colonne 2 : fig. 87), le faciès et la faune correspondent aux calcaires supérieurs de Radotin (Lochkovien supérieur), de mer relativement profonde et confinée.

Des faciès identiques affleurent plus à l'Est à Koudiat Bou Ghachoua (colonne 5: fig. 87) et dans l'oued Tiflet (colonne 6: fig. 87), où le Lochkovien correspond à l'alternance de pélites noires et de calcaires noirs, comprenant à la base *Monograptus uniformis* et *Icriodus cf. woschmidti*, et au sommet une importante association faunique du Lochkovien supérieur (in ALBERTI, 1969). Ce sont les faciès Zemmour d'ALBERTI, qui se déposent dans un bassin profond, très loin de la côte.

Entre ces deux régions, en rive droite de l'oued Grou, affleure un autre faciès appelé Mograne par ALBERTI (1969), (colonne 3: fig. 87), où le Lochkovien est représenté ici par des calcaires, à grains moyen à grossier, et à faune benthique. Le milieu de dépôt est très proche des côtes. Cette région

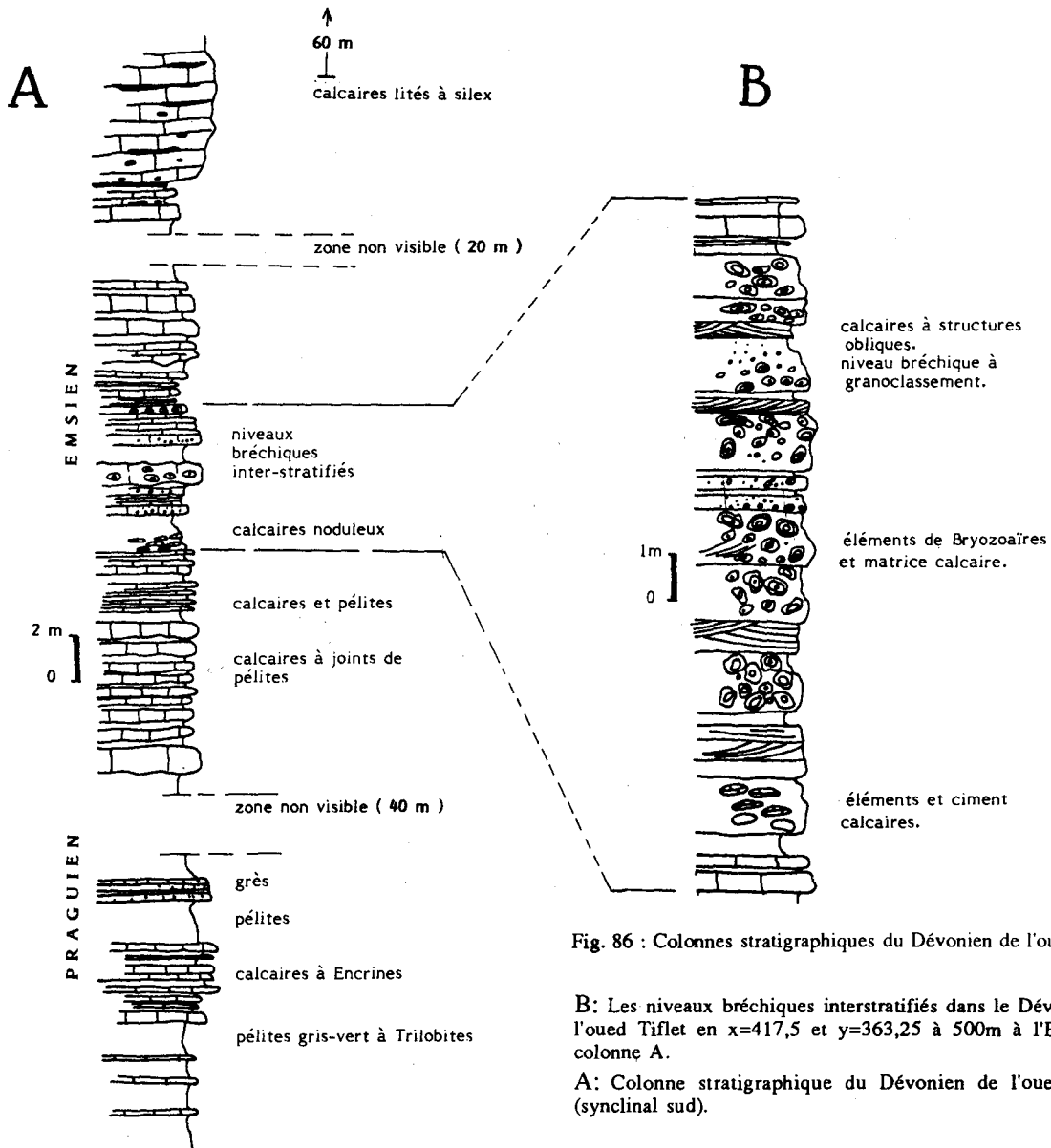


Fig. 86 : Colonnes stratigraphiques du Dévonien de l'oued Tiflet.

B: Les niveaux bréchiés interstratifiés dans le Dévonien de l'oued Tiflet en $x=417,5$ et $y=363,25$ à $500m$ à l'Est de la colonne A.

A: Colonne stratigraphique du Dévonien de l'oued Tiflet (synclinal sud).

représente un seuil plus élevé par rapport aux précédentes ; ce qui explique les variations latérales de faciès.

Vers la fin du Lochkovien, un autre type de sédimentation s'installe. Il s'agit du développement du faciès de plateforme carbonatée à environnements récifaux ou péri-récifaux où les faciès détritiques sont également représentés. Ces faciès devant s'étendre largement en Meseta occidentale, au moins jusqu'au Famennien pour ce qui est de la Meseta nord-occidentale (PIQUE, 1979).

Au Praguien, un changement brutal de faciès se produit à Rabat, par le passage des calcaires en plaquettes à interlits pélitiques du Lochkovien à des calcaires noduleux (griottes) du Praguien. C'est justement l'endroit en Meseta occidentale, où le contact entre le Lochkovien et le Praguien est le mieux tranché (HOLLARD, 1967). Le passage du Praguien à l'Emsien est également assez net. Il se marque par la disparition des calcaires noduleux (griottes) et l'apparition de niveaux calcaires à accidents siliceux.

Parallèlement à l'évolution verticale du faciès, une évolution de la faune est observée. Elle est d'abord

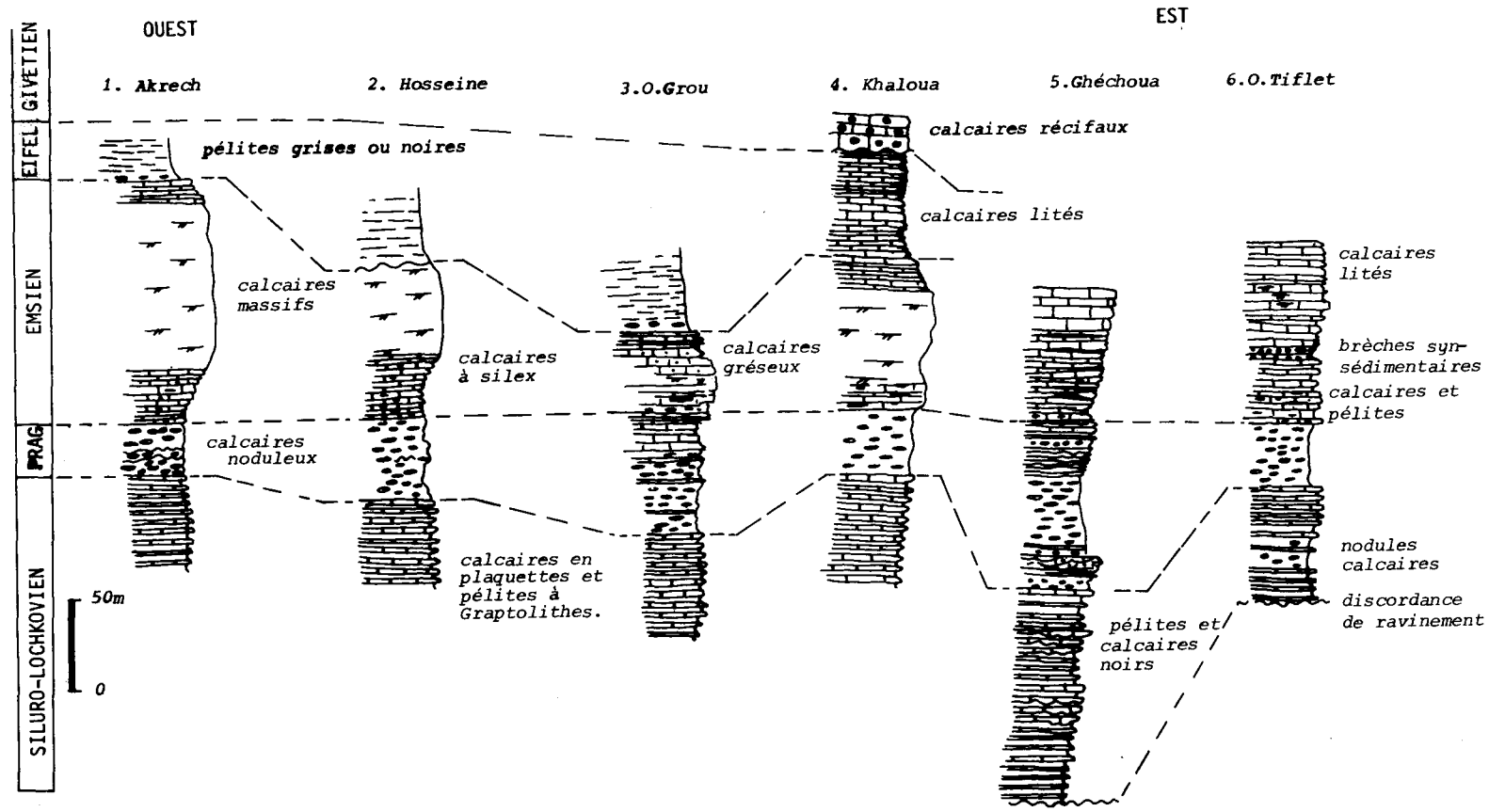


Fig. 87: Colonnes stratigraphiques comparatives des séries dévoniennes de l'Axe du Bou Regreg de Rabat à Tiflet.

pélagique (prolifération des Graptolithes au Siluro-Lochkovien), puis néritique (Encrines, Echinodermes, Polypiers, Bryozoaires,... au Praguien-Emsien).

Par ailleurs, des variations latérales de faciès ont été relevées:

- A l'Emsien, dans la région de Rabat le faciès est nettement péri-récifal, alors que celui de Tiflet ne l'est pas. L'Emsien de l'oued Grou, situé entre les deux régions a une sédimentation en partie terrigène, prolongeant le haut-fond lochkovien.

- L'Emsien supérieur (Dalejien) est pélagique à Rabat, calcaire à Chabet El Harcha et dans les gorges du Khaloua (ce qui veut dire que la plateforme carbonatée se prolonge dans le temps : plateforme résiduelle), et absent à Tiflet (il ne s'est peut-être pas déposé ou érodé). Ces variations sont dues, à une profondeur variable du milieu de dépôt, probablement en relation avec une tectonique synsédimentaire en blocs basculés.

A Rabat, le Dévonien le plus récent est daté de l'Emsien supérieur, alors qu'à Tiflet (gorges du Khaloua) on retrouve des affleurements de Givétien (sous forme de faciès récifal). Les mêmes faciès du Givétien sont d'ailleurs très bien caractérisés dans l'oued Cherrat (CHALOUAN, 1977), dans une mer plus chaude favorisant le développement de récifs. Il semblerait que la sédimentation ne se soit sans doute pas arrêtée, dans la région de Rabat, à l'Emsien supérieur ; elle aurait continué puisqu'on retrouve le Givétien en blocs dans le conglomérat et les "debris-flow" du Famenno-Tournaisien de l'oued Grou (voir Chapitre suivant). Par conséquent, des récifs givétiens ont certainement existé dans la zone de Rabat-Tiflet et il est probable que le soulèvement post-givétien soit plus important à Rabat qu'à Tiflet.

On peut donc retenir que l'exhaussement de la zone de Rabat-Tiflet se fait à des moments variables et qu'en tout cas, celui-ci est définitif après le Givétien.

Ce soulèvement est en outre souligné par des dépôts resédimentés de sols latéritiques, qui se sont mis en place dans une période post-givétienne et anté-tournaisienne, sur la rive droite de l'oued Grou. Cette modification du régime sédimentaire serait liée à une instabilité tectonique (exhaussement par jeu de failles), de même type que ceux reconnus dans l'oued Cherrat, où le Frasnien inférieur-terminal est transgressif sur le Givétien (CHALOUAN, 1977 ; DELOCHE & al., 1985).

TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Les faciès du Dévonien inférieur et moyen montrent des indices d'une tectonique synsédimentaire qui conduira essentiellement à la fragmentation de la plateforme emsienne (préfiguration en blocs basculés). Les prémices de cette tectonique se remarquent dès le Lochkovien où des failles normales synsédimentaires, à rejets centimétriques, ont une direction N 110° et ont été observées à Bled Dfa. Dans le Praguien, le faciès calcaires noduleux est lui-même un signe de l'instabilité du milieu à cause de la nécessité d'une pente pour leur formation. A ce type de faciès s'ajoutent les nombreux slumps, les failles synsédimentaires et les discordances progressives d'échelle métrique (coupes Hosseine et Bled Dfa).

A l'Emsien, les failles synsédimentaires s'accroissent, des niveaux noduleux s'observent, des épaisissements locaux de couches (rive gauche de l'oued Grou), tout un cortège d'arguments en faveur d'une tectonique synsédimentaire distensive, durant laquelle se mettent en place des coulées volcaniques (branche nord-sud de l'oued Satour). Ces roches ont une tendance alcaline, en faveur de la distension.

Cette tectonique syn-sédimentaire préfigure l'individualisation d'un bassin (le futur bassin de Sidi Bettache), dont le comblement commence dès l'Emsien supérieur (Dalejien).

COMPARAISON AVEC LE RESTE DE LA MESETA OCCIDENTALE

L'environnement sédimentaire en Meseta occidentale au Dévonien inférieur et moyen est celui d'une sédimentation chimique et biologique essentiellement carbonatée. Il est marqué, d'une région à l'autre, par des changements latéraux de faciès, dus principalement à une différence de bathymétrie.

L'établissement des récifs ne se fait pas au même moment partout en Meseta occidentale. Si ceux-ci s'établissent, dans la région de Rabat-Tiflet, à l'Emsien et au Givétien ; ailleurs dans l'oued Cherrat il y a une première famille dont l'âge est emsien supérieur à eifélien, se localisant à l'Ouest d'une deuxième famille de récifs, datée du Givétien au Frasnien inférieur (GENDROT & al., 1969 ; CHALOUAN, 1977). Cette migration d'édifices récifaux de l'Ouest vers l'Est est également décrite dans les Rehamna septentrionaux, à Mechra Ben

Abbou, par EL KAMEL (1987). En effet, à l'Emsien supérieur-Givétien, une tendance positive du fond marin entraîne l'installation d'une plateforme avec édification de récifs dès l'Emsien à Oulad Abbou. Cette édification s'étend à toute la région des Doukkala (RABATE, 1976). Ces récifs, plus anciens que ceux de Mechra Ben Abbou, paraissent selon EL KAMEL (1987) isolés de la plateforme carbonatée par

une terre émergée qui correspond au Môle d'Imfout. Ceci indique la proximité éventuelle d'un ancien récif à l'Ouest de la plateforme et qui serait érodé. Cette terre émergée ne tarde pas à migrer vers l'Est permettant de ce fait l'installation d'autres récifs au Givétien-début Frasnien sur la région de Mechra Ben Abbou.

CHAPITRE 7

LE CYCLE SEDIMENTAIRE FAMENNO-TOURNAISIEN ET VISEEN

INTRODUCTION

Au Dévonien supérieur, une nouvelle étape de l'histoire géologique de la Meseta nord-occidentale s'amorce dès le Famennien. La sédimentation carbonatée récifale cesse au Givétien pour la zone de Rabat -Tiflet et après le Frasnien inférieur dans la région de l'oued Cherrat (LECOINTRE & DELEPINE, 1933 ; CHALOUAN, 1977).

Les séries qui se déposent ensuite sont rapportées au Famenco-Tournaisien, parce que la limite entre les deux étages n'est pas facile à saisir sur le terrain, les faciès étant très homogènes.

Dans la région étudiée, les affleurements famenco-tournaisiens sont répartis comme suit :

- Au Nord de l'axe du Bou Regreg, dans une sorte de "gouttière" allongée E-W sur environ 50 km, sa largeur maximale est de 5 km : c'est la gouttière du Satour,

- Au Sud du même axe, dans la région des Oulad Mimoun, en rive droite de l'oued Grou, au Sud de Taïcha et à Aïn El Klab,

- A l'Ouest, dans la région d'Aïn Hallouf, de part et d'autre du haut oued Akrech.

Le Viséen, quant à lui est une période qui correspond au comblement. Il est connu dans la gouttière de Satour et surtout au Sud de l'axe du Bou Regreg, dans le bassin de Sidi Bettache (défini par PIQUE, 1979). Celui-ci affleure en continuité sur les formations famenco-tournaisiennes des localités précédemment décrites.

TRAVAUX ANTERIEURS

Dans la vallée de l'oued Akrech, à Aïn Hallouf, le Dévonien supérieur a été reconnu par LECOINTRE (1926). Il est représenté par des arkoses à Clyménies, Trilobites et Brachiopodes. Cette série arkosique comprend également des conglomérats (poudingue rouge) et des pérites.

Le Dévonien supérieur et le Tournaisien furent ensuite décrits, plus à l'Est, par LECOINTRE & DELEPINE (1933) de part et d'autre de l'anticlinal de Tiflet". Deux types de faciès y sont distingués: le conglomérat calcaire que surmonte le poudingue siliceux.

CHOUBERT & FAURE-MURET (1961) découvrent *Platyclymenia protacta*, dans la série arkosique de l'Aïn Hallouf (gisement situé à 1 Km au S.E. de Sidi Bouzekri), ce qui date le Famennien IV. Ces auteurs interprètent le complexe d'arkoses et de conglomérats comme le reflet d'une phase tectonique importante qui se serait déroulée au Dévonien supérieur et qu'ils ont comparée à celle décrite dans l'Anti-Atlas par HOLLARD (1960).

PIQUE (1975) introduit le terme de "révolution famennienne" pour rendre compte des faciès chaotiques de ces niveaux. Ces séries sont ensuite assimilées par PADGETT & al., (1977) à une coulée boueuse sous-marine.

Les premiers travaux concernant le Viséen sont ceux de LECOINTRE (1931), qui décrit vers Tiflet le Viséen inférieur au-dessus de la zone d'Etroeungt de NELTNER (1929). En 1933, LECOINTRE & DELEPINE étudient l'ensemble de la région de Rabat à Tiflet et reconnaissent le Viséen.

COGNEY & DANZE-CORSIN (1960) ont découvert à la base du conglomérat de Jbel Bakkach, au Nord du barrage de Rabat, une flore du Viséen inférieur.

La révision des gisements de LECOINTRE, associée à d'autres découvertes, ont permis à CHOUBERT & FAURE-MURET (1961) de définir un ensemble de terrains qu'ils nomment "flysch de Korifla". Celui-ci situé au-dessus des schistes à Goniatites du Famenco-Tournaisien, correspond à la limite Tournaisien-Viséen.

L'étude de la microfaune contenue dans ces flyschs a permis à PIQUE (1979) de les dater du Viséen inférieur et de les baptiser "formation de l'oued Korifla".

DESCRIPTIONS DES COUPES

LA COUPE DE L'OUED TIFLET

Cette coupe est située à la sortie est de Tiflet, de part et d'autre de la R.N.1: Rabat-Meknès (fig. 88). Les affleurements sont situés sur les deux rives de l'oued Tiflet (fig. 89). De bas en haut, on distingue : (fig. 90)

1. Le "conglomérat calcaire" (LECOINTRE & DELEPINE, 1933), qui affleure au Sud du pont, est constitué d'un ciment calcaire qui occupe généralement des espaces très réduits (10 à 15 %), et des éléments de différentes natures et âges : des calcaires à Orthocères (Silurien supérieur -Dévonien inférieur), des calcaires à nodules siliceux (Dévonien inférieur et moyen), des pélites (Ordovicien inférieur -Silurien supérieur et Dévonien inférieur), des dolérites (Ordovicien). La taille de ces éléments est centimétrique à métrique, ils ne sont pas toujours bien arrondis et ne présentent pas de classement. Ce conglomérat est ici transgressif sur différents termes : grés-pélites de l'Ordovicien inférieur (Arenig) et calcaires et pélites du Siluro-Dévonien (fig. 88).

2. Le "poudingue siliceux" (LECOINTRE & DELEPINE, 1933), situé au Nord de la route, surmontant en continuité stratigraphique le niveau précédent, est composé d'éléments exclusivement gréseux, bien arrondis, de taille variable (centimétrique à décimétrique). Le ciment est gréseux parfois assez grossier. Ce poudingue présente le plus souvent un granoclassement, ce qui laisse voir des plans de stratification. L'âge du conglomérat calcaire et du poudingue siliceux peut être déduit de deux arguments:

- d'une part, les éléments ont un âge variant de l'Arenig au Givétien,
- d'autre part les premiers niveaux surmontant le poudingue sont datés (voir plus loin) du Tournaisien.

Par ailleurs, dans la région d'Aïn El Aouda (à 25 km au Sud de Rabat) des conglomérats semblables sont interstratifiés dans des arkoses datées du Famennien IV (voir plus loin). Ces arguments nous incitent à ranger le conglomérat calcaire et le poudingue siliceux de l'oued Tiflet dans le Famennio-Tournaisien.

3. Le poudingue siliceux est surmonté, en continuité stratigraphique, par des niveaux gréseux, en bancs centimétriques (20 à 30 cm) à poches carbonatées lumachelliques, où on reconnaît des articles d'Encrines, des Lamellibranches, des Brachiopodes (*Spirifer verneuilli*, in LECOINTRE, 1933), et des débris de plantes indéterminables, indiquant le

Tournaisien. Ces derniers niveaux montrent quelques récurrences microconglomératiques.

4. Niveaux gréseux et pélitiques, qui s'organisent en séquences d'un mètre environ. La base de la séquence est constituée par des grès en bancs de 45 cm d'épaisseur, parfois microconglomératiques, ravinants et granoclassés. Ceux-ci sont surmontés par d'autres grès de 45 à 50 cm d'épaisseur, granoclassés et à stratifications obliques. Vers le sommet de cette séquence des carbonates sont de plus en plus abondants. Ils constituent de véritables lumachelles à Encrines et à Brachiopodes (*Spirifer*). Cette séquence se termine par un niveau pélitique de 10 à 15 cm d'épaisseur (fig. 75). L'épaisseur de ces différents termes est constante sur six séquences consécutives avant que celle du terme pélitique ne devienne plus importante: il atteint 8 m alors que les grès font 1,50 m.

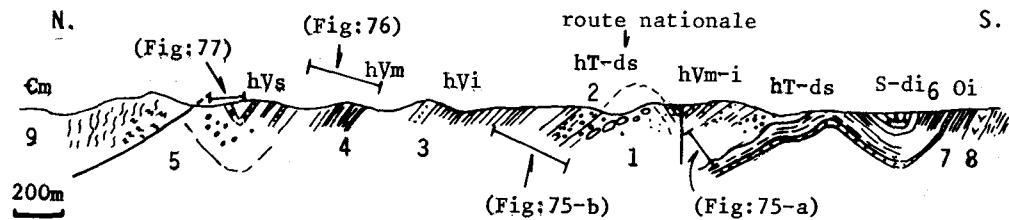
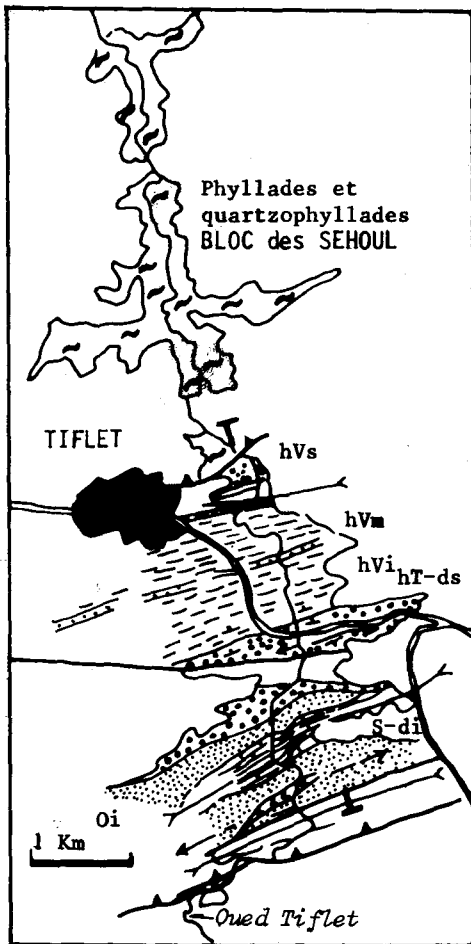
Ces niveaux, dont l'épaisseur totale est de 400 m, sont rangés par LECOINTRE & DELEPINE (1933), sur macrofaune, essentiellement des Brachiopodes, et par IZART & VIESLET (1988), sur microfaune, dans le Viséen inférieur.

5. Après une zone non visible (d'environ 300 m), on retrouve la suite de la coupe en longeant la route allant de l'ancien souk au village de Tiflet (fig. 91). Ce tronçon de coupe montre la répétition d'une séquence sédimentaire (fig. 91-B). Celle-ci est bien visible au niveau de l'ancien souk, en rive droite de l'oued Tiflet, où elle est de 10 m d'épaisseur. Elle est constituée, à sa base, de bancs gréseux à grains grossiers, ravinants, de 40 cm d'épaisseur. Cette épaisseur des bancs diminue progressivement vers le haut sur 3 m environ, puis les niveaux pélitiques deviennent dominants. Sur les quatre derniers mètres se développent des calcaires vaseux, gris-bleu, à joints pélitiques. Là aussi les pélites sont plus abondantes vers le haut de la séquence.

L'épaisseur de cette séquence peut varier, mais la composition reste identique. La séquence n-4 de la fig. 91-A comprend des calcaires gris-clair à *Gigantoproductus* et Encrines. Ces calcaires ressemblent à ceux de Sidi Bou Sedra, situés plus à l'Ouest (en $x=411$ et $y=364$) où ils datent le Viséen moyen (LECOINTRE & DELEPINE, 1933).

L'ensemble des séquences du Viséen moyen est surmonté sur cette coupe (fig. 91-C) par des calcaires oolithiques à poches conglomératiques du Viséen supérieur. Ils forment ici le flanc sud d'un synclinal.

Cependant la coupe la plus complète, du Viséen supérieur, est celle du flanc nord et du cœur du même



1. conglomérats calcaires] FAMENNIEN-TOURNAISIEN (hT-ds)
2. conglomérats siliceux]
3. pélites et grès du VISEEN INFÉRIEUR (hVi)
4. calcaires et pélites noires à Brachiopodes du VISEEN MOYEN (hVm)
5. calcaires oolithiques et conglomérats du VISEEN SUPÉRIEUR (hVs)
6. pélites et calcaires du SILURO-LOCHKOVIEN, et du DEVONIEN INF. (S-di)
7. pélites et grès] ORDOVICIEN INFÉRIEUR (Oi)
8. roches volcaniques]
9. phyllades de l'Oued Tiflet (Bloc des Sehou): CAMBRIEN MOYEN. (€m)

Fig. 88 : Carte des affleurements famenno-tourmaisien et Viséens de l'oued Tiflet.

89: Coupe du Paléozoïque de la région de Tiflet (bordure nord du bassin de Sidi Bettache), montrant l'emplacement des colonnes stratigraphiques.

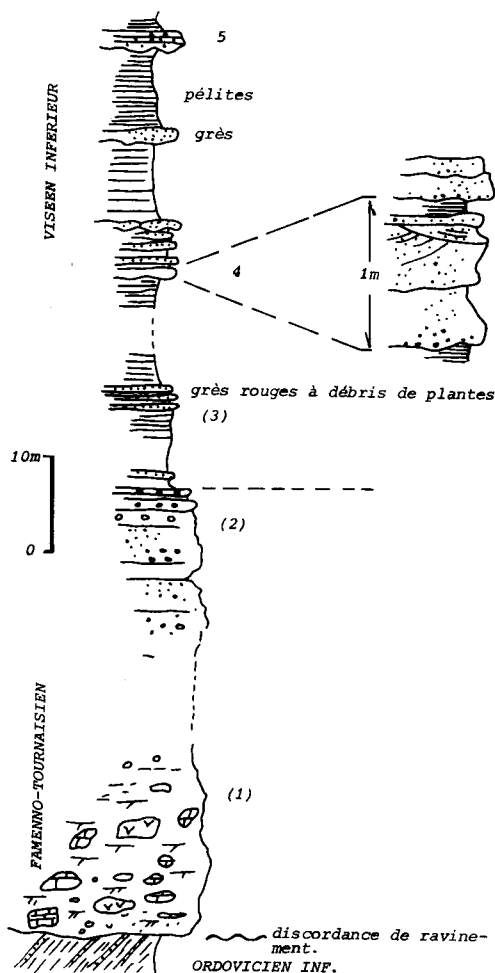


Fig. 90 : Colonne stratigraphique du Fameno-Tournaisien et Viséen inférieur (rive droite de l'oued Tiflet).

synclinal. Elle affleure au Nord du souk, en rive gauche de l'oued Tiflet (fig. 92). Cette coupe est décrite du Nord au Sud et de bas en haut.

Immédiatement au Sud du contact majeur mylonitisé et chevauchant entre le bloc des Schoul et l'axe du Bou Regreg alternent, en séquences d'épaisseur variable, des conglomérats et des calcaires oolithiques. Ces conglomérats ont un ciment gréseux abondant (parfois jusqu'à 50% du volume), rouge-violacé et à éléments de taille millimétrique à centimétrique et de composition variable (grès vert, granite déformé, phyllades à andalousite,...). Les

calcaires oolithiques ont une épaisseur métrique et présentent souvent des structures obliques (fig. 92). Ces niveaux sont identiques à ceux de l'oued Akrech où ils sont datés par microfaune du V3b-V3c (voir plus loin).

Les conglomérats du Viséen supérieur sont contemporains des calcaires oolithiques, il y a donc passage latéral de faciès entre ces deux types de roches (fig. 89, 91-C et 92). Ceci prouve que le rivage au Viséen supérieur était très proche.

En conclusion, la coupe de l'oued Tiflet (gouttière de Satour) a une épaisseur totale de 1300 m. Elle se caractérise, à la base, par des faciès conglomératiques du Famennien supérieur dont les éléments proviennent de la destruction de la ride voisine. Cette érosion est polarisée: les éléments du conglomérat sont calcaires, à la base, essentiellement du Dévonien et gréseux au sommet dans le poudingue siliceux, provenant de l'Ordovicien. Le Tournaisien et le Viséen inférieur et moyen se caractérisent par des faciès grés-pélimitiques à lumachelles de Brachiopodes et à micro-organismes abondants. Ils s'organisent en séquences sédimentaires d'échelle variable et montrent la tendance à l'installation de la plateforme carbonatée. Enfin, le Viséen supérieur se caractérise par une sédimentation littorale (rivage) ou peu profonde (conglomérats et calcaires oolithiques), avec une polarité nord-sud.

LA RIVE DROITE DE L'OUED GROU

Les faciès du Fameno-Tournaisien et du Viséen affleurent largement sur cette rive, depuis l'Aïn Guenfoudia au NW jusqu'à Chabet El Harcha au SE (fig. 93).

La coupe de Chabet El Harcha

Cette coupe présente de bas en haut et en rive droite du ruisseau portant le même nom (fig. 94):

1.- Au fond de la vallée affleurent, au cœur d'un anticlinal faillé vers le Sud, des calcaires gris-bleu. Ceux-ci sont organisés en bancs de 10 cm à 1 m environ. A leur sommet nous avons trouvé une Goniatite : *Anarcestes lateseptatus* (BEYRICH) (dét. WALLISER) donnant un âge Emsien supérieur à ces calcaires.

2.- Formation conglomératique, constituée par des éléments calcaires de taille parfois importante (50 cm) ; ces éléments sont emballés dans un ciment calcaire. Vers le haut de la formation les éléments et le ciment calcaire sont progressivement remplacés par des éléments et un ciment siliceux, avec quelques

bancs gréseux centimétriques chenalisés. Cette formation est assez souvent granoclassée.

3.- Grès carbonatés et calcaires gréseux chenalisés et à stratifications obliques. L'étude sédimentologique permet de reconnaître des séquences de premier ordre d'épaisseur d'un mètre environ, constituées par (fig. 95):

- des calcaires bleus à éléments quartzeux abondants, ravinants et épais de 10 cm,
- des pélites grises de 10 cm d'épaisseur,
- des calcaires à débris d'Encrines, épais de 5 cm,
- des grès granoclassés, épais de 20 cm,
- des calcaires bleus à structures entrecroisées, épais de 8 cm,
- des grès épais de 8 cm,

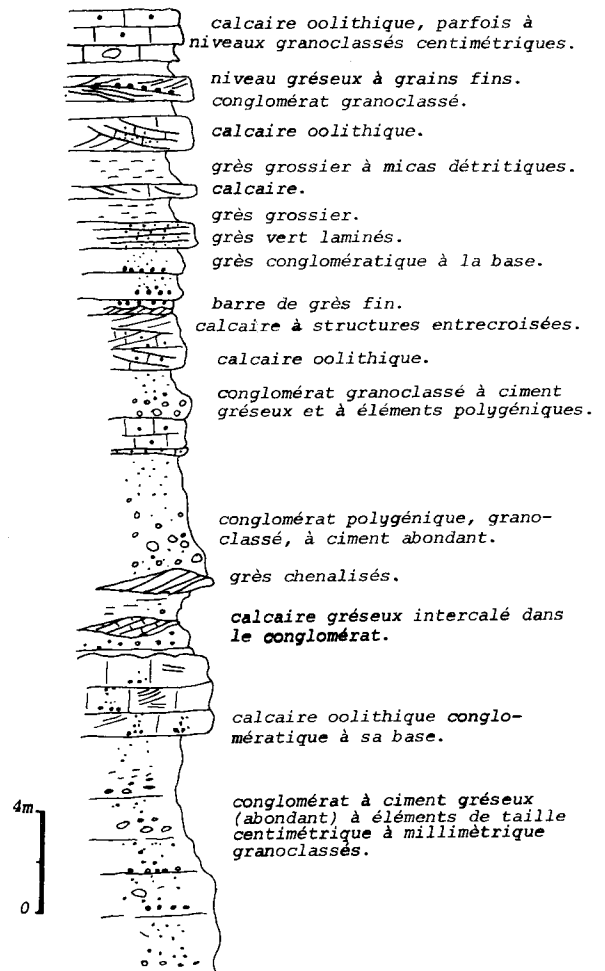
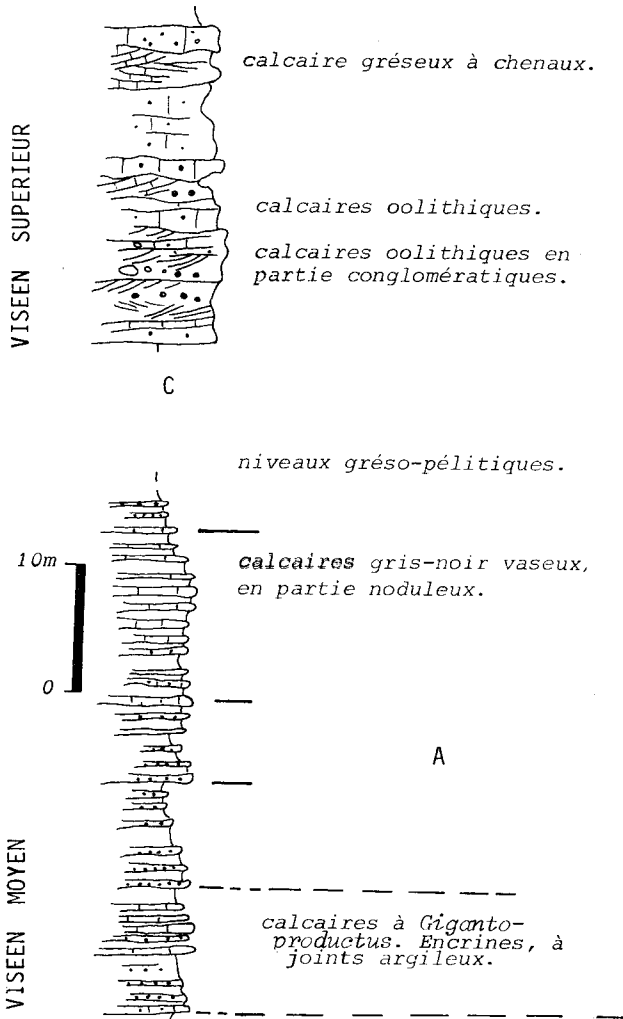


Fig. 92 : Colonne stratigraphique du Viséen supérieur (conglomérats et calcaires oolithiques) rive gauche de l'oued Tiffet.

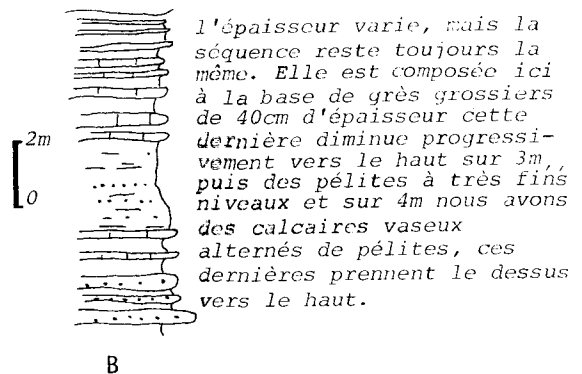


Fig. 91-A: Coupe du Viséen moyen et supérieur le long de la route allant de Tiffet à l'ancien souk.
 B: détail d'une séquence du Viséen moyen.
 C: calcaires oolithiques et conglomérats du Viséen supérieur.

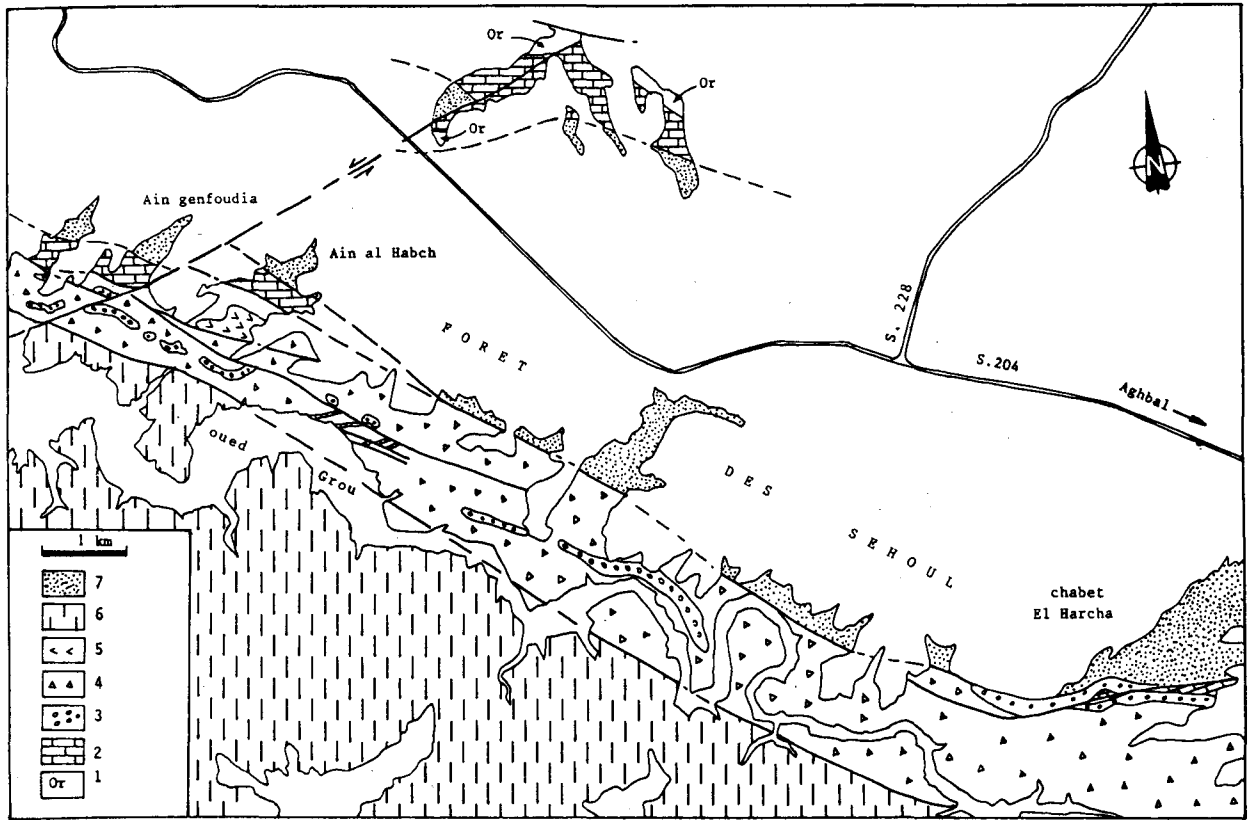


Fig. 93 : Carte géologique simplifiée des formations dévono-dinantiennes de l'oued Grou.

1. grésopélites de l'Ordovicien, 2. calcaires du Dévonien inférieur, 3. conglomérats du Famenco-Tourmaisien, 4. formation à blocs, 5. volcanisme, 6. formation de l'oued Korifla, 7. gouttière viséenne de Satour.

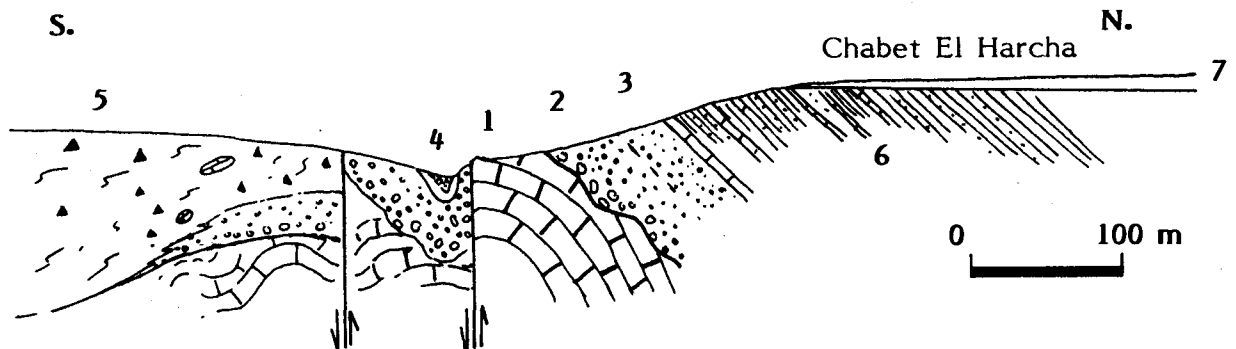


Fig. 94 : Coupe à travers les formations famenco-tourmaisienne et viséenne de Chabet El Harcha (rive droite de l'oued Grou).

1. calcaires lités de l'Emsien supérieur, 2. conglomérats, 3. séquences grés-pélites-calcaires du Famenco-Tourmaisien, 4. grésopélites à *Spirifer* du Viséen inférieur, 5. coulée boueuse de l'oued Grou, 6. calcaires à *Gigantoproductus* du Viséen moyen, 7. marnes du Miocène.

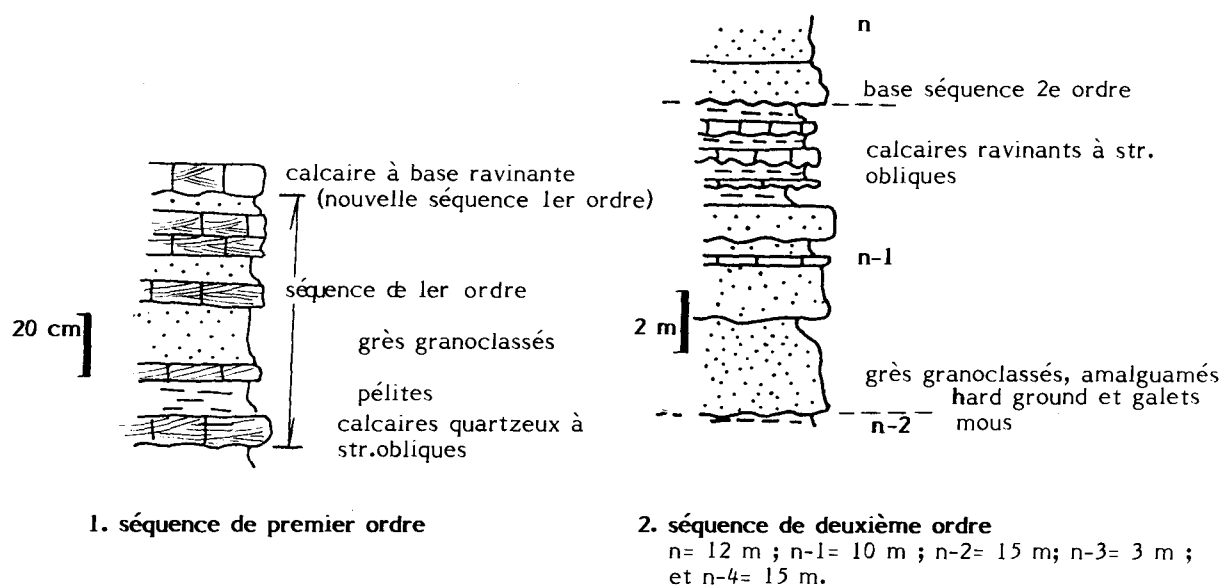


Fig. 95: Les séquences sédimentaires dans le Tournaisien de Chabet El Harcha.

- des calcaires bleus, à nombreux grains de quartz et à structures entrecroisées, épais de 15 cm,
- enfin, des grès de 5 cm d'épaisseur.

Les limites entre les séquences de premier ordre sont ravinantes et souvent soulignées par des concrétions ferrugineuses. Ces séquences de premier ordre s'organisent en séquences de deuxième ordre (de plusieurs mètres d'épaisseur). Nous y avons dénombré cinq séquences de deuxième ordre (de n à n-4) (fig. 95). Les bancs calcaires montrent des niveaux lumachelliques où se concentrent des Brachiopodes et des Encrines ; alors que les grès montrent des traces de plantes rhomboédiales : *Prelepidodendron rhomboidale* DANZE-CORSIN (dét : J. BROUTIN). Cette flore indique le Tournaisien.

4.- La série se poursuit vers le sommet de Chabet El Harcha par des grés-pélites à intercalations carbonatées, riches en débris fossilifères. Nous rattachons cette série au Viséen probable, puisqu'un peu plus à l'Est, et structuralement au-dessus des niveaux précédents, affleurent les calcaires "vaseux" bleu-beige à *Gigantoproductus*, identiques à ceux de l'oued Tiflet et de la gouttière du Satour, indiquant le Viséen moyen (LECOINTRE & DELEPINE, 1933 ; VIESLET, 1983).

Immédiatement vers le Sud de cette coupe, et en raison de la tectonique hercynienne, la succession diffère. En effet, des grés-pélites à barres quartzitiques du Viséen inférieur, en position synclinale, sont encadrées par deux failles verticales.

De part et d'autre de ces failles affleure la formation conglomératique (fig. 94).

En allant vers l'oued Grou, c'est-à-dire vers le S-SW, nous avons une coulée boueuse (debris-flow), qui a été décrite par PADGETT & al (1977). Cette formation affleure tout le long de l'oued Grou, en rive droite, et elle est constituée de pélites écaillues dans lesquelles se trouvent des lits gréseux, lenticulaires et/ou slumpés, et aussi des olistolithes de calcaires dévoniens qui peuvent avoir des dimensions importantes (plusieurs mètres). Cette formation olistostromique est limitée par la faille des Oulad Mimoun, au Sud de laquelle affleurent les formations du Viséen (PIQUE, 1979), semblables à celles de l'oued Tiflet.

La coupe de l'Aïn Guenfoudia

Cette coupe avait été décrite par PIQUE (1979), on se limitera alors à remarquer l'analogie des niveaux 1, 2 et 3 de la coupe précédente (fig. 94). Le niveau 3 est un grés rougeâtre fin à grossier et à débris de plantes indéterminables (fig. 96) ; celui-ci correspond au niveau 3 de la coupe de l'oued Tiflet, précédemment décrit (fig. 90).

Dans cette coupe, au-dessus des grés, s'intercalent des roches volcaniques à texture microlithique amygdalaire, qui, du fait de la spilitisation, montrent une paragenèse secondaire composée de plagioclases albitisés, de chlorite, de calcite et de minéraux opaques.

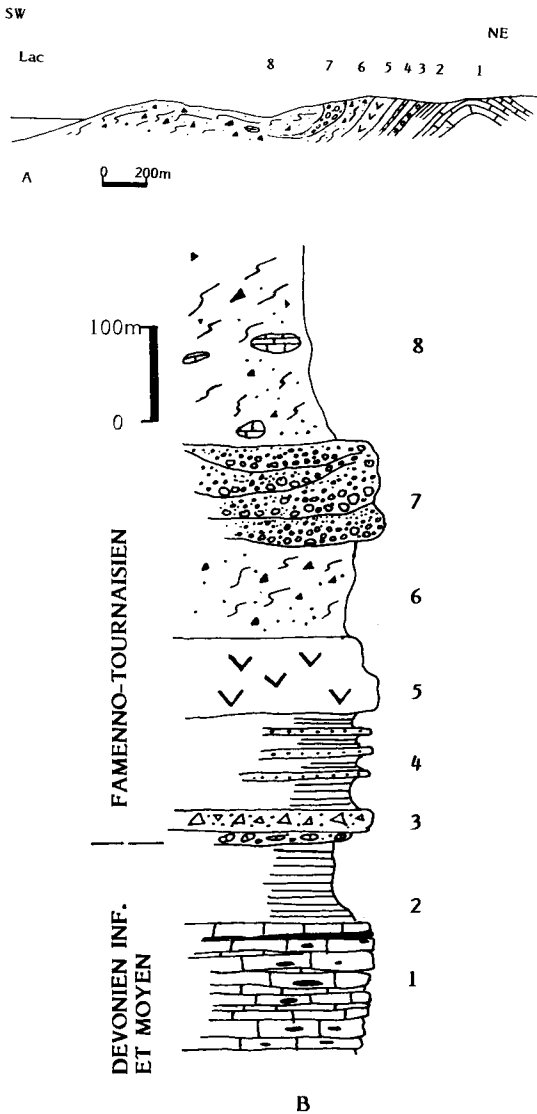


Fig. 96: Coupe de l'Ain Guenfoudia (A) et colonne stratigraphique du même site (B).

1. Calcaires à nodules siliceux de l'Emsien, 2. pélites de l'Emsien supérieur, 3. conglomérat calcaire surmonté de microbrèches rouges, 4. grésopélites à plantes, roches volcaniques (spilites), 6. grésopélites à slumps et brèches, 7. conglomérats chenalisés parfois granoclassés, 8. unité à blocs (calcaires dévoniens) et à slumps.

LA RÉGION DE RABAT

Le cycle famenno-tournaisien et viséen est représenté dans cette région par deux coupes : une coupe E-W depuis Ain Hallouf jusqu'à l'oued Korifla (Famennien à Viséen inférieur) ; et une coupe NE-SW depuis le jbel Bakkach jusqu'à la vallée de

Kassem Rahal (Viséen inférieur à supérieur).

La coupe d'Ain Hallouf - oued Korifla

Cette coupe montre de l'Ouest vers l'Est et de bas en haut (fig. 97):

1. - un ensemble constitué d'arkoses et de conglomérats. Sa base est inconnue, en raison de la transgression du Miocène supérieur, et il est surmonté par l'ensemble suivant (2).

Les arkoses présentent des éléments anguleux, mal classés (quartz, plagioclase, feldspath potassique, roche volcanique microlithique), noyés dans une matrice grauwackeuse à chlorite, parfois microbréchique.

Les conglomérats sont constitués d'éléments siliceux, généralement bien arrondis, et d'une matrice également siliceuse. Ils sont soit chenalisés organisés ou désorganisés (l'espace occupé par la matrice peut parfois dépasser les 30 %), soit non chenalisés. Certains de ces dépôts sont ceux d'une avalanche et écoulements de débris, constitués de pélites à petits olistolithes et associés à des glissements situés sur la pente ou à la base d'escarpement de faille (pente tectonique).

La série conglomératique comprend une assise schisteuse de quelques mètres d'épaisseur, dans laquelle CHOUBERT & FAURE-MURET (1961) ont trouvé *Platyclymenia protracta* WEDEKIND et *Phacops sp.*, cette faune indique la zone IV du Famennien (c'est-à-dire le Terminal).

Ces auteurs ont envisagé l'analogie de ces faciès avec ceux de Biar Setla (dans le Khatouat) décrits alors par TERMIER (1936) et avec ceux de Tiflet décrits par LECOINTRE & DELEPINE (1933). Cependant, il a été mis en évidence récemment par FADLI (1990) dans le Khatouat, une formation grésopélitique, datée par lui de la base du Famennien supérieur et Terminal (Fa2c - Fa2d), qu'il nomme formation de Bir En-Nasr. Celle-ci se situe au-dessus de la formation du Fouisir, qui comprend le faciès Biar Setla (daté également par lui du Famennien). Les conglomérats de l'Ain Hallouf sont donc l'équivalent latéral de la formation de Bir En-Nasr. Par ailleurs, nous savons qu'à Tiflet existent deux sortes de conglomérats :

- Le conglomérat calcaire, qui peut être l'équivalent du Fouisir (et donc de Biar Setla),
- Le poudingue siliceux, surmontant le précédent, comme l'équivalent latéral de celui d'Ain Hallouf et aussi de la formation de Bir En-Nasr.

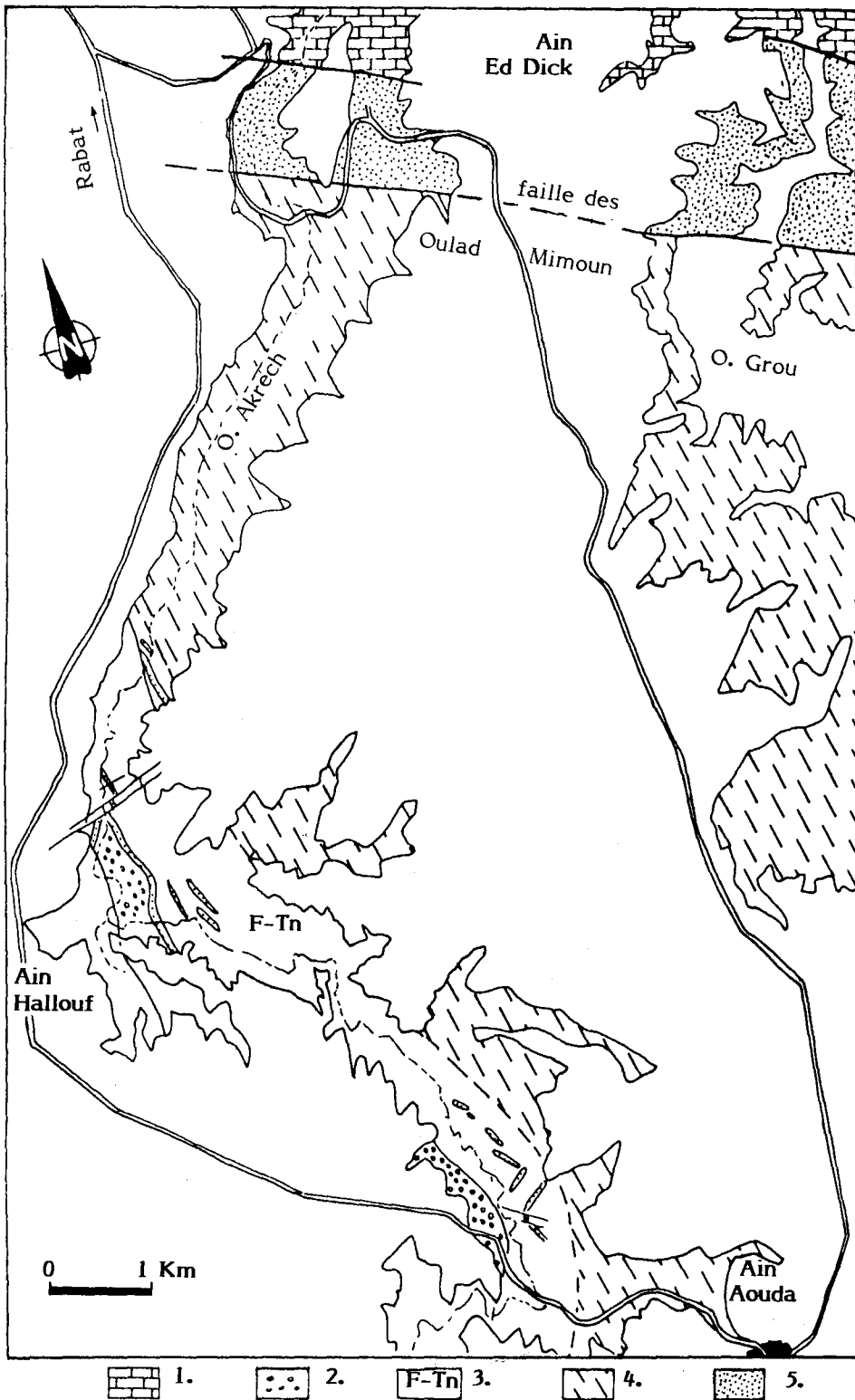


Fig. 97 : Carte géologique simplifiée du secteur de l'Ain Hallouf.

1. Axe du Bou Regreg, Formation de l'Ain Hallouf: 2. conglomérats, 3. Famenno-Tournaisien, 4: Formation de l'oued Korifla, 5. Formation de Kassem Rahal.

2. - des pélites gris-vert à niveaux gréseux centimétriques et rarement de passages conglomératiques à microconglomératiques lenticulaires. L'épaisseur de ces pélites est variable d'un endroit à l'autre, si bien que le niveau quartzitique suivant (3) surmonte parfois directement les conglomérats du niveau (1). Ces pélites montrent des empreintes de plantes fossiles indéterminables et des Polypiers du groupe de *Zaphrentis*, datant le sommet du Famennien (CHOUBERT & FAURE-MURET, 1961).

3. - Une barre quartzitique, tantôt simple tantôt dédoublée, qui passe latéralement à des grès grossiers (sableux) avec parfois des éléments de quartz de taille centimétrique. L'épaisseur totale de cette barre varie de 30 à 50 m, elle-même subdivisée en bancs de 50 à 100 cm. Du point de vue pétrographique, ces roches sont des quartzarénites bien classés (à quartz arrondi), en bancs lenticulaires, chenalisés, à stratifications obliques. Ces dépôts correspondent:

- soit à des chenaux distributaires deltaïques, repris par les vagues au front du delta,
- soit à des dépôts sableux de plage (de type baie) entourés par les argiles,
- soit à des bancs de sable qui parviennent à émerger sur la plateforme.

La présence d'un assemblage de spores, notamment *Retispora lepidophyta*, indique pour ces quartzites un âge Famennien terminal-Tournaisien inférieur (MARHOUMI, 1984).

4.- La formation de l'oued Korifla: elle surmonte les niveaux précédents. Elle a été définie et décrite par PIQUE (1979) ; nous rappellons ici les principaux résultats de cet auteur en y associant quelques observations personnelles.

Elle est constituée par des grés-pélites où prédominent des grès fins et des siltites en alternance avec des niveaux pélitiques vert-sombre, avec cependant de nombreuses variations de faciès, de faible profondeur (voir détail in PIQUE, 1979).

Les grés-pélites de cette formation contiennent dans la région de l'Aïn Hallouf l'association suivante: *Pericyclus princeps*, *Munsteroceras complanatum*, *M. rotella*, *M. crassum* et *Pericyclus foordi*.

Cette association caractérise, selon BOLELLI & al. (1953), la moitié supérieure du Tournaisien et le Viséen inférieur.

Plus à l'Est, en rive gauche de l'oued Grou, CHOUBERT & FAURE-MURET (1961) ont récolté des Brachiopodes, des Goniatites et des plantes à El

Magnounane (abondance de Lépidophytes et présence d'*Asterocalamites scrobiculatus* DANZE-CORSIN, 1961) indiquant le même âge qu'à Ain Hallouf. Par palynologie, MARHOUMI (1984) confirme cette datation.

L'épaisseur de cette formation dans le secteur étudié est d'environ 1000 m, alors qu'au Sud, au centre du bassin de Sidi Bettache (situé en dehors de notre secteur d'étude), celle-ci est estimée par PIQUE (1979) à 2000 m. Nous constatons donc, du Sud vers le Nord, une diminution progressive de l'épaisseur vers la périphérie du bassin de Sidi Bettache, sans doute en relation avec la profondeur du milieu de sédimentation. Les conglomérats du Jbel Bakkach représentent, alors, les faciès marginaux de la formation de l'oued Korifla.

Coupe du Jbel Bakkach - Kassem Rahal

Cette coupe est représentée par la formation conglomératique du jbel Bakkach et par la formation de Kassem Rahal (fig. 98).

La formation du jbel Bakkach:

Elle affleure au Nord de l'axe du Bou Regreg, en aval de l'oued Akrech et en rive droite de l'oued Bou Regreg (secteur de Rabat). Elle est constituée par des conglomérats transgressifs sur le bloc "calédonien" des Sehoul et recouverte par les dépôts du Miocène supérieur.

Ces conglomérats, généralement hétérométriques et non granoclassés, sont formés d'une matrice gréseuse qui occupe 5 à 35% du volume de la roche, et des galets ou blocs de grès, de quartzites, de phyllades, de roches volcaniques et de granite ; il n'y a jamais d'éléments calcaires. Ce qui veut dire qu'à ce moment l'axe du Bou Regreg, constitué de calcaires et pélites siluro-dévonien, n'affleurerait pas et que les apports provenaient exclusivement de la ride des Sehoul.

Cette série présente des structures chenalisantes métriques à décamétriques qui suggèrent une origine détritique, vraisemblablement continentale. L'épaisseur de cette formation conglomératique est d'environ 100 m.

Ces conglomérats ont été attribués par SAVORNIN (1921) au Permien, puis rattachés au Tournaisien par LECOINTRE (1926 ; 1933). Pendant la découverte, dans le gisement du jbel Bakkach ($x = 374,5$ et $y = 372,4$) d'une flore lépidodendroïde, dans un niveau pélitique, par COGNEY & DANZE-CORSIN (1960):

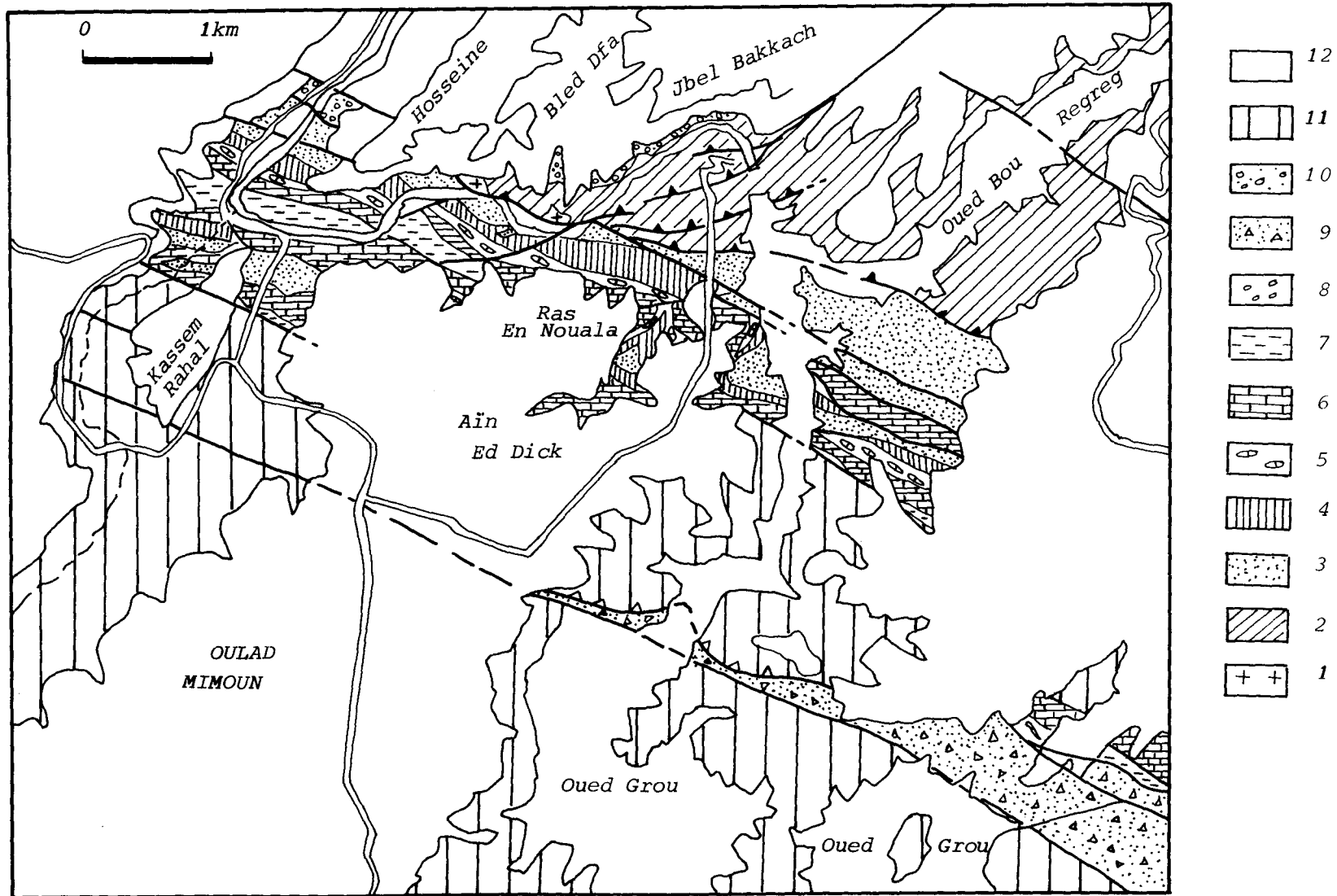


Fig. 98 : Carte géologique simplifiée des affleurements paléozoïques de la région de Rabat.
 1. granitoïdes "calédoniens", 2. Cambrien du Bloc des Sehoui, 3. Ordovicien inférieur (Arenig/Llanvirn), 4. Silurien supérieur et Lochkovien, 5. Praguien, 6. Emsien, 7. Emsien supérieur, 8. Famenco-Tourmaisien: conglomérats calcaires et poudingue siliceux, 9. Famenco-Tourmaisien: coulée boueuse, 10. Viséen inférieur: conglomérats du Jbel Bakkach, 11. Tourmaisien et Viséen, 12. couverture tertiaire et quaternaire.

Sphenopteridium dissectum, *Rhacopteris*, *Asterocalamites scrobiculatus*, rend compte d'un âge viséen et très probablement viséen inférieur.

Il faut signaler la présence d'une série, qualifiée d'olistostrome par HAMEL (1968), constituée par un épandage de galets de toute taille (de quelques centimètres à quelques mètres), mal cimentés par une matrice de pélites argileuses grises ou rouges. Cette série serait, selon HAMEL, l'équivalent latéral des formations du Viséen inférieur de l'oued Grou. Cet "olistostrome" se trouve curieusement, immédiatement au Sud du contact entre le bloc des Sehoul et l'Axe du Bou Regreg.

La formation de Kassem Rahal

Elle affleure sous forme d'une bande E-W en deux endroits (fig. 98): l'un dans la vallée de l'oued Akrech, immédiatement au Sud des carrières du Dévonien en contact par faille avec l'Emsien supérieur; l'autre dans la vallée de l'oued Grou, où les premiers termes, conglomératiques, sont transgressifs au Nord sur les pélites et calcaires de l'Emsien supérieur et au Sud sur les grés-pélites de la formation de l'oued Korifla. Cette formation est représentée par (fig. 99).

- des grès grossiers, à stratifications entrecroisées, qui s'organisent en bancs d'un mètre environ,
- des grés-pélites : les grès sont en banc centimétriques,
- des calcaires oolithiques, bleus, en bancs centimétriques à décimétriques, montrant des stratifications obliques.

Au microscope, ces calcaires sont constitués d'un liant sparitique et d'éléments de différentes natures: des grains de quartz arrondis ou anguleux, des oolithes qui sont parfois en agrégats de deux ou plusieurs exemplaires, ou bien cassées ou ont subi une compaction, des débris d'Echinodermes ou de Lamellibranches, des gravelles (fragments de roches, notamment à quartz de très petite taille par rapport à ceux décrits plus haut). Il s'agit, selon la classification de DUNHAM (1962), d'un grainstone oolithique à quartz, formé dans un milieu très agité.

- enfin, cette formation se termine par des pélites grises à Lamellibranches, que nous n'avons pu déterminer.

LECOINTRE (1926) et COGNEY (1957) avaient considéré cette formation comme appartenant au Tournaisien, mais CHOUBERT & FAURE-MURET (1961) ont trouvé dans un gisement situé au SW de Kassem Rahal, en rive droite de l'oued Akrech, une faune, déterminée par HOLLARD, qui révèle la

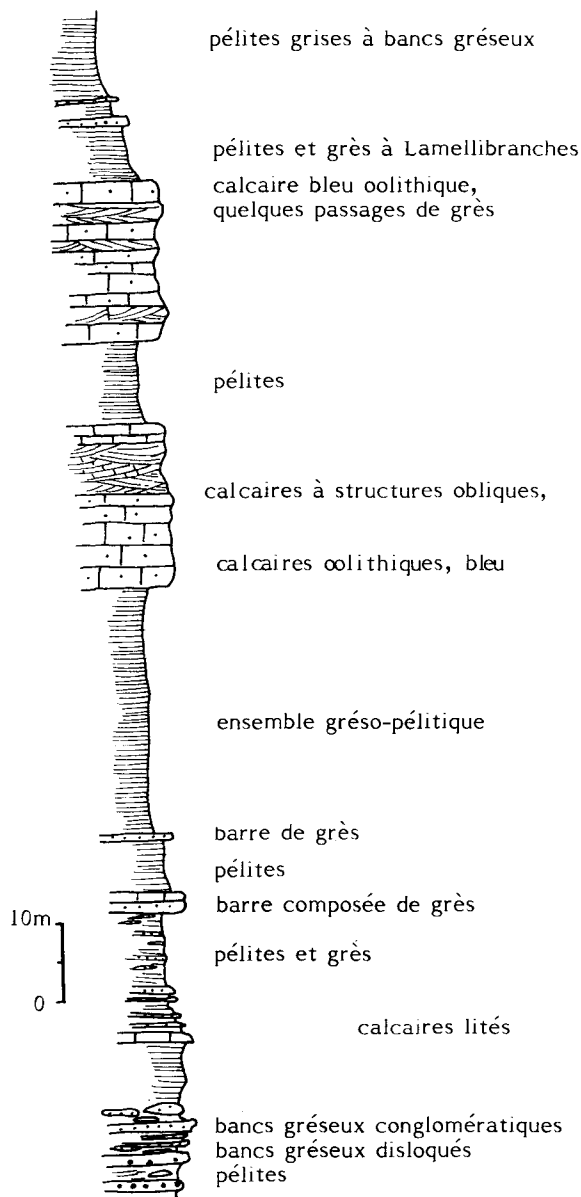


Fig. 99 : Colonne stratigraphique de la formation viséen supérieur de Kassem Rahal

présence du Viséen supérieur. Les calcaires oolithiques, situés un peu plus au Nord, en $x=370,1$ et $y=371,3$, contiennent une microfaune qui a été également datée du Viséen supérieur (V3b à V3c) par IZART & VIESLET (1988).

DISCUSSION

EVOLUTION STRATIGRAPHIQUE

Cette évolution se résume, pour le secteur étudié, par la figure 100.

Les formations famenniennes sont transgressives (discordance de ravinement), sur les terrains du Paléozoïque inférieur et moyen de l'axe du Bou Regreg et se présentent sous forme de faciès détritiques, dont la disposition retrace la marge nord du bassin de Sidi Bettache.

La période famenno-tournaisienne se subdivise en trois parties, marquées chaque fois par une discordance de ravinement et par des dépôts conglomératiques.

Des passages latéraux de faciès sont observés dans le Viséen inférieur entre le conglomérat du jbel Bakkach et la formation de l'oued Korifla et aussi dans le Viséen supérieur entre les conglomérats et les calcaires oolithiques.

EVOLUTION SÉDIMENTOLOGIQUE

Elle peut être également subdivisée en trois parties:

Au Famenco- Tournaisien et Viséen inférieur

Pendant la "révolution famennienne" se produit une tectonique en horsts et grabens, les pentes des bassins formés sont contrôlées par un système de failles coulissantes ou verticales de direction N 110 à 120° dans la région de Rabat et N 70 à 80° dans la région de Tiflet. La sédimentation qui caractérise la bordure sud de l'axe du Bou Regreg et les bordures de la gouttière de Satour est de type chaotique (fig. 101), caractérisée par plusieurs cycles conglomératiques, des avalanches de blocs, des cônes de dépôts grossiers dans un milieu fin, des coulées boueuses, des olistolithes, des slumps,... Cette sédimentation remanie les calcaires récifaux du Dévonien à l'état de gros olistolithes ou d'éléments dans le conglomérat du Famenco-Tournaisien, ainsi que les pélites et calcaires du Silurien et enfin les psammites et roches volcaniques de l'Ordovicien. Ces conglomérats sont d'abord grossiers, quasiment en place sur le littoral (bordure bassin-ride, entre l'axe du Bou Regreg et le bassin de Sidi Bettache), puis se développe le pougingue siliceux à éléments arrondis, ce qui indiquerait l'installation d'une plaine deltaïque, comme le montre la petite séquence de type fluviale (fig. 90) qui traduit la présence de chenaux de petite taille (métriques) soumis à l'influence de la marée, comme l'indique par ailleurs la présence de fossiles marins tels que les Brachiopodes et les Encrines.

Au Viséen inférieur se déposent, dans la région de Rabat, les faciès littoraux à sub-continentaux, conglomératiques, du Jbel Bakkach et à la même époque, vers le Sud, se dépose latéralement la formation de l'oued Korifla qui se caractérise par des faciès grésopélitiques plus profonds. En fait, la profondeur du bassin viséen inférieur est de plus en plus importante en allant vers le Sud (centre du bassin de Sidi Bettache), ce qui se matérialise sur le terrain par des épaisseurs de plus en plus importantes du Nord vers le Sud (100 m pour les conglomérats du Jbel Bakkach, environ 1000 m pour les grésopélites de la région des Oulad Mimoun, en rive gauche de l'oued Korifla, et 2000 m encore plus au Sud au centre du bassin de Sidi Bettache).

Au Viséen moyen

La séquence de base montre une évolution dynamique plus importante du point de vue granulométrique et on passe vers le haut à une dynamique moins importante, c'est une séquence négative qui traduit un approfondissement du bassin. La plaine est inondée soit par soulèvement eustatique, soit par subsidence ; elle a tendance à se soulever de nouveau. Ces mouvements se répètent un certain nombre de fois, comme le montrent les séquences du Viséen moyen.

Au point de vue faciès, on voit vers le haut de la séquence une arrivée carbonatée qui indiquerait, chaque fois que les conditions deviennent favorables, l'installation d'une plateforme de type carbonatée.

Au Viséen supérieur

Un épisode transgressif se produit. Les faciès rencontrés indiquent que nous sommes au sein d'une plateforme carbonatée très peu profonde, soumise à des courants de traction importants (voir conglomérats et stratifications entrecroisées). Parfois cette plateforme est émergée, comme le prouvent les surfaces de ravinements rouges. Les calcaires oolithiques indiquent un milieu agité. Ces faciès correspondent à des dépôts de marge.

CONCLUSION

Bien que nous ayons déjà annoncé, dès le Dévonien inférieur (Lochkovien), les prémices d'ouverture du bassin de Sidi Bettache, ce n'est qu'au Famenco-Tournaisien que l'individualisation de celui-ci est mieux cernée.

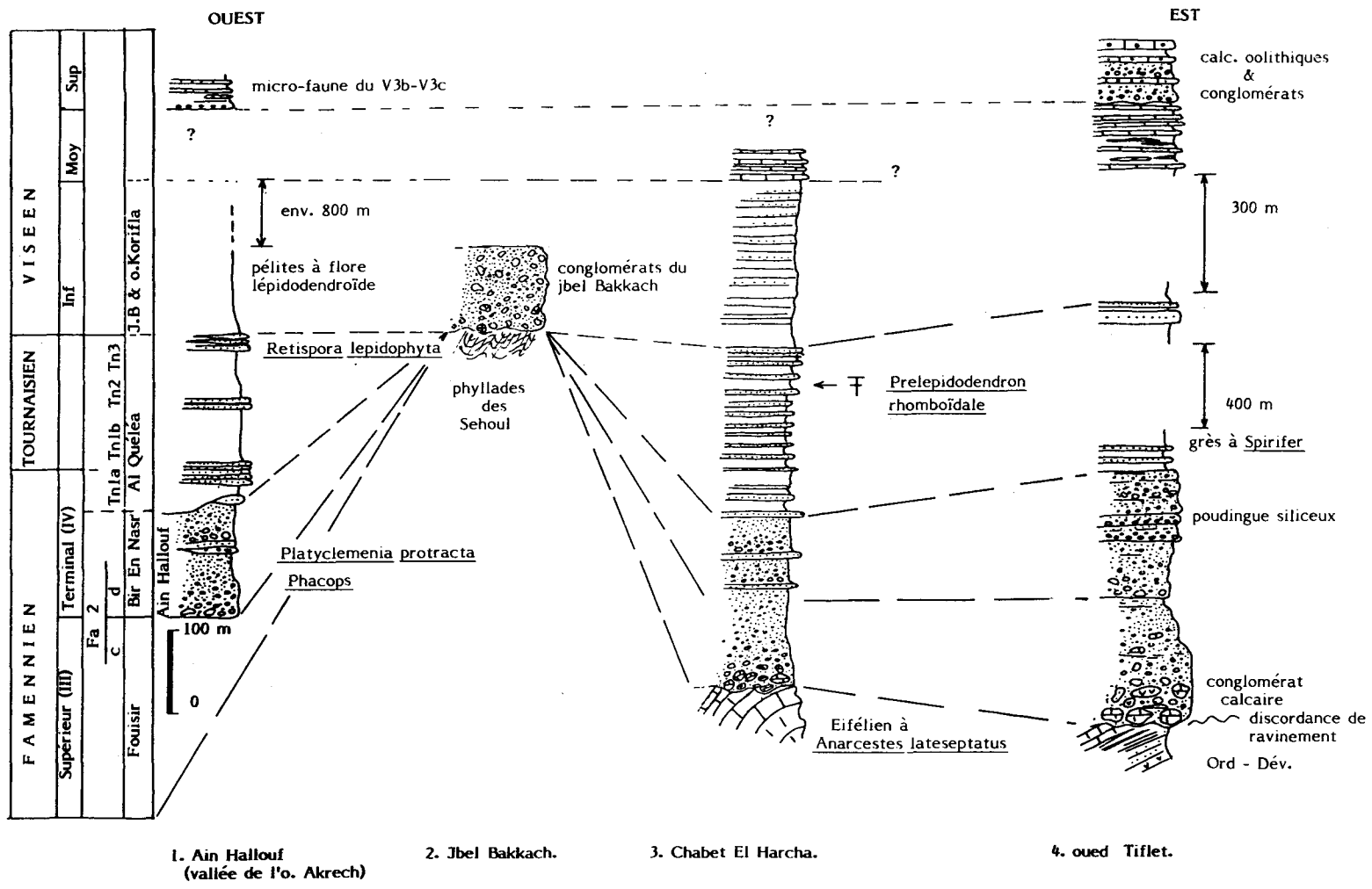


Fig. 100 : Colonnes stratigraphiques comparatives des formations dévono-dinantiennes de Rabat à Tiflet.

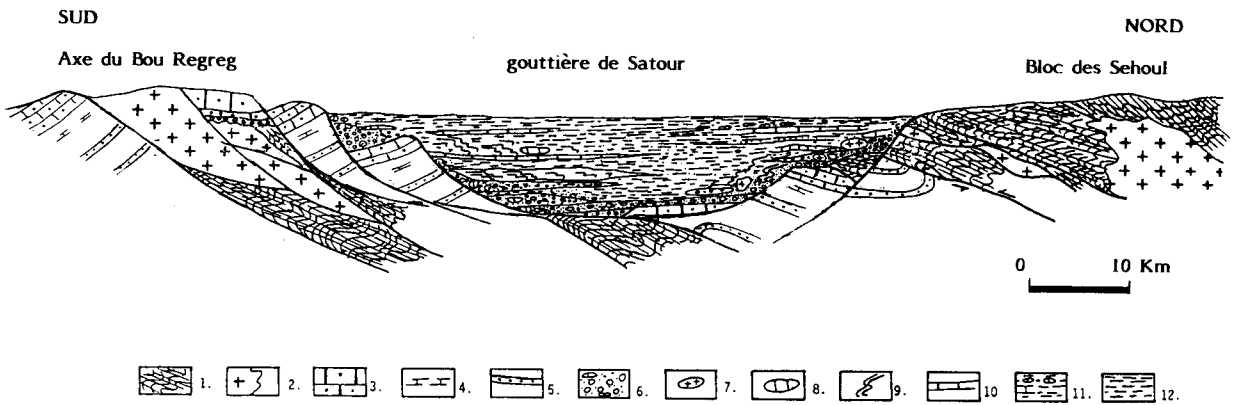


Fig. 101 : Reconstitution paléogéographique de la gouttière de Satour au Dévono-Dinantien.

1. Bloc "calédonien" des Sehoul, 2. granite "calédonien", 3. calcaires du Dévonien inférieur et moyen, 4. Siluro-Lochkovien, 5. OrdoVICIEN inférieur, 6. conglomérats du Faménno-Tourmaisien, 7. blocs de granite, 8. blocs de calcaires, 9. slumps, 10. calcaires vaseux à *Gigantoproductus*, 11. calcaires noduleux, 12. pélites, (10, 11 & 12: Viséen moyen).

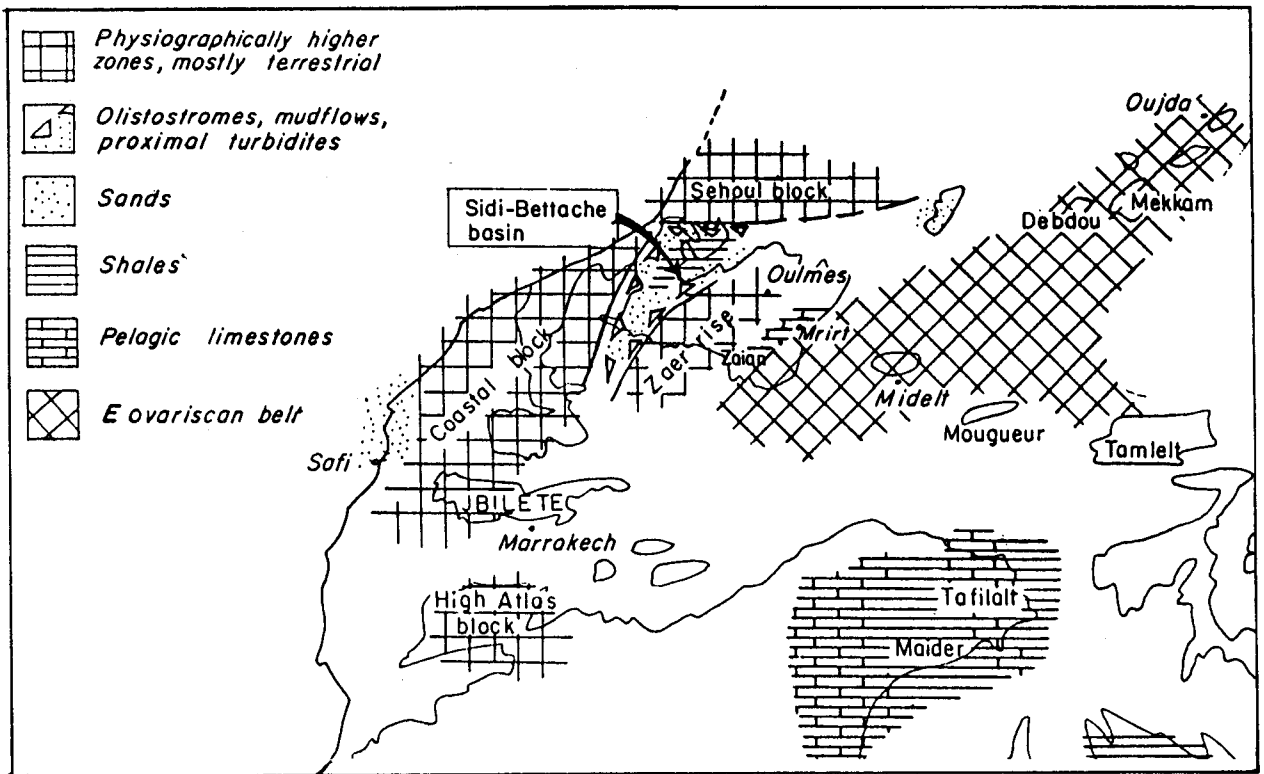


Fig. 102 : Paléogéographie de la Meseta marocaine au Faménno-Tourmaisien (d'après PIQUE & MICHARD, 1989).

Les mouvements épeirogéniques provoquant l'émersion de la région de Rabat-Tiflet se produisent postérieurement au Givétien (éléments les plus récents du conglomérat calcaire) et en tout cas avant le Famennien supérieur (âge des premières formations conglomératiques).

Lors de la "révolution famennienne", un découpage brutal se produit dans la Meseta nord-occidentale avec probablement un basculement de blocs, selon un compartimentage reprenant les structures héritées du Dévonien. En effet, cette architecture se produit le long de zones de faiblesse prédéterminées, qui seraient favorisées par des failles directionnelles listriques, il en résulte la création d'un bassin central, appelé par PIQUE (1979), bassin de Sidi Bettache (fig. 102). Celui-ci est limité au Nord par la ride calcaire de l'axe du Bou Regreg, vers le Sud il se prolonge dans le Khatouat (FADLI, 1983 et 1990), puis dans les Rehamna septentrionaux (bassin de Foug El Mezez: EL KAMEL, 1987). A la même époque, un autre bassin existait plus à l'Ouest, à Safi, séparé du précédent par la ride d'Imfout

(BACKER & al., 1965). Ces bassins dans lesquels s'est déposé le Famennien-Tournaisien sont établis sur une croûte continentale (PIQUE, 1979).

Dans notre secteur d'étude s'est créée au même moment une gouttière, de direction Est-Ouest, située entre l'axe du Bou Regreg et le bloc des Schoul, c'est la gouttière de Satour. Celle-ci a enregistré une évolution sédimentologique comparable à celle du bassin central (fig. 101).

La zone de Rabat-Tiflet a joué constamment en zone marginale du bassin situé vers le Sud, dans un environnement de type deltaïque. Les faciès de ce type d'environnement peuvent passer vers le Sud à des faciès plus fins, déposés dans un milieu plus profond qui correspond à la partie centrale du bassin de Sidi Bettache. Ce bassin recevait à la même époque les produits de démantèlement des autres rides (Môle côtier à l'Ouest, Zaer au Sud-Est): matériaux chaotiques et volcaniques sur ses bordures et un matériel détritique fin au centre.

CHAPITRE 8

LA DEFORMATION HERCYNIENNE

INTRODUCTION

L'originalité du secteur étudié réside dans la direction de sa structure qui est grossièrement Est-Ouest et dans le déversement de ses structures vers le Sud. LECOINTRE (1926, 1931 et 1933) est le premier à remarquer cette direction, qualifiée par lui "d'armoricaine", et à proposer son synchronisme avec la direction méridienne qu'il a décrit dans l'Oued Cherrat. Par la suite, COGNEY (1957) et PIQUE (1979) décrivent une succession de plis anticlinaux et synclinaux hercyniens. Nos études ont montré que la déformation hercynienne affectant cette région est polyphasée. Elle peut être subdivisée en trois parties:

- les mouvements précoces, d'âge dévonien supérieur, sont responsables du compartimentage de la région en horsts et grabens. Ce sont surtout des mouvements épeirogéniques, provoquant un bouleversement paléogéographique important à l'échelle de toute la Meseta nord-occidentale.

- la phase majeure hercynienne, d'âge namuro-westphalienne, a ployé le secteur étudié en plis synclinaux et anticlinaux dont l'amplitude varie.

- la phase tardive, qui correspond aux chevauchements et failles coulissantes disloquant les structures de la phase majeure.

LES MOUVEMENTS PRECOCES

Dans la région étudiée, des mouvements de distension synsédimentaires mineurs ont été remarqués dès le début du Dévonien. Ceux-ci évoluent dans le temps et se marquent notamment par des failles synsédimentaires qui fragmentent la plateforme carbonatée (préfiguration en blocs basculés), créant ainsi une structure en zones hautes et zones effondrées. Cette fracturation s'accroît à l'Emsien et se poursuit pendant l'Emsien supérieur (Dalejien), préfigurant la création d'un bassin central (bassin de Sidi Bettache) dont le comblement commence à l'Emsien supérieur. Cette fracturation a guidé la sédimentation. Par la suite, postérieurement au Givétien, se produisent des mouvements épeirogéniques provoquant l'émersion de la région de Rabat-Tiflet.

La "révolution famennienne", connue à l'échelle de toute la Meseta nord-occidentale (PIQUE, 1979),

s'est manifestée dans le secteur étudié par un découpage en horsts et grabens qui se fait le long de zones de faiblesse (failles directionnelles) reprenant les structures héritées du Dévonien. En effet, les mouvements correspondent au jeu de failles verticales lors de la période distensive, pendant laquelle vont s'individualiser un certain nombre de rides et de bassins (PIQUE & al., 1985).

A la fin de Dévonien moyen (Givétien) et en tout cas avant le dépôt des premiers conglomérats calcaires (Famennien supérieur), se produisent dans cette partie de la Meseta des mouvements de soulèvements de rides (axe du Bou Regreg, zone des Sehoul, zone du Cherrat et la zone des Zaer). Parallèlement à ces rides, il y a création d'un certain nombre de bassins plus ou moins grands, où la sédimentation va continuer. Ces bassins sont limités par des failles qui ont joué un rôle fondamental dans la sédimentation dévono-dinantienne du bassin de Sidi Bettache. Ces mouvements précoces s'inscrivent également, dans la sédimentation, par des pulsations transgressives, notamment du Famennien sur les roches antérieures et également du Viséen supérieur sur le Famennio-Tournaisien (PIQUE & al. 1985).

Sur les bordures du bassin de Sidi Bettache et en particulier la bordure nord, au Famennien, on a des faciès chaotiques et olistostromiques (argiles à blocs ou argiles scaglioses) dans lesquels se sont resédimentés des blocs arrachés à la ride voisine, de taille variable (quelques centimètres à plusieurs mètres cubes): c'est ainsi qu'on remarque des blocs de l'Ordovicien et du Dévonien inférieur et moyen. La série famenno-tournaisienne montre des conglomérats, des slumps, des coulées boueuses et aussi un certain "cannibalisme" des roches carbonifères. Le milieu est donc très instable en raison d'une tectonique en blocs basculés, séparés par des failles listriques (fig. 101) qui est à l'origine de glissements sous-marins (stries et blocs moulés). Notons, enfin, la discordance cartographique du Viséen supérieur sur les termes plus anciens.

LA PHASE MAJEURE

DANS LE BLOC DES SEHOUL.

Dans les phyllades et les quartzophyllades du barrage de Rabat se développent par endroits des plis P2, non cylindriques, parfois conjugués (fig. 103),

déformant la schistosité S1 (sehoulienne). Ces plis sont orientés en moyenne N 90 à N 120°, pouvant même être N 150° quand ils sont conjugués avec les plis Est-Ouest, et généralement déversés vers le Sud. L'amplitude de ces plis est variable: centimétrique, millimétrique, parfois même infra-millimétrique. Les plans de schistosité S1 supportent une linéation L₁₋₂ (fig. 104), correspondant à une crénulation très fine S2 évoluant parfois en clivage de fracture, dont l'espacement est millimétrique à centimétrique.

Les phyllades montrent, au microscope, des microplis P2, crénulant et déformant la schistosité cristallophyllienne S1. Ces microplis varient depuis un type ouvert, en système conjugué, de 0,7 à 1 mm de demie-longueur d'onde et sans clivage associé, jusqu'au type serré avec un clivage de fracture ou une crénulation S2 de plan axial et dont la demie-longueur d'onde est de 0,05 mm. Ce clivage S2 découpe les lits micacés de la roche en microlithons à l'intérieur desquels S1 est plissotée; il réoriente mécaniquement les séricites néoformées de la schistosité de flux S1 et n'est accompagné d'aucune nouvelle cristallisation. Les lits quartzeux sont, en revanche, simplement ployés.

Les cisaillements sont postérieurs aux plissements P2, et se font préférentiellement le long des plans de schistosité en disloquant les structures. Les lentilles ou amygdales tectoniques de dimensions variées des phyllades et des quartzophyllades acquises pendant les mouvements "calédoniens" seront réutilisées pendant le cycle hercynien (fig. 105 et 106). Ces lentilles sont porteuses de stries de direction variable (N 160 à N 20°), le plongement de ces stries est également variable puisque le plan porteur est lui-même ondulé.

La coupe du déversoir du barrage donne un bel exemple de cette amygdalisation des phyllades et des quartzophyllades dans lesquelles sont prises des lames de granites et de roches basiques. Dans la partie aval (WNW) de la coupe (fig. 107), les bancs de grès et de quartzites sont toujours discontinus, leur pendage au

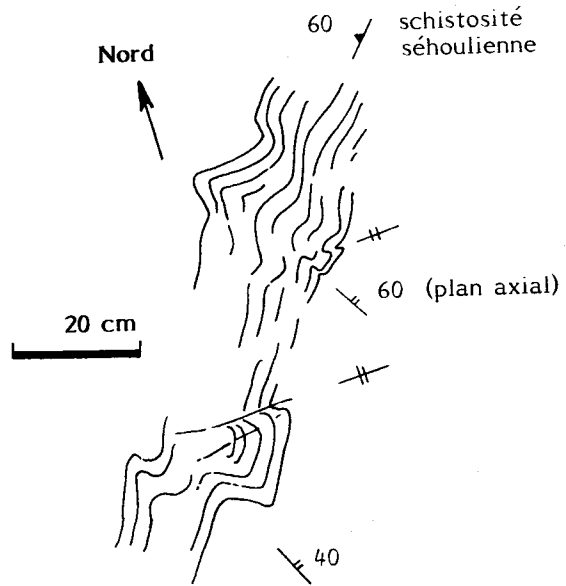


Fig. 103 : Les plis hercyniens dans les phyllades du bloc des Sehoul.

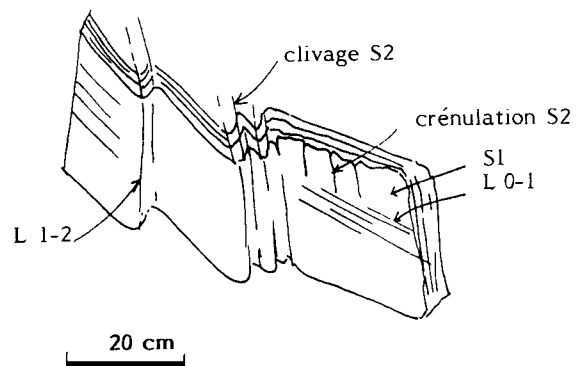


Fig. 104 : Eléments structuraux hercyniens dans les phyllades du barrage de Rabat (rive droite du Bou Regreg).

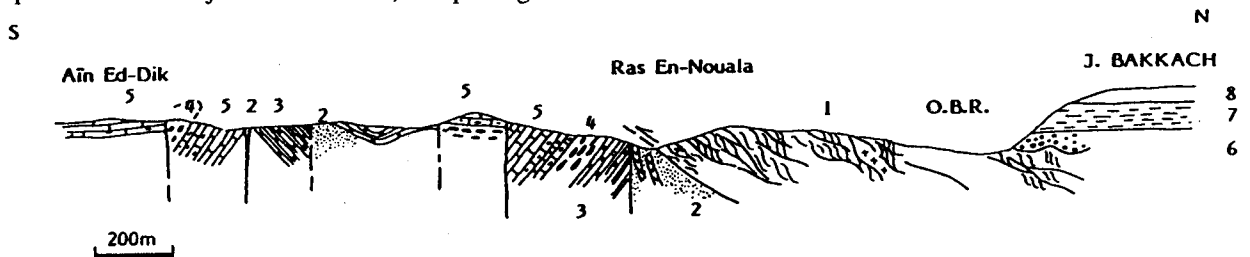


Fig. 105: Coupe de l'Aïn Ed Dik: 1. bloc des Sehoul, 2. Ordovicien inférieur, 3. Siluro-Lochkovien, 4. Praguien, 5. Emsien, 6. conglomérat Viséen inférieur du Jbel Bakkach, 7. Miocène, 8. Moghrébien, O.B.R. oued Bou Regreg.

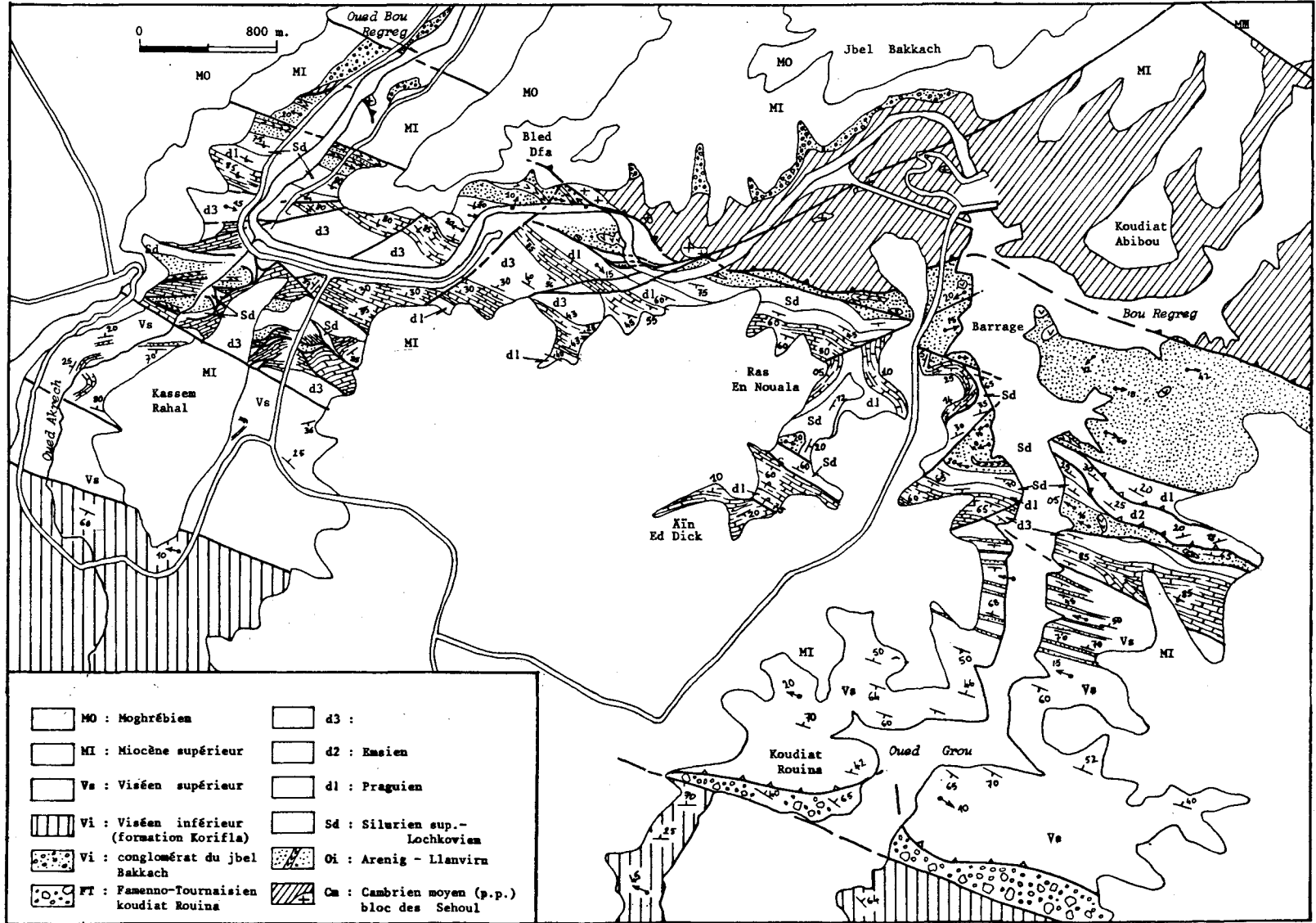


Fig. 106 : Carte structurale simplifiée du secteur compris entre l'oued Akrech et le barrage de Rabat.

ESE

WNW

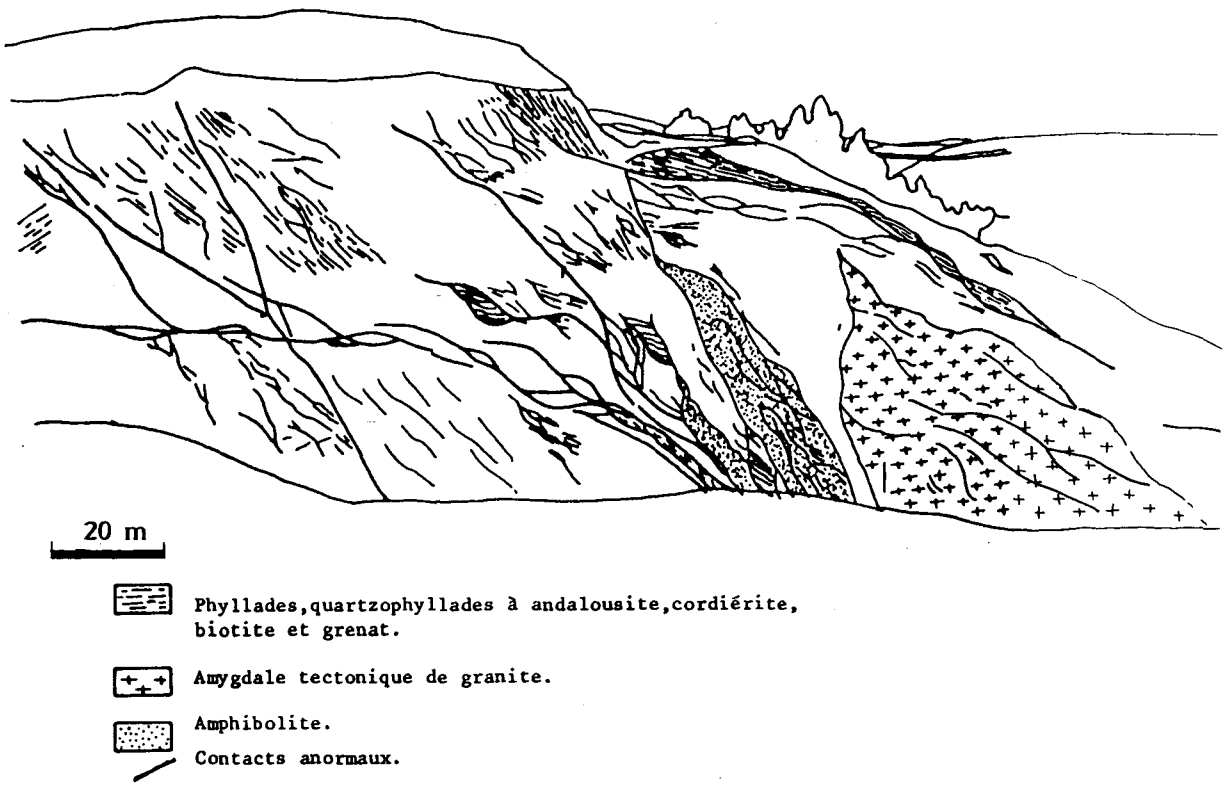


Fig. 107: Coupe montrant, sur le mur sud du déversoir du barrage de Rabat, la structure amygdalaire des phyllades et l'écaïlle de granite.

NNW est voisin de 45 à 60°. L'ensemble des roches est recoupé par des contacts anormaux qui délimitent les amygdales et qui se relaient sous forme de failles listriques (fig. 108 et 109). Au voisinage de ces contacts la schistosité des phyllades est interceptée et déformée en sigmoïdes. Ce qui veut dire que le rejeu du chevauchement du bloc des Sehoul sur l'axe du Bou Regreg s'est fait postérieurement aux plissements P2 et au clivage S2 qui les accompagne. Ces contacts tronçonnent également les lentilles granitiques, situées à la sortie du déversoir. Ces cisaillements s'observent par ailleurs dans les lentilles granitiques du déversoir, où nous avons relevé deux familles de fractures (fig. 110):

- une famille NE-SW, à pendage variable, dominante et affectant tout le matériel. Les stries mesurées sur certains miroirs donnent une compression maximale σ_1 de direction N 125°.

- une autre famille N-S, avec des stries verticales donnant un jeu en failles inverses.

Des failles subverticales décrochantes, de direction N 90 à N 120°, liées à l'orogénèse hercynienne, décalant les contacts chevauchants seront décrites plus loin.

DANS L'AXE DU BOU REGREG ET LA MARGE NORD DU BASSIN DE SIDI BETTACHE

Dans cette zone les mouvements paroxysmaux de l'orogénèse hercynienne sont postérieurs, au moins, au Viséen supérieur (derniers terrains impliqués); le Namurien ayant été identifié par MARHOUMI (1984) plus au Sud. Ceci nous amène à rattacher cette phase à celle largement représentée en Meseta occidentale et qui correspond à la phase namuro-westphalienne (MICHARD, 1976). Cette phase a ployé le secteur étudié en une suite d'anticlinaux et de synclinaux dont la direction est en moyenne est-ouest. Cependant, on peut subdiviser cet axe du Bou Regreg en deux parties:

- une partie occidentale, située entre Rabat et la maison forestière des Sehoul, où le plissement est dirigé N 90 à N 120° et où la fracturation est dirigée N 120 à N 140°.

- une partie orientale, située entre la maison forestière des Sehoul et l'oued Tiflet, où le plissement est dirigé N 50 à N 70°, et où les axes de plis s'allongent sur plusieurs kilomètres. La fracturation est tardive et est orientée N 70 à N 80°.

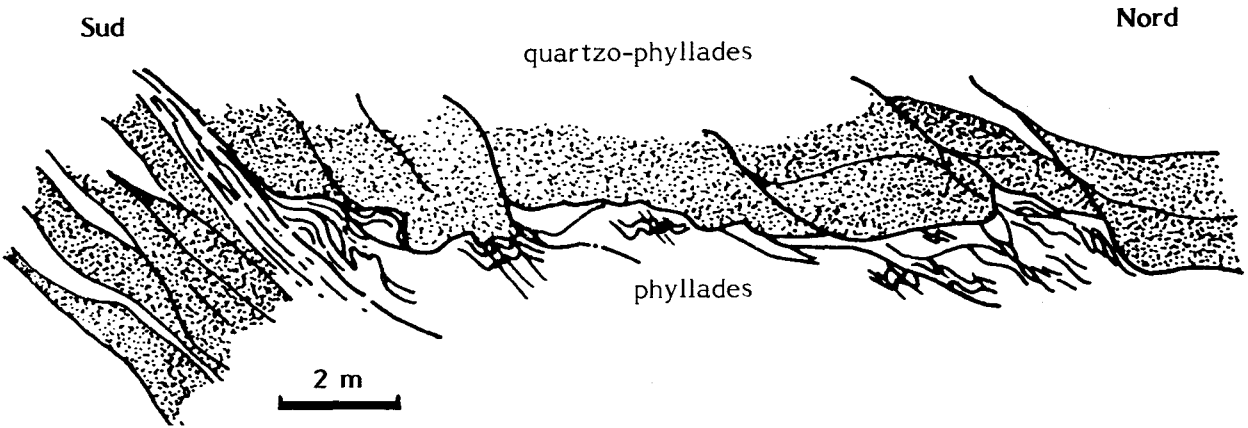


Fig. 108 : Coupe montrant les contacts chevauchants dans les phyllades et quartzo-phyllades, à proximité du contact majeur entre le Bloc des Sehoul et l'Axe du Bou Regreg (rive gauche du barrage).

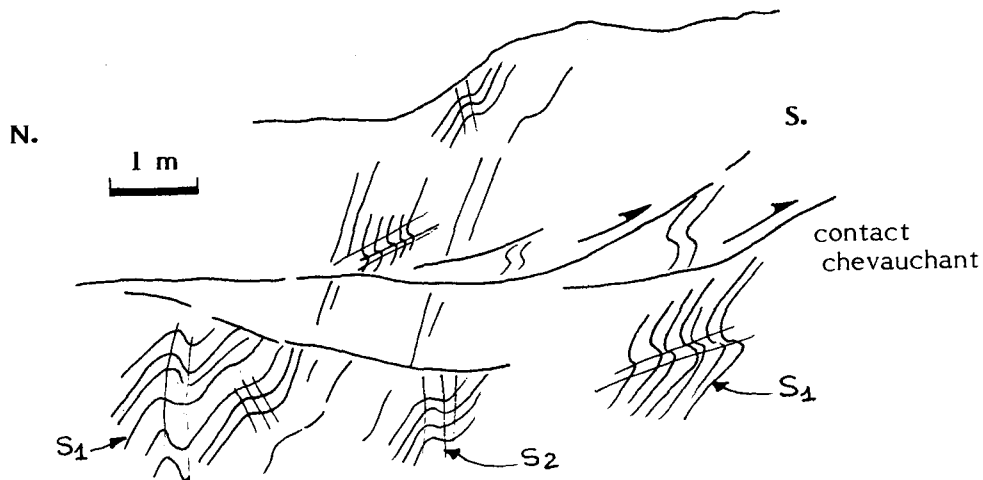


Fig. 109 : Les cisaillements plats hercyniens dans les phyllades rouges du barrage de Rabat.

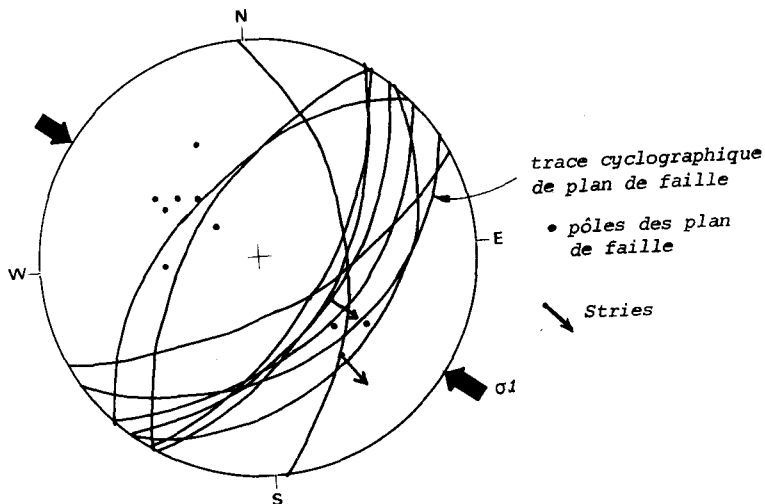


Fig. 110 : La fracturation dans le granite du déversoir du barrage de Rabat.

La partie occidentale

Les coupes que nous avons établies dans les gorges des oueds Akrech, Bou Regreg et Grou montrent des plis orientés N 90 à N 120°. Ce sont généralement des plis hectométriques dans les bancs incompetents (grès, quartzites, calcaires) et centimétriques à métriques dans les bancs compétents (pélites et silto-pélites) ou à faible épaisseur. Ces plis sont généralement déversés vers le Sud ou vers le SSW. La schistosité ne s'imprime qu'au niveau des bancs pélitiques où elle est de type fracture. Le métamorphisme est pratiquement nul.

Examinons quelques exemples:

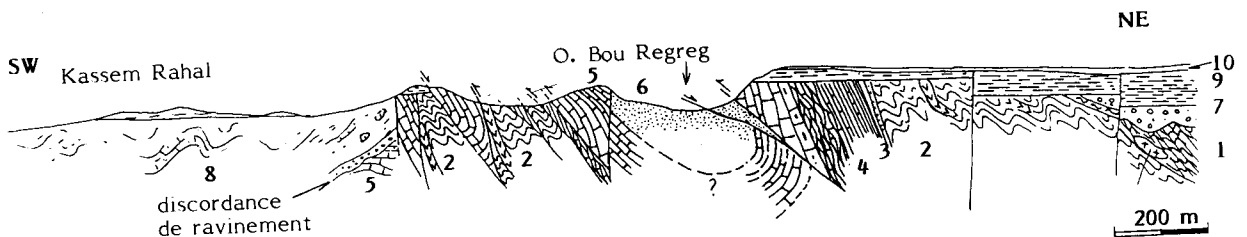


Fig. 111 : Coupe montrant les structures hercyniennes au niveau du "synclinal des carrières".

1. Bloc des Schoul, 2. Ordovicien (Arenig), 3. Siluro-Lochkovien, 4. Praguien, 5. Emsien, 6. Emsien supérieur (Dalejien), 7. Viséen inf (conglomérats du Jbel Bakkach), 8. Viséen sup (conglomérats, calcaires oolithiques, grésopélites), 9. Miocène, 10. Moghrébien.

au niveau de Bled Dfa

Les calcaires et les pélites du Lochkovien et du Praguien sont ployés dans des plissements d'amplitude décimétrique à métrique (fig. 113) de direction N 110 à N 120° et à plongement faible (5 à 15° Ouest ou Est, fig. 114). On ne distingue pas de schistosité dans ces structures, sauf au niveau des charnières où une fracturation synaxiale pourrait être interprétée comme un clivage de fracture. En revanche, les faciès ordoviciens sont ployés dans des plis disharmoniques, d'amplitude centimétrique à décimétrique, et où la direction du plissement varie (fig. 115). La présence sur le terrain de plis conjugués, ainsi que la disharmonie, expliquent en partie cette dispersion d'axes.

dans la vallée de l'oued Grou

En bordure nord du bassin de Sidi Bettache, la série du Viséen supérieur est essentiellement grésopélitique, le plissement est d'amplitude décamétrique en raison de l'épaisseur importante des bancs gréseux impliqués. Ici les plis varient du type concentrique au type déversé (vers le Sud). La schistosité de type

au niveau des carrières de l'oued Akrech (fig. 111):

Les plis ont une direction allant de N 90 à N 120° (fig. 112), en général déversés vers le Sud. Par exemple le synclinal des carrières montre un flanc nord subvertical à inverse (75 à 80° N) et un flanc sud à pendage variant de 20 à 50° N (polarité normale). Cette structure est bien dessinée par les calcaires, en bancs métriques, de l'Emsien. Elle présente également d'autres plis de la même famille et de faible amplitude (centimétrique à métrique) dans les séries ordovicienne, siluro-lochkovienne, praguienne et emsienne (fig. 111).

fracture est bien développée dans les niveaux pélitiques (fig. 116).

Dans l'axe du Bou Regreg, le plissement est centimétrique dans l'Ordovicien et métrique dans les calcaires et les pélites siluro-dévonien. La direction de ce plissement est grossièrement Est-Ouest, les axes de plis plongent faiblement vers l'Est ou vers l'Ouest (fig. 117). La déformation se situe ici dans le niveau structural moyen-supérieur, au-dessus du front supérieur de la schistosité.

La partie orientale

La particularité de cette région consiste dans le changement de la direction des plis: en moyenne N 70° (fig. 121). Cette direction est assez homogène depuis les gorges du Khaloua jusqu'à l'oued Tiflet. Ce plissement est recoupé obliquement par des failles décrochantes tardi-hercyniennes et aussi par des failles directionnelles à tendance chevauchante (PIQUE, 1979). La schistosité, de type fracture, n'est développée que localement dans les lits pélitiques. Le métamorphisme est absent.

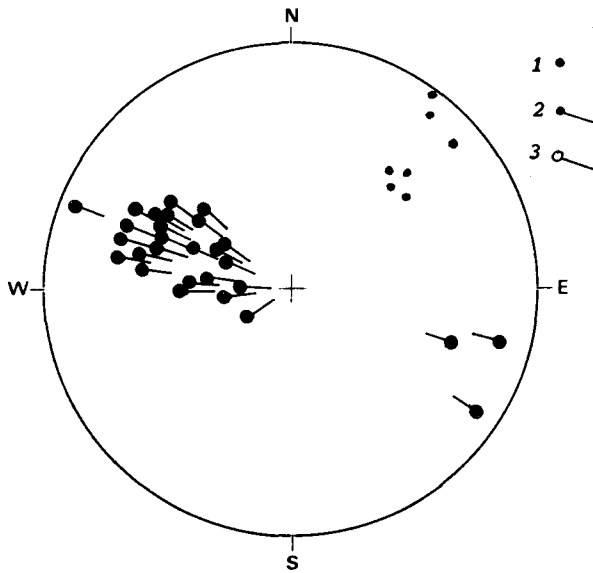


Fig. 112 : Stéréogramme du "synclinal des carrières" et structures associées. (1. stratification, 2. axe de pli mesuré, 3. axe de pli construit: Légende commune aux fig. 112 à 125).

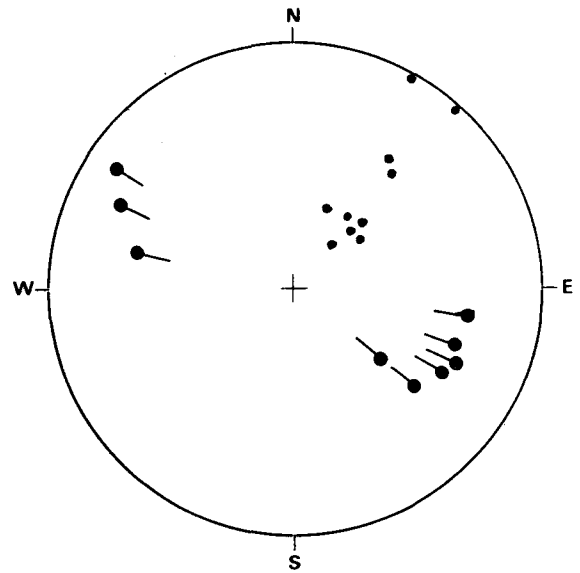


Fig. 114 : Les plis hercyniens dans les calcaires et pélites du Lochkovien de Bled Dfa.

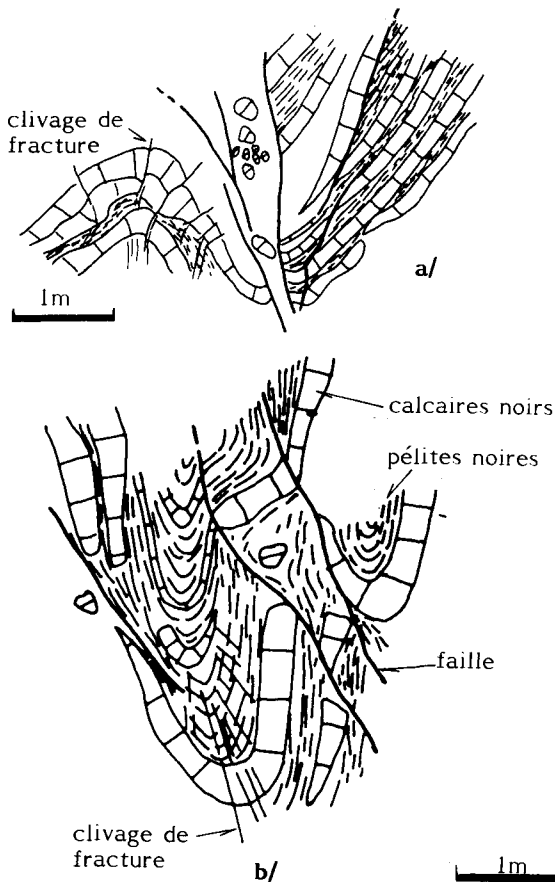


Fig. 113 : Les plis hercyniens dans les calcaires et pélites du Lochkovien de Bled Dfa (rive droite du Bou Regreg).

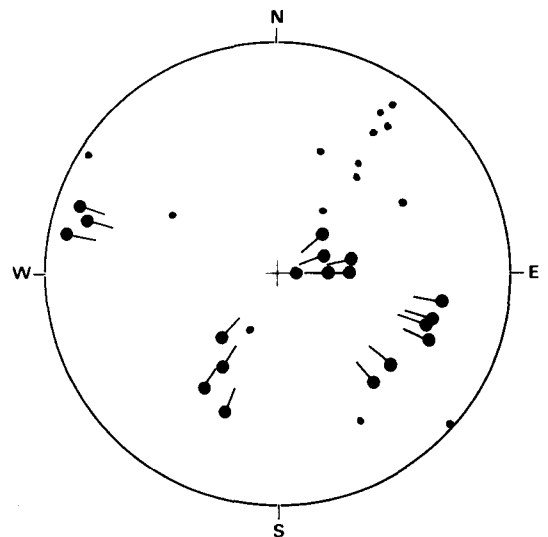


Fig. 115: Stéréogramme des structures hercyniennes à Bled Dfa.

Dans les gorges du Khaloua (fig. 122)

En raison de la compétence et de l'épaisseur des bancs, les plis P2 ont ici une amplitude métrique à décimétrique et ils sont légèrement déversés vers le Sud. Les roches du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur forment un synclinal perché (à coeur Emsien) à Koudiat Bou Ghéchoua. Son axe construit est N 72 - 20°W (fig. 118). Plus à l'Est, à Kef El Hamam, les calcaires et les pélites du Dévonien inférieur montrent une série de plissements, d'échelle métrique, dont le plan axial est de direction N 65° et à pendage vertical. Les axes de plis sont horizontaux ou à faible plongement (jusqu'à 20°W: fig. 119).

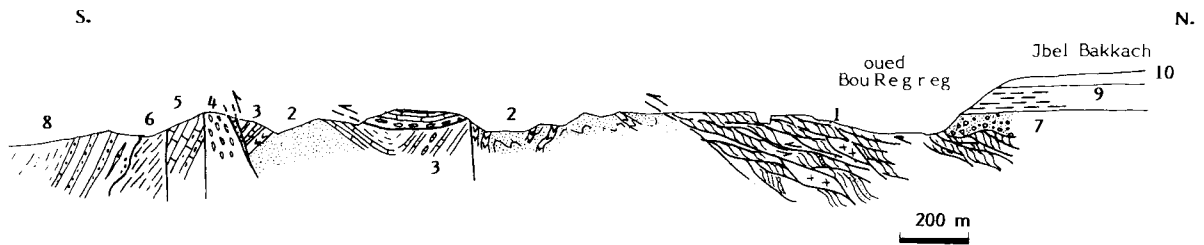


Fig. 116: Coupe de la rive gauche de l'oued Grou.

1. bloc des Sehoul, 2. Ordovicien inférieur, 3. Siluro-Lochkovien, 4. Praguien, 5. Emsien, 6. Emsien supérieur (Dalejien) 7. Viséen inférieur (conglomérat du jbel Bakkach), 8. Viséen supérieur, 9. Miocène, 10. Moghrébien.

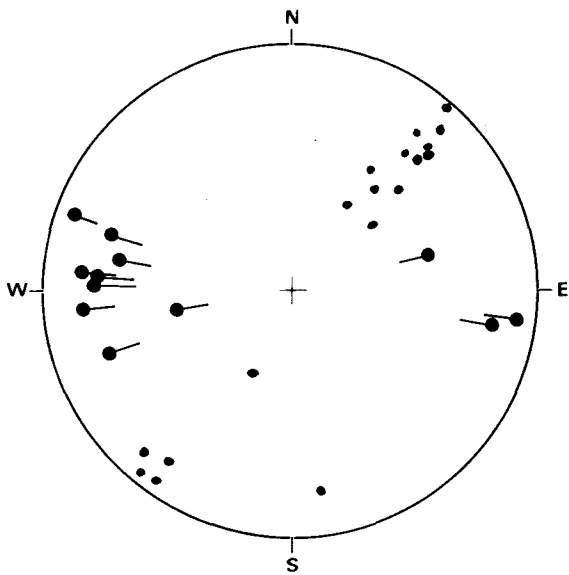


Fig. 117 : Stéréogramme des plis hercyniens dans la série ordovicienne de la rive gauche de l'oued Grou (au Sud de la prise d'eau).

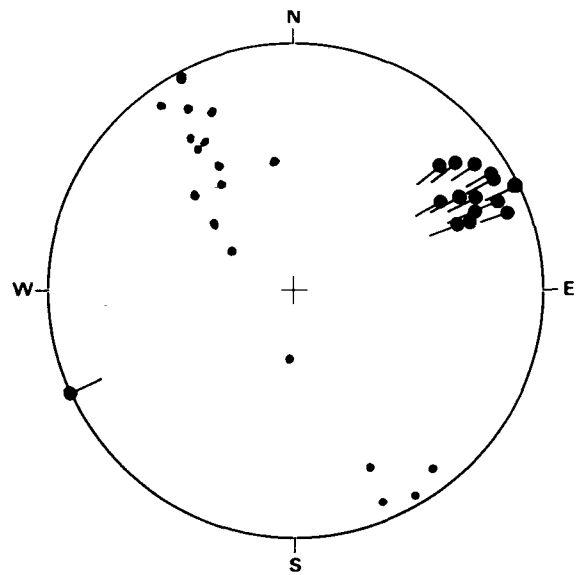


Fig. 119 : Stéréogramme des plis hercyniens dans les calcaires dévoniens de Kef El Hamam.

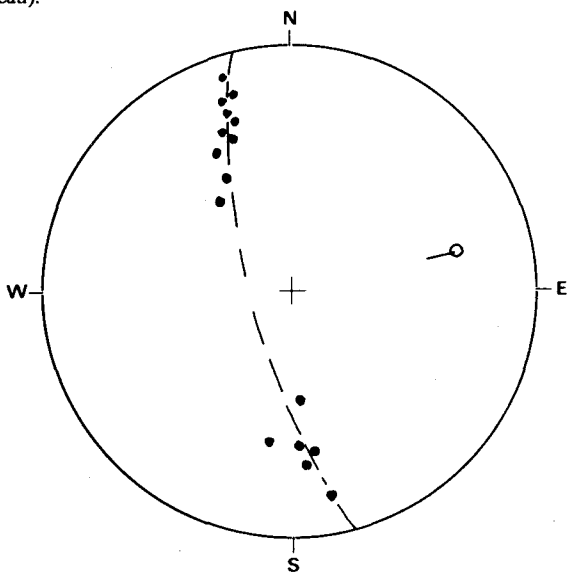


Fig. 118: Stéréogramme du synclinal de kouidiat Bou Ghéchoua.

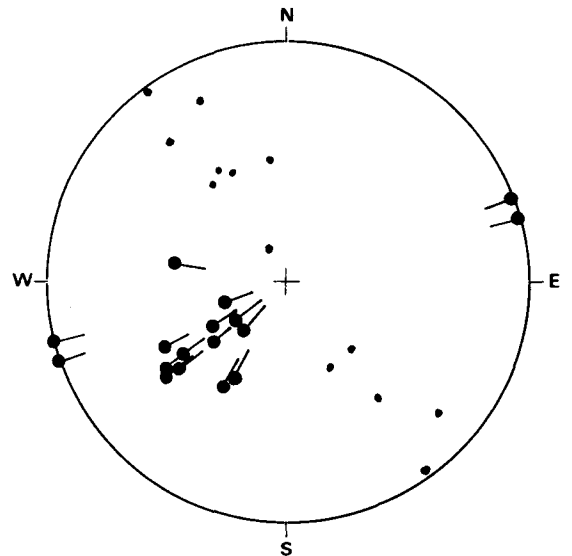


Fig. 120 : Les plissements hercyniens dans la branche N-S de l'oued Satour.

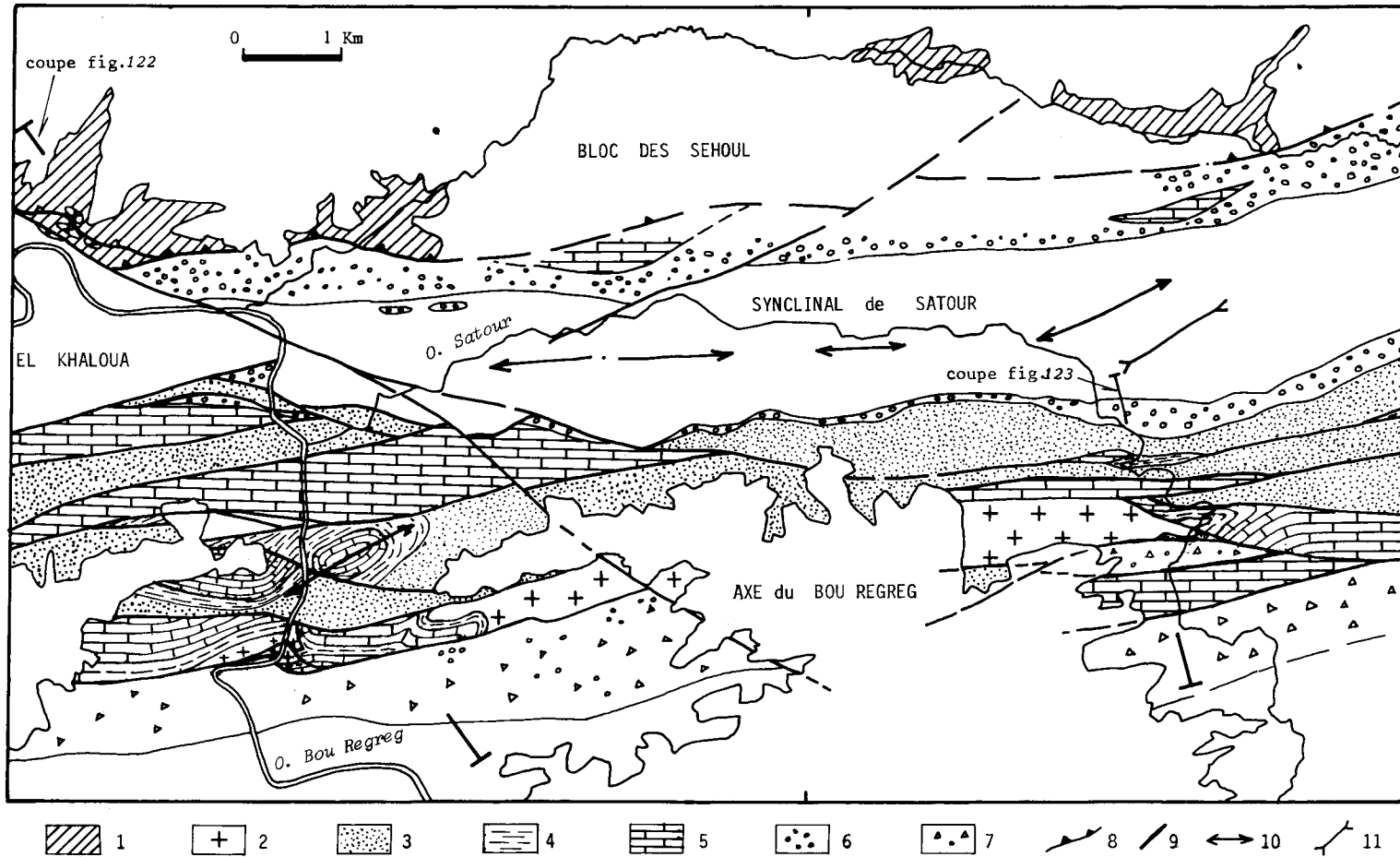


Fig. 121 : Carte structurale des gorges de Khaloua (oued Bou Regreg) et de l'oued Satour; position des coupes structurales.
 1. Bloc des Sehoul, 2. granite "calédonien", 3. Ordovicien inférieur, 4. Silurien supérieur, 5. Dévonien inférieur et moyen, 6. conglomérats du Faménno-Tourmaisien, 7. conglomérats et coulées boueuses du Faménno-Tourmaisien (marge nord du bassin de Sidi Bettache), 8. faille chevauchante, 9. décrochement, 10. synclinaux, 11. anticlinaux.

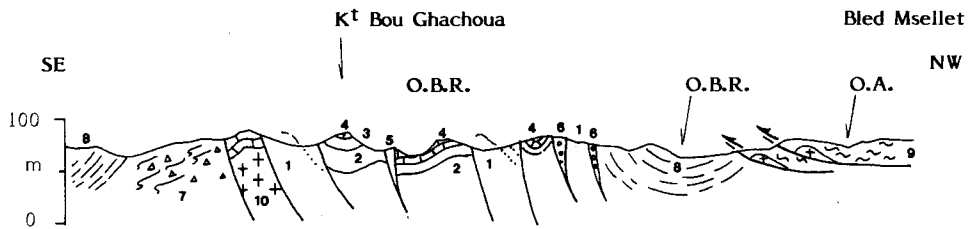


Fig. 122: Coupe à travers les gorges de Khaloua.

1. Ordovicien inférieur, 2. Silurien supérieur et Lochkovien, 3. Praguien, 4. Emsien, 5. Givétien (?), 6. conglomérats et 7. coulée boueuse du Famenco-Tourmaisien, 8. grés-pélites viséens de la gouttière de Satour, 9; phyllades du bloc des Schoul, 10. granite "calédonien" de Taïcha, O.B.R. oued Bou Regreg, O.A. oued Atchane.

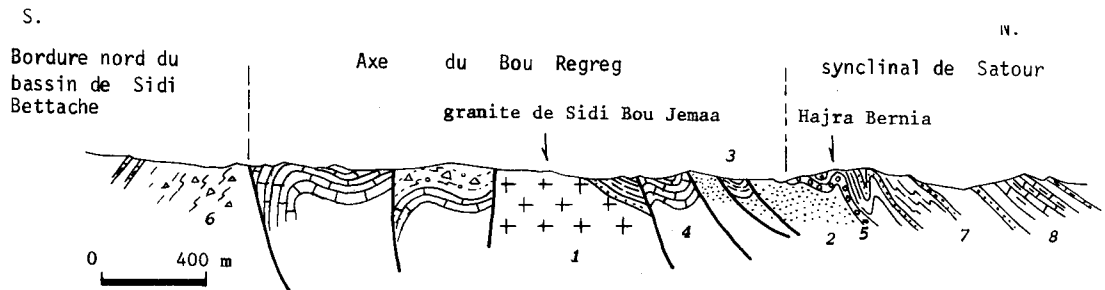


Fig. 123: Coupe à travers la branche N-S de l'oued Satour.

1. granite "calédonien" de Sidi Bou Jemaa, 2. grès et pélites de l'Ordovicien inférieur (Arenig), 3. calcaires et pélites du Silurien terminal, 4. calcaires et pélites du Dévonien inférieur, 5. conglomérats calcaires et poudingue siliceux, 6. coulée boueuse, 7. bancs gréseux et pélitiques, (5, 6. & 7: Famenco-Tounaisien et Viséen inférieur), 8. calcaires argileux du Viséen moyen.

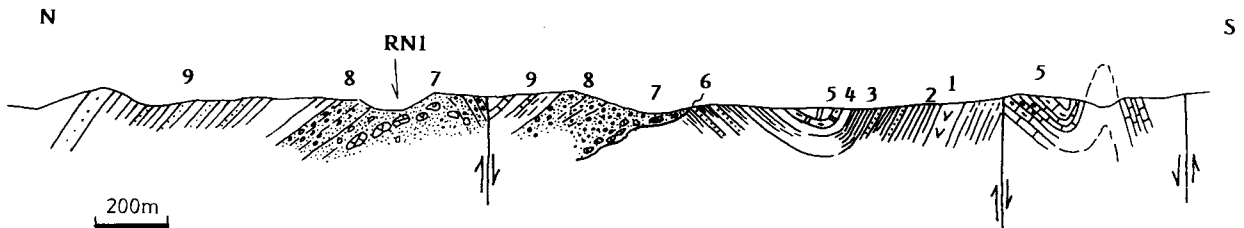


Fig. 124 : Coupe dans l'oued Tiflet.

1. roches volcaniques et 2. grés-pélites de l'Ordovicien inférieur, 3. calcaires et pélites du Silurien supérieur-Lochkovien, 4. calcaires noduleux du Praguien, 5. calcaires à silex de l'Emsien, 6. discordance de ravinement, 7. conglomérats calcaires et 8. poudingue siliceux du famenco-Tourmaisien, 9. grés-pélites et calcaires viséens de la gouttière de Satour.

La branche N-S de l'oued Satour (fig. 123)

Les calcaires argileux du Silurien supérieur, transgressifs sur l'extrémité est du granite de Sidi Bou Jemaa, en rive gauche de l'oued Satour, dessinent des plis isoclinaux métriques à décimétriques de plan axial dirigé N 70° et à pendage vertical. Ces plis sont parfois conjugués (de directions N 50° et N 100°). Nous avons également des plis N 40° décimétriques déversés vers le SE (le plan axial est N 40° -70°NW). Les faciès ordoviciens, pris en lanière entre le Silurien au Nord et le Dévonien au Sud, sont plissés

en disharmonie. Ils sont parfois conjugués (N 70° et N 20 à 30°) : fig. 120.

Dans l'oued Tiflet (fig. 124)

Les séries ordovico-dévonienues sont déformées en synclinaux et anticlinaux, généralement cylindriques, décamétriques (fig. 124). La direction axiale moyenne est de N 70° (fig. 125) avec un faible plongement vers l'Ouest de 5°. La schistosité est pratiquement absente dans ce type de faciès.

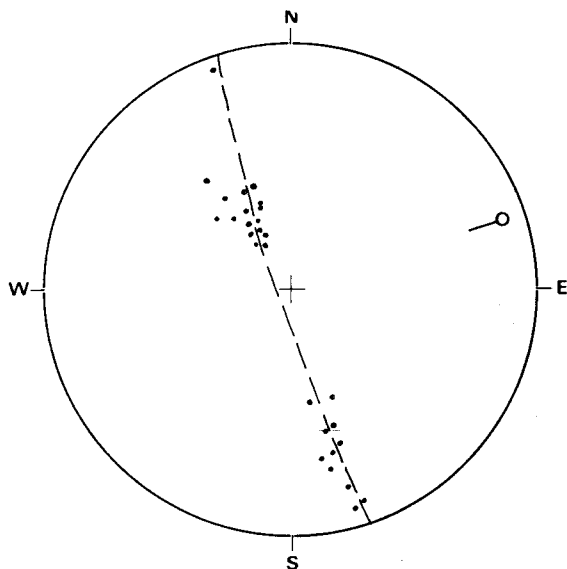


Fig. 125 : Les plissements hercyniens dans l'oued Tiflet.

LA PHASE TARDIVE

LA FRACTURATION: ANALYSE MICROTECTONIQUE.

Dans les deux parties que nous venons de décrire, Rabat et Tiflet, la fracturation est postérieure aux plissements hercyniens, avec remobilisation de failles directionnelles, ayant déjà fonctionné au cours des mouvements précoces.

Cette phase de déformation a cisailé les plis dans leurs plans axiaux, accentuant de ce fait le déversement vers le Sud et provoquant localement des chevauchements de faible ampleur dans la même direction. Ceci est bien visible au niveau des carrières de l'oued Akrech où des pélites noires dilacérées du Silurien et de l'Emsien supérieur sont coincées en lentilles tectoniques entre les blocs des calcaires massifs ou lités de l'Emsien.

Des chevauchements tardi-hercyniens sont également observés au niveau des calcaires subhorizontaux situés dans la vallée de l'oued Grou. On y observe, en effet, en rive gauche des calcaires de l'Emsien subhorizontaux, à structures synsédimentaires, reposer sur les calcaires et pélites siluriens et les grès ordoviciens à pendages subverticaux (fig. 116). Ces chevauchements ont une très faible portée (quelques dizaines à quelques centaines de mètres).

L'analyse de cette fracturation, favorisée par la présence de stries sur les nombreux miroirs de failles et la présence de tectoglyphes, permet la

détermination du sens de mouvement (steppes de calcite, éléments striateurs et gradins d'arrachements). La détermination de la direction des contraintes a été réalisée à l'aide de la méthode graphique des dièdres droits, définie par ANGELIER & MECHLER (1977). Cette méthode présente l'avantage d'être toujours applicable.

Le report graphique de toutes les mesures sur canevas de WÜLFF (hémisphère inférieur) a permis de mettre en évidence deux champs de contraintes. Les axes de compression maximale σ_1 ont respectivement les directions suivantes: N 150-160° et N 10-50°.

- La compression N 150-160° (fig. 126) est responsable du jeu décrochant dextre des accidents N 120-140° auxquels est associé le jeu décrochant senestre des accidents N 10-40°. Dans ce contexte, les accidents N 70-90° sont réactivés en failles inverses à composante décrochante dextre (fig. 128-A)

- La compression N 10-50° (fig. 127) va réactiver les accidents N 70° en décrochements senestres auxquels s'associe un réseau conjugué N 00-20° à jeu décrochant dextre. Les accidents N 90° et N 120-140° vont être réactivés en failles inverses à composante décrochante senestre (fig. 128-B).

Lors de ces deux épisodes compressifs se produit une permutation entre σ_2 et σ_3 . Elle permet le passage d'un régime où dominent les décrochements vers un régime où dominent les failles inverses (fig 128-C).

ETUDE DU CONTACT ENTRE LES DEUX ENSEMBLES (BLOC DES SEHOUL ET AXE DU BOU REGREG)

Région de Rabat

De l'Est vers l'Ouest du secteur étudié on peut faire les observations suivantes :

1.- au niveau de la rive droite de l'oued Grou, le contact doit se situer dans le lit de l'oued Bou Regreg. En effet, sur la rive droite de celui-ci les roches sont métamorphiques, alors que sur la rive gauche elles sont sédimentaires. Par ailleurs LECOINTRE & DELEPINE (1933), GARCIA (1961) et PIQUE (1979) avaient signalé la présence d'une "lentille" de granite dans la vallée de l'oued Bou Regreg (granite de Sidi Ahmed), maintenant cachée par les eaux du barrage. Le contact se situerait donc à cet endroit.

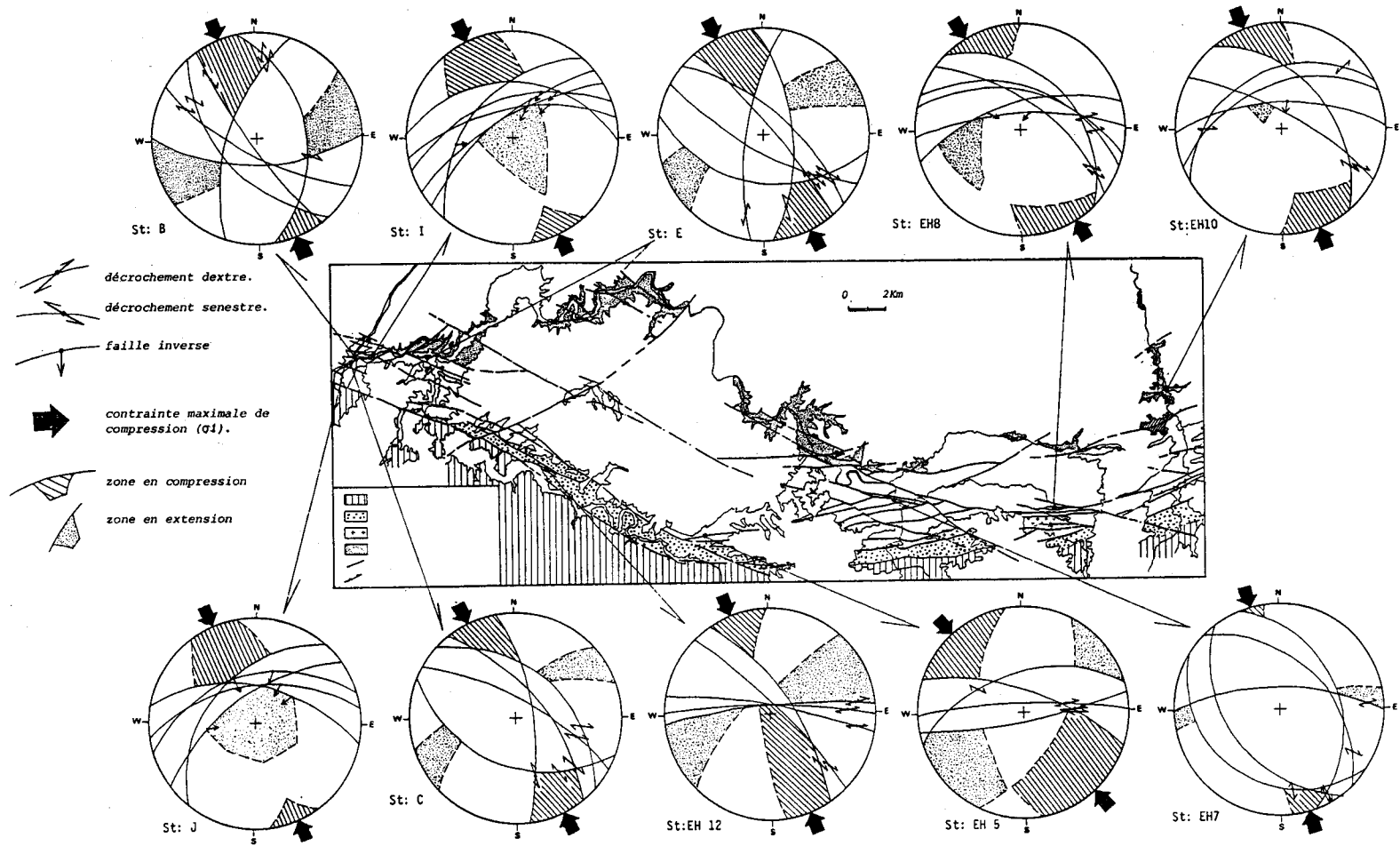


Fig. 126 : Analyse microtectonique de la fracturation (premier épisode).

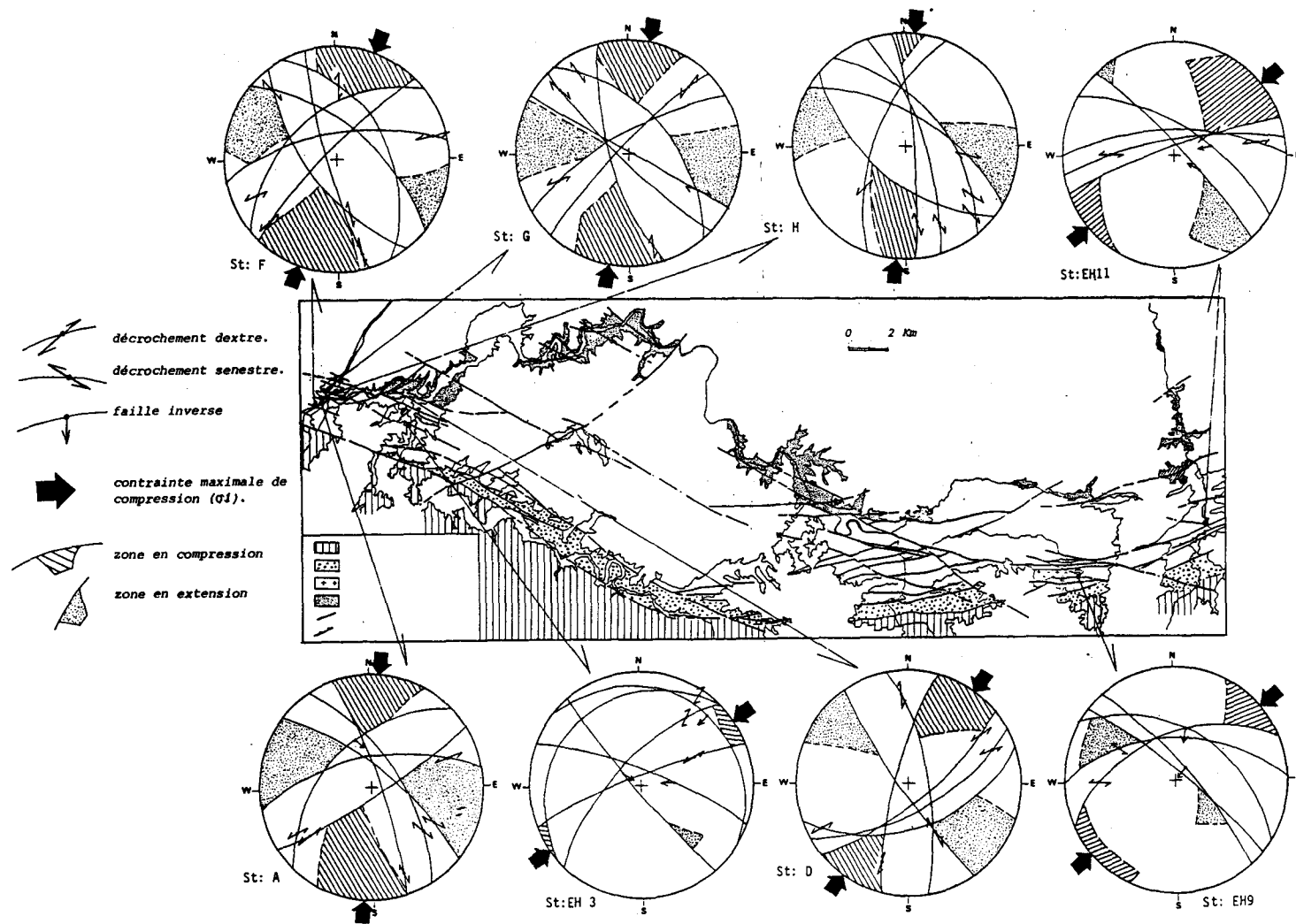


Fig. 127 : Analyse microtectonique de la fracturation (deuxième épisode).

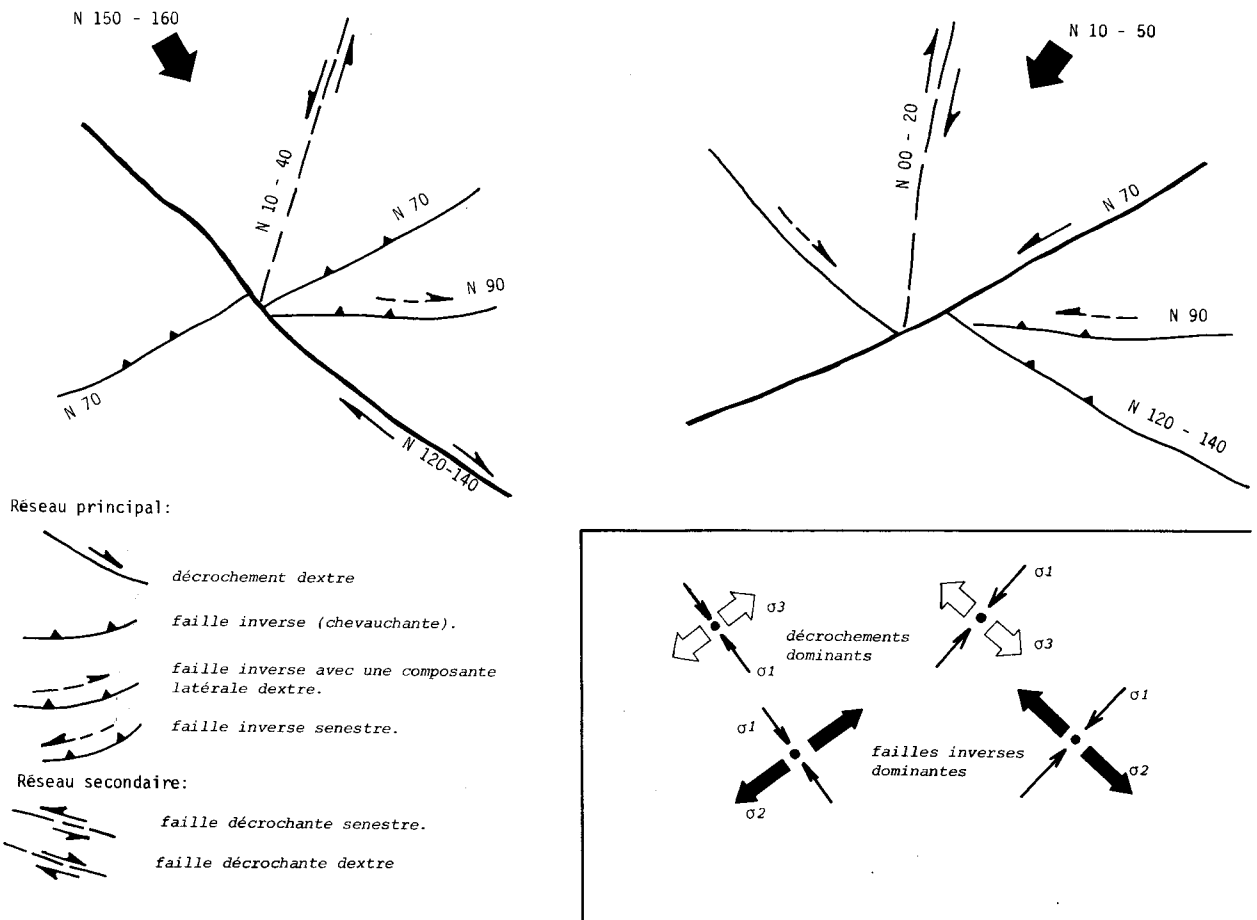


Fig. 128 : Chronologie des épisodes de fracturation et répartition des contraintes dans la zone de Rabat-Tiflet.

2.- sur la rive gauche de l'oued Grou, au niveau de la prise d'eau, se trouvent des psammites à micas flottés de l'Ordovicien ne présentant aucune trace de métamorphisme. Vers le Nord, des éboulis et la mauvaise qualité des affleurements empêchent de situer la limite précise entre l'axe du Bou Regreg et le bloc des Schoul. Tout autour de la station d'épuration d'eau, nous avons relevé des faciès rappelant l'Ordovicien sédimentaire, mais aucune stratification évidente n'est visible. Les roches sont écrasées, avec par endroit des bancs gréseux disloqués.

Plus au Nord se trouve une zone mylonitisée à blocs, au-dessus de laquelle rien ne semble s'organiser: les bancs gréseux sont lenticulaires et côtoient de gros blocs de grès et de grès micacés à veines de quartz dilacérées.

Le contact anormal majeur mettant en superposition le bloc métamorphique des Schoul sur l'ensemble sédimentaire de l'axe du Bou Regreg passe à une centaine de mètres au Sud du pont du déversoir. Il n'a pu être touché directement, mais la tranchée de la route dans cette région laisse voir dans les terrains métamorphiques une zone fortement écrasée où l'on peut faire les observations suivantes (fig. 108):

- une mylonitisation des phyllades et quartzophyllades matérialisée par un broyage intense des roches.
- de très nombreuses cassures courbes et sigmoïdes qui s'interceptent et délimitent ainsi des amygdales tectoniques de dimension centimétrique à métrique et dont la surface-enveloppe est striée.
- la schistosité S1, plissée, est recoupée par ces cassures.
- les plis d'entraînement centimétriques entre les amygdales

indiquant, comme le montre aussi la disposition géométrique des lentilles à empilement vers le Nord, un déplacement général du Nord vers le Sud. Ce type d'amygdalisation est encore plus spectaculaire dans la tranchée du déversoir où des blocs de granite sont entraînés à l'emporte-pièce dans cette déformation (fig. 107).

3.- à Bled Dfa, une coupe N-S, perpendiculaire à l'oued Bou Regreg, laisse voir sur la rive gauche un découpage amygdalaire des grès, des pélites et des grauwackes de l'Ordovicien. En rive droite de l'oued, se trouve un bloc granitique à enclaves d'amphibolite limité, tout au moins vers le haut, par une faille. A la base de ce bloc se trouvent coincés, dans le contact anormal, des blocs de calcaires (probablement du Dévonien inférieur) et de conglomérats rappelant le faciès viséen inférieur de Jbel Bakkach. Vers l'Est, le contact avec les phyllades est une zone bréchique où coexistent des éléments centimétriques de grès et de granite. Nous rattachons, par conséquent, cette structuration amygdaloïde à la zone du contact majeur.

Au-dessus de la mylonite de granite qui est à quelques dizaines de mètres à l'Est de Bled Dfa au douar Shoul (fig. 129), une partie du granite est rubanée, sur laquelle viennent des phyllades écrasées, associées à des amphibolites, où l'on observe également des blocs centimétriques de grès et de granite ainsi que des veines de quartz. Ces phyllades sont surmontées par d'autres, moins écrasées, qui montrent des kinks dont la vergence est vers le Sud. A la base de cette lentille granitique se trouvent, en semelle de nappe, des amphibolites séparées des faciès sédimentaires ordoviciens (grès micacés) par un contact tectonique subhorizontal. Ce contact comprend également des fragments calcaires probablement du Dévonien inférieur.

4.- au niveau de Mechra En Nouala, la coupe (fig. 105) permet de voir le contraste structural entre le bloc des Sehoul et l'axe du Bou Regreg et la nature tangentielle de leur contact. En effet, en remontant le ravin de Mechra En Nouala, du Nord vers le Sud, on constate que la dilacération et la mylonitisation dans les quartzophyllades sont de plus en plus intense. Au niveau de ce contact se trouvent des morceaux écrasés de granite et des lentilles tectoniques d'amphibolites.

5.- en aval de l'oued Akrech, sur les deux rives du Bou Regreg, le contact majeur passe entre les grésopélites ordoviciens et le conglomérat polygénique du Viséen inférieur. Sur la rive droite nous avons des blocs plurimétriques mylonitisés de granite et d'amphibolite, tandis que sur la rive gauche nous avons une zone broyée dans laquelle il y a des blocs

centimétriques à métriques de grès, de granite, de calcaires et de roches vertes.

Région de Tiflet

En allant vers l'Est, le contact entre le bloc des Sehoul et l'axe du Bou regreg est observable dans les ravins de l'oued Atchane et de l'oued El Hamma.

- au niveau de l'oued Atchane les phyllades, à lentilles de granite cataclasé, chevauchent vers le Sud les terrains dinantiens de la gouttière de Sator (grésopélites et calcaires argileux à *Gigantoproductus* du Viséen moyen). Des lentilles de calcaires bleus (probablement dévoniennes) et de poudingue siliceux se trouvent dilacérées dans le contact majeur entre les deux ensembles (bloc des Sehoul et axe du Bou Regreg).

- au niveau de l'oued El Hamma les mêmes phyllades, sans granite, chevauchent une épaisse série conglomératique (Famenno-Tournaisien). Au niveau du contact se trouvent des lentilles d'une roche volcanique ayant probablement le même âge que celui des conglomérats.

Les plans de chevauchement, dans ces deux stations, ont une direction N 100 à N 120°, et un pendage de 10 à 40° Nord.

Dans la vallée de l'oued Tiflet le contact majeur est caché par des dépôts quaternaires.

CARACTERISATION DU METAMORPHISME REGIONAL

Nous venons de voir que le développement de la schistosité se limite aux niveaux pélitiques, où elle est de type fracture. Pour mieux caractériser le métamorphisme hercynien, nous avons procédé à la lecture des analyses de la cristallinité de l'illite (réalisées à l'U.L.P. de Strasbourg), concernant une trentaine d'échantillons prélevés dans l'axe du Bou Regreg et dans la marge nord du bassin de Sidi Bettache. Le report des mesures (fig. 130) sur le diagramme d'ESQUEVIN (1969), où la cristallinité de l'illite est représentée par la largeur du pic 001, mesuré à mi-hauteur du rapport de la cristallinité de l'illite, permet de faire les remarques suivantes:

- le type d'illite correspond essentiellement aux muscovites,
- la présence d'interstratifiés prouve qu'on est dans la zone diagénétique (fig. 130).

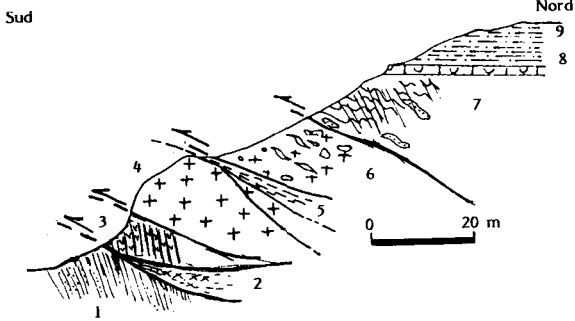


Fig. 129 : Coupe montrant les cisaillements sub-horizontaux du bloc des Sehoul sur les terrains sédimentaires (Ordovicien) de l'axe du Bou Regreg.

1. grés-pélites de l'Ordovicien, 2. zone mylonitisée, 3. amphibolites, 4. granite cataclasé, 5. granite rubané, 6. granite très écrasé, 7. phyllades et quartzo-phyllades boudinés, 8. calcarénites et 9. mames du Miocène supérieur.

CONCLUSION

Dans ce secteur, constituant la bordure nord de la Meseta marocaine, la déformation hercynienne est relativement faible par rapport aux autres régions de la Meseta occidentale. La phase plicative a donné des structures d'orientation E-W, déversées vers le Sud.

L'amplitude des plissements est variable en fonction de la compétence des roches ployées dans la déformation. La schistosité est de type fracture, elle n'est visible que dans les bancs pélitiques. Elle ne s'accompagne pas de recristallisation métamorphique (domaine diagénétique).

L'analyse de la déformation régionale autour du bassin de Sidi Bettache pendant les mouvements hercyniens montre (fig. 131):

- une direction N 70 à N120° au Sud du Bloc des Sehoul,
- une direction N 20 à N 30° dans le môle côtier,
- une direction N 50 à N 70° dans la zone des Zaer,
- diverses directions dans le massif du Khatouat (FADLI, 1990).

Ces variations de directions sont dues à l'effet du serrage hercynien majeur NW-SE (PIQUE & MICARD, 1989), avec un blocage vers le Nord dû à la présence du bloc "cratonisé" des Sehoul. Des chevauchements de faible ampleur se développent dans l'axe du Bou Regreg et aussi au Sud du bassin de Sidi Bettache, dans les Khatouat. Le contact majeur entre le bloc des Sehoul et l'axe du Bou Regreg a également faiblement rejoué et comprend dans son plan des éléments conglomératiques du Jbel

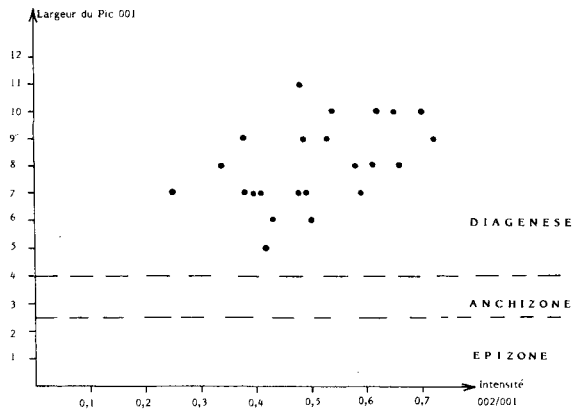


Fig. 130 : Caractérisation des illites par la méthode d'ESQUEVIN (1969) dans l'axe du Bou Regreg et la bordure nord du bassin de Sidi Bettache.

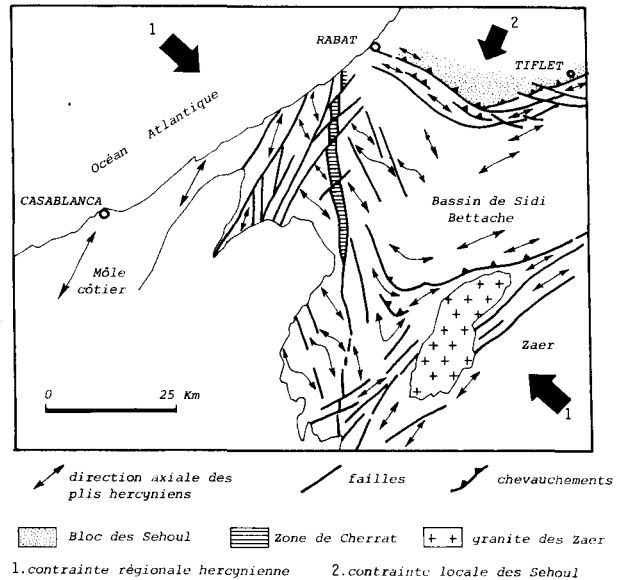


Fig. 131 : Le serrage hercynien en Meseta nord-occidentale.

Bakkach et des calcaires du Dévonien inférieur.

Postérieurement au plissement, se développe un important réseau de fractures:

- rejeu des failles N 70 à N 90° héritées (remobilisation de failles synsédimentaires),
- jeu en décrochement dextre des failles N 120 à N140°,
- enfin rejeu en décrochement senestre des failles N 70 à N 90°.

Cet épisode de fracturation a clos les événements hercyniens dans la zone de Rabat-Tiflet.

CHAPITRE 9

CONCLUSIONS GENERALES

La zone de Rabat-Tiflet apparaît après cette étude comme une des zones-clés du Maroc hercynien, par l'âge de sa structuration et par sa position septentrionale dans le domaine mésétien. Elle permet d'envisager des liens à l'époque considérée avec l'Amérique du Nord et l'Europe. Elle est constituée par deux unités principales, du Nord au Sud:

- le bloc métamorphique des Sehoul,
- et l'axe sédimentaire du Bou Regreg.

Ces deux unités sont séparées par un contact anormal de type chevauchant.

Nous y avons défini un cycle "calédonien" et un cycle varisque (hercynien), avec à chaque fois, création d'un bassin sédimentaire et sa fermeture par une ou plusieurs phases tectoniques.

LE CYCLE "CALÉDONIEN"

LA ZONE DES SEHOUL

Deux principaux résultats sont obtenus, l'un concernant le type d'environnement sédimentaire, l'autre concernant l'âge des terrains.

Cette zone des Sehoul est caractérisée par une série détritique du Cambrien (p.p.) qui, du fait d'une importante subsidence, a une épaisseur de plusieurs centaines de mètres environ. Sa polarité sédimentaire, obtenue grâce à l'étude des structures sédimentaires (granoclassements, structures obliques, figures de base,...) parfois très bien conservées, est orientée du Nord vers le Sud. On y reconnaît les trois zones typiques d'une architecture deltaïque:

-Le prodelta, qui s'organise ici en séquences sédimentaires, comprenant à la base des pélites (mudstones) ravinantes se chargeant progressivement en silts, puis passant aux grès (grauwackes) vers le sommet.

-Le front de delta, caractérisé par la présence de barres gréseuses (grauwackes quartzitiques et lithiques), correspondant à des accumulations sableuses le long d'une pente au front d'un delta, au débouché des zones de transport ou de zones distributaires de la plaine deltaïque. Les pélites (mudstones) se déposent dans

des zones creuses séparant les différentes barres d'embouchures.

-La plaine deltaïque est une sorte de plaine parcourue de chenaux distributeurs d'assez grande taille. Les phénomènes dynamiques qui dominent cette plaine sont essentiellement fluviatiles, auxquels s'ajoute l'influence marine (houle et marées).

Les terrains de la zone des Sehoul étaient attribués, par PIQUE (1979), au Cambrien moyen, par analogie de faciès avec les séries de la Meseta (en particulier les "schistes à trous"). Cette datation est confirmée par la découverte de deux gisements fossilifères: l'un à Trilobites, de la famille des *Solenopleuridae* (*Parasolenopleura sp.*), l'autre à *Oldhamia*, auxquelles sont associés des Lingules, des Hyolithidés et des plèvres de Trilobites, mais la présence de l'Ordovicien inférieur ne peut pas être exclue.

L'ORDOVICIEN DE L'AXE DU BOU REGREG

Dans l'axe du Bou Regreg (ou zone de Rabat-Tiflet) deux gisements fossilifères datent l'Ordovicien de Rabat par macrofaune: le premier gisement à Bled Dfa comprend une association de Trilobites, de Graptolithes et d'Ostracodes; le deuxième à Hosseine a livré un Trilobite et plusieurs exemplaires d'un Brachiopode (EL HASSANI & al., 1987; 1988).

L'analyse de ces faunes de Rabat et de Tiflet montre que l'Ordovicien est limité ici à l'Arenig moyen, l'Arenig supérieur et/ou le Llanvirn inférieur.

Du point de vue sédimentologique, les séries stratigraphiques de la région de Tiflet sont mieux conservées; la coupe-type est représentée par des pélites à la base. Celles-ci se chargent progressivement en silts et passent à des grès. Ces derniers montrent une oolithisation qui est de plus en plus développée vers le sommet. La séquence est négative et à double gradient (sédimentaire et diagénétique); on peut la mettre en rapport avec la régression de la fin de l'Arenig / début Llanvirn.

Cette série sédimentaire contient des roches volcaniques interstratifiées dans les grésopélites. Les analyses chimiques montrent qu'il s'agit de basaltes

peu différenciés, fortement spilitisés, dont la nature géochimique est proche de celle des laves calco-alcalines. La présence de ces roches magmatiques distingue cette région du reste de la Meseta.

LA COMPRESSION "CALÉDONIENNE": LA PHASE SEHOULIENNE.

Les phyllades et les quartzophyllades formant la zone des Sehoul sont affectés par une déformation souple qui a donné des plis d'amplitude variable: décamétrique (Kern Nesrani) à centimétrique, voir millimétrique souvent isoclinaux (phyllades du barrage de Rabat). Ces plis, de direction N 50 à N 70°, déversés ou couchés vers le Sud-Est, sont contemporains d'une schistosité qui se développe progressivement depuis le type dissolution évoluée (à Kern Nesrani au Nord) à la schistosité de flux (barrage de Rabat au SW et vallée de l'oued Tiflet au SE). Une évolution parallèle du métamorphisme régional est également observée dans le même sens.

Les datations isotopiques K/Ar permettent de constater que ce métamorphisme est à 450 Ma conférant ainsi un âge ordovicien moyen à la phase sehoulienne.

Vers la fin de cette compression, une granitisation, datée par CHARLOT & al. (1973) à 430 Ma (limite Ordovicien-Silurien), a eu lieu. Le granite est calco-alcalin et montre le même profil que les basaltes ordoviciens, ce qui suggère que ces deux types de roches ont une origine commune, bien qu'ils soient d'âge différent. Ce granite "calédonien" a développé un métamorphisme de contact. Certains des minéraux des contact (notamment les andalousites), sont contemporains de la déformation, alors que d'autres (phénoblastes de cordiérite, de chlorite et de biotite) sont postérieurs à la schistosité de flux, ce qui indique que la granitisation est syn- à légèrement post-tectonique.

Ces événements sont contemporains de certains épisodes tectono-métamorphiques, communément rangés dans l'orogénèse calédonienne d'Europe et d'Amérique du Nord.

Cette zone, alors structurée, constitue le bloc des Sehoul, qui se rapproche du reste de la Meseta, par chevauchement vers le Sud, antérieurement aux calcaires et pélites à Graptolithes du Silurien terminal (Pridoli). Ces roches sont en effet transgressives sur les pointements granitiques de Tiflet par l'intermédiaire d'une série microconglomératique "lie-de-vin". Cette zone est alors "cratonisée" et

constituera par la suite la marge nord du futur bassin de Sidi Bettache.

Dans l'axe du Bou Regreg, ces mouvements "calédoniens" s'expriment par une importante lacune sédimentaire, allant du Llanvirn à la fin du Silurien inférieur, sur environ 60 Ma. Cette même lacune, parfois un peu réduite, est connue ailleurs en Meseta occidentale.

LE CYCLE VARISQUE (HERCYNIEN)

LA PÉRIODE SILURO-DÉVONIENNE

Après une période d'émersion, la sédimentation reprend au Silurien supérieur ; la transgression, progressive de Rabat à Tiflet, est marquée par un niveau microconglomératique, suivi par des sédiments très fins, pélites et calcaires, en bancs ou en nodules sédimentaires, à Graptolithes, Trilobites, Orthocères et Brachiopodes. Ces faciès, presque uniformes dans toute la Meseta marocaine, sont ceux d'une mer ouverte, relativement calme.

Les premiers signes de l'instabilité du milieu se font sentir dès le Lochkovien, mais c'est à partir du Praguien que les mouvements précurseurs sont mieux individualisés. Le milieu de dépôt devient alors peu profond, favorable à l'installation d'une plateforme carbonatée à l'Emsien. Parallèlement à l'évolution du faciès se produit une évolution de la faune, d'abord pélagique (prolifération de Graptolithes au Siluro-Lochkovien), puis néritique (Encrines, Echinodermes, Polypiers, Bryozoaires,...). Par sa faune et son faciès le Siluro-Dévoniens de Rabat-Tiflet rappelle celui du Barrandien (Bohème).

Les perturbations synsédimentaires (failles) conduiront, à l'Emsien supérieur, à des variations locales de faciès (pélites à Rabat et calcaires à Tiflet). La plateforme emsienne se prolongerait jusqu'au Givétien. Ces perturbations sont les prémices de l'individualisation, au Dévono-Dinantien, du bassin de Sidi Bettache, dont on se trouve ici à la marge septentrionale.

LA PÉRIODE FAMENNIEN SUPÉRIEUR À VISÉEN SUPÉRIEUR

C'est pendant cette période que se confirme l'ouverture du bassin de Sidi Bettache. Les marqueurs de cette ouverture sont présents dans le secteur étudié. La "révolution famennienne" (PIQUE, 1979) est marquée par une tectonique en horsts et grabens. Les pentes du bassin sont contrôlées, dans notre région,

par un système de failles verticales, à regard sud. La sédimentation qui caractérise à cette époque la bordure sud de l'axe du Bou Regreg est de type chaotique (plusieurs cycles conglomératiques, avalanches de blocs, cônes de dépôts grossiers dans un milieu fin, coulées boueuses, olistolithes, slumps,...) remaniant les calcaires récifaux du Dévonien.

Au Viséen moyen, on assiste à l'approfondissement du bassin de Sidi Bettache avec développement de séquences gréso-pélimitiques en régime subsident. La transgression du Viséen supérieur sur les termes antérieurs correspond au comblement définitif du bassin ; des sédiments de milieu très peu profond se déposent : sables microconglomératiques et conglomérats, en alternance avec des calcaires oolithiques, sous forme de séquences métriques à décimétriques.

LA DÉFORMATION HERCYNIENNE

Dans ce secteur, en bordure nord de la Meseta marocaine, la déformation hercynienne est

relativement faible par rapport aux autres régions de la Meseta occidentale. La phase plicative dans l'axe du Bou Regreg donne des structures d'orientation grosso-modo est-ouest, déversées vers le Sud. La schistosité est de type fracture, elle n'est visible que dans les niveaux pélimitiques et elle ne s'accompagne pas de recristallisation métamorphique.

Sur la bordure sud du bloc des Sehoul, les phyllades et les quartzophyllades sont replissées en direction moyenne N 110°, avec développement d'un clivage de fracture ou d'une crénelation à proximité du contact avec le sédimentaire (axe du Bou Regreg). Le bloc des Sehoul enregistre, à nouveau, un chevauchement de faible ampleur vers le Sud. La zone de chevauchement comprend notamment des calcaires dévoniens et des conglomérats du Viséen inférieur (type jbel Bakkach). Des chevauchements identiques sont relevés dans l'axe du Bou Regreg et les granites "calédoniens" sont cataclasés (fig. 132).

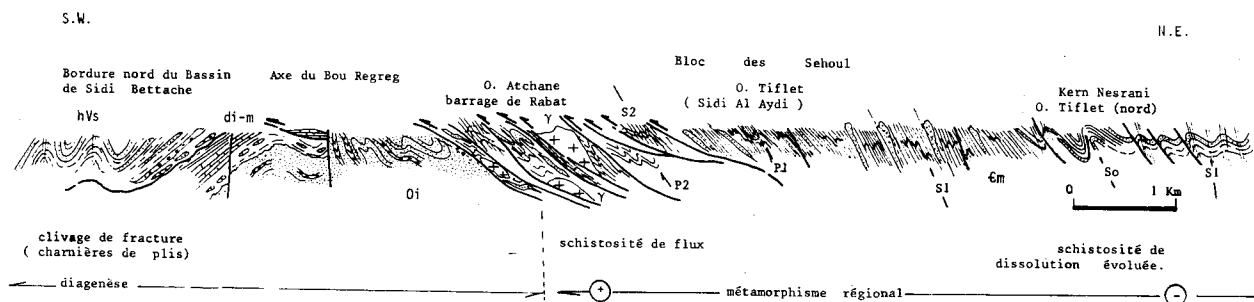


Fig. 132 : Coupe synthétique interprétative des affleurements du Bloc des Sehoul. Relations structurales avec l'axe du Bou Regreg et la partie nord du bassin de Sidi Bettache.

Par ces caractères, la bordure nord de la Meseta marocaine se rapproche du Môle côtier et de l'Anti-Atlas à l'Hercynien, où la phase majeure de plissement est échelonnée dans le temps du Viséen au Westphalien inférieur. Ces régions sont rangées dans le niveau structural supérieur à moyen.

CORRÉLATIONS AVEC LES SEGMENTS PALÉOZOÏQUES VOISINS

Dans cette partie, nous tenterons d'établir des corrélations entre la zone étudiée, placée dans son cadre marocain, et les différents segments paléozoïques les plus proches: les Appalaches orientales (Avalon et Meguma), les noyaux

paléozoïques de la Méditerranée occidentale (Rif et Kabylie) et l'Europe sud-occidentale (Ibérie et France).

Dans ces corrélations, nous envisageons trois périodes dans l'histoire géologique régionale:

- une parenté de la Meseta marocaine occidentale, zone des Sehoul comprise, avec Avalon et Meguma jusqu'à l'Ordovicien,
- présence d'un "rifting" dont l'âge varie de l'Ordovicien jusqu'au Dévonien,
- une évolution commune de la chaîne hercynienne du Maroc et de l'Europe occidentale ; la liaison se faisant à travers la péninsule ibérique.

COMPARAISON AVEC LES APPALACHES ORIENTALES (AVALON ET MEGUMA).

La zone avalonienne (fig. 133)

Nous limiterons cette comparaison à Terre Neuve et à la Nouvelle Ecosse.

La zone avalonienne en Nouvelle Ecosse est représentée par des terrains du Cambrien basal qui reposent, en discordance angulaire ou non sur les séries précambriennes. Le Cambrien moyen est représenté par des pélites grises à *Paradoxides*, localement intercalées de basaltes sous forme de pillow-lavas et de tufs. Des pélites semblables se déposent dans le Cambrien supérieur où abondent des micas détritiques. Ils résultent d'une érosion progressivement accrue de la région-source (KING & O'BRIEN, 1986).

Cette série du Cambrien est surmontée par des grès micacés, des orthoquartzites, des siltstones, du minerai de fer oolithique du Trémadoc - Arenig. Ces roches contiennent de nombreux terriers et nids de Trilobites et des Brachiopodes inarticulés.

L'Arenig est représenté par des pélites noires à Graptolithes (*Didymograptus nitidus*, HALL), des grès, des niveaux ferrugineux oolithiques, des pyrites oolithiques et des galets phosphatés. Les niveaux ferrugineux montrent des "ripples marks", des empreintes de gouttes de pluie et contiennent aussi une faune composée de Brachiopodes (*Lingulobolus*), de Trilobites (*Neseuretus sp.*; *Ogyginus*) et de fossiles microplanctoniques (KING & O'BRIEN, 1986).

Les termes stratigraphiques de cette zone (Arenig surtout) sont comparables à ceux de l'Ordovicien de l'axe du Bou Regreg et du reste de la Meseta, ainsi qu'une partie du contenu paléontologique, en particulier les Graptolithes, les Trilobites et les Brachiopodes.

Des comparaisons similaires peuvent être envisagées entre les faunes cambriennes du Maroc et celles de Terre Neuve: Les faunes et les faciès du Cambrien moyen de la zone avalonienne de Terre Neuve ont aussi leurs équivalents dans le groupe des feijas de l'Anti-Atlas (DESTOMBES & al., 1985). Les faciès volcaniques du Cambrien moyen sont représentés, mais ils sont d'une moindre importance que ceux de l'oued Rhébar, intercalés dans les schistes à *Paradoxides* de Bouznika, Meseta côtière (DESTOMBES & JEANNETTE, 1966). Ce volcanisme est également présent, mais très réduit, dans les phyllades et les quartzophyllades, Cambrien moyen, du bloc des Sehoul.

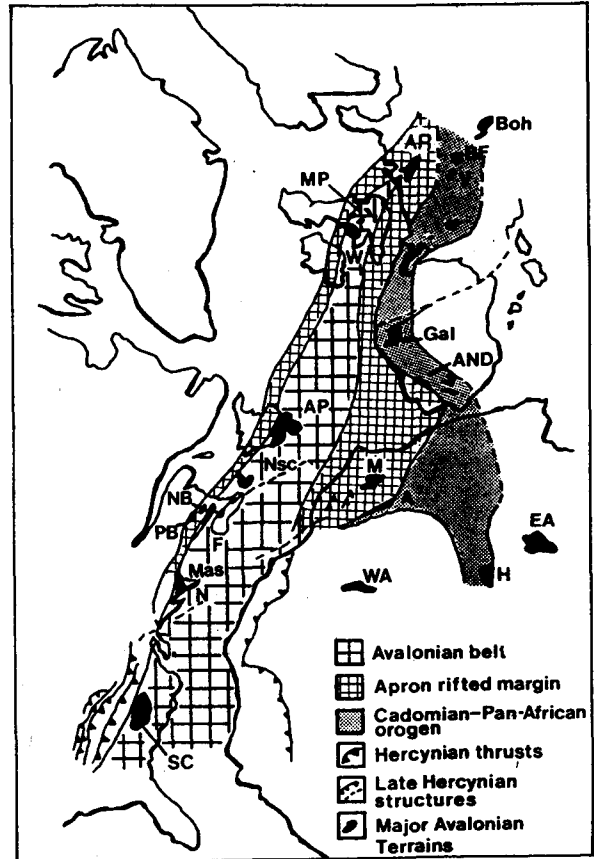


Fig. 133 : Carte simplifiée de la chaîne avalonienne (d'après RAST, 1980; modifiée par PIQUE, 1981 et SKEHAN & RAST, 1983).

M. Meseta, WA. craton ouest-africain, AP. Terre Neuve, Boh. Bohême, And. Andalousie, Gal. Galice, A. Anti-Atlas, H. Hoggar, NSc. Nouvelle Ecosse, SC. Caroline du Sud, W. Pays de Galles, AR. Ardennes, V. Vosges.

Les séries sédimentaires et volcaniques de la zone avalonienne s'étendent plus à l'Est, à plus de 250 km jusqu'au Grand Banc de Terre Neuve (HAWORTH & LEFORT, 1979). Dans sa reconstitution, DEAN (1976) suggère que ces régions (zone avalonienne et Grand Banc de Terre Neuve) appartenaient toutes à la marge septentrionale du Gondwana. Ce continent gondwanien occuperait, à l'Arenig -Llanvirn inférieur, une latitude sud de 60 à 70° et comprendrait également le Sud de la Grande Bretagne, l'Armorique, la péninsule ibérique, la Bohême, le Maroc et la partie orientale de Terre Neuve (COCKS & FORTEY, 1982).

On peut donc conclure, concernant cette partie, que des parallèles remarquables de stratigraphie et d'ensembles faunistiques, entre la zone avalonienne (Terre Neuve et Nouvelle Ecosse) et le Maroc (Meseta et Anti-Atlas) permettent de proposer pour ces régions, jusqu'à l'Ordovicien une évolution commune.

La zone de Meguma

Cette zone comprend deux ensembles: la formation de Goldenville, surmontée par la formation de Halifax (SCHENK, 1971 ; 1982).

-la formation de Goldenville est essentiellement gréseuse. Le classement vertical des grès est très peu développé, celui-ci est réduit aux quelques centimètres supérieurs. Dans le reste des bancs la distribution du grain est uniforme. Les laminations sont essentiellement planaires, sauf aux sommets des bancs où on relève quelques ondulations. Des chenaux de grande taille sont visibles dans cette formation ; on y observe des figures de charges et des pseudo-nodules et des lentilles conglomératiques, particulièrement dans la partie inférieure des grès et des canelures à la base des bancs.

-La formation de Halifax est composée de plusieurs faciès, avec cependant une dominante de roches à grains fins où on note la présence de quelques termes de la séquence de Bouma. Cette formation présente des laminations ondulées.

Des traces de fossiles sont présentes dans les deux formations. Ce sont des terriers (tubes en U), des structures biogéniques dans la formation de Halifax ; des pistes d'organismes, plusieurs formes de *Nereites*-type dans la formation de Goldenville. Ces traces sont datées du Trémadoc dans la formation de Halifax, ce qui n'exclut pas un âge cambrien probable pour la formation de Goldenville.

SCHENK (1971) a envisagé des similarités entre la zone du Meguma et celle des Sehou. Selon le même auteur (1982), le groupe du Meguma pourrait bien trouver son équivalent dans le NW de l'Afrique.

Cependant, si la zone du Meguma est effectivement exotique pour le continent américain, les unités stratigraphiques ne sont en revanche que partiellement équivalentes. On pourrait retenir que la formation de Goldenville soit l'équivalent de la zone des Sehou pour deux raisons:

- si l'âge cambrien est démontré dans la zone des Sehou, il pourrait être déduit pour la formation de

Goldenville puisqu'elle est surmontée par la formation trémadocienne de Halifax.

- les structures sédimentaires de la formation de Goldenville ressemblent à celles de la zone des Sehou.

Le milieu "deep-sea-fan" évoqué par SCHENK (1982) serait celui de la formation de Halifax, qui n'aurait pas d'équivalent dans la zone des Sehou. Pour cela nous proposons que cette dernière correspondrait à une marge et que le Meguma (f. Halifax) à une zone beaucoup plus profonde, où se développeraient des séquences sédimentaires de type "deep-sea-fan".

Sur des bases géophysiques, des roches similaires à celles du Meguma se retrouvent au Sud du Grand Banc de Terre Neuve ; elles appartiendraient aux marges du continent africain (LEFORT, 1983 ; 1986 et 1988). Pour nous la zone des Sehou se situerait dans cet ensemble, en constituant la jonction logique entre les zones du Meguma et du Grand Banc de Terre Neuve d'une part, et les zones sud-ibériques et la Kabylie d'autre part (fig. 134).

MARGE D'EL JADIDA

Un dragage sur l'escarpement d'El Jadida, à environ 80 km à l'Ouest des côtes marocaines, a permis à KREUZER & al. (1984) et RUELLAN (1985) de reconnaître des roches granodioritiques ayant cristallisées aux alentours de 515 Ma. Ces roches ont subi, selon ces auteurs, un important événement mylonitique à 455 Ma, et des réactivations thermiques successives à 360, 336 et 315 Ma. On peut remarquer que ces événements n'ont pas d'équivalents dans le môle côtier et que ces âges correspondent à peu près à ceux que nous avons trouvés dans la zone des Sehou. Ces granodiorites représenteraient un jalon supplémentaire dans la reconstitution paléogéographique du Paléozoïque inférieur.

COMPARAISONS AVEC LE RIF, LA ZONE SUD-IBÉRIQUE ET LA KABYLIE

Dans le Rif, CHALOUAN (1986) décrit un Ordovicien probable représenté par des dépôts terrigènes matures à intercalations conglomératiques et localement à coulées spilitiques. Ces faciès sont surmontés par des phyllades, des grès et sont couronnés par une trilogie volcano-sédimentaire formée de roches vertes, de lydienes et de calcaires du Silurien. Ils sont interprétés par CHALOUAN comme des faciès marginaux imprégnés d'une

distension crustale qui s'accroît à la limite siluro-dévonienne.

En Kabylie, BOSSIERE (1980) a mis en évidence une série schisteuse (phyllades) d'âge cambrien inférieur, surmontant une série gneissique. Ces phyllades, intercalées de roches volcaniques (porphyroïdes, tufs plagioclasiques et amphibolites), montrent un métamorphisme très probablement antérieur au Cambrien supérieur (BOUILLIN & al., 1984). Ces phyllades sont surmontées en discordance par des pélites micacées et des grès datés du Trémadoc en Petite Kabylie (BEAUDELOT & al., 1981).

Dans la zone de Rabat-Tiflet on retiendra que le volcanisme de la zone des Sehoul et le volcanisme calco-alcalin de l'Ordovicien de l'axe du Bou Regreg peuvent être les témoins d'une distension continentale. Le stade de "l'océanisation" n'est pas atteint, en raison de la fermeture rapide (phase sehoulienne = Ordovicien moyen). Cette région semble représenter une zone intermédiaire (par ses faciès sédimentaires et par la présence de roches magmatiques) entre la Meseta et l'ensemble Rif-Kabylie.

Par ailleurs, si l'on peut retenir les phyllades kabyles comme l'équivalent des phyllades des Sehoul, l'âge de la déformation, en revanche, n'est pas compatible puisqu'il est Cambrien moyen-supérieur en Kabylie et ordovicien moyen dans les Sehoul.

En Espagne, à Aracena, se trouvent des séries volcano-sédimentaires infra-siluriennes, acides ou basiques, associées à des amphibolites litées, dont le chimisme est celui des tholéïtes abyssales (BARD, 1977 ; BARD & MOINE, 1977). Des corps volcaniques se trouvent aussi à l'Ouest, à Beja (Portugal), sous forme de gabbros, de basaltes et de serpentinites à tendance ophiolitique, mais d'âge dévonien (ANDRADE, 1979). Il s'agirait ici d'un matériel d'origine océanique, reliant les affleurements ibériques à ceux de la Nouvelle Ecosse, à travers le matériel basique situé au sud du Grand Banc de Terre Neuve (HAPWORTH & LEFORT, 1979). Cette zone sépare deux domaines paléogéographiques différents.

Il faut signaler qu'au Paléozoïque inférieur et moyen, la zone de l'Ossa Morena, appartient à un domaine paléobiogéographique différent de celui où se situait la zone centre-ibérique (ROBARDET, 1976). Elle présente beaucoup d'analogies avec le domaine méridional qui correspond à la Meseta marocaine. C'est surtout au Dinantien que les analogies sont évidentes entre le bassin de Sidi Bettache et la zone sud portugaise (PIQUE, 1979). Cet auteur avait déjà

signalé qu'au Dévono-Dinantien, la Meseta sud-ibérique et la Meseta marocaine sont très rapprochées.

MODÈLE GÉODYNAMIQUE (FIG. 134)

Lors de l'ouverture de l'océan théique, se développent dans le NW du Gondwana des marges passives: c'est la zone des Sehoul et peut-être aussi les régions Kabyles au Nord et au Nord-Est, d'une part ; la fosse (?) d'El Jadida à l'Ouest du Maroc stable d'autre part. Dans ce contexte, la zone des Sehoul s'est séparée du Gondwana par un amincissement crustal durant la période cambrienne et ordovicienne inférieure. Cet événement se constate aussi dans l'axe du Bou Regreg, où la distension régionale est suggérée par les laves calco-alcalines intercalées dans les grés-pélites de l'Ordovicien inférieur (Arenig).

Ultérieurement, vers 450 Ma., une compression se produit dans la zone des Sehoul. Elle se traduit par la fermeture d'une portion de marge et provoque le rapprochement de la zone des Sehoul de la Meseta marocaine stable. Elle se traduit également par des plissements, à vergence sud, synschisteux et synmétamorphiques de direction E-W et par des granites intrusifs syn- à tardi-tectoniques. Le bloc des Sehoul, ainsi structuré, est définitivement collé à la Meseta marocaine et "cratonisé" antérieurement aux dépôts du Silurien terminal (Pridoli), transgressifs sur les pointements granitiques de Tiflet.

Dans l'escarpement d'El Jadida, des granites cambriens sont déformés à l'Ordovicien moyen. Ces événements répondent à un processus de distension crustale, suivie d'une compression. Dans ce cas, la distension et la compression régionales se produisent suivant des directions orthogonales à celle des Sehoul (PIQUE, 1989).

On peut donc retenir, en conclusion, que pendant le Cambrien et l'Ordovicien inférieur, les marges NW du Gondwana ont subi un amincissement crustal et un début de dislocation, simultanément selon des directions E-W (zone des Sehoul) et N-S (escarpement d'El Jadida). Cette distension est plus importante dans les parties SW ibérique et NE appalachienne. La compression (= fermeture des portions de marges) est Cambrien supérieur en Kabylie et Ordovicien moyen dans les Sehoul et dans l'escarpement d'El Jadida. Plus tard, au Dévonien, se produit la fermeture de l'océan théique par la phase acadienne.

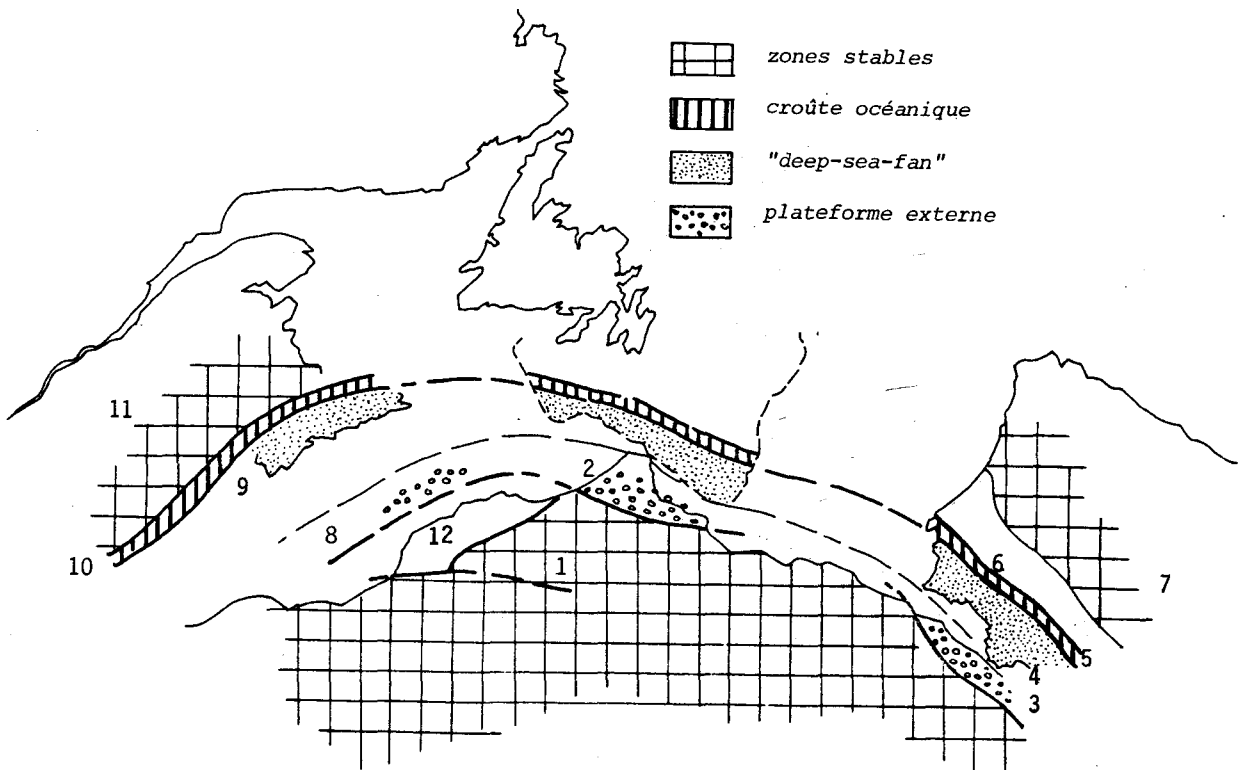


Fig. 134 - Schéma géodynamique montrant la fermeture des marges péri-gondwaniennes et la fermeture de l'océan théïque. 1, Meseta marocaine ; 2, Bloc des Schoul ; 3, Kabylie ; 4, Zone Sud Portugaise ; 5, suture sud ibérique ; 6, Zone d'Ossa Morena ; 7, Zone Centre-Ibérique ; 8, Marge d'El Jadida ; 9, Zone du Meguma ; 10, Théïque ; 11, Avalon ; 12, Graben Ouest-Mesétien.

UNE ÉVOLUTION COMMUNE AVEC L'EUROPE PENDANT L'HERCYNIEN

GENTIL (1918) et LECOINTRE (1926) ont remarqué, les premiers, la ressemblance de la chaîne hercynienne du Maroc avec celle de l'Europe. Cette idée est ensuite développée par de nombreux auteurs, particulièrement PIQUE (1979, 1981), HOEPFFNER (1987), PIQUE & MICHARD (1989). Cette continuité se fait, selon eux, à travers la péninsule ibérique, par une virgation importante.

Les traits principaux de la chaîne hercynienne du Maroc et de l'Ibérie permettent de dégager deux domaines dont la continuité nord-sud se ferait par le prolongement de la zone de l'Ossa Morena vers la Meseta orientale d'une part et la zone sud-portugaise vers la Meseta occidentale d'autre part. Ces deux domaines présentent, durant le cycle varisque, plusieurs ressemblances:

* la distension dévonienne: elle se marque en Meseta orientale par la création d'un fossé où se sédimentent des flyschs. Cette distension est moins importante que celle de la Meseta ibérique, où le stade océanisation est atteint dans la région sud portugaise (ANDRADE, 1979). Cette distension, bien qu'elle ait été observée, est d'une moindre importance dans la zone de Rabat-Tiflet et dans le reste de la Meseta occidentale.

* la tectonique éo-varisque: cette tectonique permet l'individualisation de zones internes (Ossa Morena et Meseta orientale) et de zones externes (zone sud-portugaise et Meseta occidentale). Cette tectonique, enregistrée par les zones internes et aussi par une partie des zones externes, conduit à la fermeture des bassins dévoniens.

* Au Dévono-Dinantien (début de l'orogénèse varisque): pendant cette période se créent des bassins en "pull-apart", dont la forme suggère une origine

par coulissement le long de failles de socle (PIQUE, 1979 & 1981 ; BOUABDELLI, 1989).

Dès le Dévonien inférieur et moyen, une zone triangulaire se distingue dans le domaine de la Meseta occidentale, depuis le Sud du bloc des Sehoul (axe du Bou Regreg), jusque dans les Rehamna (région de Mechra ben Abbou; EL KAMEL, 1987). Cette architecture est entretenue par l'existence d'accidents majeurs pré-existants en bordure des rides des Sehoul au Nord, du môle côtier à l'Ouest et des Zaer au SE. Cette zone a subi des mouvements épéirogéniques au Givétien-Frasnien, suivis d'un effondrement brutal au Famennien en évoluant en un bassin subsident (le bassin de Sidi Bettache ; PIQUE, 1979). En fait ce bassin est constitué de deux fossés de sédimentation séparés par la ride du Cherrat (FADLI, 1990). Ce bassin a pris naissance à la suite:

- d'une extension, dans un régime régional en compression, probablement en relation avec la "chaîne bretonne". En effet, HOEPFFNER (1987) a montré la possibilité d'un synchronisme entre la phase de raccourcissement "bretonne" en Meseta orientale et l'ouverture en "pull-apart" du bassin de Sidi Bettache.

- un autre effondrement coïncide avec la formation de la chaîne "sudète".

Il semble en définitive que chaque raccourcissement dans la Meseta orientale s'accompagne d'une extension dans la Meseta occidentale.

* Existence d'une zone intermédiaire limitant les deux domaines, correspondant à une avant-fosse (ou sillon) où se déposent des sédiments du Carbonifère inférieur et des nappes de glissement à matériel plus ancien (HUVÉLIN, 1977 ; HOEPFFNER, 1987 ; BOUABDELLI, 1989). Dans la péninsule ibérique, cette zone intermédiaire est d'ordre tectonique. Ce qui signifierait, de ce fait, un amortissement de la distension du Sud vers le Nord.

Les mouvements hercyniens fermeront ces bassins au Namuro-Westphalien en Meseta occidentale. En effet, le plissement de la phase majeure hercynienne, dans la Meseta occidentale, est le résultat de l'effet d'un couple de contraintes, probablement simultanées:

- une contrainte NW-SE, ayant plissé le môle côtier et l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès,

- une contrainte NNE-SSW, donnant des plis arqués N 120° à N 70° dans la zone de Rabat-Tiflet. Le rejeu du poinçonnement du bloc des Sehoul en est

l'origine. Cette contrainte provoque la poussée vers le SSW du bassin de Sidi Bettache et provoque aussi des chevauchements vers le Sud de la bordure nord du bassin de Sidi Bettache (axe du Bou Regreg) et dans le Khatouat où elle engendre également un plissement multi-directionnel, guidé par la configuration des fossés fameniens (FADLI, 1990).

- pendant la phase post-stéphaniennne, les décrochements dextres N 70° fonctionnent (DIOT, 1989), en incluant les différents blocs crustaux de toute la chaîne hercynienne d'Europe moyenne comme dans les modèles proposés par plusieurs auteurs (ARTHAUD & MATTE, 1977 ; LEFORT & VAN DER VOO, 1981 ; MATTE, 1986 ; LAGARDE, 1987) où tout le bati hercynien est soumis au déplacement relatif dextre du Gondwana par rapport à la Laurussia. Au Maroc, ces structures dextres N 70° (à N 100°) sont visibles aussi bien dans la zone de Rabat-Tiflet, dans la région des Zaer, dans les Rehamna et dans le massif ancien du Haut-Atlas.

DIOT (1989) a défini un linéament dextre, qui serait le prolongement de l'accident de Rabat-Tichka (= zone de cisaillement de la Meseta occidentale), limitant le môle côtier et la Meseta moyenne, avec le linéament de Porto-Tomar (L.P.T.). Ce linéament serait alors, selon cet auteur, le conjugué de celui de Badajoz-Cordoba, dans le schéma du poinçonnement ibéro-armoricain, comparé par ailleurs au modèle himalayen (MATTE, 1986). Une tectonique compressive est notée dans la zone d'Ossa Morena et sud-portugaise (MATTE, 1986 ; DIOT, 1989). Elle donne des plis NW-SE et des chevauchements vers le Sud ou le SW. Cette compression serait, selon DIOT (1989), responsable du poinçonnement du bloc des Sehoul avec la Meseta occidentale.

Selon nous, le prolongement du linéament de Rabat-Tichka vers le L.P.T. nous semble difficile à envisager dans la mesure où la position de la péninsule ibérique n'est certainement pas à l'endroit où DIOT (1989) la figurait. Il est beaucoup plus logique, à notre avis, de favoriser les accidents E-W (décrochants) qui ont déjà joué un rôle prépondérant pendant le cycle "calédonien".

La compression hercynienne majeure est NW-SE en Meseta occidentale (PIQUE & MICHARD, 1989 ; FADLI, 1990) et N-S à NNE dans la zone de Rabat-Tiflet. La disposition arquée des structures hercyniennes dans cette dernière zone est due au blocage de la compression au Nord par le bloc des Sehoul, "cratonisé" pendant les mouvements "calédoniens".

REFERENCES

- ALBERTI, G.K.B. (1966).- Note préliminaire sur quelques Trilobites (en particulier des Proetidés) du Silurien, du Dévonien inférieur et Dévonien moyen du Maroc. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 188, pp: 55-68.
- ALBERTI, G.K.B. (1968).- Sur l'âge et la faune des schistes carton à Trilobites (Eifélien) au SE de Rabat (Maroc septentrional). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 211, pp:17-18.
- ALBERTI, G.K.B. (1969).- Trilobiten des jüngeren Silurium sowie des Unter-und Mitteldevons. I. Mit Beiträgen zur Devon-Stratigraphie einiger Gebiete Marokko und Oberfranken. *Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges. Frankfurt am Main*, 520, 692p.
- ALBERTI, G.K.B. (1970).- Trilobiten des jüngeren Silurium sowie des Unter und Mitteldevons. II. *Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges. Frankfurt am Main*, 525, 233p.
- ALBERTI, G.K.B. (1977).- Rabat-Tiflet area in Morocco. The Silurian-Devonian boundary. *I.U.G.S., series A*, Stuttgart, pp: 159-167.
- ALBERTI, G.K.B., HOLLARD, H. et WILLEFERT, S. (1966).- Couches de base du Dévonien et présence de Monograptus hercynicus dans la région de Rabat-Tiflet. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 188, pp: 21-27.
- ALLARY, A., LAVENU, A. et RIBEYROLLES, M. (1976).- Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 261,169p.
- ALLEN, G., LAURIER, O. et THOUVENIN, J. (1979).- Etude sédimentologique du delta de la Mahakam. *Notes et Mém. C.F.P. Total*, 15, 156p.
- ALLEN, G. et MERCIER, F. (1987).- Les deltas: sédimentologie et exploration pétrolière. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, pp:1247-1269.
- ANDRADE, A. (1979).- Aspectos geoquímicos do ofiolitoide de Beja. *Comm. Serv. geol. Portugal*, LXIV, pp: 39-48.
- ANGELIER, J. et MECHLER, P. (1977).- Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, pp: 1309-1318.
- ARTHAUD, F. et MATTE, P. (1977).- Late Paleozoic strike slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, pp: 1305-1320.
- BACKER, H., GENDROT, C. et NEGRONI, P. (1965).- Stratigraphie du Silurien, Dévonien et Carbonifère inférieur dans la région du bord sud de la Meseta marocaine. *Rapport inédit du B.R.P.M. Rabat-Maroc*
- BARD, J.P. (1977).- Signification tectonique des métatholeïtes d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, pp: 385-393.
- BARD, J.P. et MOINE, B. (1977).- Variations géochimiques et affinités tholeïtiques abyssales des ortho-amphibolites d'Acebuches dans la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva). *5 ème R.A.S.T. Rennes*, p. 41.
- BAUDELLOT, S. et GERY, B. (1979).- Découverte d'Acritarches du Cambrien supérieur et du Trémadoc dans le massif ancien de Grande Kabylie (Algérie): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 228, pp: 513-1516.
- BAUDELLOT, S., BOUILLIN, J.P. et COIFFAIT, P. (1981).- Découverte d'Ordovicien inférieur daté par des Acritarches dans l'Ouest de la Petite Kabylie (Algérie): conséquences structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 293, pp: 611-614.
- BEAUDET, G. (1969).- *Le plateau central marocain et ses bordures, étude géomorphologique*. Thèse ès-lettres, Paris, 478p.
- BERNARDIN, C., CORNEE, J.J., CORSINI, M., MAYOL, S., MULLER, J. et TAYEBI, M. (1988).- Les variations d'épaisseur du Cambrien moyen en Meseta marocaine occidentale. Données de surface et de subsurface. Signification géodynamique. *Can. J. Earth Sci.*, 25, pp: 2104-2117.
- BEUN, N., BOULANGER, D., HUVELIN, P. et TAJ-EDDINE, K. (1986).- Le Paléozoïque de Khémis n'Ga: un paléorelief sous la série gypseuse jurassico-crétacée des Mouissat (région de Safi, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, II, 1, pp: 39-42.
- BOLELLI, E., DESTOMBES, J. et KARPOFF, R. (1953).- Découverte du Tournaisien à Goniatites dans la Meseta côtière marocaine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 236, D, pp: 1906-1908.
- BONHOMME, M., THUIZART, R., PINAULT, Y., CLAUER, N., WENDLING, A. et WINKLER, R. (1975).- Méthode de datation Potassium-Argon. Appareillage et technique. *Notes techn. Inst. géol. Strasbourg*, 3, 53p.
- BONIN, B. (1982).- Les granites des complexes annulaires. *Manuels et méthodes. B.R.G.M. (Ed.)*, 4, 183p.
- BOSSIERE, G. (1980).- *Un complexe métamorphique polycyclique et sa blastomylonitisation: Etude de la partie occidentale du massif de Grande Kabylie (Algérie)*. Thèse ès Sciences, Nantes, 302p.
- BOUABDELLI, M. (1982).- *Stratigraphie et évolution structurale du Paléozoïque d'Azrou (NE du Maroc central)*. Thèse de 3^e cycle, U.L.P Strasbourg, 164p.
- BOUABDELLI, M. (1989).- *Tectonique et sédimentation dans les bassins orogéniques: Le sillon viséen d'Azrou-Khénifra (Est du massif hercynien central)*. Thèse ès Sciences, U.L.P. Strasbourg, 257p.

- BOUGAULT, H. (1981).- *Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques. Analyses des éléments traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X.* Thèse ès Sciences, Univ. Paris VII, 221p.
- BOUILLIN, J.P. (1977).- *Géologie alpine de la petite Kabylie dans la région de Collo et d'El Milia (Algérie).* Thèse ès Sciences, Univ. Paris VI, 511p.
- BOUILLIN, J.P., BOSSIERE, G., BOURROUILH, R., COUTELLE, A., DURAND-DELGA, M., GELARD, J.P., GERY, B., RAOULT, J.F., RAYMOND, D. et TEFIANI, M. (1984).- *Mise au point sur l'âge des socles métamorphiques kabyles (Algérie).* *C. R. Acad. Sci. Paris*, 298, II,15, pp: 655-660.
- BOURCART, J. et LE VILLAIN, J. (1930).- *Les Graptolithes du Gothlandien de l'oued Akrech près de Rabat (Maroc).* *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 16, pp: 214-216.
- BRIVES, A. (1926).- *Sur la présence au Maroc de *Cardiola interrupta*.* *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 16, pp:165-166.
- CAILLEUX, Y., DELOCHE, Ch., GONORD, H. et ROLIN, P. (1984).- *Mise en évidence de deux couloirs de cisaillement dans la zone paléozoïque de Rabat-Tiflet (Maroc septentrional).* *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299, II, pp: 569-572.
- CHALOUAN, A. (1977).- *Stratigraphie et structure du Paléozoïque de l'oued Cherrat: un segment du couloir de cisaillement de la Meseta occidentale, Maroc.* Thèse de 3^e cycle, U.L.P. Strasbourg, 92p.
- CHALOUAN, A. (1986).- *Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la chaîne alpine.* Thèse ès Sciences. U.L.P. Strasbourg, 317p.
- CHAPPELL, B.W. (1978).- *Granitoides from the Moonbi district, New England batholiths. Eastern Australia.* *J. of Geol. Soc. Aust.*, 25 (5), pp:267-283.
- CHAPPELL, B.W. et WHITE, A.J.R. (1974).- *Two contrasting granite type.* *Pacific geol*, 8, pp: 173-174.
- CHARLOT, R., RHALIB, M. et TISSERANT, D. (1973).- *Etude géochronologique préliminaire des granites de la région de Rabat-Tiflet (Maroc occidental).* *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 249, pp: 55-58.
- CHOUBERT, G. (1951).- *Essai de chronologie hercynienne.* *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 83, pp: 9-78.
- CHOUBERT, G. et HINDERMEYER, J. (1948).- *Sur l'âge des "marbres de l'oued Akrech.* *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 71, pp: 31-35.
- CHOUBERT, G. et FAURE-MURET, A. (1960-62).- *Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques.* *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr. (Livre mémoire P. FALLOT)*, t.1, pp: 447-527.
- CHOUBERT, G. et FAURE-MURET, A. (1961).- *Introduction stratigraphique.* In DANZE-CORSIN P.: *Note sur une flore du Carbonifère inférieur de l'oued Korifla (région sud de Rabat).* *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 152, pp: 81-85.
- CLAUER, N. (1979).- *A new approach to Rb/Sr dating of sedimentary rocks, in: Lecture in isotope geology.* JEAGER E. et HUNZIKER J.C. (Eds). Springer-Verlag, New York., pp: 30-51.
- COCKS, L.R.M. et FORTEY, R.A. (1982).- *Faunal evidence for oceanic separations in the Paleozoic of Britain.* *J. Geol. Soc. London*, 139, pp: 465-478.
- COGNEY, G. (1957).- *Recherches géologiques au confluent des oueds Bou Regreg, Grou et Akrech (Maroc occidental).* *Trav. Instit. Sci. Chérif.; sér. Géol. et Géogr. Phys.*, 6, 56p.
- COGNEY, G. et DANZE-CORSIN, P. (1960).- *Les conglomérats du bas oued Bou Regreg et la flore carbonifère inférieure du jebel Bakkach, région de Rabat (Maroc).* *Trav. Instit. Sci. Chérif.; sér. Géol. et Géogr. Phys.*, 8, 54p.
- CORNEE, J.J., COSTAGLIOLA, Ch., LEGLISE, H., WILLEFERT, S. et DESTOMBES, J. (1985).- *Précisions stratigraphiques sur l'Ordovicien supérieur et le Silurien du synclinal d'Oulad Abbou (Meseta marocaine occidentale). Manifestations volcaniques au Silurien.* *Ann. Soc. géol. Nord Fr.*, 106, pp:141-146.
- CROWELL, J.C. (1974).- *Origin of Late Cenozoic basins in southern California. Tectonics and sedimentation.* *Soc. Econ. Pal. Mineral. Tulsa, Sp. Publ.*, 22, pp: 190-204.
- DANZE-CORSIN, P. (1960).- *Sur les flores viséennes du Maroc.* *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, pp: 590-599.
- DANZE-CORSIN, P. (1961).- *Note sur la flore du Carbonifère inférieur de l'oued Korifla (région sud de Rabat).* *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 152, pp: 81-125.
- DEAN, W.T. (1976).- *Some aspects of Ordovician correlation and trilobite distribution in the Canadian Appalachians.* In: BASSETT M.G. ed. *The Ordovician system.* Univ. Wales Press. Cardiff. pp: 227-250.
- DELOCHE, C., GONORD, H., KLEIN, J.L. et ZOUINE, M. (1985).- *Niveaux rouges intra-dévonien en basse Meseta marocaine: signification paléogéographique et structurale.* *110 ème Congrès nat. Soc. savantes, Montpellier*, Sci. Fasc. IV, pp: 93-99.
- DESTOMBES, J. (1954).- *Sur la présence du Llanvim à minerai de fer oolithique dans l'anticlinal de Tiflet (Maroc).* *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 13, pp: 294-296.
- DESTOMBES, J. (1969).- *Distribution et affinités des genres de Trilobites de l'Ordovicien de l'Anti-Atlas (Maroc).* *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 4, pp: 133-134.
- DESTOMBES, J. (1971).- *L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique.* *Mém. B.R.G.M.*, 73, pp: 237-259.
- DESTOMBES, J. et JEANNETTE, A. (1966).- *Mémoire explicatif de la carte géotechnique de la Meseta côtière à l'Est de Casablanca à 1/50 000.* *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 180 bis, 82p.
- DESTOMBES, J., GUEZZOU, J.C., HOEPFFNER, Ch., JENNY, P., PIQUE, A. et MICHAUD, A. (1982).- *Le Primaire du massif des Rehamna ; problèmes de stratigraphie de séries métamorphiques.* *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 303, pp: 35-70.

- DESTOMBES, J., HOLLARD, H. et WILLEFERT, S. (1985).- Lower palaeozoic rocks of Morocco. In Lower palaeozoic rocks of the world. HOLLAND C.H. (Ed.), John Wiley, London, 4, pp: 91-336.
- DESTOMBES, J. et FEIST, R. (1987).- Découverte du Cambrien supérieur en Afrique (Anti-Atlas central, Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 304, II, pp: 719-724.
- DIDIER, J., DUTHOU, J.L. et LAMEYRE, J. (1982).- Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 14, pp: 125-132.
- DIOT, H. (1989).- *Mise en place des granitoïdes hercyniens de la Meseta marocaine. Etude structurale des massifs de Sebti Brikiine (Rehamna), de Zaer et d'Oulmès (Massif central) et d'Aouli Bou-Mia (Haute Moulouya). Implications géodynamiques.* Thèse ès-sciences Univ. Paul Sabatier Toulouse, 174p.
- DUNHAM, R.J. (1962).- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Classification of carbonate rocks. A symposium. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, Mem.*, 1, pp: 108-121.
- EL HASSANI, A. (1987).- Les structures calédono-hercyniennes dans la zone de Rabat-Tiflet, Meseta marocaine septentrionale. *Bull. Inst. Sci. Rabat*, 11, pp: 37-46.
- EL HASSANI, A. et ZAHRAOUI, M. (1984).- Structure des terrains paléozoïques au Sud-Est de Rabat. Meseta côtière, Maroc. *Trav. Inst. Sci. ; sér. Géol. et Géogr. Phys.*, 16, 20p.
- EL HASSANI, A., EL WARTITI, M., ZAHRAOUI, M., DESTOMBES, J. et WILLEFERT, S. (1987).- Sur l'âge et la faune des grés-pélites ordoviciens au SE de Rabat (Meseta côtière nord-occidentale). *Bull. Sci. Terre, Rabat*, 3, pp: 86-91.
- EL HASSANI, A., EL WARTITI, M., ZAHRAOUI, M., DESTOMBES, J. et WILLEFERT, S. (1988 a).- Découverte d'une macrofaune arénigienne (Ordovicien inférieur) à Trilobites et Graptolithes dans la région de Rabat, Meseta côtière nord-occidentale (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, II, pp: 1589-1594.
- EL HASSANI, A., DESTOMBES, J. et WILLEFERT, S. (1988 b).- Nouvelles données et précisions stratigraphiques sur le Paléozoïque inférieur dans la région de Rabat-Tiflet. *Résumé Actes Jour. hercyni., Rabat* (25 Mai 1988).
- EL HASSANI, A., DESTOMBES, J. et WILLEFERT, S. (1988 c).- Le problème de l'Arenig-Llanvirn (Ordovicien), la discordance calédonienne et la préparation de l'orogénèse hercynienne dans la région de Rabat-Tiflet (Maroc occidental). *Bull. Inst. Sci. Rabat*, 12, pp: 27-45.
- EL HASSANI, A., HUON, S., HOEPFFNER, Ch, WHITECHURCH, H, et PIQUE, A (1991). - Une déformation d'âge ordovicien moyen dans la zone des Sehoul (Meseta marocaine septentrionale). Regard sur les segments "calédoniens" au NW de l'Afrique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, II, pp: 1027-1032.
- EL KAMEL, F. (1987).- *Géologie du Paléozoïque des Rehamna nord orientaux, Maroc. Evolution sédimentaire et structuration hercynienne d'un bassin dévono-carbonifère. Sédimentation et déformation des molasses post-orogéniques.* Thèse Univ. Aix-Marseille, 298 p.
- ESQUEVIN, J. (1969).- Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 3, pp: 147-154.
- FADLI, D. (1990).- *Evolution sédimentaire et structurale des massifs de Mdakra et des Khatouat. Deux segments hercyniens de la Meseta marocaine nord-occidentale.* Thèse ès-sciences, Univ. Mohammed V Rabat, 294p.
- FEINBERG, H. (1986).- Les séries tertiaires du Prérif et des dépendances post-tectoniques du Rif. Biostratigraphie, paléogéographie et aperçu tectonique. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 315, 285p.
- FLINN, D. (1965).- On the symmetry principles and deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, 102, pp: 36-45.
- GALLOWAY, W.E. (1975).- Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: Deltas, models for exploration. BROUSSARD J.M. (Ed.), *Houston Geol. Soc.*, pp: 87-98.
- GARCIA, C. (1961).- Roches éruptives et métamorphiques de la région de Rabat. *Trav. Inst. Sci. Chérif. ; sér. Géol. et Géogr. Phys.*, 12, 42p.
- GENDROT, C. (1973).- Environnements du Dévonien récifal au Maroc. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 254, pp: 55-86.
- GENDROT, C., KERGMARD, D. et RABATE, J. (1969).- Etude des formations récifales du Dévonien de la Meseta occidentale. *Rapport inédit B.R.P.M. Rabat*, N° 40476.
- GENTIL, L. (1918).- Notice sur les titres et travaux scientifiques de L. Gentil. *LAROSE (Ed.) Paris*, 132p.
- GIGOUT, M. (1951).- Etudes géologiques sur la Meseta marocaine (arrière pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 86, et *Trav. Inst. Sci. Chérif. ; sér. Géol. et Géogr. Phys.*, 3, 507p.
- GILL, J (1981).- Orogenic andesites, *Springer Verlag (Ed.)*.
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1952).- Principles of geochemistry, *MASON B. (Ed.)*.
- GROVES, D.I. et Mc CARTHY, T.S. (1978).- Fractional crystallization and the origine of tin deposits in granitoids. *Mineral. Depos.*, 13, 1, pp:11-26.
- GUERRAK, S. (1987).- Metallogenesis of cratonic oolitic ironstone deposits in the Bled el Mass, Azzel Matî, Ahnet and Mouydir basins, Central Sahara, Algeria. *Geol. Rundschau*, 76, 3, pp: 903- 922.
- HAMEL, C. (1968).- Etude géologique des sites de barrage des oueds Grou et Bou Regreg (région de Rabat). *Rapport inédit, Div. Ressources en Eau, Min. Trav. Publ. et Comm., Rabat*.
- HANSON, G.N. (1978).- The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 53, pp: 26-43.
- HARKER, A. (1909).- The natural history of igneous rocks. *New York Mc MILLIAN (Ed.)*.
- HAVLICEK, V. (1971).- Brachiopodes de l'Ordovicien du Maroc. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 230, 135p.

- HAWORTH, R.T. et LEFORT, J.P. (1979).- Geophysical evidence for the extent of the Avalon zone in Atlantic Canada. *Can. J. Earth. Sci.*, 16, pp: 552-567.
- HOEPFFNER, Ch. (1977).- Données nouvelles sur le Paléozoïque de la bordure occidentale du massif de Tazekka (Maroc oriental). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 284, D, pp: 1635-1637.
- HOEPFFNER, Ch. (1978).- Le massif paléozoïque du Tazekka (Maroc). Analyse des déformations liées à un linéament tectonique. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, 31, 1, pp: 33-44.
- HOEPFFNER, Ch. (1987).- *La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc*. Thèse ès Sciences, U.L.P. Strasbourg, 280p.
- HOLLARD, H. (1960).- Une phase tectonique intra-famennienne dans le Tafilalet et le Maïder (Maroc Présaharien). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 250, D, pp: 1303-1305.
- HOLLARD, H. (1967).- Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental. *Inter. Symp. Devonian Syst. Calgary*, 1, publ. Alberta Soc. Petrol. Geol., pp: 203-244.
- HOLLARD, H. (1978).- L'évolution hercynienne au Maroc. *Z. dt. Geol. Ges., Hannover*, 129, pp: 495-512.
- HOLLARD, H., MICHARD, A., JENNY, P., HOEPFFNER, Ch. et WILLEFERT, S. (1982).- Stratigraphie du Primaire de Mechra ben Abbou. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 303, pp:13-34.
- HUNZIKER, J.C. (1979).- K/Ar dating, in: *Lecture in isotope geology. JEAGER E. et HUNZIKER J.C. (Eds). Springer-Verlag, N.Y.*, pp: 53-76.
- HUNZIKER, J.C. (1986).- Evolution of illite to muscovite: an example of the Behaviour of isotopes in low-grade metamorphic terrains. *Chemical geol.* V.57, pp: 31-40.
- HUNZIKER, J.C., CLAUER, N., DALLMEYER, R., FREY, M. et FRIEDRICHSEM, H. (1981).- The evolution of illite to muscovite in low-grade metamorphism. *VII European Coll. of Geochronology, Jerusalem*.
- HUVELIN, P. (1977).- Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 232 bis, 308p.
- ISHIHARA, S. (1977).- The magnetite series and ilmenite series. *Granitic rocks. Mining Geol. (Japon)*, 27, pp:293-305.
- IZART, A. et VIESLET, J.L. (1988): Stratigraphie, sédimentologie et micropaléontologie du Famennien, Tournaisien et Viséen du bassin de Sidi Bettache et ses bordures. *Meseta marocaine nord-occidentale. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 334, pp: 7-41.
- JENNY, J. et LEMAREC, A. (1980).- Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Aït Tamllil (Haut-Atlas central, Maroc). *Ecolgae geol. Helv. Bâle*, 73, 3, pp: 681-696.
- JOSEPH, P. (1982).- *Le minerai de fer orolithique ordovicien du Massif armoricain: sédimentologie et paléogéographie*. Thèse Doc. Ingénieur, E.N.S.M., Paris, 314p.
- KEPPIE, J.D. et SCHENK, P.E. (1982).- Geology and tectonics of the Avalon and Meguma zones of Nova Scotia. In: KING, A.F. (Ed.), *Guidebook for Avalon and Meguma zones of Atlantic Canada. I.G.C.P. Projet 27 Memorial Univ. Newfoundland, Earth Sci. Report*, 9, pp: 125-274.
- KING, A.F. et O'BRIEN, S.J. (1983-1990).- Eléments pan-africains des Appalaches de Terre Neuve et leurs équivalents au Maroc. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 335, pp: 85-102
- KREUZER, H., MULLER, P., REINECKE, T. et WISSMANN, G. (1984).- Petrography and K/Ar dating of the Mazagan granodiorite, in HINZ, K., WINTERER, E. and Others, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 79, holes 554A and 547B: Washington, D.C., U.S. Government Printing office, v. 79, pp:543-549.
- LAGARDE, J.L. (1987).- *Les plutons granitiques hercyniens marqueurs contemporains de la déformation crustale: l'exemple de la Meseta marocaine*. Thèse ès-sciences, Univ. Rennes.
- LAMEYRE, J. et BOWDEN, P. (1982).- Plutonic rock types series discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 14, pp: 169-186.
- LECOINTRE, G. (1926).- Recherches géologiques dans la Meseta marocaine. *Mém. Soc. Sci. Nat. Maroc*, 14, pp: 1-158.
- LECOINTRE G. (1931).- Les terrains paléozoïques de Sehoul et des Zemmour (Maroc occidental). *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 3, pp:35-37.
- LECOINTRE, (1933) in: LECOINTRE, G. et DELEPINE, G. (1933).- Etudes géologiques dans la région paléozoïque comprise entre Rabat et Tiflet. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 28, pp: 7-52.
- LEFORT, J.P. (1983).- A new geophysical criterion to correlate the acadian and hercynian orogenies of western Europe and Eastern America. *Geol. Soc. America Mem.*, 158, pp: 3-18.
- LEFORT, J.P. (1983-1990).- La rotation du Gondwanaland et ses effets dans les Maritimes et au Maroc au Dévon-Carbonifère. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 335, pp: 315-322.
- LEFORT, J.P. (1988).- Basement correlation across the North Atlantic. *Springer Verlag N.Y. (Ed.)*, 148p.
- LEFORT, J.P. et VAN DER VOO, (1981).- A kinematic model for the collision and complete suturing between Gondwanaland and Laurussia in the Carboniferous. *J. Geol.*, 89, pp: 537-550.
- LINDHOLM, R.M. et CASEY, J.F. (1989).- Regional significance of the Blow Me Down Brook Formation, Western Newfoundland: New fossil evidence for an Early Cambrian age. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v 101, pp: 1-13.
- MARHOUMI, M.R. (1984).- *Etudes palynologiques des séries dinantiennes de la Meseta marocaine. Conséquences stratigraphiques et structurales*. Thèse 3° cycle, U.L.P. Strasbourg, 111p.

- MARHOUMI, M.R., HOEPFFNER, Ch., DOUBINGER, J. et RAUSCHER, R. (1983).- Données nouvelles sur l'histoire hercynienne de la Meseta orientale au Maroc: l'âge dévonien des schistes de Debdou et du Mekam. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 297, II, pp: 69-72.
- MATTE, Ph. (1986).- La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques périalantiques; modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1, pp: 9-24.
- MAYOL, S. (1987).- *Géologie de la partie occidentale de la boutonnière des Jebilet: un exemple d'évolution hercynienne de bassins intra-continentaux cambrien et carbonifère*. Thèse Doct. Univ. Aix-Marseille, 241p.
- Mc CULLOCH, M.T. et CHAPPEL, B.W. (1982).- Nd isotopic characteristics of S and types granites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, pp: 51-64.
- Mc DONALD, G. et KASURA, T. (1964).- Chemical composition of Hawaiian lava. *J. Petrol.*, 5, pp: 82-133.
- MICHARD, A. (1967).- Plissement concentrique, plissement syn-schisteux et granitisation dans le Cambro-Ordovicien des Rehamna occidentaux (Maroc). *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 8, pp: 347-348.
- MICHARD, A. (1976).- Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 252, 408p.
- MICHARD, A. et PIQUE, A. (1979).- The variscan belt in Morocco: structure and developmental model. In: The caledonides in U.S.A., WONES, D. (Ed.), *Depart. geol. Sci. VPI and SU. Blacksburg Mem.*, 2, pp: 317-322.
- MICHARD, A. (Coord) (1982).- Le massif paléozoïque des Rehamna. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 303, 180p.
- MICHARD, A., CAILLEUX, Y. et HOEPFFNER, Ch. (1983-1990).- L'orogène mésétien au Maroc: structure, déformation hercynienne et déplacement. Actes du symposium Maroc et orogénèse paléozoïque P.I.C.G. 27, Rabat. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 335, pp: 313-327.
- MUTTI, E. (1979).- Turbidites et cônes sous marins profonds. In: *Sédimentation détritique (fluviale, littorale et marine). Cours 3° cycle Romand. Fribourg, Suisse*, pp:355-395 (inédit).
- NELTNER, L. (1929).- Sur la présence au Maroc de la zone d'Etroeungt. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 3, pp:40-41.
- ORSINI, J.B. (1979).- Contribution à la connaissance des granitoïdes tardi-orogéniques du batholite corso-sarde. Les enclaves sombres de l'association plutonique calco-alcaline. *Trav. Lab. Sci. Terre, Marseille St Jérôm, sér. C*, 3, 104p.
- PADGETT, G., EHRLICH, R. et MOODY, M. (1977).- Submarine debris flow deposits in an extensional setting. Upper Devonian of Western Morocco. *J. Sedim. Petrol.*, 47, pp: 811-818.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. et TINDEL, G.T. (1984).- Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, pp: 956-983.
- PIQUE, A. (1975a).- La zone faillée de Rabat, couloir de décrochement hercynien au Nord de la Meseta marocaine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, D, 280, pp: 1059-1062.
- PIQUE, A. (1975b).- Répartition des zones d'anchi-métamorphisme dans les terrains dinantiens du Nord-Ouest du plateau central (Meseta marocaine). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, pp: 416-420.
- PIQUE, A. (1979).- Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: la Meseta marocaine nord-occidentale. *Sci. géol. Mém., Strasbourg*, 56, 243p.
- PIQUE, A. (1981a).- Un segment de chaîne intra-continentale: La Meseta marocaine nord-occidentale. Influence des fractures du socle précambrien sur la sédimentation et la déformation de la couverture paléozoïque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1, pp: 3-10.
- PIQUE, A. (1981b).- Northwestern Africa and the Avalonian plate: Relations during Late Precambrian and Late Paleozoic times. *Geology*, 9, pp:319-322.
- PIQUE, A. (1981c).- La chaîne hercynienne d'Europe occidentale et son prolongement dans le Nord-Ouest de l'Afrique. *Sci. géol. Bull. Strasbourg*, 34, 2, pp: 123-124.
- PIQUE, A. (1982).- La zone de Rabat-Tiflet (Meseta marocaine septentrionale). Sa place dans l'ensemble des noyaux paléozoïques de la Méditerranée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 295, II, pp: 263-266.
- PIQUE, A. (1983).- Structural domain of the Hercynian belt in Morocco. In: SCHENK P.E. ed., *Regional trends in the geology of the Appalachian Caledonian - Hercynian - Mauritanides Orogen. Riedel*, pp: 339-345.
- PIQUE, A. (1984).- Faciès sédimentaire et évolution d'un bassin: le bassin dévono-dinantien de Sidi Bettache (Maroc nord-occidental). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, pp:1015-1024.
- PIQUE, A. (1989).- Variscan terranes in Morocco. *Geol. Soc. Amer., Special Paper*, 230, pp: 115-129.
- PIQUE, A. et MICHARD, A. (1981).- Les zones structurales du Maroc hercynien. *Sci. géol. Bull. Strasbourg*, 34, 2, pp: 135-146.
- PIQUE, A., CAILLEUX, Y. et HOEPFFNER, Ch. (1983-1990).- Plates-formes épicontinentales et sillons des flyschs au Paléozoïque dans la Meseta marocaine. Un domaine sédimentaire à la marge du craton saharien. Actes du symposium de Rabat "Maroc et orogène paléozoïque" P.I.C.G. 27. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 335, pp: 49-58.
- PIQUE, A., CHALOUAN, A. et FADLI, D. (1985).- Des rides paléogéographiques aux anticlinaux. Permanence des directions structurales dans la Meseta marocaine occidentale au cours du Paléozoïque. *Sci. géol. Bull. Strasbourg*, 38, 2, pp: 147-153.
- PIQUE, A. et MICHARD, A. (1989).- Moroccan Hercynides: a synopsis. The paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 288, pp: 286-330.

- POMEROL, Ch. et BABIN, C. (1977).- Stratigraphie et paléogéographie: Précambrien et ère paléozoïque. *DOIN éd. Paris*, 429p.
- RABATE, J. (1976).- Etude morpho-structurale et tectono-sédimentaire du bassin de Doukkala. Ecorché géologique anté-viséen des récifs dévoniens: paléogéographie et problème pétrolier. *Rapport B.R.P.M.* inédit.
- RAHMANI, K. (1978).- Etude palynologique du Paléozoïque de la région de Rabat (Maroc). Thèse 3^e cycle; Univ. P. et M. Curie & *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 324, 132p.
- RAOULT, J.F. (1966).- Stratigraphie et tectonique des Kef Toumiette (Petite Kabylie). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, N.S., 33, pp: 67-88.
- RAST, N. (1980).- The Avalonian plate in the Appalachians and Caledonides. In: *WONES D. (Ed.), The Caledonides in the U.S.A.: Virginia Polytechnic Institute, Dept. Geol. Sci. Mem.*, 2, pp: 63-66.
- ROCH, E. (1950).- Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 80, 440p.
- ROUSSELLE, L. (1961).- Les graptolites gothlandiens au confluent des oueds Bou Regreg et Akrech (Maroc occidental). *Trav. Inst. Sci. Chérif.; sér. Géol. et Géogr. Phys.*, 11, 62p.
- RUELLAN, E. (1985).- *Géologie des marges continentales passives; Evolution de la marge atlantique du Maroc (Mazagan); Etude par submersible, Seabeam et sismique réflexion; comparaison avec la marge N.O. africaine et la marge homologue E. américaine*, Thèse Univ. Bretagne occidentale, 297p.
- SAVORNIN, J. (1921).- Observations sur le Paléozoïque de Rabat (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 172, pp: 1587-1589.
- SCHENK, P. (1971).- Southern Atlantic Canada, Northwestern Africa and continental drift. *Can. Jour. Earth Sci.*, vol. 8, pp: 1218-1251.
- SCHENK, P. (1980).- Paleogeographic implications of the Meguma group, Nova Scotia, a chip of Africa? In: *WONES, D. ed., The Caledonides in the U.S.A.: Virginia Polytechnical Institute and State University. Dept. Geol. Sci. Mem.*, 2, pp: 27-30.
- SCHENK, P. (1982).- Stratigraphy and sedimentology of the Meguma zone and part of the Avalon zone. In: *Guidebook for Avalon and Meguma zones, Report 9, I.G.C.P. 27*, pp: 189-224.
- SKEHAN, J. et RAST, E. (1983).- Relationship between Precambrian and Lower Paleozoic rocks, in: *P.E. SCHENK (Ed.) Regional trends in the geology of the Appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide Orogen*.
- SCRUTON, P.C. (1960).- Delta building and the deltaic sequence. In: *Shepard Phleger et Andel ed., Recent sediments North-West Gulf of Mexico. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, pp: 82-102.
- STRECKEISEN, A. (1976).- To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, pp: 1-33.
- TERMIER, H. (1936).- Etude géologique sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 33, 1566p., (4 Vol.).
- TERMIER, G. et TERMIER, H. (1950).- Paléontologie marocaine. Tome 2: Invertébrés de l'ère primaire. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 79, 282p.
- THALHAMMER, O. et TSCHELAUT, W. (1983).- Some remarks on the northern parts of the Craz Paleozoic (Austria, Geotraverse B). In: *Sassi F.P. et Szederkenyi T. ed., P.I.C.G. 5, Newsletter 5*, pp: 187-190.
- TILLOY, R. (1955).- Notice explicative de la feuille de Souk El Arba du Rharrb. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 104 bis, 23p.
- VAI, G.B. et COCOZZA, T. (1986).- Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1, pp: 95-114.
- VIESLET, J.L. (1983).- Description d'une microfaune de Foraminifères à la base du Viséen moyen dans la région de Tiflet (Maroc). *Bull. Soc. belg. Géol.*, t. 92, 4, pp: 273-291.
- WIPPERN, J. (1955).- Sur le granite de Taïcha, près de Tiflet (Meseta marocaine). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 125, pp: 81-85.
- YOVANOVITCH, B. (1938a).- Sur l'existence de plissements calédoniens dans la Meseta marocaine occidentale. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 17, pp: 335-337.
- YOVANOVITCH, B. (1938b).- Sur l'aire d'extension probable du système calédonien marocain. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 18, pp: 356-358.

Adresse de l'auteur:
 Département de Géologie
 INSTITUT SCIENTIFIQUE, B.P: 703 RABAT-AGDAL.