

50376
1978
7

N° d'ordre: 658

50376

1978

7

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE 3^{eme} CYCLE

(Mention : Geologie appliquée)

par

ROBILLARD Dominique

ETUDE STRUCTURALE DU MOYEN-ATLAS SEPTENTRIONAL

(région de Taza)

- Maroc -

Soutenue le 06 Janvier 1978, devant la Commission d'Examen:

| | |
|----------------|-------------|
| J. DERCOURT | Président |
| G. DUEE | Rapporteur |
| A. CAIRE | Examinateur |
| A. FAURE-MURET | " |
| J. PAQUET | " |
| E.K. SAAIDI | Invité |



A mes parents,



BUS
LILLE

- ERRATA -

=====

| <u>Page</u> | <u>Ligne</u> | <u>Au lieu de</u> | <u>lire</u> |
|-------------|--------------|------------------------------|--------------------------------|
| 43 | 23 | envidagée | envisagée |
| 48 | 10 | dispensés | dispersés |
| 58 | 16-17 | <i>duertrei cf. humerosa</i> | <i>duertrei & humerosa</i> |
| 61 | 7 | dus | dûs |
| 70 | 34 | donnent | donne |
| 72 | 32 | associées | associée |
| 79 | 14 | G. Colo <i>et al.</i> | G. Cognev <i>et al.</i> |
| 87 | 18 | mise ne place | mise en place |
| 103 | 6 | oblitée | oblitérée |
| 108 | 17 | soit | sont |
| 119 | 2 | débouble | dédouble |
| 119 | 27 | corcordance | concordance |
| 121 | 21 | lache | lâche |
| 121 | 32 | polyphasé | polyphasée |
| 130 | 3 | par la schéma | par le schéma |
| 130 | 16 | guirlandes | guirlande |
| 144 | 13 | pour une première | par une première |
| 171 | 22 | diagrammes | diagramme |

"Par dessus tout cela, qu'il y ait
l'amour : c'est lui qui fait l'uni-
té dans la perfection".

St Paul - Let. Col. (3, 14)

AVANT-PROPOS

Du jour où l'on met le pied, pour la première fois, sur "son" terrain de thèse, à celui où l'on a le plaisir de pouvoir palper le résultat de ses travaux sous la forme d'un ouvrage imprimé et relié, que d'efforts, de difficultés, ... que de déceptions ne viennent pas retarder la joie finale ! Néanmoins, grâce à la gentillesse et à la compréhension de mon entourage, qui sut me redonner courage quand la motivation semblait absente, tout ce lot de petits problèmes fut toujours surmonté. Aussi, avant l'exposé de mes travaux, je suis heureux d'exprimer, ici, ma reconnaissance à toutes les personnes qui m'ont permis de les entreprendre et de les mener à bien.

Monsieur le Professeur J. Dercourt fut l'un des enseignants de l'Université de Lille I auquel je dois ma formation théorique et ma passion grandissante de la Géologie. A ce titre, et parce qu'il accepta aussi d'assurer la présidence du Jury, je lui adresse mes plus vifs remerciements.

Monsieur le Professeur A. Caire, de l'Université Pierre et Marie Curie, a bien voulu accepter de participer à ce Jury. Je lui suis gré de l'honneur qu'il m'a ainsi témoigné. Je tiens à lui montrer ma reconnaissance et mes remerciements les plus sincères.

Mademoiselle le Professeur A. Faure-Muret, de l'Université d'Orsay, spécialiste des problèmes de la géologie marocaine, et Monsieur le Professeur J. Paquet, de l'Université de Lille I, acceptèrent également d'examiner ce mémoire et de prendre part au Jury ; je les en remercie vivement et leur présente mes sentiments les plus respectueux.

Enfin Monsieur E. K. Saaïdi, Directeur du Département de Géologie de la Faculté des Sciences de Rabat, répondit favorablement à l'invitation de participation au Jury, témoignant ainsi de son intérêt et de sa sympathie envers l'un des membres de son corps enseignant. Qu'il recoive, ici, l'expression de ma vive gratitude.

M'acceptant au sein de son laboratoire, me confiant l'étude géologique de la région de Taza, Monsieur G. Duée me permit de réaliser un rêve fort ancien. Je l'en remercie. Depuis plus de deux ans, il encadra mes recherches, ne ménageant ni son temps, ni ses conseils tant sur le terrain qu'au laboratoire, m'aidant tant moralement que matériellement. C'est à lui, enfin, que revint la tâche ingrate de la correction de ce mémoire. Pour tout cela, il m'est agréable de lui exprimer aujourd'hui ma reconnaissance la plus profonde et la joie que j'éprouve à travailler avec un tel "patron".

Ce mémoire n'aurait pu être complet et n'aurait pas vu le jour sans l'aide de spécialistes :

- Les faunes d'Ammonites, si nombreuses, furent déterminées par Monsieur R. du Dresnay (Service de la Carte géologique, Ministère des Mines, Rabat) en ce qui concerne le Lias moyen, et par Monsieur l'Abbé R. Mouterde (Faculté catholique de Lyon) pour le Lias supérieur. Ce dernier m'accepta une huitaine de jours à son laboratoire, afin de perfectionner mes connaissances paléontologiques de ces étages. Je les prie de bien vouloir accepter, ici, l'expression de mes sentiments les plus reconnaissants.

- J'adresse également mes remerciements à Monsieur P. Donze (Université de Lyon) pour la détermination des Ostracodes du Lias moyen, ainsi qu'à Monsieur R. Wernli (Service de la Carte géologique, Ministère des Mines, Rabat) pour les microfaunes du Miocène.

- Enfin Monsieur A. Erbahi (Chef du Service des laboratoires de la Division des Mines et de la Géologie à Rabat) accepta, avec bienveillance, de prendre en charge les analyses géochimiques; je lui en suis profondément reconnaissant. Quant à Madame Fleury, qui s'occupa de la réalisation de ces analyses, merci de sa promptitude et de son aide si précieuse.

J'aurai soin de ne pas oublier tous mes collègues du Laboratoire de Géologie alpine de la Faculté des Sciences de Rabat, qui durant toute la réalisation de mes travaux ne cessèrent, par leur amitié, d'encourager le " petit dernier " de l'équipe. Je leur adresse mes remerciements les plus chaleureux. Et plus particulièrement à mon ami Ed. Laville; pour m'avoir fait partager ses connaissances sur le Moyen-Atlas, pour m'avoir accompagné sur le terrain, enfin pour tout ce qu'il fit à mon égard, toujours avec gentillesse: Merci!

Il me faut souligner la compréhension du Ministère des Mines de Rabat qui en la personne de Monsieur A. Boudda, Directeur du Service de la Carte géologique du Maroc, facilita ma première mission, ainsi que celle du Caïd Mustapha qui facilita mon hébergement et mon libre déplacement à l'intérieur du Cercle de Taza. Qu'ils soient remerciés!

Je voudrais terminer en adressant une pensée amicale à l'ensemble des habitants du village de Ras el Ma et en particulier à Soulamî Boujda, et à son épouse Mēlika, dont la chaleur de l'accueil m'a toujours réconforté.

Monsieur et Madame R. Vandermersch, Messieurs M. Ducerveau et L. Giral m'ont apporté, au Maroc, leur soutien moral et matériel. Ce mémoire est, pour moi, l'occasion de les remercier bien sincèrement.

Mademoiselle Ch Mulier sut réaliser en peu de temps, et dans des conditions difficiles, mais toujours avec le sourire, un travail de qualité. Je suis heureux de lui exprimer, ainsi qu'à tout le Personnel technique de l'U.E.R. des Sciences de la Terre de l'Université de Lille I, dont l'aide fut déterminante, toute ma gratitude.

Comment pourrai-je enfin terminer ces remerciements et entamer ce mémoire, sans y associer tous ceux qui me sont chers? Et tout spécialement mes Parents, soutien de tout instant, sans les sacrifices de qui, le présent ouvrage, et ce qu'il représente, n'aurait pu être envisagé. Je ne saurai jamais assez leur montrer mon remerciement et ma reconnaissance.

RESUME

Le présent ouvrage se rapporte à l'étude stratigraphique et structurale de la partie septentrionale du Moyen-Atlas, située au S de Taza.

Dans cette région, les deux grands domaines distingués dans le Moyen - Atlas (Causse peu déformé et Moyen-Atlas plissé) s'affrontent. Cette limite d'affrontement constitue une voie structurale majeure: l'accident nord moyen - atlasique de G. Colo.

Le trait le plus caractéristique de l'évolution sédimentaire et tectonique de ce secteur paraît être l'intime liaison entre deux phénomènes:

1. les accidents sont contemporains de la sédimentation;
2. l'individualisation des zones paléogéographiques est fonction de l'existence, au niveau du socle, de lignes tectoniques réactivées au cours des temps alpins.

Ainsi, les phénomènes observés, tant sédimentaires que tectoniques, sont des réponses à des sollicitations crustales dans un domaine paléogéographique alpin situé à la limite du Causse, élément de la Méséta marocaine, et du sillon moyen-atlasique.

S'agissant du Trias, une première période de distension crustale correspond à la mise en place d'un magmatisme tholéiitique continental. L'amorce du sillon moyen-atlasique paraît avoir à cette époque une allure comparable à celle de l'actuelle Mer Rouge ou du Golfe Persique.

Pendant le Jurassique, la réactivation d'accidents de socle conduit à l'individualisation: a)- de hauts-fonds à sédimentation réduite, qui évoluent en anticlinaux,
b)- de zones d'accumulation sédimentaire à l'origine de vastes structures synclinales.

Les accidents qui les séparent, vont, comme indiqué plus haut, jouer pendant la sédimentation. Leur jeu tectonique est double:

1. vertical, et la conséquence directe se traduit par des phénomènes de remaniements sédimentaires en masse (méga-slumpings dans les zones d'accumulation sédimentaire; éboulements de falaise à l'aplomb des rides; lacunes de sédimentation; discordances progressives;...);

2. horizontal, et leur jeu en décrochement fait que, perpendiculairement à la direction de contrainte maximum, un débit schisteux se localise dans des formations marneuses au passage des accidents principaux.

L'existence d'un style tangentiel (recouvrements locaux constatés au niveau d'écaillés frontales jalonnant les failles majeures) s'inscrit bien dans le contexte de phénomènes de coulissement, dont ce n'est qu'une manifestation secondaire.

A l'échelle régionale, le sillon moyen-atlasique voit son devenir océanique avorter avec la fin du Lias inférieur. Il évolue en effet en simple zone subsidente intra-cratonique jusque et y compris au Bajocien inférieur, terme stratigraphique le plus récent reconnu dans la région étudiée.

A l'intérieur de celle-ci, les phénomènes tectoniques sont donc bien progressifs et continus, et ce sont eux qui conditionnent la sédimentation. Il n'est donc plus souhaitable de distinguer des phases de déformation majeure séparées par des périodes de repos.

Il va sans dire que les phases tertiaires, particulièrement puissantes dans le domaine rifain très proche, ont sans doute eu leur traduction, difficile à déceler dans cette portion du Moyen-Atlas, celle-ci apparaît essentiellement comme partie intégrante d'un bassin sédimentaire syntectonique au sens d'Arthaud F. et al. (1977).

ABSTRACT

The present work is a stratigraphic and structural study of the northern part of the Middle-Atlas, located South of Taza.

In this area, the two vast land-masses distinguished in the Middle-Atlas (tabular Causse and the folded Middle-Atlas) stand in opposition to each other. This limit of opposition forms a major structural feature: the northern Middle - Atlas accident of G. Colo.

There is a close connection between the two following processes that seems to be the most characteristic feature of the sedimentary and tectonic evolution of the area:

- i. the accidents are contemporaneous with the sedimentation process;
- ii. the individualization of paleogeographical zones depends on the existence, at rock-bottom level, of tectonic lines, reactivated during the Alpine revolution ages.

In short, the observed phenomena, either sedimentary or tectonic, are to be considered as strains of the crust in a paleogeographical and alpine field localized on the borderline of the tabular Causse, which is part of the Moroccan Meseta and of the Middle-Atlas trench.

As far as the Trias is concerned, a first period of distension of the crust allows the constitution of a continental tholeiitic magma. In its primeval state, the Middle-Atlas trench appears to be like the present day Red Sea or the Persian Gulf.

During the Jurassic, the reactivation of the rock-bottom accidents leads to the individualization: a)- of shallows with thin sedimentation, which develop into anticlines,

- b)- and of zones of thick sedimentary accumulation, which generate large synclinal structures.

As shown above, the sedimentary process will act on the interspacing accidents, according to a dual tectonic reaction:

- i. vertically, and the direct consequence will turn out to be the phenomena of mass sedimentary readjustments (such as mega-slumpings wherever sedimentary deposits are to be found; landslides of cliffs from overhanging ridges; gaps in sedimentation; progressive discordances;...);

ii. horizontally, and their streak-slip fault results in schistositities classified as fractures which are embedded perpendicular to the direction of maximum stress in marly formations through which main accidents forced their way.

The existence of a tangential style (local overthrusts found on a level with frontal slabs which mark out the major faults) falls in the pattern of sliding phenomena, of which it is nothing but a by-product.

On the regional scale, the Middle-Atlas trench fails to develop a would-be ocean, by the end of the lower Lias. At a matter of fact, it generates a mere residual subsiding intra-cratonic zone as late as the lower Bajocian, the most recent stratigraphical term known in the investigated area.

Inside the latter, rather than a succession of distorsion phases interrupted by periods of rest, let us lay the stress on the fact that the tectonic phenomena are both progressive and continuous and that they condition the sedimentation process.

If it goes without saying that the Tertiary phases, particularly powerful in the very near Rif have doubtlessly had their translation -- difficult to disclose in this portion of the Middle-Atlas -- this translation appears essentially as part and parcel of a syntectonic sedimentary basin, according to Arthaud F. et al. (1977).

ملخص:

اننا نرمي من وراء هذه الدراسة، الى الحصول على المزيد من المعرفة عن البقع التي تتكون منها الناحية بين شمال الاطلس المتوسط، جنوب تازة. ومن أهم النقاط التي تطرقنا الي دراستها في انجاز هذا العمل نذكر على التوالي:

- تحليل طبقات الأرض،

- تحليل الوضع البنائي للطبقات،

في هذه الناحية التقى ميدان الاطلس المتوسط التشكيلي والكورس العطاول في حد تشكيلي معروف تحت اسم "حادثة شمال الاطلس المتوسط" لجورج كولود.

والمهم في التطور الرسوبي والتكتوني هو العلاقة بين الحوادث التكتونية المعاصرة للترسيب وتشخيص المناطق الجغرافية القديمة والخاضعة للخطوط التكتونية على مستوى القاعدة، وذلك في العصور الثاني والثالث. في العصر الترياسي وفي فترة أولى يلاحظ أن وجود توتر شديد تسبب في تنسيب صحارة برية وأن اخدود الاطلس المتوسط يشابه بكثيرة ما يدور في البحر الأحمر أو في الخليج الفارسي.

في العصر الجيراسي وقع تحرك في حوادث القاعدة، مما تسبب في تكوين منطقتين منفصلتين بحدوث تكتونية معاصرة للرواسب:

- قاع مرتفع على شكل طيات محدبات،

- مناطق على شكل بنيات مقعرات تسهل اقبال الرواسب.

وعلى النطاق الاقليمي فان التكوين البحري لأخدود الاطلس المتوسط بدأ في أواخر بداية لياس، ومن بداية لياس الى العصر الباجوسي تطور هذا الاخدود الى منطقة منخفضة كانت فيها الحوادث التكتونية متصلة، متزايدة بالتدرج وحاكمة في الترسيب.

في الختام، يمكننا أن نقول أنه اذا كانت المراحل التكتونية

في العصر الثلاثي قوية في مناطق الريف، فانه من الصعب وجود آثارها في هذه المنطقة التي توجد في الاطلس المتوسط والتي تكون قطعة من حوض مزامن للحوادث التكتونية على حسب تعبيري أرتود وآخرين (1977).

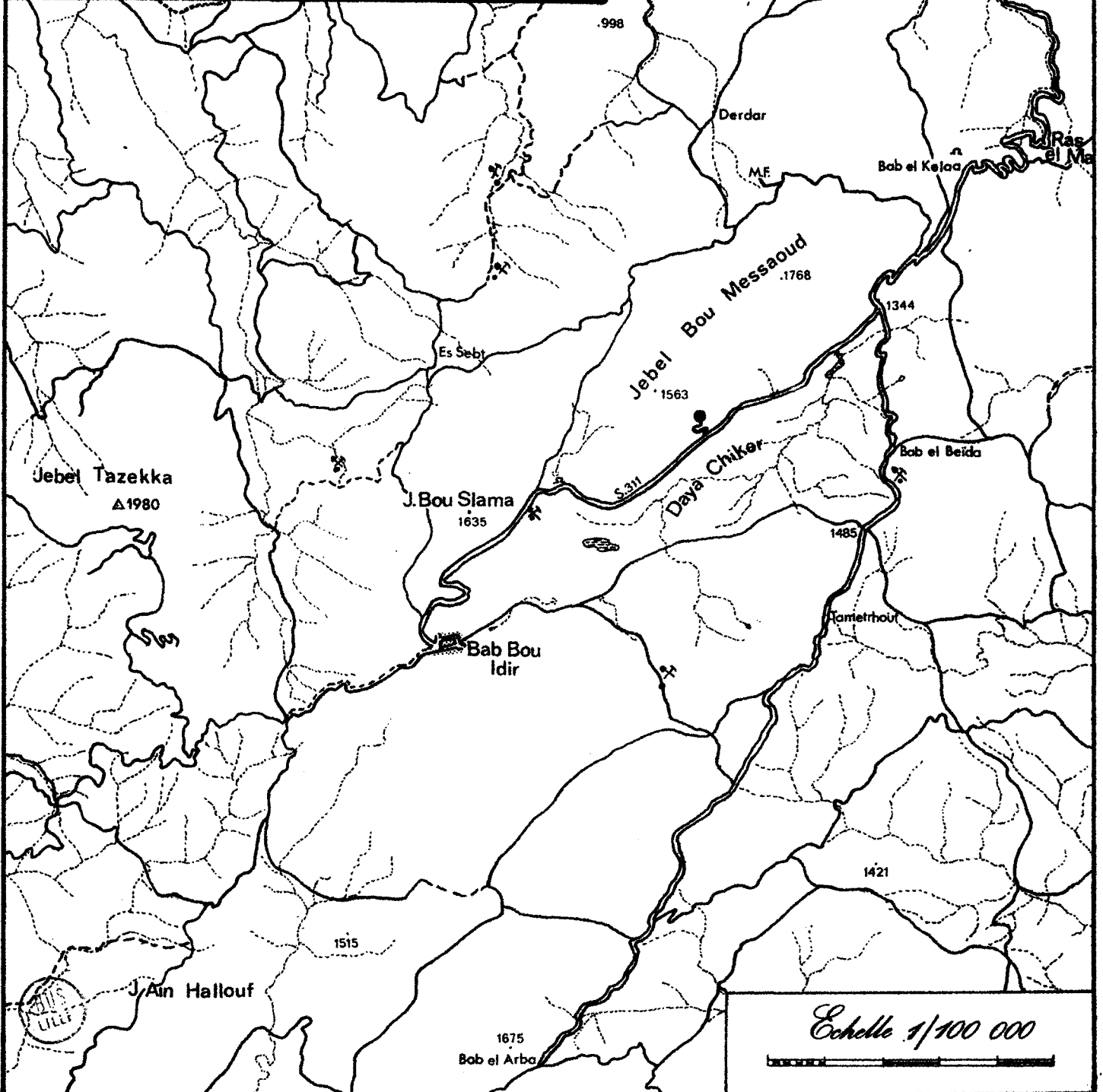
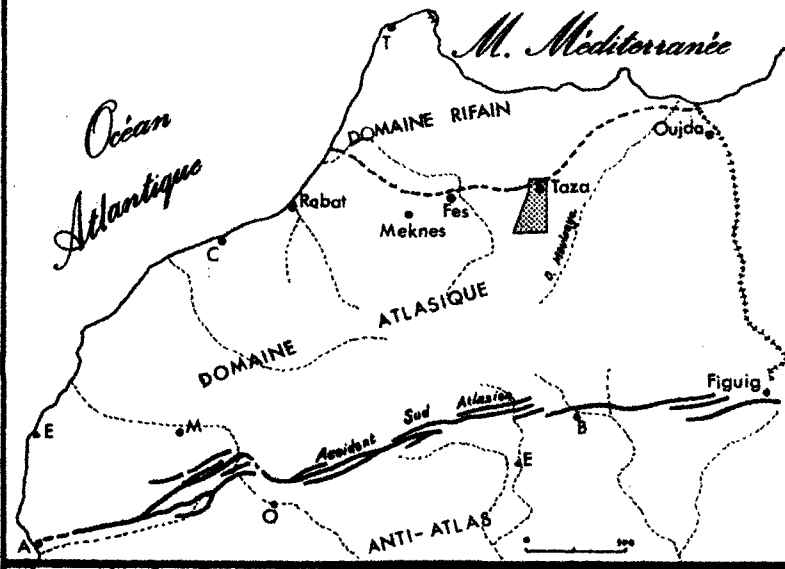
GLOSSAIRE

Ce glossaire des termes arabes et berbères (b), employés dans cet ouvrage, est largement inspiré de celui donné par H. Termier (1936, pp. 95-97).

| | | | | | | |
|------------------|---|--|---|----------------|---|--|
| Aïn | = | source. | : | Ksar | = | village fortifié. |
| Aït (b) | = | les enfants de. | : | Koudiat (pl.) | = | collines, mamelons. |
| Aouda | = | jument. | : | Kraker (pl.) | = | amas de pierres. |
| Arba | = | quatre, ou mercredi. | : | Ma | = | eau. |
| Bab | = | porte, col. | : | Medina | = | ville arabe. |
| Beïda | = | blanche ou oeuf. | : | Merj | = | marais. |
| Bou | = | père. | : | Moulay | = | titre de noblesse. |
| Daya | = | cuvette fermée où les eaux peuvent s'accumuler tempo- rairement. | : | Nesrani | = | étranger. |
| Dar | = | maison. | : | Oued | = | fleuve, rivière. |
| Djebel (ou jbel) | = | montagne. | : | Ras | = | tête, ou cap. |
| Douar | = | groupe de tentes, village. | : | Rhozlane (pl.) | = | gazelles. |
| Doum | = | palmier nain (Chamaerops humilis). | : | Sebt | = | sept, ou samedi. |
| El | = | le, la, les. | : | Sidi | = | équivalent de: "mon maî- tre"; s'emploie devant le nom d'un noble ou d' un saint. |
| Guerba | = | (une) outre. | : | Souk | = | marché. |
| Hallouf | = | sanglier. | : | Tazarine (b) | = | figuier. |
| Ifri (b) | = | caverne, grotte (ifri ou atto = grotte du vent, origine du nom du Gouffre Friouato). | : | Taddert (b) | = | maison, village. |
| Jorf | = | falaise. | : | Tazekka (b) | = | maison. |
| Kern | = | corne, pic. | : | Tizi (b) | = | col, passage (probable- ment à l'origine du nom de la ville de Taza). |

GENERALITES

Fig. 1: CADRE GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR ETUDIE.



I. - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE

La région étudiée, d'une superficie de 500 km² environ, se situe dans la province administrative de Taza. Elle constitue la partie la plus septentrionale de la chaîne du Moyen-Atlas (fig. 1). Elle est centrée sur la plaine du Chiker, où l'hiver s'installe une daya.

Le Chiker est une dépression à fond plat, au S de Taza, située au coeur des massifs montagneux du Moyen-Atlas septentrional lesquels dominent cette ville et limitent aussi, de façon brutale, la plaine tertiaire de Guercif, partie occidentale du couloir de Taza à Oujda.

Au SE de la daya, une région plissée (1 600 m d'altitude) vient buter contre les contreforts des chaînons les plus orientaux de la chaîne moyen-atlasique qui culmine à plus de 3 000 mètres (jbel Bou Iblane).

Au NW, le terrain étudié est limité par les reliefs du jbel Tazekka (1 980 m) qui, soulevé à l'ère tertiaire, permet l'affleurement des formations paléozoïques.

Le secteur étudié est traversé par la route secondaire n° 311, qui, au S de Taza, s'élève rapidement dans un paysage rocheux parsemé d'oliviers et de chênes-verts. Du fait de la pente très abrupte, on découvre ainsi un panorama de la ville et des collines blanches moutonnées du Prérif. Au col de Bab Metkk (1 344 m), la route débouche dans la vaste dépression du Chiker, ceintes par d'imposantes falaises calcaro-dolomitiques. Un régime karstique très actif fait que gouffres, grottes, circulations souterraines des eaux, pertes et résurgences..., sont monnaie courante. "Le gouffre de Friouato... est à notre avis le plus beau qui se puisse contempler", écrivait N. Casteret, "l'impression de profondeur y est écrasante et l'on se sent infiniment petit au pied de ses murailles cyclopéennes".

Les saisons sont ici très marquées, tant au point de vue des températures que des précipitations. Le caractère montagnard s'affirme, autant par la faible moyenne annuelle des températures ($\approx 10^{\circ}\text{C}$) que par le total élevé des précipitations ($\approx 1\ 500\ \text{mm}$). Il gèle, tous les ans, plusieurs jours par mois, d'octobre à avril. ~~L'enneigement~~ est fréquent de décembre à avril.

L'habitation du montagnard est généralement humble et exigüe. Elle est toujours très basse, construite avec des matériaux pris sur place. Il s'agit, pour la plupart du temps, de maisons de pierres, couvertes d'un toit de terre argileuse rouge, qui se fondent dans le paysage. L'habitat est très dispersé,

les nombreux dars isolés en témoignent ; parmi les plus importants, signalons celui de Ras el Ma : site agréable par son point de vue et ses cascades correspondant à la résurgence des eaux du Chiker.

Seule la cité de Taza, chef-lieu de province, a les caractéristiques d'une ville nouvelle. La vieille ville, ou médina, est une véritable citadelle bâtie à l'extrémité d'un plateau escarpé ; elle commande le débouché du couloir montagneux qui sépare le Rif du Moyen-Atlas, formant la célèbre "trouée de Taza". Cette position stratégique exceptionnelle a valu à la ville une vocation militaire ainsi que le qualificatif de "Taza la farouche".

Aujourd'hui, à proximité de la route principale n° 1, de la voie ferrée qui relie le Maroc à l'Algérie, Taza est un gros marché agricole où les activités traditionnelles d'artisanat sont encore florissantes.

II. - HISTORIQUE ET CADRE GEOLOGIQUE

A. HISTORIQUE

Je ne ferai ici qu'un rappel des principales étapes des études géologiques se rapportant au secteur étudié dont l'étude de détail ne fut jamais abordée, hormis dans quelques monographies portant sur des centres d'intérêt limité (hydrogéologie, géomorphologie...). Dans des ouvrages portant sur le Moyen-Atlas *sensu lato*, seules quelques indications d'ordre général s'y rapportent.

Le Maroc tout entier fut parcouru par L. Gentil ; dans les pages de ses "voyages géologiques", on trouve les premières observations concernant la région de Taza et l'apparition du terme de "Détréit sud-rifain" (1911 à 1918) dont il est le créateur.

Tout d'abord, s'intéressant également au Détréit sud-rifain (1928), puis au couloir de Taza à Oujda (1931), le docteur P. Russo publie, en 1935, une monographie sur la géologie de la daya Chiker et de ses abords. Son propos est illustré d'une carte schématique au 1/150 000 environ. Plus tard, il s'intéressera à l'hydrogéologie de cette région (1936).

Nous devons à H. Termier (1936) l'essentiel de nos connaissances sur le Moyen-Atlas septentrional. A la suite d'une remarquable étude stratigraphique et tectonique, il compare cette chaîne au Jura tabulaire et au Jura plissé, et propose de la subdiviser en deux parties : au NW, le Causse moyen-atlasique, et au SE, le Moyen-Atlas proprement dit. En 1938, en collaboration avec

W. van Leckwijck, il publie quelques observations succinctes sur la partie SW de la feuille de Taza au 1/100 000.

La géologie du massif primaire du Tazekka fut débroussaillée par Ph. Morin. Il s'intéresse également à la bordure occidentale de la région étudiée et notamment au microgranite de Boujada (1948). Son travail est illustré d'un schéma géologique au 1/100 000 de la région située au N de Bab bou Idir. De nombreuses observations de ce géologue demeurent malheureusement inédites, telle la carte géologique de la feuille de Taza, au 1/40 000, établie avec le concours de G. Colo.

Dans le cadre de son ouvrage sur le Moyen-Atlas septentrional, G. Colo (1961) précise, en outre, la stratigraphie du Jurassique de la "première ride anticlinale" à laquelle appartient la région étudiée. Il propose l'esquisse d'un schéma structural au 1/500 000.

Une intéressante étude géomorphologique de la daya Chiker est publiée en 1964 par C. Ek et L. Mathieu (cartes au 1/100 000).

Enfin en 1975, D. Leblanc étudie le Rif externe oriental au N de Taza.

B. CADRE GEOLOGIQUE

La région étudiée constitue, pour l'essentiel, la terminaison septentrionale des structures du Moyen-Atlas, mais se situe à la jonction de trois grands domaines structuraux (fig. 2), qui, du N au S, sont :

- le Complexe pré-rifain méridional,
- le Détroit sud-rifain,
- le Moyen-Atlas septentrional.

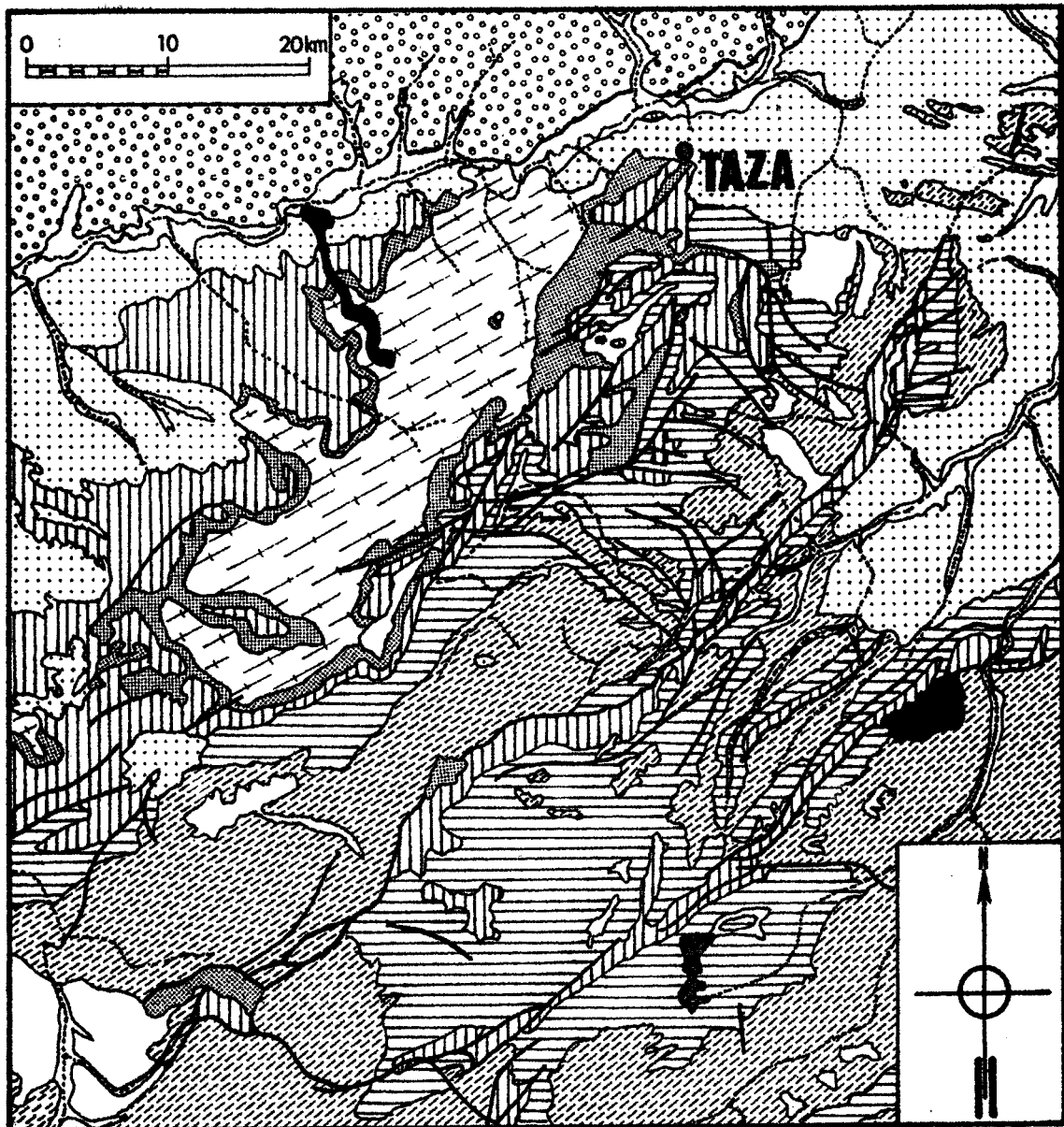
1) Le complexe pré-rifain

Ce terme, adopté en 1969, désigne les marnes miocènes contenant dans un grand désordre des éléments remaniés, à l'état de blocs, de taille et d'âge très variables. Lui correspondent, dans le paysage, les collines arrondies aux formes molles de la partie septentrionale du secteur étudié.

Il s'agit d'un olistostrome dont les conditions et l'âge de la mise en place sont encore controversés.

Fig. 2 ; Cadre géologique de la région étudiée.

(d'après la carte géologique du Maroc au 1/500 000)



 DOMAINE PRERIFAIN indifférencié.

— DOMAINE MOYEN-ATLASIQUE —

 Quaternaire.

 Basalte quaternaire.

 Miocène.

 Dogger.

 Lias moyen-supérieur.

 Lias inférieur.

 Permo-trias.

 Massif primaire du Tazekka.

2) Le Détroit sud-rifain

Défini dès 1911, par L. Gentil, ce terme s'applique à la dépression tertiaire qui borde le domaine pré-rifain au S. C'est un peu à l'W de Taza que ce détroit subit une striction ("trouée de Taza"), délimitant ainsi les formations du Saïs à l'W, de celles du couloir de Taza-Oujda à l'E.

Les terrains miocènes qui le constituent sont discordants sur les structures moyen-atlasiques qu'ils oblitèrent.

3) Le Moyen-Atlas septentrional

Ce dernier domaine, le mieux représenté dans le cadre de cette étude, se subdivise ici en trois parties :

- le massif primaire du Tazekka,
- le Causse moyen-atlasique subtabulaire,
- le Moyen-Atlas proprement dit, ou plissé.

L'étude du massif du Tazekka, sur lequel viennent s'adosser les deux autres parties, ne sera guère abordée dans le cadre de cet ouvrage.

Les formations mésozoïques atlasiques sont constituées de calcaires et marno-calcaires liasiques, pour l'essentiel, reposant sur des dépôts argileux d'âge présumé permo-triasique, entrecoupés d'épanchements doléritiques. L'accident nord - moyen-atlasique sépare le Causse du Moyen-Atlas plissé. Un réseau de failles fort important découpe la région, ce qui a permis à W. van Leckwijck et H. Termier (1938) d'affirmer : "au NE de la boutonnière (du Tazekka)..., se place la région du Chiker, pays de Permo-trias et de Lias, haché par de nombreuses failles et où les phénomènes karstiques jouent un grand rôle".

PREMIERE PARTIE

STRATIGRAPHIE



- CHAPITRE I -

LES TERRAINS PALEOZOIQUES

I. - INTRODUCTION ET GENERALITES

II. - DESCRIPTION DES FACIES

I. - INTRODUCTION ET GENERALITES

Les terrains paléozoïques affleurent largement, à l'W de la région considérée, à la faveur d'une boutonnière, correspondant au massif du Tazekka (1 980 m), allongée suivant une direction NE-SW parallèlement à la direction de la chaîne moyen-atlasique.

Ce massif primaire a fait l'objet de nombreuses recherches (en particulier par Ph. Morin) ; d'autres sont en cours de réalisation (cf. travaux de Ch. Hoepfner, à paraître).

Ces formations paléozoïques, observées à la faveur de cette étude, n'ont pas été étudiées d'une manière détaillée ; je me contenterai d'en faire une description lithologique.

II. - DESCRIPTION DES FACIES

A. LES SCHISTES

La bordure sud-orientale de la boutonnière du Tazekka est constituée, à l'affleurement, par de puissantes formations schisteuses monotones, affectées localement d'un léger métamorphisme régional. Elles sont traversées par un pointement granitique (fig. 2) hercynien riche en minéralisations.

Elles ont été attribuées, avec doute, au Viséen inférieur après la découverte de plantes dans les "schistes du Tazekka" (Morin Ph., 1948b).

Ces schistes sont surmontés par un complexe volcanique andésitique attribué au Viséen supérieur, par analogie avec les séries du Mekkan et de Djerada (Morin Ph., 1960).

B. LE "MICROGRANITE DE BOUJADA"

A l'W de la région étudiée, la majeure partie des terrains paléozoïques est constituée par le "massif de microgranite de Boujada" (Morin Ph., 1948a). Ce dernier s'étend depuis le jbel Timsennt (au S de Bab bou Idir) au SW, jusqu'au delà de la maison forestière d'Aïn Khebbab au NE. Cette roche présente une altération en boule à la manière d'un granite (*cf.* carrière de la Koudiat Boulahdayene, au NE de la maison forestière d'Aïn Khebbab).

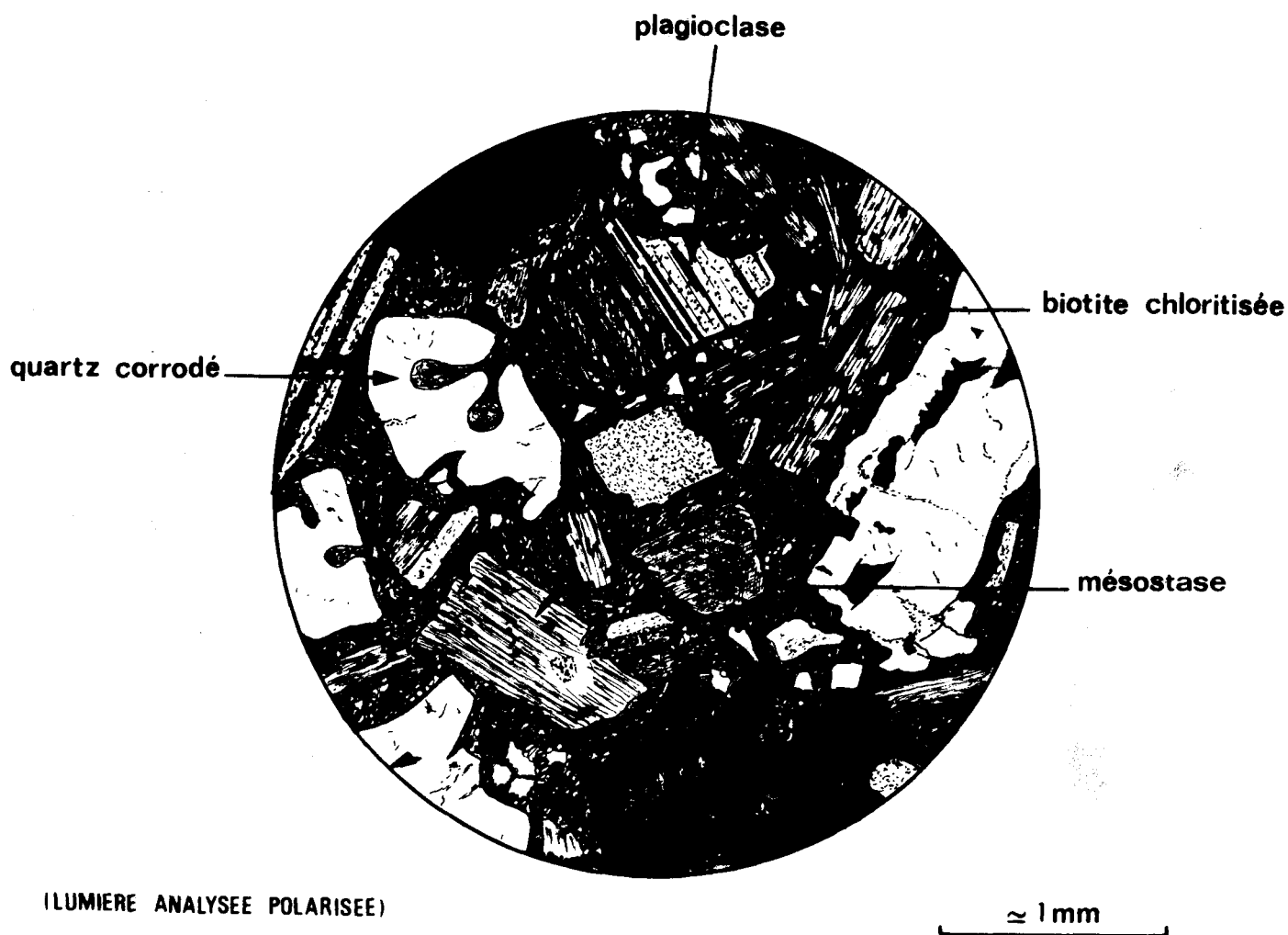


Fig. 3 : Lame mince dans le "microgranite"
de Boujada (76-DD 57)

Au microscope (fig. 3), elle montre des phénocristaux de quartz corrodé, de plagioclase (albite-oligoclase), d'orthose et de biotite altérée en chlorite, ainsi que des débris anguleux de cristaux divers. La mésostase est constituée par du quartz et des feldspaths altérés, finement grenus, ou par une pâte essentiellement hyaline pouvant montrer des structures fluidales.

Ce "massif" est riche en enclaves schisteuses fossilifères déjà décrites par Ph. Morin (*op. cit.*), et qui ont été retrouvées. Cet auteur signalait déjà que la roche sédimentaire de ces enclaves, complètement enrobées dans le "microgranite", n'avait subi aucun métamorphisme. Il précisait encore : "cette absence de métamorphisme s'observe également au contact des nombreux petits sills qui se rencontrent dans la partie nord-est du massif du Tazekka" (*ibid.*, p. 75).

Je signalerai également que ces "enclaves" sont de taille très variable : microscopiques à plurimétriques. En effet, les quelques lames minces, que j'ai pu faire tailler dans cette roche, m'ont toujours livré la présence de fragments microscopiques de phyllades non transformées.

Il semble donc qu'à la lumière de ces observations, il faille abandonner le terme de "microgranite" adopté par Ph. Morin pour désigner cette formation volcanique acide et qu'il faille plutôt rechercher une dénomination du genre : "complexe volcano-sédimentaire acide", pour désigner cette étrange association de roches sédimentaires non métamorphisées, à toute échelle, au sein d'une roche ayant l'aspect d'un granite.

La mise en place de cette formation est postérieure au Viséen supérieur (qu'elle remanie en "enclaves") et antérieure au "Pérmo-trias" *auctorum* discordant. Il convient donc de la situer dans le Carbonifère supérieur, probablement en association avec le volcanisme andésitique (Hoepffner Ch., communication orale).

- CHAPITRE II -

LE "PERMO-TRIAS"

- I. - GENERALITES
- II. - DESCRIPTION LITHOLOGIQUE
- III. - CONCLUSIONS

I.- GENERALITES

Les formations rutilantes marocaines comprises entre les terrains hercy-niens et le Lias sont attribuées classiquement au "Permo-trias", terme créé en 1914 par L. Gentil. Depuis lors, nombre d'auteurs ont essayé d'apporter des précisions stratigraphiques.

S'il est vrai que ce complexe a livré des flores fossiles :

- *Walchia piniiformis* Schl., rapporté à l'Autunien (Termier H., 1936),
- *Voltzia* indiquant le Trias (Termier H. et Termier G., 1948),...

il s'agit d'observations ponctuelles, toujours géographiquement limitées. Elles ne permettent donc pas d'établir une stratigraphie applicable à l'ensemble du Moyen-Atlas, encore moins à l'échelle du Maroc tout entier, où des faciès identiques sont connus.

Le "Permo-trias" du Moyen-Atlas présente généralement l'association de trois termes : détritique et argilo-salifère à la base, basaltique dans la partie moyenne, argilo-salifère au sommet.

Hormis l'absence du sel, le "Permo-trias" de la région étudiée s'intègre bien à ce schéma.

En l'absence de faune, les limites inférieure et supérieure restent donc imprécises, "mais l'essentiel semble appartenir au Trias supérieur, sans que soit exclue la présence du Trias moyen à la base, et surtout de l'Infra-lias

au sommet" (Michard A., 1976). Dans les chaînons atlasiques du S de Taza nous verrons (p. 20) que les premiers niveaux calcaro-dolomitiques apparaissent intercalés au sein des argiles rouges sommitales.

Dans le cadre de la région étudiée, ces séries n'ayant livré aucun fossile, je garderai le terme volontairement imprécis de "Permo-trias" *auctorum*.

II. - DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

Le "Permo-trias" est nettement discordant sur les formations paléozoïques qui lui sont sous-jacentes. Cette discordance est visible au NW de l'alignement montagneux constitué par les jbel Bou Slama et Bou Messaoud, c'est-à-dire sur ce qu'il convient d'attribuer à la terminaison orientale du domaine du Causse moyen-atlasique, là où la tectonique est encore relativement calme. On y voit le "Permo-trias" reposer le plus généralement sur le complexe volcano-sédimentaire acide de Boujada et aussi sur les andésites viséennes du Tazekka.

Un panorama (fig. 4), au S de l'ancien souk d'Es Sebt ($x = 618,4$; $y = 390,6$), montre un très bel exemple de cette discordance.

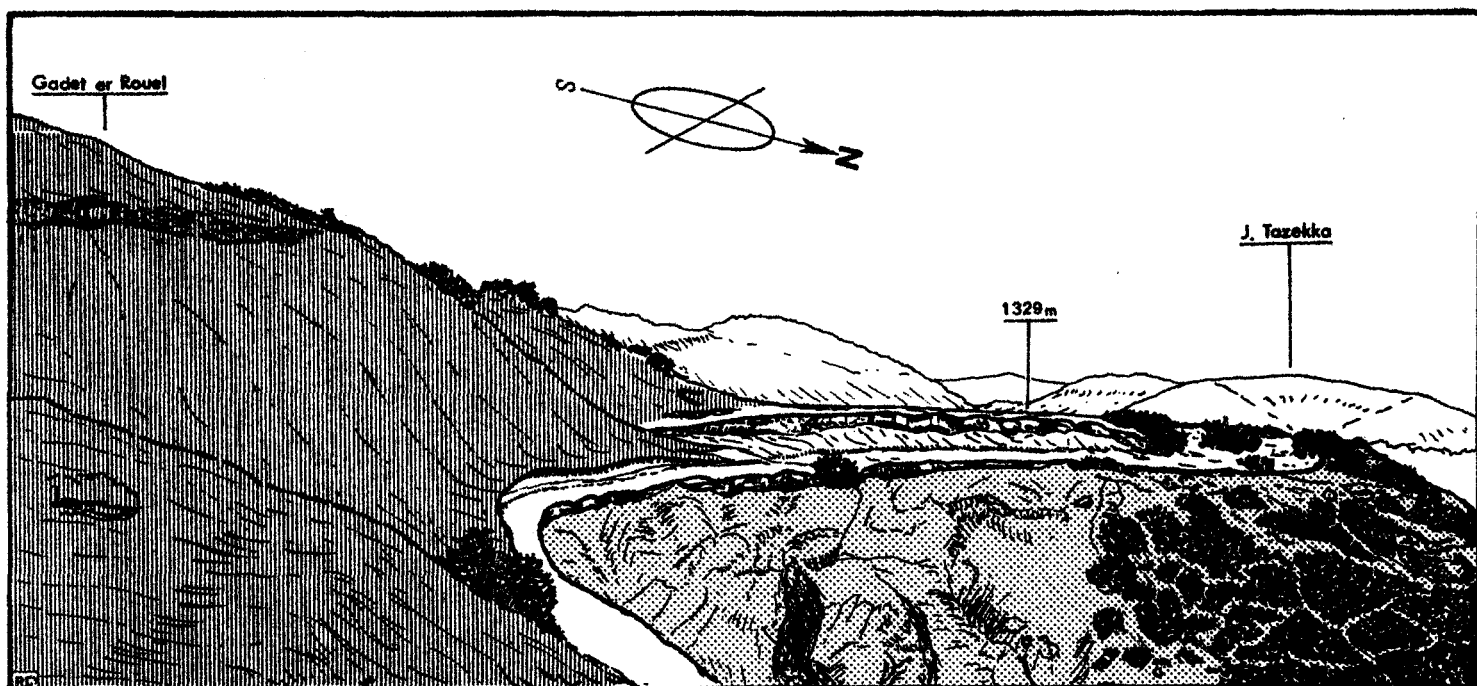
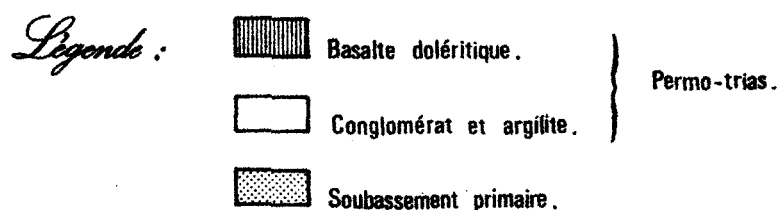


Fig. 4 : Panorama montrant le Permo-trias discordant sur le Primaire au Sud d'Es Sebt.
($x = 618,4$; $y = 390,6$)



La série débute par un niveau détritique de grès et microconglomérat riche en galets du complexe volcano-sédimentaire acide et de quartz (plus vers le SW, il n'est pas rare d'y trouver des galets de schiste et de quartzite primaires). Son épaisseur est ici de l'ordre de 50 à 70 centimètres. Lui succèdent des argilites rouges à lie-de-vin qui sont très réduites ici, et qui cèdent rapidement la place aux roches éruptives sus-jacentes.

En général, les argilites rouges sont plus épaisses (plusieurs dizaines de mètres). On les retrouve toujours jalonnant des accidents tectoniques plus ou moins importants de par leur extension et/ou leur rejet (flanc oriental du jbel Toumzit, flanc NW du jbel Bou Messaoud, région de Bab el Beïda). Elles sont également présentes dans la grande vallée creusée dans le matériel "permo-triasique" qui se développe au N de Bab el Arba.

Elles ne contiennent pas, comme c'est généralement la règle au Maroc, de formations salifères ou gypseuses. Il semble donc que la partie septentrionale du Moyen-Atlas en soit dépourvue.

Par contre ces lutites sont très riches en microquartz bipyramidés, véritables "fossiles" caractéristiques de la formation.

Une analyse aux rayons X effectuée sur les argiles rouges "permo-triasiques" de Tissidelt ($x = 622,5$; $y = 390,8$) a permis les diagnoses suivantes : "Le spectre montre une proportion de 90 % environ d'un minéral du groupe des chlorites (caractérisé par ses raies fortes à 13,6 - 7,0 - 4,70 et 3,50 kX), et 10 % d'un mica dont les raies apparaissent très estompées. Il est difficile de dire si ce mica est hydraté ou non, étant donnée la mauvaise qualité de ses réflexions" (Jeannette A. et Luca J., 1955, p. 132). Il s'agit donc d'argiles essentiellement chloritiques.

Si l'on se rapporte au schéma de répartition des faciès du Trias supérieur du Maroc (fig. 5), de H.M. Salvan (1968), ces séries à faciès d'argilites rouges, si elles sont bien d'un âge identique, s'intègrent dans la bande à faciès "intermédiaire" (Busson G., 1968), qui s'étend d'Oujda à Taza et qui ceinture des zones émergées (tel le jbel Tazekka), amorce du sillon atlasique en voie de subsidence, qui pourrait, à mon avis, déborder plus largement vers l'E, par rapport aux limites paléogéographiques indiquées sur la figure 5.

Le faciès de bordure (fig. 5) a longtemps été interprété comme ayant une origine continentale (Roch E., 1950). Mais J. Lucas (1962), dans son travail sur les argiles du Trias, conclut qu'elles se sont déposées en milieu marin peu profond.

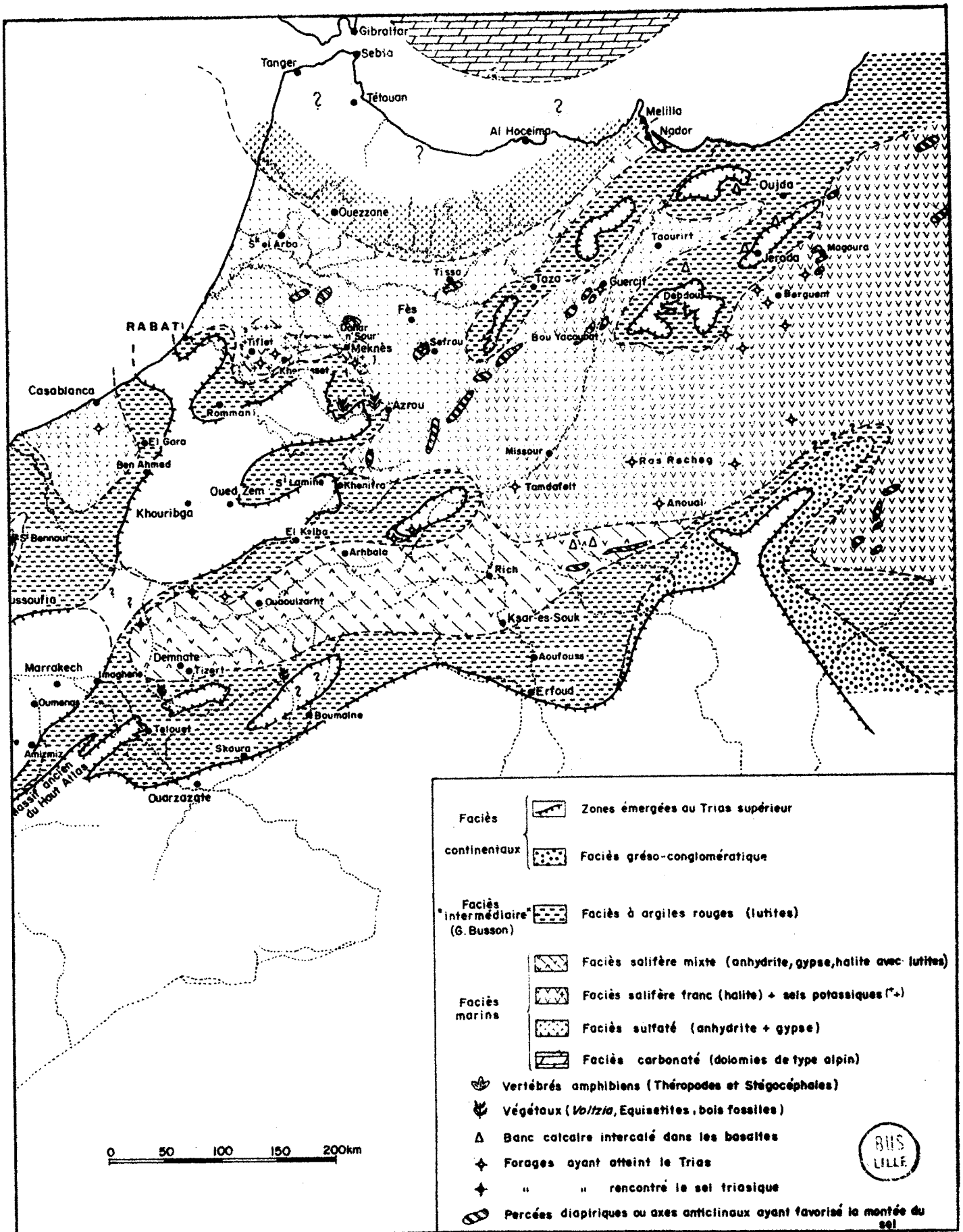


Fig. 5: Schéma de répartition des faciès du Trias supérieur du Maroc d'après Salvan (avec la collaboration de du Dresnay, 1972).

C'est au sein de ces argiles rouges que s'est épanché le complexe basaltique. Son étude pétrographique sera abordée dans une partie spéciale (pp. 69-89). Disons dès à présent que sa mise en place est généralement sous-aquatique, que son étendue et son épaisseur sont parfois très importantes.

La grande plasticité des couches rouges "permo-triasiques" leur fait jouer le rôle de "couche savon". D'où de fréquents phénomènes de décollements locaux (accompagnés de légères troncatures basales) des séries calcaro-dolomitiques sus-jacentes (*cf.* fig. 6), qui peuvent alors reposer directement sur le complexe basaltique. Le complexe argileux supérieur est alors réduit à un liseré d'argiles rouges ou versicolores, ou est totalement absent.

Les minéralisations (plomb, fer, zinc, manganèse, ...), abondantes dans la région, se localisent vers le contact basaltes - calcaires liasiques. Elles paraissent également se distribuer le long des accidents, parallèles à la chaîne, affectant le "Permo-trias" (Lannoy M., 1934 ; Bouladon J., 1947).

III. - CONCLUSIONS

Le "Permo-trias" *auctorum* est donc caractérisé par des faciès argileux rouges (chlorites largement cristallisées) dominants, dépourvus de sel, discordants sur les formations primaires du massif du Tazekka. Cette discordance est soulignée par des couches de base plus détritiques. Ces couches révèlent un régime de mer confinée peu profonde et compartimentée par des seuils (fig. 5).

Le puissant complexe basaltique (*cf.* deuxième partie : pétrographie), mis en place durant cette période, montre bien l'importance du rôle joué par les phénomènes de distension.

En résumé, le "Permo-trias" *auctorum* du Moyen-Atlas septentrional, situé au S de Taza, s'intègre parfaitement dans le schéma devenu classique qui consiste à voir dans le Moyen-Atlas, durant le "Permo-trias", le premier stade "Mer Rouge" de l'ouverture de l'Atlantique Nord (Gautier E.F., 1922 ; Le Pichon X., 1971 ; Dresnay R. du, 1975 ; Michard A., 1976, pour ne citer que les principaux).

- CHAPITRE III -

LE LIAS INFÉRIEUR

- I. - GENERALITES
- II. - HISTORIQUE
- III. - DESCRIPTION LITHOLOGIQUE
- IV. - CONCLUSIONS SUR LE LIAS INFÉRIEUR

I. - GENERALITES

Le Lias inférieur est représenté par des formations à faciès dolomitiques et calcaro-dolomitiques, massives. Il caractérise un régime généralement stable du point de vue tectonique et sédimentologique.

Ce type de formations affleurent très largement tant dans le domaine du Causse moyen-atlasique, que dans le domaine du Moyen-Atlas septentrional plissé où elles forment l'ossature des structures.

Elles sont intercalées stratigraphiquement entre les formations "permo-triasiques" et le Pliensbachien calcaro-siliceux. Elles pourraient à elles seules faire l'objet d'une monographie sédimentologique, tant les phénomènes et structures sédimentaires sont nombreux et variés. La dolomitisation secondaire en rend cependant parfois l'étude délicate. Signalons, enfin, que les faciès calcaires et calcaro-dolomitiques sont nettement dominants sur les faciès franchement dolomitiques.

Les limites stratigraphiques du Lias inférieur sont établies à partir des faunes de Brachiopodes. A la suite de G. Colo (1961), on admettra que la limite inférieure du Lias inférieur pour le Moyen-Atlas septentrional "se place au-dessus des "couches rouges et basaltes permo-triasiques" et à la base des premiers niveaux calcaréo-dolomitiques" (*ibid.*). Cette limite arbitraire sera discutée en détail par la suite.

Ces séries carbonatées, très peu fossilifères, sont stratigraphiquement mal datées. Elles sembleraient appartenir au Lotharingien.

Quant à la limite supérieure, en suivant G. Colo (*op. cit.*, p. 32), elle coïncide avec l'apparition de *Terebratula termieri* Dubar (1933) lorsqu'elle existe, ou d'une manière plus générale, lorsqu'apparaissent les calcaires noirs du Pliensbachien.

II. - HISTORIQUE

Les formations carbonatées, sus-jacentes aux couches du "Permo-trias", doivent leur attribution au Lias inférieur à L. Gentil, tant dans le Moyen-Atlas en général, que dans la région étudiée (1918). Par la suite, d'autres auteurs confirmèrent cette hypothèse, mais il faut attendre 1936 pour qu'une étude stratigraphique détaillée soit envisagée par H. Termier. Plus tard en collaboration avec G. Dubar, ce dernier précise ses premiers résultats qui restent encore valables.

Enfin des auteurs plus récents : E. Roch, R. du Dresnay, G. Colo, *etc...* affinent ces observations par des précisions de détail.

III. - DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

Dans le domaine étudié, la sédimentation liasique débute par d'épaisses formations carbonatées : calcaires et calcaro-dolomitiques pour l'essentiel, dolomitiques parfois.

A. LE PASSAGE "PERMO-TRIAS" - LIAS

Elles reposent toujours sur le "Permo-trias", décrit au chapitre précédent. Toutefois le passage stratigraphique est rarement visible ; à ma connaissance, un seul affleurement, situé au pied du centre d'estivage de Bab bou Idir (x = 618,3 ; y = 387,5), permet de l'observer. Dans ce cas, il est marqué par des bancs, décimétriques à pluri-décimétriques, de dolomie rougeâtre, centrée à grains de quartz, intercalés dans des marnes et argilites rouges. Les interbancs pélitiques deviennent de plus en plus minces pour disparaître au fur et à mesure que l'on monte dans la série.

Cet affleurement, d'une dizaine de mètres de puissance, montre donc un

passage continu du "Permo-trias" franc aux premières formations carbonatées. Il se pourrait que les dolomies et les calcaires dolomitiques, qui font suite au "Permo-trias", appartiennent encore au Trias (supérieur ?). Cela remet donc en question la position de la limite inférieure du Lias inférieur définie plus haut. Déjà H. Termier (1936) mentionnait que cette limite, basée sur l'opposition de faciès, n'avait aucune valeur stratigraphique. Il semble donc logique d'admettre qu'ici aussi "la séparation entre Trias et Lias doit se faire au sein des couches rouges" (*ibid.*, p. 753). Notons enfin que je n'ai jamais trouvé d'éléments "permo-triasiques" remaniés (sous forme de conglomérat, par exemple) dans les formations carbonatées liasiques.

D'une façon générale, ce passage graduel n'est pas observable, car il existe presque toujours un contact mécanique entre ce qui est attribuable au "Permo-trias" d'une part et au Lias inférieur d'autre part ; le Lias inférieur massif étant souvent décollé de sa semelle argileuse, les calcaires dolomitiques reposent par des surfaces de glissement : soit sur les couches rouges, soit directement sur les niveaux magmatiques. C'est ainsi que de nombreux phénomènes de troncature basale des séries liasiques sont observables, notamment dans la région de Bab el Arba (fig. 6) et de Bab el Kelaa.

La base de ces séries dolomitiques est donc presque toujours masquée tectoniquement.

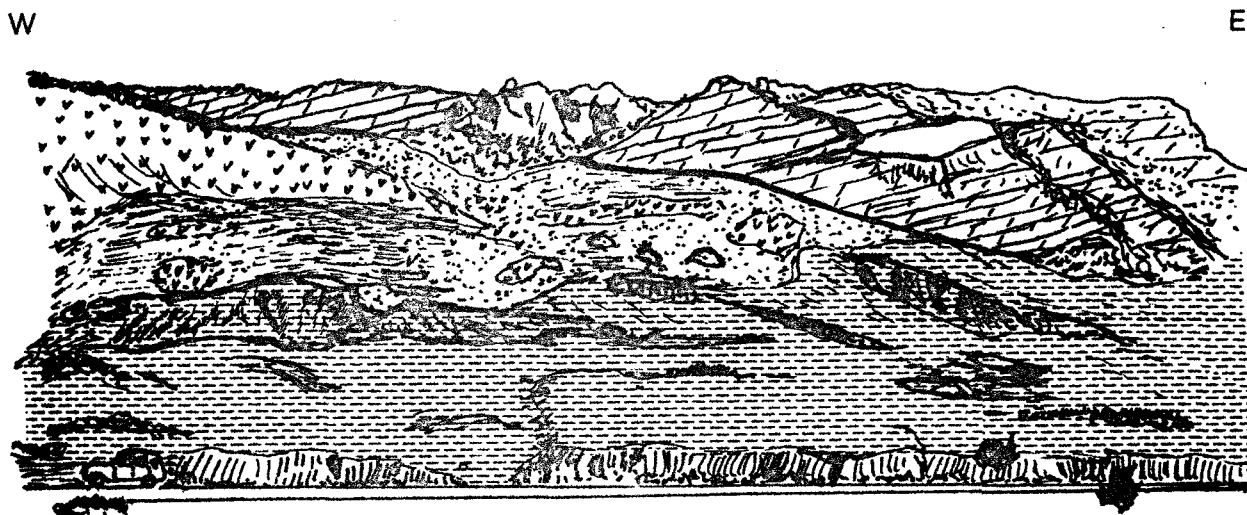





Fig. 6: Troncature basale dans les calcaires dolomitiques du Lias inférieur reposant sur le "Permo-trias" (Bab el Arba).

| | | |
|---|----------------|---------------|
|  | Lias inférieur | |
|  | dolérites | } |
|  | argilites | |
| | | "Permo-trias" |

B. PRECISIONS PETROGRAPHIQUES ET STRATIGRAPHIQUES

Cette série dolomitique, relativement puissante 150 à 200 mètres, de couleur gris-blanchâtre, peut se présenter en bancs massifs, formant falaises abruptes et gorges profondes (*cf.* oued Bnoum). Parfois, du fait de la présence de la dolomitisation, la stratification originelle est effacée. Les figures sédimentaires, très abondantes, sont alors d'un grand recours pour rétablir la polarité de la série. Parmi les principales, citons :

1) Les birdseyes (pl. I ; phot. 1 et 5)

Il s'agit de cristallisations non tectoniques, ponctuelles ou tubulaires, de calcite grenue. Ces cristallisations ont pris naissance dans des vides originels qui ont permis, lors de la diagenèse du sédiment, la croissance de grands cristaux de calcite.

Le plus souvent ces vacuoles sont alignées parallèlement au plan de stratification. La genèse de ces structures s'expliquerait de la façon suivante : le sédiment fin, soumis à des périodes de dessiccation suffisamment longues, subit une perte d'eau et présente des zones de vide plus ou moins nombreuses et alignées. Au moment de la diagenèse, ces vides sont remplis par de la calcite sparitique (*in* Bernier P., Enay R., 1972).

Ces conditions de dépôts traduisent des faciès supratidaux et/ou intertidaux élevés (Shinn E.A., 1968).

Signalés depuis longtemps au Maroc, R. du Dresnay (1972) préfère "leur réserver le nom de calcaires à fenestras (calcaire fenestral)".

2) Les laminites (pl. I ; phot. 3)

Localement, on note la présence de lits (au maximum centimétriques) très clairs de dolomie au sein de calcaires gris peu dolomitiques (*cf.* région de Tissidelt, au NE du gouffre du Friouato, $x = 623,15$; $y = 390,8$). Macroscopiquement ce faciès est formé d'une alternance de lits clairs et sombres conférant à la roche une allure rubannée caractéristique. Au microscope, les lits clairs s'avèrent être formés de dolomicrosparite et les lits sombres d'une micrite parfois riche en spicules d'Eponge. Des quartz épigénisés en calcite témoignent d'une évolution diagénétique très forte. Ces sédiments sont pauvres en organismes.

Ces laminites peuvent montrer des micro-ondulations dues à des rides de très faible amplitude. Là encore ce type de sédiment, très comparable à la tanque du Mont Saint Michel (Mathieu R., 1966), correspond à la zone supratidale.

3) Les fentes de dessiccation

Elles peuvent être associées aux sédiments fins à laminites. La figure 7 montre un exemple de fente de dessiccation ou mud-crack. L'échantillon, dans lequel a été taillée la lame mince, est formé essentiellement d'une intradolosparite riche en intraclasts et oncholites (fig. 7-1) (cf. p. 24).

Au niveau 2, la sédimentation s'est brutalement interrompue : une phase d'émersion est alors responsable de la genèse d'un mud-crack et d'une fente verticale (fig. 7-3), laquelle recoupe les intraclasts. On note ensuite une reprise de la sédimentation, en plusieurs phases, d'une intramicrosparite (fig. 7-5) au sein de laquelle un niveau d'Ostracodes recristallisés (fig. 7-4) passe latéralement à un encroûtement (fig. 7-4'), témoin d'une nouvelle phase de submersion. Surmontant le niveau 5, un lit de calcite sparitique centripète prouve un autre épisode d'émersion interrompu par une nouvelle sédimentation comme en témoignent les sédiments piégés (fig. 7-7), puis le dépôt d'une nouvelle phase d'intradolosparite formant le fond de la roche (fig. 7-8).

Plus tard, un joint stylotique oblique, diagénétique (fig. 7-9) à enduit ferrugineux, profitant de la zone de moindre résistance formée par le lit de calcite sparitique centripète, s'installera entre les niveaux 6 et 8.

Les fentes de dessiccation n'offrent pas de difficultés d'interprétation : elles représentent une surface d'émersion temporaire.

4) Les brèches

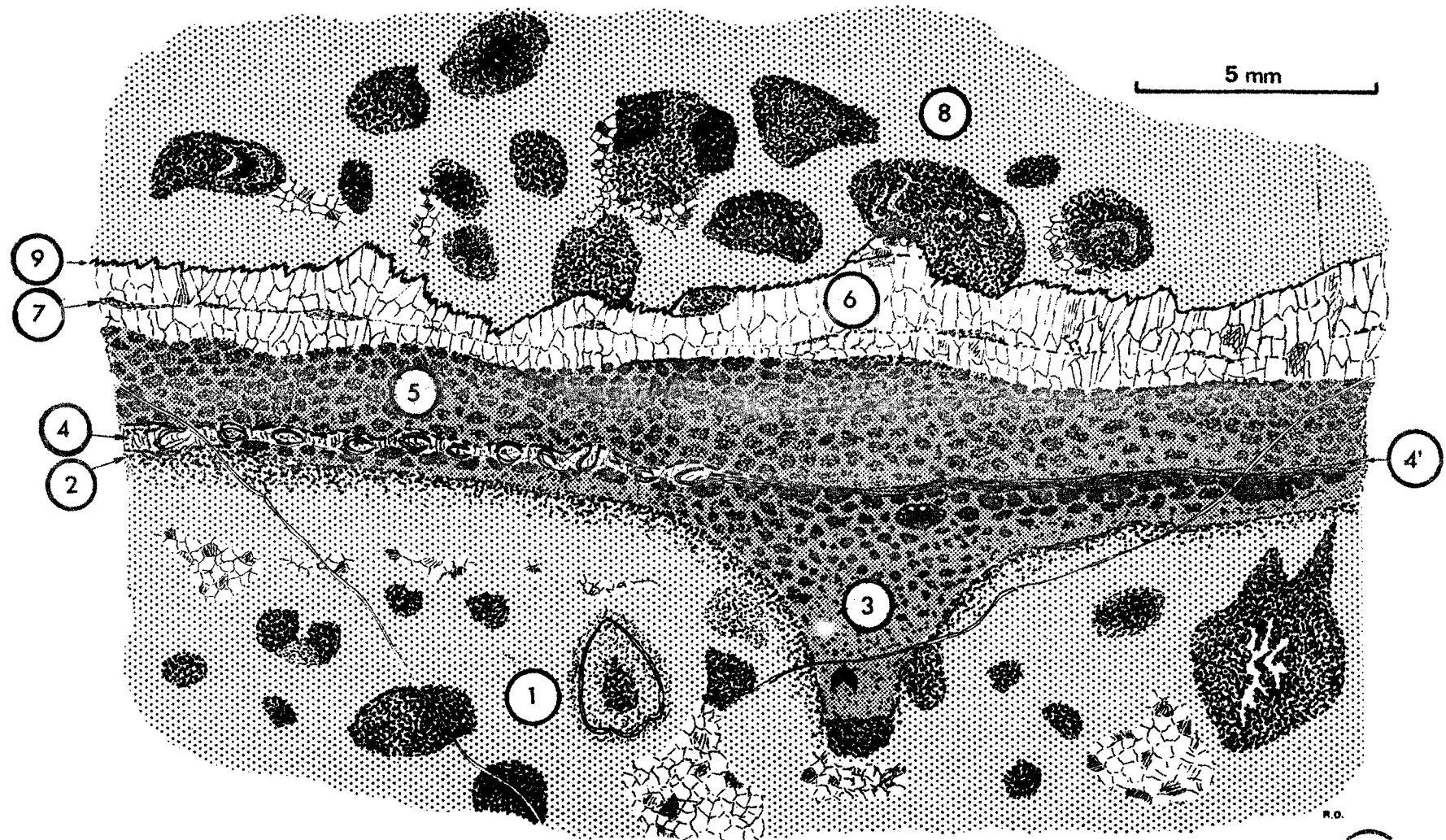
Seules les brèches sédimentaires à éléments monogéniques seront évoquées ici.

Il s'agit de faciès de démantèlement de croûte d'émersion, auxquels R. du Dresnay (1972a) donne le nom de "faciès de tempête" (pl. I ; phot. 4).

5) Les teepees (pl. II ; phot. 1)

Avec ces structures, nous quittons les figures sédimentaires microscopiques, pour passer aux structures de grande taille (métriques). Je ne reviendrai pas sur ces structures, déjà décrites dans le Moyen-Atlas par R. du Dresnay (1972a), "formées par le soulèvement des bancs calcaires, qui sont séparés par

Fig. 7 : Etude microscopique de structures sédimentaires au sein des calcaires dolomitiques du Lias inférieur.



des fentes horizontales (sheet cracks) de grande dimension, remplies de calcite ou de calcilutite grise. Parfois, mais plus rarement, ces structures sont crevassées en leur centre par de grandes fentes verticales également colmatées de calcilutite grise" (*ibid.*, p. 342). C'est ce que l'on peut observer sur le flanc SE du jbel Bou Messaoud (région de Tissidelt).

A la suite de P. Burri *et al.* (1973, p. 227), il convient de conclure que "teepee structures are widespread features in intertidal to supratidal carbonates of the Lower Jurassic".

A la partie supérieure du Lias inférieur, se développent des accidents siliceux (ou chailles) dans des niveaux calcaires dolomités. Ils prennent alors un aspect particulier : blancs, farineux, très légers. Ce phénomène est particulièrement bien visible dans la dépression due à la doline de Bab Aoumchach ($x = 617,4$; $y = 382$). Ces processus de silicification locale trouveront leurs expressions maximales dans les calcaires du Carixien. Comme le suggère G. Colo (1961), ces calcaires à silex infra-pliensbachiens seraient à rapporter au Lotharingien : je n'y ai, pour ma part, trouvé aucun fossile.

Du point de vue paléontologique, le Lias inférieur, de la région étudiée, s'avère pauvre en faune. J'y ai rencontré : quelques Brachiopodes dont le genre le plus abondant est celui des Rhynchonelles, de grands tests épais de Lamelli-branches, quelques Polypiers coloniaux branchus plus ou moins dolomités et enfin quelques bancs à Eponges. La série dolomitique de la région étudiée a été datée du Lotharingien inférieur par une faunule de Brachiopodes récoltée en mai 1947 par Ph. Morin à l'extrémité SW du jbel Bou Slama (W de la daya du Chiker) (Colo G., 1961).

Je signalerai enfin que dans le domaine attribuable à la terminaison septentrionale du Causse moyen-atlasique, la dolomie massive peut s'altérer en sable dolomitique très caractéristique et cela surtout à proximité des accidents tectoniques.

IV. - CONCLUSIONS SUR LE LIAS INFÉRIEUR

La série calcaro-dolomitique du Lias inférieur est continue, ne présentant pas de véritables discontinuités de sédimentation. Les faciès à colites, intraclasts, oncholites (pl. I ; phot. 2) accompagnés de birdseyes ("structures oeilées"), de laminites, de mud-cracks, de teepees, *etc.*... montrent

- PLANCHE I -

Structures sédimentaires dans les calcaires dolomitiques du Lias inférieur.

Photo 1 :

Birdseyes décalcifiés et encroûtements.

Photo 2 :

Faciès à onchôlites.

Photo 3 :

Dolomie varvée ou rubannée.

Photo 4 :

Faciès de démantèlement de croûte d'émersion ou "brèche de tempête"
(Dresnay R. du, 1972).

Photo 5 :

Birdseyes : structure ocellée, ou "calcaire fenestral" (Dresnay R. du,
1972).

- PLANCHE II -

Photo 1 :

Structure en teepee (x = 623,15 ; y = 390,8).

Photos 2 et 3 :

Filon sédimentaire - fente verticale.

Photo 4 :

Figure de slumping dans les calcaires marneux du Toarcien.

que la dolomitisation a affecté des dépôts intercotidaux à supratidaux, donc des faciès de plate-forme marine très peu profonde subissant des phénomènes de subémersion et de dessiccation, en climat chaud et aride.

Ces faciès intercotidaux pourraient annoncer l'émersion de cette zone. La grande épaisseur des dépôts, liée à leur caractère très peu profond ne peut s'expliquer que par des phénomènes de subsidence synsédimentaire continue en relation avec une tectonique en jeu de failles normales synsédimentaires en bordure de sillon (*cf.* troisième partie : tectonique). Cette extension, accompagnant la subsidence de ce sillon, pourrait être celle-là même qui permet au "Permo-trias" la montée du magma basique.

Ces critères sédimentaires et tectoniques contribuent à donner à cette mer du Lias inférieur, des caractères intermédiaires entre ceux de la Mer Rouge et ceux du Golfe Persique actuels. Conclusions déjà évoquées dès 1922 par E.F. Gautier et reprises récemment par R. du Dresnay (1972 et 1975).

CHAPITRE IV

LE LIAS MOYEN

- I. - GENERALITES
- II. - HISTORIQUE
- III. - DESCRIPTION LITHOLOGIQUE
 - A. LE CARIXIEN
 - B. LE DOMERIEN
 - C. PROBLEMES DES PHENOMENES RECIFEAUX DU LIAS MOYEN
- IV. - CONCLUSIONS SUR LE LIAS MOYEN

I. - GENERALITES

Au Lias moyen (= Pliensbachien s.l.) s'instaure une sédimentation franchement calcaire où les variations de faciès sont importantes. Toutefois la disparition progressive de la dolomie empêche de placer une limite nette entre les termes de base du Lias moyen et ceux du sommet du Lias inférieur.

L'abondance des Ammonites et la variété des faciès pétrographiques au sein de ces calcaires autorisent la subdivision en deux sous-étages : le Carixien et le Domérien. Cette subdivision est en accord avec les conclusions du colloque de Chambéry (1960) où il avait été décidé que le Pliensbachien devait être défini dans son sens originel conformément aux auteurs anglais.

Il est très vraisemblable que le Lias moyen débute à la partie supérieure des niveaux dolomitiques du Lias inférieur. A la suite de G. Colo (1961), on retiendra comme limite inférieure l'apparition de *Terebratula termieri* Dubar (1933) et/ou l'apparition des calcaires à silex lotharingien à *Jura-phyllites*.

La limite Carixien-Domérien se place au-dessus des premiers *Protogrammoceras* à côtes fines et serrées. Cette coupure paléontologique est accompagnée d'une variation de faciès : les calcaires noirs du Carixien passant aux calcaires gris à interlits marneux du Domérien.

La limite supérieure du Domérien est placée sous les premiers bancs à *Dactylioceras athleticum* Simpson, la sédimentation devenant alors nettement marneuse.

II. - HISTORIQUE

L'essentiel des connaissances stratigraphiques sur le Lias moyen est dû à H. Termier et G. Dubar depuis 1932. Des auteurs plus récents affinèrent ces données, citons : G. Gardet et Ch. Gérard (1946), R. du Dresnay, G. Colo (1961) et enfin M. Benzaquen (1965).

III. - DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

A. LE CARIXIEN (= Pliensbachien inférieur)

1) Précisions pétrographiques et stratigraphiques

Le Carixien débute par un banc riche en Brachiopodes (Rhynchonelles et Térébratules). Il doit s'agir là de l'équivalent du banc à *Terebratula termieri* Dubar (1933). Ce banc a une épaisseur de 40 à 50 centimètres et il est bien visible le long du flanc SW du jbel Bou Messaoud.

Lui succèdent des niveaux de calcaires gris en bancs décimétriques et plus, et surtout des calcaires fins sublithographiques noirs à chailles noires, puis des niveaux de calcaires gris-noir. Les fossiles y sont généralement siliceux. "Les silicifications fréquentes dans ces couches résultent, tantôt de la dissolution des spicules de spongiaires, ... tantôt directement de la dissolution de la silice par l'altération autour de certains paléoreliefs" (Michard A., 1976, p. 173).

On y rencontre la succession classique des zones à Ammonites, ce qui autorise à distinguer : un Carixien inférieur, moyen et supérieur définis respectivement par : (Mouterde R. *et al.*, 1971)

- zone à *Uptonia jamesoni* (Sow.),

- zone à *Tragophylloceras ibex* (Quenst.),
- zone à *Prodactylioceras davoei* (Sow.).

Dans la région au S de Taza, les deux dernières zones sont bien représentées, la zone à *Uptonia* n'a pas été reconnue.

La zone à *Tragophylloceras ibex* correspond ici à l'association faunistique des genres *Juraphyllites*, *Tropidoceras*, *Deroceras* et *Metaderoceras* ces derniers apparaissent à cette époque. Un très beau gisement de *Metaderoceras gemellaroi* Levi (pl. III ; phot. 1a, b) siliceux est situé au-dessus des calcaires à chailles noires sur le flanc SW du jbel Bou Messaoud (x = 622,1 ; y = 390). Les fossiles se présentent sur une surface structurale de calcaire gris-noir plus ou moins siliceux.

La zone à *Prodactylioceras davoei* (Sow.) quant à elle, correspond à l'extinction progressive du genre *Metaderoceras*, à la présence des *Liparoceras* ; au sommet, on note un niveau caractéristique très riche en *Lytoceras* et l'apparition des premiers *Protogrammoceras* à côtes fines et serrées.

L'épaisseur maximale du Carixien n'excède pas une quarantaine de mètres sur toute la région étudiée.

2) Le gisement de Rhynchonellines

A l'W de Bab el Hari (route de Taza à Meghraoua ; x = 625,25 ; y = 388,65), le Carixien contient un gisement de Rhynchonellines. Cet affleurement s'intègre à une structure synclinale de direction NE-SW, située au SW du douar Aïn el Aouda (fig. 8A, B).

Le gisement de Rhynchonellines est bien localisé sur le flanc nord-occidental du synclinal et apparaît à la faveur de l'érosion d'un torrent de direction *grosso-modo* E-W qui dévale depuis Bab el Hari pour aller se perdre dans la daya du Chiker.

Une coupe orientée NW-SE (fig. 8C) montre du NW vers le SE :

- une faille verticale qui limite le synclinal du massif dolomitique occidental. Elle isole un lambeau de dolomie (a) sur lequel repose stratigraphiquement quelques bancs décimétriques de calcaire bleu-gris à patine jaune (b) ;
- un banc de 15 centimètres d'épaisseur (c) dans lequel on note une forte accumulation de Brachiopodes siliceux que R. du Dresnay

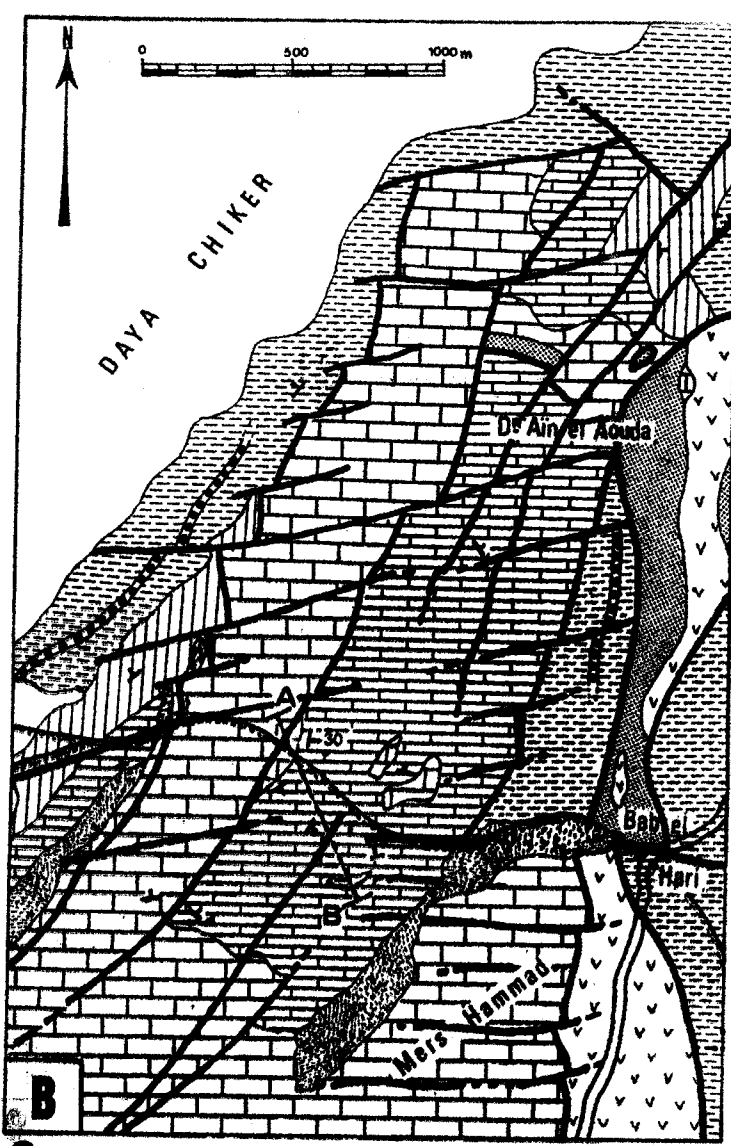
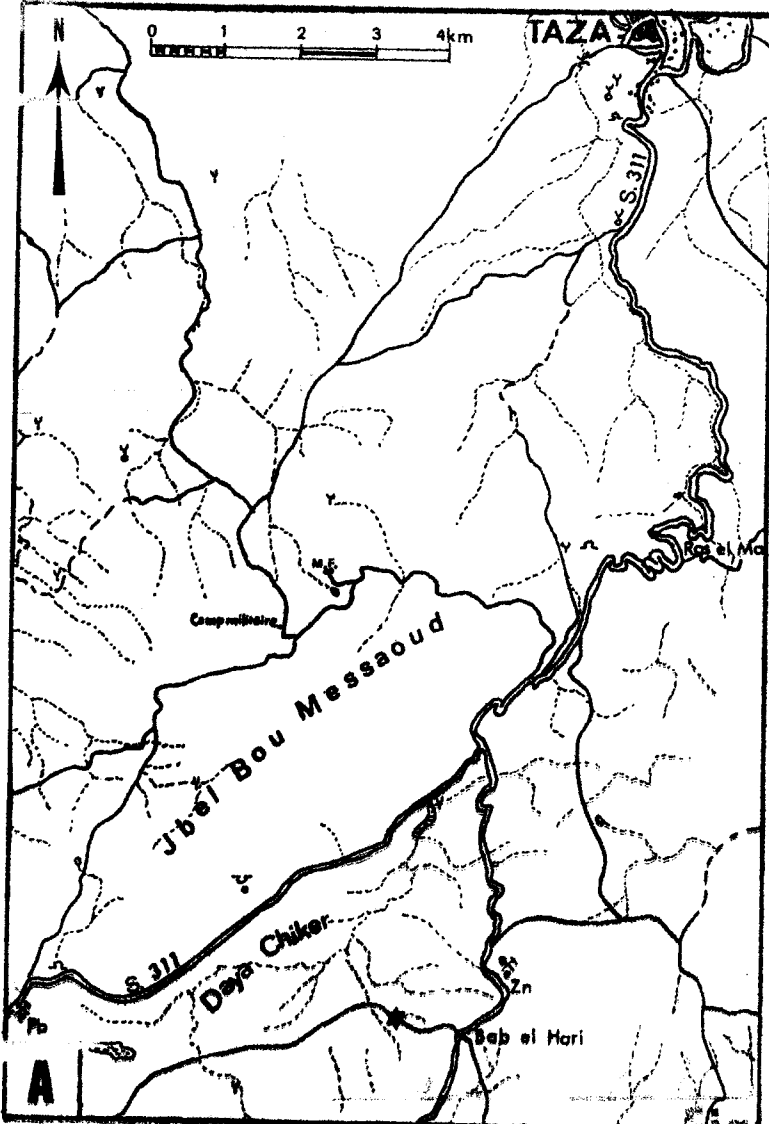
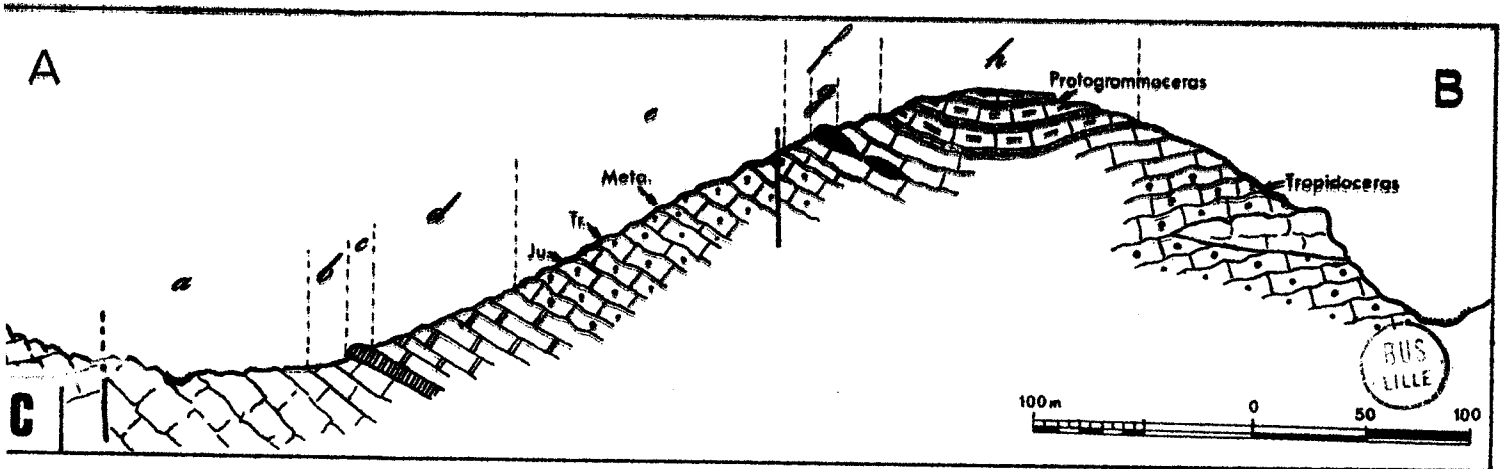
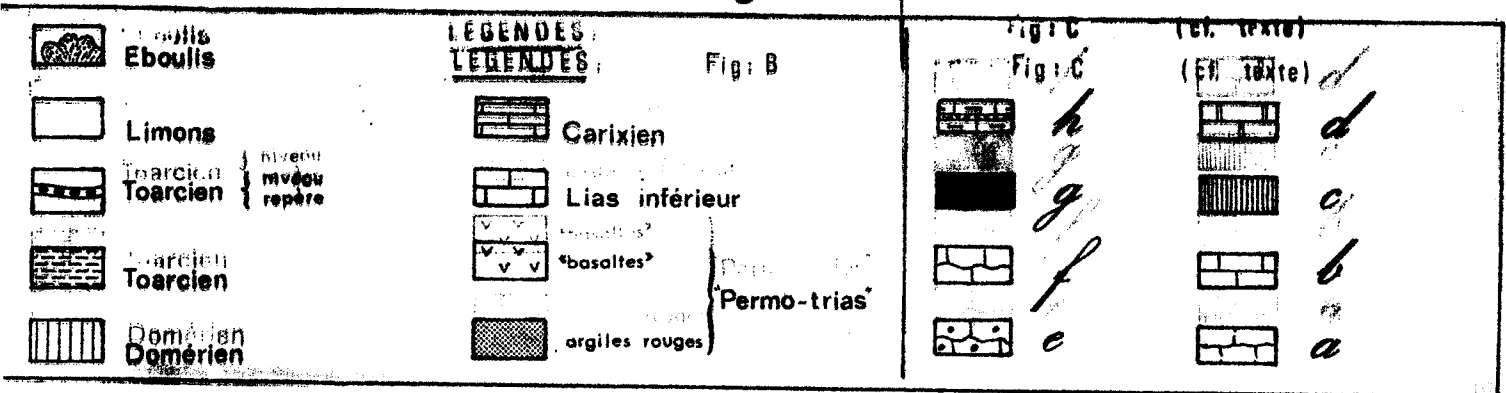


Fig. 8



a reconnu comme appartenant au genre Rhynchonelline. Le pendage de ce banc est de 30° vers le SE. Des calcaires noirs siliceux (d), à cassure conchoïdale, bien lités surmontent ce niveau fossilifère ;

- des calcaires à chailles noires (e) contenant quelques *Meta-deroceras* siliceux mal conservés ainsi que le genre *Juraphyllites libertus*. *Deroceras*, *Oxynoticeras* et quelques Eponges siliceuses sont également observables ;
- un second niveau à Rhynchonellines (g) ; celui-ci, moins épais que le premier, disparaît latéralement du fait de sa forme sans doute lenticulaire au sein de calcaires noirs siliceux (f). Les Brachiopodes y sont généralement plus gros et moins abondants que dans le niveau inférieur c ;
- la partie supérieure de f passe à des calcaires identiques aux précédents, riches en *Lytoceras*, dépourvus de chailles et à petits interbancs marneux ;
- cet ensemble est couronné par des niveaux de calcaires rougeâtres (h) où apparaissent les premiers *Protogrammoceras* à côtes fines et serrées du sommet du Carixien.

Notons que sur le flanc sud-oriental de la coupe, un bloc de dolomie (≈ 2 m d'épaisseur) vient s'intercaler dans les calcaires à chailles.

Les niveaux à *Tropidoceras* sont à nouveau visibles plus au S. J'y ai trouvé notamment : *Tropidoceras mediterraneum* (pl. IV ; phot. 3a, b), *Tr. aff. galeatus* et *Tr. zancoleanum* Gemm.

En conclusion, cette coupe donne une bonne illustration des successions de faciès et de zones d'Ammonites du Carixien et surtout, s'agissant des niveaux à Rhynchonellines, fixe leur position par rapport aux zones d'Ammonites reconnues ici et oblige à les rattacher au Carixien inférieur-moyen (1). Ce qui leur confère une répartition stratigraphique verticale plus large que celle admise jusqu'à présent.

(1) Note en cours, en collaboration avec M. R. du Dresnay, Service de la Carte géologique, Ministère des Mines, Rabat.

Outre cet important intérêt stratigraphique, l'avantage de cette coupe est de montrer à sa partie méridionale un bloc de calcaire dolomitique de type biopelmicrosparite caractéristique du Lias inférieur intercallé dans les niveaux à chailles du Carixien moyen. Ce bloc, et d'autres observables dans les environs immédiats, témoignent de phénomènes de sédimentation en masse très précoce.

B. LE DOMERIEN (= Pliensbachien supérieur)

1) Précisions pétrographiques et stratigraphiques

Le Domérien est représenté par une série de bancs calcaires gris à interbancs marneux ; ces interbancs devenant de plus en plus épais et de plus en plus fréquents au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série.

Le flanc SE du jbel Bou Messaoud offre, au SW du gouffre du Friouato, de très bonnes coupes dans le Domérien ; de la base au sommet, on y trouve :

a) des marno-calcaires inférieurs, où j'ai récolté en abondance à leur partie inférieure : *Protogrammoceras celebratum* (Fuc.) et *Prot.* aff. *basani*. Leur partie supérieure a livré en outre *Fucinoceras lavilianum*. La présence de ces faunes permet de les attribuer au Domérien inférieur. Ces niveaux fossilifères n'ont encore livré, à ma connaissance, aucun fossile de zone du genre *Amaltheus*.

b) Des calcaires lités, ne contenant pas de faunes caractéristiques. Dans la plupart des cas, il s'agit de calcaires sublithographiques gris à gris-noir. Au microscope, ils s'avèrent se classer parmi les micrites et les dolomicrosparites. On y trouve toujours de petits grains de quartz parfois authigènes, certains niveaux sont parfois pétris de fines aiguilles de quartz automorphe. Ils contiennent également quelques microfossiles pélagiques du genre : *Globochaete*, Ostracodes et toujours des débris d'Echinodermes (Crimoïdes, *Saccocoma*, ...). De micropustules ferrugineuses y sont fréquentes. De part leur position stratigraphique, il convient d'en faire un faciès de la partie supérieure du Domérien inférieur et de la base du Domérien moyen.

c) Des marno-calcaires supérieurs, qui ont livré *Arietoceras* sp. à leur base. Il convient donc de rapporter cette formation à la partie supérieure du Domérien moyen et au Domérien supérieur. Là non plus, aucun *Amaltheidae* n'a encore été récolté. Ceci est donc conforme aux conclusions du

lillois G. Dubar (1962) : "l'apparition des *Amaltheidae* paraît tardive dans le domaine atlasique...".

C'est au sein de ces marno-calcaires supérieurs que l'on peut observer des passages de calcaires de couleur lie-de-vin à interbanks marneux de même couleur, parfois rouges, riches en *Pecten*. Il s'agit de témoins de milieux plus ou moins confinés, certainement par enfouissement, qui m'ont permis de découvrir une intéressante faune d'Ostracodes, parmi lesquels P. Donze y a reconnu :

Cytherella sp.

Ogmoconcha sp.

Ogmoconcha aff. sp. 1 Lasnier

Ogmoconcha aff. sp. 1a Lasnier

Ogmoconchella sp.

Bacidia sp.

Bacidia ? sp. nov.

"*Krausella*" aff. *lanceolata* Apostolescu

Bythocypris sp.

Ptychobacidia aff. sp. 1 Lasnier

Pseudoheldia sp.

Isobythocypris ? sp.

2) Les niveaux détritiques du Domérien supérieur

Dans la région étudiée, le sommet du Domérien est caractérisé par la présence de niveaux détritiques. Ces bancs sont généralement de puissance décimétrique (fig. 9) ; il s'agit de calcaire gris foncé à aspect saccharoïde. Au microscope, on observe une matrice microsparitique englobant quelques grains de quartz, des pellets de micrite et des débris de micro-organismes (Bryozoaires, Ostracodes, Algues, Lithothamium, petits Gastéropodes et Brachiopodes).

Il faut y noter également la présence de magnifiques cubes et pyritoèdres de pyrite, ainsi que des traces de figures sédimentaires plus ou moins estompées : stratification entrecroisée, lamines, ...

Sur la route de Bab el Arba, au pied de la Koudiat Tadrhat (x = 625,5 ; y = 391,2), ce niveau particulier s'épaissit, puisqu'il atteint 80 centimètres d'épaisseur, et il s'enrichit d'éléments marno-calcaires qui lui confèrent un aspect microbréchiq à bréchiq. La figure 10 illustre cet affleurement, on rencontre de la base vers le sommet :

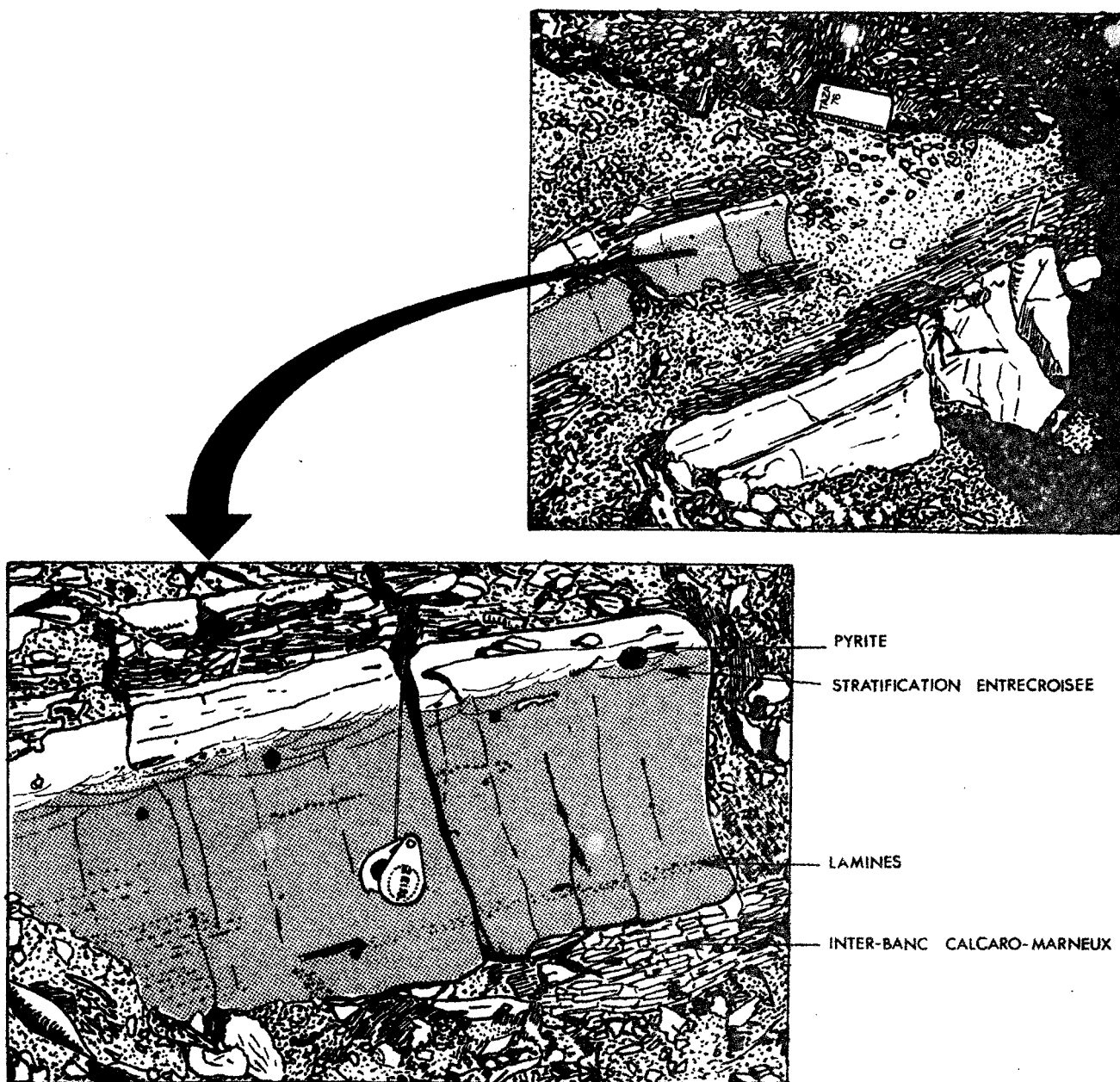


Fig. 9 : Allure typique d'un niveau détritique décimétrique du sommet du Domérien.

- 76-DD 113 : des calcaires noirs, fins, sublithographiques, à cassure conchoïdale, à interbancs marneux jaunes. Au microscope, il s'agit d'une micrite riche en grains de quartz détritique et pauvre en organisme (quelques Ostracodes et *Globochaete* (déterm. P. Lestrat). Il s'agit d'un milieu confiné montrant des apports planctoniques dans la tranche supérieure.



Fig. 10: Niveau détritique du sommet du Domérien sur la route de Bab el Arba.

(x=625,5 ; y=391,2)

Légende dans le texte.



- 76-DD 114 : il s'agit du niveau détritique proprement dit, formé par un calcaire noir à articles brisés et recristallisés de Crinoïdes. Au microscope, on observe une sparite à rares grains de quartz. Au milieu, il présente :
- 76-DD 115 : un niveau calcaire micro-bréchiqque à éléments calcaro-marneux à patine jaune. Ce calcaire est riche en articles brisés de Crinoïdes et en fragments de Bélemnites. La diagnose microscopique montre un ciment sparitique avec îlots de globules plus ou moins sphériques ou ovoïdes de micrite. On y observe aussi du quartz de néoformation. Il s'agirait donc d'une intra-biosparite à micrite et à quartz de néoformation.
- 76-DD 116 : enfin un niveau calcaire gris à grain fin, riche en tiges d'Encrines non cassées, surmonte les bancs précédents. Il s'agit, après analyse microscopique, d'une microsparite riche en micro-quartz et à très rares pèllets.

Puis la série passe progressivement au Toarcien, la sédimentation marneuse devenant de plus en plus importante.

C. PROBLEMES DES PHENOMENES RECIFUX DU LIAS MOYEN

Certes quelques récifs sont observables dans les formations carbonatées du Lias moyen de la région envisagée, mais ces phénomènes récifaux sont rares dans l'ensemble. Et ce qui avait été considéré comme des "intumescences récifales en relief au sein des calcaires carixiens de la Daya Chiker" (Dresnay R. du, 1971, p. 47), doit, me semble-t-il, plutôt correspondre à des phénomènes relevant d'une tectonique synsédimentaire ; j'en expliquerai la genèse dans la partie consacrée à la tectonique (cf. p.109). En effet, il s'agit de brèches calcaro-dolomitiques du Lias inférieur ne contenant ni Polypiers, ni organismes quelconques classiques dans les formations construites récifales.

IV. - CONCLUSIONS SUR LE LIAS MOYEN

Dans la région étudiée, il semble donc que, comme dans le Moyen-Atlas en général, le passage du Lias inférieur au Lias moyen a été continu et progressif. La sédimentation essentiellement calcaire est caractérisée par sa richesse en faune de Céphalopodes. Car hormis le Domérien supérieur les Ammonites (pl. III et IV) sont très fréquentes et très variées à tout autre niveau du Lias moyen.

épaisseurs des formations, beaucoup plus fortes à l'E qu'à l'W (sur ce qui doit être considéré comme la terminaison septentrionale du Causse moyen-atlasique) confirment cette hypothèse.

A la fin du Domérien supérieur, la sédimentation tend à devenir marine annonçant ainsi le passage progressif au Toarcien.

Quelques Ammonites du Lias moyen (= Pliensbachien s.l.)

- PLANCHE III -

1a :

Metaderoceras gemellaroï Levi (x 2) : Carixien moyen.

1b :

Metaderoceras gemellaroï Levi (x 2) : Carixien moyen.

2 :

"*Coeloceras*" sp. (x 1).

3a :

Fuciniceras gr. *lavilialum*, vue de face (x 1) : Domérien moyen.

3b :

Fuciniceras gr. *lavilialum*, vue de profil (x 1).

(b = bouche)

- PLANCHE IV -

1 :

Protogrammoceras aff. *basanii* (x 1) : Domérien inférieur.

2 :

Tropidoceras zancleanum (x 1) : Carixien inférieur.

3a :

Tropidoceras mediterraneum, vue de face (x 1/2) : Carixien
inférieur.

3b :

Tropidoceras mediterraneum, vue de profil (x 1/2).

4 :

Juraphyllites libertus (x 1) : Carixien inférieur.

5 :

Protogrammoceras celebratum (x 1) : Domérien inférieur.

PLANCHE III

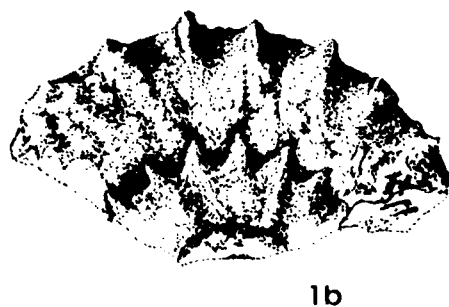
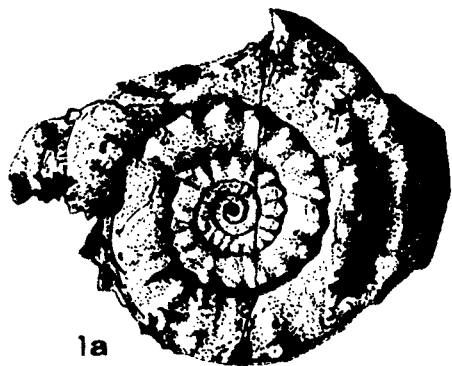
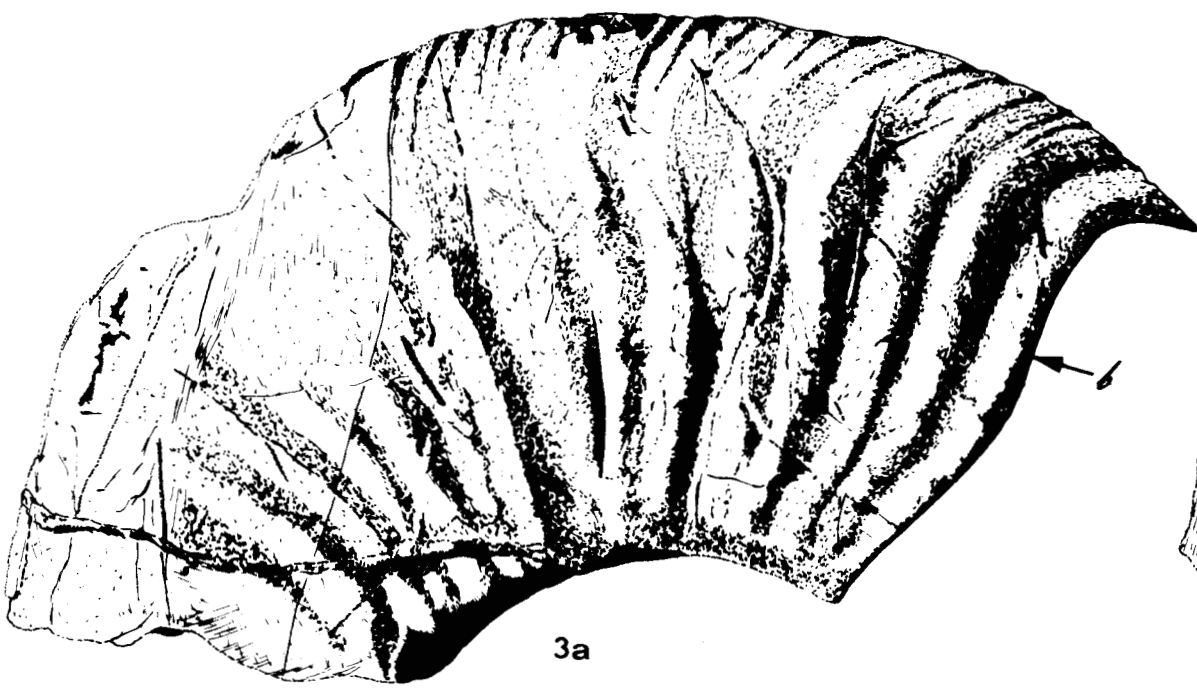
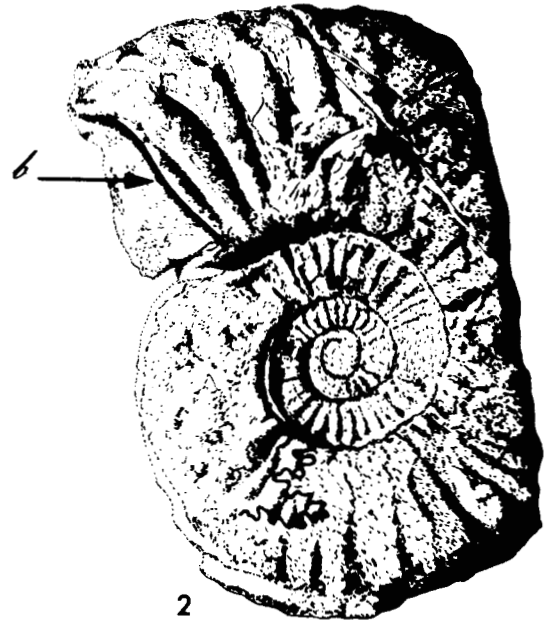


PLANCHE IV



BHS
LILLE

- CHAPITRE V -

LE LIAS SUPERIEUR

- I. - GENERALITES
- II. - LE TOARCIEN
- III. - L'AALÉNIEN-BAJOCIEN INFÉRIEUR
- IV. - CONCLUSIONS SUR LE LIAS SUPERIEUR

I. - GENERALITES

Dès le début du Lias supérieur (Toarcien), on assiste à un changement très important dans la sédimentation. Après les faciès carbonatés du Lias inférieur et moyen, la sédimentation marneuse, amorcée au Domérien, s'affirme, instaurant un régime de "vasière" (Benzaquen M., 1965), qui va se poursuivre jusque dans l'Aalénien-Bajocien inférieur. L'abondance de fossiles, pyriteux pour l'essentiel, d'Ammonites témoins de faunes froides, a permis de distinguer au sein du Lias supérieur un certain nombre de zones et d'horizons. Aucune variation de faciès n'interrompt la succession des dépôts marno-calcaires entre l'Aalénien inférieur et le Toarcien supérieur, la limite est fixée paléontologiquement.

II. - LE TOARCIEN

A. HISTORIQUE ET LIMITES

Une fois encore, c'est à H. Termier (1936) que nous devons l'essentiel de nos connaissances sur cet étage. J. Monestier (1930), P. Russo (1931), G. Dubar (1938) et plus récemment G. Colo (1961) apportèrent des précisions à cette importante étude sur le Moyen-Atlas septentrional.

La limite entre Domérien et Toarciën est facile à établir si l'on se base sur des considérations de faciès, puisqu'aux calcaires domériens font suite les marnes toarciennes. C'est la limite cartographique la plus généralement admise (Colo G., 1961) que j'ai adoptée. Toutefois lorsque la "zone à *Dactylioceras athleticum*" de H. Termier (*op. cit.*, p. 772), rapportée au Toarciën inférieur par G. Dubar (1954, p. 23), était observable, c'est elle qui fut utilisée comme séparation Lias moyen-Lias supérieur.

La limite supérieure du Toarciën est plus délicate à établir. En effet, une série marno-calcaire commence à se développer au Toarciën supérieur et se poursuit dans l'Aalénien, et même le Bajociën inférieur. Ce sont des faunes d'Ammonites pyriteuses caractéristiques de l'Aalénien qui permettent la séparation des étages.

B. PRECISIONS PETROGRAPHIQUES ET STRATIGRAPHIQUES

Le Toarciën présente ici des variations de faciès, et surtout d'épaisseur considérables. Pour en faciliter l'étude, trois coupes seront envisagées :

- 1) Coupe n° 1 : le flanc oriental de la Koudiat Tadrhat : (x = 626,6 ; y = 390,8 ; z = 1 574 m)

Il s'agit là d'un puissant ensemble monotone de schistes argileux sombres, armés de niveaux calcaires plus abondants vers le sommet. Dans le détail, on peut définir (fig. 12) :

a) Toarciën inférieur

Il débute par un niveau marneux à *Dactylioceras sp.* bien représenté et qui est classique dans le Moyen-Atlas septentrional. Ce niveau est également visible sur la bordure NW du Chiker, ainsi que sur la route de Taza à Ras el Ma (x = 628,05 ; y = 395,5). Succédant à cette assise à *Dactylioceras* viennent une dizaine de mètres d'une série marno-calcaire peu fossilifère très friable. Elle admet, avec constance, à son sommet une intercalation d'un à quelques mètres d'un niveau repère riche en oxydes de fer qui lui confèrent une patine brun-foncé. Déjà en 1935, W. van Leckwijck l'avait défini de façon très suffisante : "ce niveau est formé par des marnes schisteuses, brun foncé (noir vu de loin) altérés en jaune (limonite). Son épaisseur, variable peut atteindre 3 mètres. Il renferme parfois de petits cubes de pyrite. Il tranche par

sa couleur foncée sur les marnes schisteuses claires encaissantes et aussi par le fait qu'il fait saillie et se présente en barre ou corniche".

G. Colo (1961, p. 107-108) mentionne une analyse chimique effectuée sur un échantillon de ce niveau repère provenant de la région de Bouguerba (S de Taza), je la reproduis ci-dessous :

| | | | |
|--------------------------------|-------------|----|------|
| SiO ₂ | 30,00 | | |
| Al ₂ O ₃ | 8,83 | | |
| Fe ₂ O ₃ | 6,86 | Mn | 8,85 |
| Mn ₃ O ₄ | 12,30 | Fe | 4,8 |
| Mg O | 2,32 | | |
| Ca O | 28,10 | | |
| TiO ₂ | 0,52 | | |
| P ₂ O ₅ | 0,38 | | |
| S | 0,0 | | |
| H ₂ O ⁺ | 4,35 | | |
| H ₂ O ⁻ | <u>3,40</u> | | |
| | 97,12 | | |

Cet auteur a adopté le niveau repère brun-foncé comme limite du Toarcien inférieur et moyen, tout en le situant comme terme supérieur du Toarcien inférieur. Il signale en outre que ce niveau repère atteint son maximum d'épaisseur dans les synclinaux de Meghraoua et de Taffert, c'est-à-dire au SE de la région étudiée. De plus, je mentionnerai que ce niveau repère n'est visible que dans la moitié orientale de la région envidagée (cf. carte au 1/50 000 h. t.). Il faut y voir un témoin d'apports terrigènes déposés loin du rivage, vraisemblablement écho de la crise de la fin du Domérien et éotoarcienne reflétant la rupture de l'équilibre "biostasique" qui régnait jusqu'alors, et l'ouverture d'une "période rhexistasique" (Dubar G., 1962).

b) Toarcien moyen

Il s'agit d'une puissante formation (environ 100 mètres, et plus) monotone de marnes schisteuses caractérisées par la présence du genre *Hildoceras* sp. et où abonde un petit Lamellibranche de la famille des Aviculidés, voisin du genre *Posidonomya* : *Steinmannia bronni* Voltz.

c) Toarcien supérieur

Il est formé de la continuation de la série marneuse précédente avec

toutefois un enrichissement notable en bancs calcaro-marneux qui amorce le passage à l'Aalénien.

Les quelques bancs calcaro-marneux bleus et jaunes qui arment, avec une distribution plus ou moins dense, toute cette série toarcienne s'avèrent, après analyse microscopique, montrer le même faciès. Il s'agit de microdoloparite présentant de nombreux granules de quartz souvent disposés en "filaments" parallèles à la stratification. De nombreux granules pyriteux laminés indiquent un milieu de sédimentation confiné dû à l'enfouissement synsédimentaire.

Certains de ces niveaux calcaro-marneux individualisés au sein du Toarcien moyen sont riches en figures sédimentaires de type : convolutes, slumpings (pl. II, phot. 4), ... témoignant d'une mise en place sur une pente de type talus continental.

→ Cette première coupe met en évidence un Toarcien épais, surtout au niveau du Toarcien moyen, à faciès marneux schisteux monotone et relativement pauvre en fossiles d'Ammonites. Lorsque les fossiles existent au sein de ces séries, ils sont toujours calcaires et très friables.

Une coupe similaire peut être décrite le long de la route de Taza à Ras el Ma, où les fossiles sont légèrement plus abondants.

2) Coupe n° 2 : la région de Sidi Moulay A.E. Rahmane : (x = 623 ; y = 396,9)

Il s'agit cette fois d'une série moins épaisse et beaucoup plus riche en niveaux calcaires marneux, située au N du dar Derdar (x = 623,2 ; y = 395,75). L'avantage de cette coupe est que les pendages sont presque sub-horizontaux. De la base au sommet, on distinguera (fig. 12) :

a) Toarcien inférieur

Il est formé d'une dizaine de mètres de calcaires marneux jaunes et bleus, noduleux et/ou en miche, dont les interbancs épais sont formés de marnes jaunes. Cette série est pauvre en espèces d'Ammonites, mais relativement riche en genres *Dactylioceras* sp.

Le niveau repère brun foncé est totalement absent.

SE

NW

J. BOU MESSAOUD

CAUSSE MOYEN ATLASIQUE

COUPE N°1

COUPE N°2

COUPE N°3

T supérieur

O

A

R moyen

C

I

E

N inférieur

Koudiat Tadrhat

St. Moulay A. E. Rahmane

(x=624,7 ; y=401,25)

L
I
A
S

≈10m

- S = Steinmannia
- H = Hildoceras
- NR = Niveau Repère
- D = Dactyloceras

Fig. 12 : VARIATION DE FACIES ET D'ÉPAISSEUR DU TOARCIE N.



b) Toarcien moyen

Il débute par un niveau de calcaires noduleux identiques aux précédents, n'était leur couleur rouge. Il est surmonté d'une dizaine de mètres de calcaires noduleux jaunes et bleus à interbancs marneux épais, eux-mêmes couronnés d'un deuxième niveau rouge identique au premier. Puis se développe une série marneuse d'une cinquantaine de mètres où l'on rencontre ici et là quelques niveaux calcaro-marneux.

Les calcaires limités à leur base et à leur sommet par les niveaux rouges, témoins probables d'un arrêt de la sédimentation, sont très riches en fossiles et sont à rattacher à la zone à *Bifrons* juste en-dessous de l'espèce type, d'où leur attribution au Toarcien moyen. J'y ai récolté :

Hildoceras lusitanicum Meister en abondance,

Hildoceras cf. *semipolitum* Buckman

Hildoceras sp.

Mercaticeras dilatatum Merla

Peronoceras sp.

Har poceras sp.

Phylloceras sp.

Phymatoceras sp. (?)

Les marnes jaunes, situées au-dessus du second niveau rouge, quant à elles ont livré :

Brodieia sp.

Pseudogrammoceras sp.

Il s'agit donc de la partie supérieure du Toarcien moyen.

c) Toarcien supérieur

C'est une reprise de la série marno-calcaire qui passe très vite à l'Aalénien caractérisé par ses faunes d'Ammonites.

→ Cette seconde coupe décrit un Toarcien beaucoup moins épais (60 mètres au plus) que le premier et surtout à sédimentation plus calcaire, où les faunes d'Ammonites calcaires abondent. Il est également caractérisé par l'absence du fameux niveau repère brun-foncé du sommet du Toarcien inférieur.

3) Coupe n° 3 : au pied NNW du jbel Toumzit : (x = 624,7 ; y = 401,25)

Il apparaît bien abusif de parler de "coupe" pour cette troisième description (fig. 12). Il s'agit en fait d'un affleurement se présentant en placage sur la terminaison septentrionale du Causse moyen-atlasique. Son épaisseur ne dépasse guère 5 mètres, et il se localise sur un affleurement d'un kilomètre de long sur 500 mètres de large. On est en présence d'un *ammonotico rosso* constitué de calcaires noduleux rouges et de marnes de même couleur. Certains bancs calcaires présentent un encroûtement ferrugineux, où pullulent les fossiles d'Ammonites calcaires, tant en genres qu'en espèces. J'y ai pu récolter :

Hildoceras gr. *lusitanicum* Meister (très nombreux)

Harpoceras sp.

Hildaites sp.

Peronoceras sp.

Phylloceras sp.

Il s'agit donc de faunes typiques de la partie inférieure de la zone à *Bifrons* auxquelles se joignent quelques formes de la zone à *Serpentinus*.

→ Cet affleurement est donc à rapporter tout entier à la base du Toarcien moyen et au sommet du Toarcien inférieur.

C. CONCLUSIONS SUR LE TOARCIEEN

Par sa nature lithologique et ses faunes, le Toarcien indique un changement très important dans les mers du Lias. Les faciès, à dominante marneuse, s'opposent nettement à ceux carbonatés du Lias inférieur et moyen. Les faunes de formes de mer froide indiquent un refroidissement qui "avait été annoncé dès le Domérien moyen" (Colo G., 1961).

C'est à cette époque également que se dessine franchement un cadre paléogéographique individualisant :

+ des zones de haut-fond : où les dépôts calcaro-marneux sont réduits à quelques dizaines de mètres, avec des niveaux rouges renfermant une riche faune d'Ammonites (cf. fig. 12 : coupes 2 et 3) soulignant la proximité de rivages (cf. le haut-fond du jbel Bou Messaoud) ;

+ et des zones plus profondes : où se déposent de puissantes et monotones séries marneuses ; à la base, une intercalation terrigène, riche en fer et manganèse, provient des rivages mais se dépose au large (cf. fig. 12 : coupe 1).

III. - L'AALÉNIEN-BAJOCIEN INFÉRIEUR

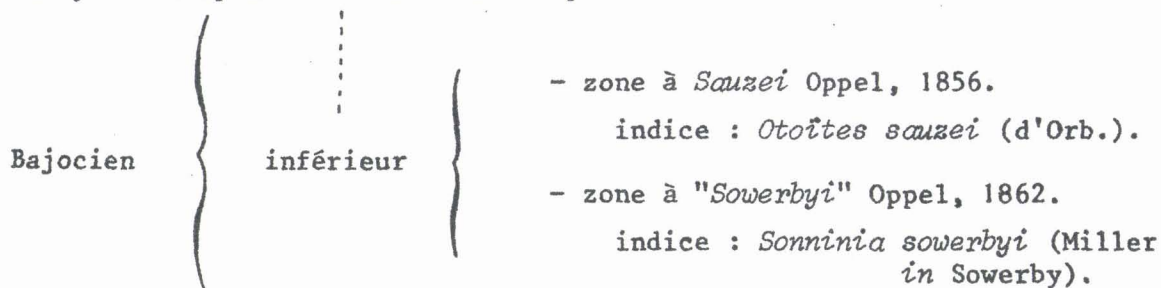
A. HISTORIQUE ET GENERALITES

H. Termier fut le premier en 1926 à découvrir l'Aalénien du Moyen-Atlas. Dans son étude sur le Moyen-Atlas septentrional (1936, p. 816 à 823), il décrit en détail la faune et le faciès de cet étage. Il en conclut à la présence, dans le Moyen-Atlas, de l'Aalénien "en gisements dispensés".

Il faut ensuite attendre 1951, pour que G. Colo publit sa très intéressante étude sur l'Aalénien et le Bajocien inférieur du synclinal de Meghraoua (au SE de la région envisagée dans le présent ouvrage). En 1961, intégrant cette étude au cadre plus général du Moyen-Atlas septentrional, il en conclut : "que l'Aalénien est bien représenté dans tout le Moyen-Atlas septentrional" sans "aucun caractère lacunaire ou sporadique" et "que la sédimentation a été continue entre l'Aalénien et le Bajocien" (*op. cit.*, p. 111).

La sédimentation marno-calcaire du Toarcien supérieur se poursuit jusqu'au Bajocien inférieur et s'il est vrai que "l'ensemble Aalénien-Bajocien inférieur constitue une entité stratigraphique homogène, les faunes permettent de fixer la limite" (*ibid.*, p. 207) entre les deux étages.

Me basant sur les travaux de synthèse de R. Mouterde *et al.* (1971), voici les principales coupures admises dans le présent travail :



| | | | |
|----------|-----------|---|--|
| Aalénien | supérieur | { | - zone à <i>Concavum</i> Buckman, 1888-1892 indice : <i>Graphoceras concavum</i> (Sowerby). |
| | moyen | { | - zone à <i>Murchisonae</i> Oppel, 1856 indice : <i>Ludwigia murchisonae</i> (Sowerby). |
| | inférieur | { | - zone à <i>Opalinum</i> Buckman, 1887 indice : <i>Leioceras opalinum</i> (Reinecke). |
| Toarcien | supérieur | { | - zone à <i>Aalensis</i> Reynes, 1868 indice : <i>Pleydellia aalensis</i> (Ziethen). |
| | ⋮ | | |

B. PRECISIONS PETROGRAPHIQUES ET STRATIGRAPHIQUES

Le passage du Toarcien à l'Aalénien est progressif et l'on passe insensiblement d'un étage à l'autre.

L'Aalénien affleure localement dans la région étudiée. Les principaux affleurements sont localisés :

- sur le flanc NW du jbel Bou Messaoud (où ils sont chevauchés par le "Permo-trias"),
- dans la région de Sidi Moulay A.E. Rahmane (cf. fig. 13 : coupe 2) pour les zones de haut-fond,
- et en ce qui concerne les zones plus profondes, l'Aalénien chevaute la Koudiat Tadrhat (cf. fig. 13 : coupe 1).

1) L'Aalénien-Bajocien inférieur des zones de haut-fond : (fig. 13 : coupe n° 2)

Si l'on considère les zones de haut-fond, au-dessus du Toarcien supérieur (caractérisé par l'apparition du faciès calcaire), une série calcaro-marneuse se développe (30 à 40 mètres).

A la base, les bancs calcaires peu épais (15 à 20 centimètres), parfois noduleux, alternent avec des interbancs marneux de l'ordre du mètre. Au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série, le terme calcaire s'affirme nettement :

les bancs calcaires s'épaississent alors que les interbancs se réduisent à des joints marneux.

Une très abondante faune d'Ammonites pyriteuses, surtout cantonnée dans la moitié inférieure de la série, m'a permis de récolter :

Tmetoceras hollandae

Tmetoceras circulare Buckman (ou *scissum* Bene)

Tmetoceras sp. à côtes serrées

Erycites sp.

Phylloceras nilsoni

Ludwigia ? sp. (= "Graphoceras")

Vacekia sp.

Hammatoceras cf. *speciosum*

Il s'agit là d'une association faunistique, reconnue par R. Mouterde, typique du sommet de la zone à *Opalinum* et de la base de la zone à *Murchisonae*, donc de l'Aalénien inférieur et moyen.

La seconde moitié de la série est constituée par des calcaires marneux identiques où les faunes sont plus rares, voire inexistantes.

Au sommet ce sont des calcaires bleus, bien lités, à interlits marneux peu épais. Sous le microscope, ces calcaires fins du haut de la série apparaissent comme des biopelmicrosparites contenant quelques cristaux corrodés de quartz et de plagioclases. La microfaune y est relativement pauvre : Foraminifères (Miliolles, ...), Bryozoaires, Entroques et petits Gastéropodes. Sur leur surface structurale, ils arborent de nombreuses "traces en coup de balai". Si pour les auteurs, l'origine de ce fossile (*Cancellophycus*, *Zoophycos*, ...) est source d'interprétations diverses, ils semblent d'accord pour dire que "ces fossiles caractérisent des profondeurs moyennes, correspondant peut-être au talus continental, où le rythme de la sédimentation est rapide". (Michard A., 1976, p. 179).

La découverte, au sein de ces calcaires à *Cancellophycus*, d'un petit fragment d'Ammonite pyriteuse (x = 622 ; y = 392,8), attribué par R. Mouterde à *Emilia* ou à *Labyrinthoceras*, en tous cas à une forme de la zone à *Sauzei*, autorise à leur attribuer un âge bajocien inférieur.

2) L'Aalénien des zones plus profondes : (fig. 13 : coupe n° 1)

Pendant ce temps dans les zones plus profondes que nous avons vu s'in-

dividualiser au cours du Toarcien, l'Aalénien se développe par une puissante série de calcaires marneux en bancs épais montrant quelques niveaux plus grossiers ainsi que des bancs où les accidents siliceux sont fréquents. Cette série faisant suite aux niveaux du Toarcien supérieur, n'a donné que quelques nucléus de fossiles d'Ammonites pyriteuses et, je n'y ai jamais trouvé les traces de *Cancellolophycus* si abondants dans les séries de haut-fond.

Il semble donc logique de n'attribuer qu'un âge aalénien à cette formation que ne j'ai été amené qu'à rencontrer que sur le sommet de la Koudiat Tadrhat.

C. CONCLUSIONS SUR L'AALENIEN-BAJOCIEN INFÉRIEUR

Le régime de "vasière", mis en place avec le Toarcien, se prolonge durant l'Aalénien-Bajocien inférieur de façon continue avec apparition progressive d'une dominante calcaire au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série.

Seules les faunes très abondantes d'Ammonites pyriteuses permettent de distinguer différents niveaux paléontologiques au sein de cet ensemble stratigraphique calcaro-marneux.

IV. - CONCLUSIONS SUR LE LIAS SUPÉRIEUR

Le Lias supérieur est caractérisé, dans la région envisagée, par deux évènements importants :

- + l'apparition d'un faciès marneux, à faune froide, s'opposant aux faciès calcaires du Lias moyen. Ce faciès est constant durant tout le Lias supérieur. Le passage Toarcien-Aalénien est progressif et l'ensemble Aalénien-Bajocien inférieur "constitue une entité stratigraphique homogène" (Colo G., *op. cit.*)
- + L'individualisation d'un cadre paléogéographique dessinant des zones de haut-fond et des zones plus profondes dans les mers de cette époque : les zones de haut-fond étant caractérisées par des séries plus riches en niveaux marno-calcaires et moins épaisses que les séries de zones plus profondes à dominante marneuse.

- CHAPITRE VI -

LE MIOCENE

- I. - GENERALITES
- II. - HISTORIQUE
- III. - STRATIGRAPHIE
- IV. - CONCLUSIONS

I. - GENERALITES

Dans le cadre de la région étudiée, on ne connaît pas de formations postérieures au Bajocien inférieur ni sur les zones de haut-fond, ni dans les zones plus profondes. Des dépôts marins miocènes, discordants sur l'ensemble mésozoïque atlasique, viennent oblitérer les structures au S de la ville de Taza. Ces dépôts appartiennent à ce qu'il est convenu d'appeler, depuis L. Gentil (1911) : "Le Détroit sud-rifain".

II. - HISTORIQUE

Les premières observations sur le Miocène de la région de Taza datent de 1911 et sont dues à L. Gentil. A la même époque, il introduit le terme de "Détroit sud-rifain" qui, selon lui, "était resserré entre le Rif et le Moyen-Atlas déjà ébauchés".

En 1916 et en 1918, le Burdigalien et le Vindobonien sont reconnus par cet auteur qui confirmait : "le Détroit sud-rifain a ses limites nettement tracées au Sud" contre "les rides du Moyen-Atlas" qui s'infléchissent assez brusquement pour s'envoyer dans les dépôts néogènes" (*op. cit.*, p. 162).

Il faut attendre 1952, pour que G. Colo et Ph. Morin, à l'aide d'observations nouvelles, précisent l'extension des mers miocènes dans la région située au S et au SW du massif paléozoïque du Tazekka. Ils concluaient à l'existence d'une "communication de la mer au Miocène entre Ahermoumou, Tazarine et la région de Ras el Ksar", élargissant ainsi le cadre du Détroit sud-rifain, fixé par L. Gentil, au pied des contreforts des plis anticlinaux du Moyen-Atlas déjà ébauchés.

Ces données nouvelles sont confirmées et élargies par M. Lorenchet de Montjamont (1963) qui décrit de nouveaux affleurements qui jalonnent un bras de mer séparant le jbel Tazekka au jbel Ouaririth, et rejoignant celui mis en évidence dix ans plus tôt par G. Colo et Ph. Morin.

En ce qui concerne le cadre de la région envisagée dans le présent ouvrage, je n'ai pas trouvé d'autres affleurements qui auraient pu témoigner de diverticules de la mer miocène vers le S, et de ce fait le Miocène est limité au "Détroit sud-rifain" tel que l'entendait L. Gentil. Toutefois il pénètre au S jusqu'à la hauteur de Ras el Ma où on le retrouve à l'état de galets et cailloutis (calcaires liasiques) : témoins de la destruction sur place du conglomérat de base miocène.

Enfin, la détermination⁽²⁾ des microfaunes que j'ai pu y récolter contribue à donner, à ces séries tertiaires, des âges beaucoup plus récents (Tortonien-"Messinien") que ceux qu'il était classique d'admettre jusqu'à présent.

III. - STRATIGRAPHIE

A. LES DONNEES DE L. GENTIL

Si la succession lithologique du Miocène de la région de Taza a été parfaitement bien définie, dès 1918, par L. Gentil dans ses notes d'un voyage géologique à Taza (p. 165 à 172), il s'avère qu'à la lumière des déterminations des microfaunes, les âges attribués par ce dernier dans ce domaine sont erronés. Je me contenterai donc, ici, de résumer ses travaux y apportant

(2) Je tiens à remercier ici Monsieur R. Wernli pour la gentillesse qu'il a eu, en acceptant de déterminer ces microfaunes.

les changements nécessaires quant à l'âge des formations rencontrées.

De la base au sommet, on observe aux environs de Taza :

- a* - grès calcarifères, grossiers, avec petits galets bien roulés de roches jurassiques et paléozoïques. Cette assise de petit poudingue apparaît sur une épaisseur de 10 mètres environ ;
- b* - grès calcaires jaunes : 20 mètres environ ;
- c* - grès sableux, argileux, jaunes : 20 mètres environ ;
- d* - argiles, un peu marneuses, sableuses à la base, blanches ou grises, bleuâtres dans les coupures fraîches, formant une assise de plus de 200 mètres, pauvre en macrofaune ;
- e* - poudingues, parfois durs à galets de roches jurassiques et paléozoïques, cimentés par un grès siliceux de couleur jaune. Ces poudingues passent insensiblement à un grès jaune, argilo-sableux, qui termine cette assise détritique dont la puissance est d'au moins 40 mètres.

Si j'ai pu facilement observer tous les termes de cette série, j'avoue ne pas avoir retrouvé le dernier (*e*) dans le cadre de la région envisagée.

A force d'arguments et de discussions macro-paléontologiques, le pionnier de la géologie marocaine attribue :

- un âge burdigalien aux niveaux *a* et *b* ;
- un âge vindobonien *pro parte* (Helvétien et Tortonien inférieur) aux niveaux *c* et *d* ;
- un âge tortonien supérieur au niveau *e*.

L. Gentil concluait ainsi que la sédimentation des mers miocènes de cette région ne montrait pas de dépôts du Sahélien (Pontien), ou s'il "a recouvert les dépôts du deuxième étage (Vindobonien), il n'en reste pas de traces" (1918, p. 168).

B. LES DONNEES NOUVELLES DE LA MICROFAUNE

Si le conglomérat basal n'a fourni qu'une microfaune benthique sans

| zones N Blow 1969 | époques | étages (à titre indica.) | indices cartogr. | zones foraminifères planctiques | sous - zones |
|----------------------|----------------------------|-----------------------------|----------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| N ₁₇ | M I O C E N E supérieur | " Messinien " | m ⁶ b a | <i>dutertrei</i> | aff. <i>margaritae</i> |
| | | | | | <i>dutertrei</i> & <i>humerosa</i> |
| N ₁₆ | M I O C E N E supérieur | Tortonien | m ⁵ b a | <i>menardii</i> | <i>miotumida</i> & <i>saphoe</i> |
| | | | | | <i>nepenthes</i> |
| N ₁₄₋₁₅ | M I O C E N E moyen | Serravaltien | m ⁴ c b a | <i>Orbulina s.l.</i> | <i>praemenardii</i> |
| | | | | | <i>miozea rifensis</i> |
| N ₉₋₁₃ | M I O C E N E moyen | Langhien | m ⁴ b a | <i>Orbulina s.l.</i> | <i>orbulina seules</i> |
| N ₈ | | | | | <i>sicanus (= bisphericus)</i> |
| N ₇ | M I O C E N E inférieur | Burdigalien | m ³ m ² | <i>trilobus</i> | <i>G. quad. dehiscens</i> |
| N ₅₋₆ | | | | | <i>trilobus</i> |
| N ₄ | M I O C E N E inférieur | Aquitaniien | m ¹ | <i>dissimilis</i> | <i>primordius</i> |
| | | | | | |

Zonation du Tertiaire nord-marocain d'après : Feinberg (inédit), Feinberg et Lorenz (1970, 1973), Wernli (inédit).

intérêt stratigraphique, R. Wernli a pu reconnaître dans les argiles bleues immédiatement sus-jacentes, récoltées dans la région de Bouguerba :

Globorotalia acostaensis,
Globorotalia plesiotumida (petites),
Globorotalia dutertrei,
Globorotalia praemargaritae,
Globorotalia suterae,
Globorotalia aff. humerosa,
Globigerina bulloides.



Ce qui reporterait donc ces formations dans la partie sommitale de la zone à *menardii* (sous-zone à *miotumida* cf. *saphoae*) et dans la partie basale à *duertrei* (sous-zone à *duertrei* cf. *humerosa*) ; à savoir à la limite Tortonien-"Messinien".

D'autre part des échantillons provenant de la partie moyenne à sommitale de ces argiles bleues sises à proximité du contact avec le Complexe pré-rifain montrent :

Globorotalia duertrei,
Globorotalia pseudomiocenica,
Globorotalia plesiotumida,
Globorotalia aff. *humerosa*,
Globorotalia aff. *praemargaritae*,
Globigerina bulloides,
Globigerinoïdes extremus.

Ce qui correspond à une association micro-faunistique de la zone à *duertrei* et plus exactement du passage de la sous-zone à *duertrei* cf. *humerosa* et de la sous-zone à aff. *margaritae*. Ce qui du point de vue des étages stratigraphiques, placerait ces formations dans le "Messinien", étage jusqu'à présent non encore reconnu dans la région étudiée⁽³⁾.

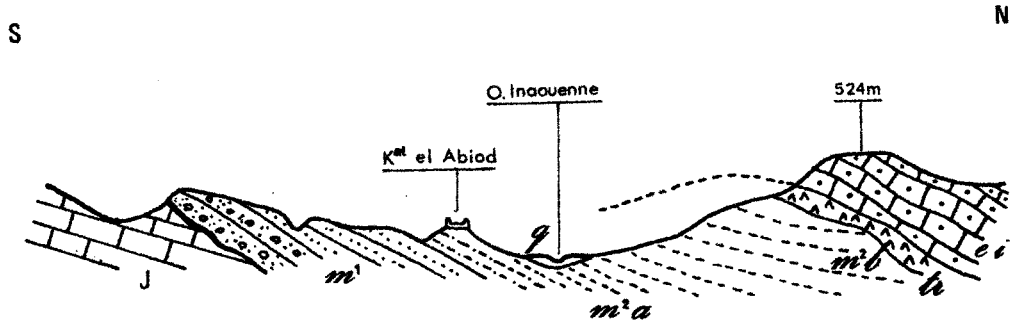
La présence de "Messinien" jusque dans les termes inférieurs de la série miocène de la région de Taza, permet d'envisager, à cette époque, une communication entre les formations tertiaires du Saïs et du Guercif.

C. LES DISCORDANCES INTRA-MIOCENES

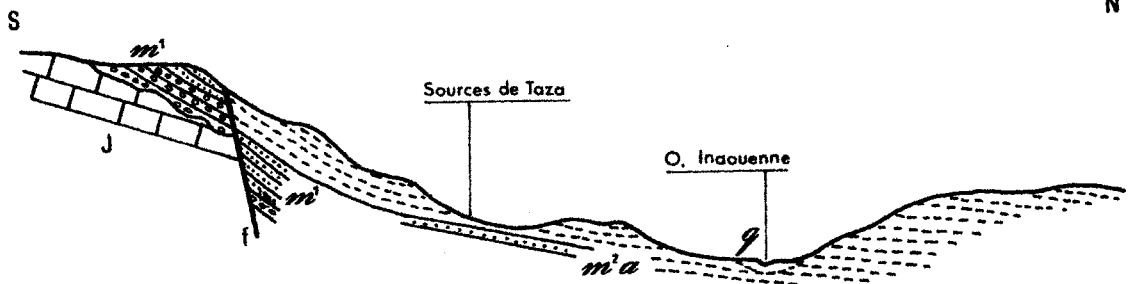
L. Gentil (1918) illustre son propos de deux coupes que je reproduis sur la figure 15 A, B. Toutes les deux intéressent la vallée de l'oued Inaouenne : la première se situe à l'W de Taza et la seconde un peu à l'E. Le manque de précision ne m'a pas permis de resituer exactement la localisation de ces coupes. J'en propose une troisième (fig. 15 C) qui passe par la Koudiat Kern Nesrani (x = 624 ; y = 402,85 ; z = 679 m).

(3) Une étude plus précise de ces gisements "messiniens", et leurs conséquences, est en cours en collaboration avec R. Wernli.

Fig. 15: Coupes à travers l'Oued Inaouenne



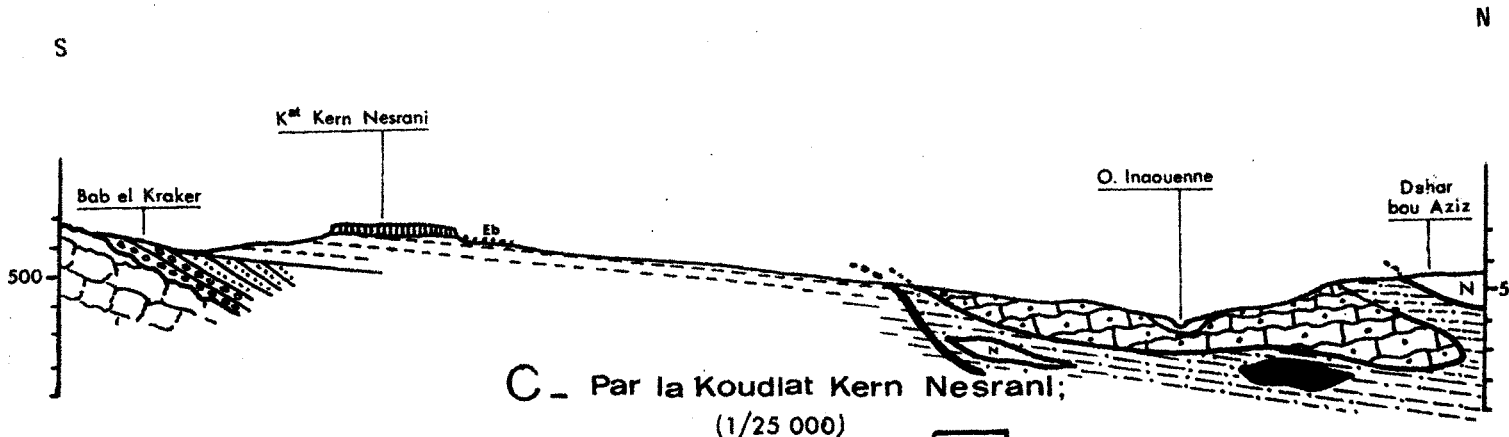
A - Par le poste de Koudiat el Abiod;
(1/50 000 env.) Gentil L., 1918.



B - Un peu à l'Est de Taza;
(1/50 000 env.) Gentil L., 1918.

Légende des figures A et B:

- | | |
|------------------|-----------------------|
| q = Quaternaire | ei = Eocène inférieur |
| m² = Helvétien | J = Jurassique |
| m¹ = Burdigalien | tr = Trias |



C - Par la Koudiat Kern Nesrani;
(1/25 000)

Légende de la figure C:

- | | |
|-----------------------|------------------|
| Alluvions | Miocène rifain |
| Travertin quaternaire | Lutétien |
| "Messinien" | Eocène inférieur |
| Tortonien | Lias inférieur |
| | Trias |



Cette coupe montre le petit poudingue, à galets centimétriques de dolomie du Lias inférieur, et les grès (cf. niveaux *a*, *b*, *c* de L. Gentil) redressés, avec un pendage de 20° vers le NE sur les flancs calcaro-dolomitiques de la montagne jurassique. Ils se présentent, en surface structurale, profondément ravinés, débarrassés, par érosion, des argiles sus-jacentes. Puis viennent tout de suite les argiles bleues "messiennes" à pendage plus faible. Il manquerait donc là le terme *d* de la coupe classique de L. Gentil. De plus vers l'E et à l'W de Bab el Kraker, les argiles "messiennes" transgressent plus loin vers le S, sur la série mésozoïque du Moyen-Atlas, que ne le font les niveaux détritiques de base.

Cette coupe a l'avantage sur les deux précédentes de mettre en évidence une discordance intra-miocène. Ce serait là le témoin timide de la première phase de transgression miocène, rapportée à l'Helvétien (= Tortorien), signalée depuis longtemps dans les rides pré-rifaines et retrouvée entre Taza et Guercif (M. Lorenchet de Montjamont, 1967).

Enfin dans leur partie septentrionale, les niveaux argileux du "Messinien" sont surmontés par les termes du Complexe pré-rifain.

IV. - CONCLUSIONS

Le Miocène du Détroit sud-rifain est donc nettement discordant sur les formations mésozoïques du Moyen-Atlas septentrional de la région de Taza, dont il oblitère les structures. Toutefois le redressement de la discordance témoigne de mouvements orogéniques postérieurs au conglomérat de base.

Une discordance tortonienne est observable.

Sur la rive droite de l'oued Inaouenne des termes triasiques, sénoniens, éocènes, oligocènes et miocènes inclus en klippes sédimentaires dans une matrice argileuse miocène jalonnent le contact du domaine pré-rifain resserrant au niveau de la "trouée de Taza" le Détroit sud-rifain exondé à la fin du Miocène supérieur ("Messinien").

- CHAPITRE VII -

LE QUATERNAIRE

I. - LES TRAVERTINS

II. - LES CALCAIRES LACUSTRES ET BRECHES A CIMENT ROUGE



I. - LES TRAVERTINS

Outre les masses d'éboulis parfois très importantes, les dépôts fluviaux dus aux oueds, les dépôts de terre de décalcification du Lias moyen, les formations quaternaires rouges, noires, grises (dont une mise au point a été donnée par W. van Leckwijck en 1964 in C. Ek et L. Mathieu, 1963-64), il convient d'attribuer au Quaternaire les formations de travertins, ou tufs calcaires, localement très développés (leur épaisseur peut dépasser une vingtaine de mètres). Ils sont classiquement attribués à des dépôts de sources. Les fossiles y sont rares, on y rencontre des restes de Mollusques terrestres et d'eau douce, ainsi que des tubes de Phryganes encroûtés. Leur assez forte consistance est telle que, de loin, ils peuvent mimer le Lias inférieur.

Les principaux affleurements se rencontrent :

- en soubassement de la ville de Taza-haut où "dans une grotte naturelle qui s'y trouve creusée (grotte de Ghoméri) les fouilles de Passemard ont révélé un outillage du Paléolithique que sup.. Ces travertins sont donc certainement, et dans leur totalité, d'un âge plus ancien". (Fallot P., 1952, p. 21).

- Les affleurements qui coiffent la Koudiat Kern Nesrani (x = 624 ; y = 402,85 ; z = 679 m), et la Koudiat Mimouna (x =

625,85 ; y = 403 ; z = 630 m) à l'E de Taza sont très certainement à rattacher au gisement précédent de Taza-haut.

- Au pied de Ras el Ma, les travertins tapissent les cascades alimentées par la résurgence qui sourd un peu en amont du village. G. Gaudefroy (1953) y signale une carrière (que je n'ai pas retrouvée) riche en gros pisolites calcaires de plusieurs centimètres de diamètre, témoins, d'après lui, de dépôts de sources thermales chaudes en milieu agité, de composition changeante et souvent boueuse.
- Enfin un dépôt, identique à celui de Ras el Ma, est visible à l'E de la maison forestière d'Aïn Khebbab, au niveau des cascades (x = 622,5 ; y = 394,75) qui dévalent vers le dar Derdar.

II. - LES CALCAIRES LACUSTRES ET BRECHES A CIMENT ROUGE

La partie sud-occidentale de la daya du Chiker (N de Ras Chedaya) montre des brèches très récentes, plus ou moins consolidées, de calcaires dolomitiques à ciment calcareux rouge. Au microscope, ce ciment montre des figures d'encroûtements aériens à subaériens (microstalactites, ...) typiques d'un régime karstique. Ces formations semblent identiques à celles de la région de Meghraoua, attribuées au Plio-villafranchien par G. Colo (1961, p. 202) et au Tensiftien par C. Ek et L. Mathieu (1964, p. 85-86), donc plus récent. Ces brèches sont pentées de 60° vers le N (x = 620,5 ; y = 388,4) et sont recouvertes en discordance par des calcaires lacustres subhorizontaux (fig. 32).

Une observation microscopique⁽⁴⁾ permet de constater qu'il s'agit de calcaire à Algues (Cyanophycées), présentant des filaments de type *Girvanella* avec le centre rempli de calcite microspathique centripète secondaire, l'ensemble est lié par une micrite primaire à passées plus riches en matière organique. Ils présentent également des plages tramées ressemblant à une toile d'araignée que Cl. Guillemain a attribuées à du ~~mutilage~~ ^{mutilage} alguaire ou à des filaments de type *Schizothrix* ou *Dichothrix*.

(4) Ces observations ont été réalisées avec l'aide de Mme Cl. Guillemain (Faculté des Sciences, Rabat), à qui je tiens à renouveler mes remerciements.

- CHAPITRE VIII -

LE COMPLEXE PRERIFAIN

- I. - GENERALITES
- II. - AGE ET NATURE PETROGRAPHIQUE DES ELEMENTS REMANIES RENCONTRES
AU SEIN DU COMPLEXE PRERIFAIN
- III. - CONCLUSIONS

I. - GENERALITES

Au N de la région étudiée, affleure une unité d'un style tout à fait particulier, donnant dans le paysage un domaine de collines au relief généralement mou, à dominante argilo-marneuse, à laquelle, depuis 1969, les géologues travaillant dans le Prérif (G. Suter, J-C. Vidal, Y. Ennadifi, D. Leblanc) ont donné le nom de "Complexe prériefain". "Il s'agit de marnes bleues contenant dans un grand désordre des éléments remaniés de taille et d'âge extrêmement variables" (Leblanc D., 1975, p. 65).

Ce complexe est cantonné, dans le cadre de la région envisagée, presque exclusivement sur la rive droite de l'oued Inaouenne. Sauf vers le kilomètre 118 de Fés, où la route R.N. 1 recoupe une avancée du Complexe qui se prolonge au S sur la rive gauche de l'oued.

L'étude en est rendue délicate par la nature généralement marneuse des sédiments remaniés en klippes sédimentaires au sein de la matrice du Complexe, elle-même marneuse. Dans ces conditions, on conçoit que les problèmes de limites cartographiques soient parfois délicates.

Toutefois, la présence de klippes sédimentaires, parfois de grande taille, remaniées dans le Complexe n'est pas discutable, puisque des blocs de sédiments, de nature pétrographique et d'âge variés, sont emballés dans la matrice marneuse du Complexe et ne présentent aucune continuité stratigraphique avec lui.

II. - AGE ET NATURE PETROGRAPHIQUE DES ELEMENTS REMANIES RENCONTRES AU SEIN DU COMPLEXE PRERIFAIN

A. LE TRIAS

C'est le terme le plus ancien qu'il m'a été donné de rencontrer au sein du Complexe. Il s'agit de marnes rouges associées à d'importantes masses de gypse blanc à rougeâtre, à stratification tourmentée (x = 623,6 ; y = 404,9). Il est probable que ce bloc triasique remanié soit d'abord monté par diapirisme, comme en témoignent les formations maestrichtiennes qui lui sont intimement associées, avant d'être repris dans le "Complexe".

Le Trias est également caractérisé par des masses de sel gemme, dont la plus importante est exploitée à la mine de sel de Taza (x = 625,95 ; y = 405,45). C'est également ce Trias salifère qui est responsable de l'importante salure rencontrée dans les oueds.

B. LE SENONIEN

Le seul gisement de Crétacé supérieur, que j'ai été amené à reconnaître, se localise au niveau de la klippe sédimentaire triasique de marne rouge (x = 623,6 ; y = 404,9), dont l'existence est signalée plus haut. Cet affleurement s'intègre bien dans le contexte du Complexe où le "Sénonien prérifain est fréquemment injecté de matériel triasique" (Leblanc D., *op. cit.*, p. 46).

Il s'agit de marnes jaunes, où J.J. Fleury (Faculté des Sciences et Techniques de Lille I) a pu reconnaître des formes du Maestrichtien inférieur, telles que :

Globotruncana gr. stuarti (De Lapp.)

Globotruncana ventricosa

Globotruncana roseta

Globotruncana linneiana

Globotruncana cf. contusa (Cush.).

C. L'EOCENE

Il constitue l'essentiel du matériel remanié en klippes visibles au NW de Taza. A la suite de D. Leblanc (*ibid.*), il convient d'y voir la succession de trois termes :

- le Paléocène infra-marnes blanches,
- les "Marnes blanches à silex" et couches associées,
- l'Eocène supra-marnes blanches.

Le Paléocène inférieur débute par des marnes gris-noir à lentilles de calcaire blanc, qui ont livré : *Globorotalia pseudobulloïdes* (Plummer).

Vers le sommet, des lentilles calcaires plus abondantes forment alors de véritables lits qui contiennent : *Globorotalia pusilla* Bolli.

Puis vient le faciès des "marnes blanches à silex", ou faciès "suessonien", formé de calcaires marneux blancs plus ou moins riches en rognons de silex noirs, daté du Paléocène supérieur-Eocène inférieur.

L'Eocène supra-marnes blanches est représenté par des marnes et calcaires blancs plus gréseux et un banc de calcaire gréseux dur à grandes Nummulites (*Nummulites millecaput*) du Lutétien.

D. L'OLIGOCENE

Peu représenté, il est formé de grès en gros bancs brun-roux.

III. - CONCLUSIONS

Le Complexe pré-rifain est donc caractérisé par l'importance et la diversité des éléments remaniés sous forme de klippes sédimentaires dans une matrice marneuse miocène. D'importantes accumulations de galets arrondis (W de Taza), de nature et de taille variées, caractérisent également les remaniements du Complexe. La présence de ces galets n'est pas sans liaison avec la proximité du front de la nappe pré-rifaine.

Le Complexe pré-rifain ainsi défini s'intègre bien dans le schéma récapitulatif d'un olistostrome présenté par P. Broquet (1973) (fig. 16).

Actuellement deux théories s'affrontent quant à sa mise en place.

1. Selon J.C. Vidal (1971), le Complexe serait la partie supérieure des marnes bleues autochtones du Couloir sud-rifain. Selon cette théorie, il s'agirait donc d'une formation dont le dépôt se serait fait dans un bassin différent de celui où s'est sédimenté le reste de la série pré-rifaine.

2. Selon D. Leblanc (1975), "le Complexe n'est que la formation la plus jeune de l'ensemble pré-rifain charrié", car cet auteur démontre la continuité de la sédimentation entre le "Miocène moyen blanc" et le Complexe pré-rifain.

Le peu d'affleurements observés ne m'autorise pas à prendre position pour l'une ou l'autre de ces théories.

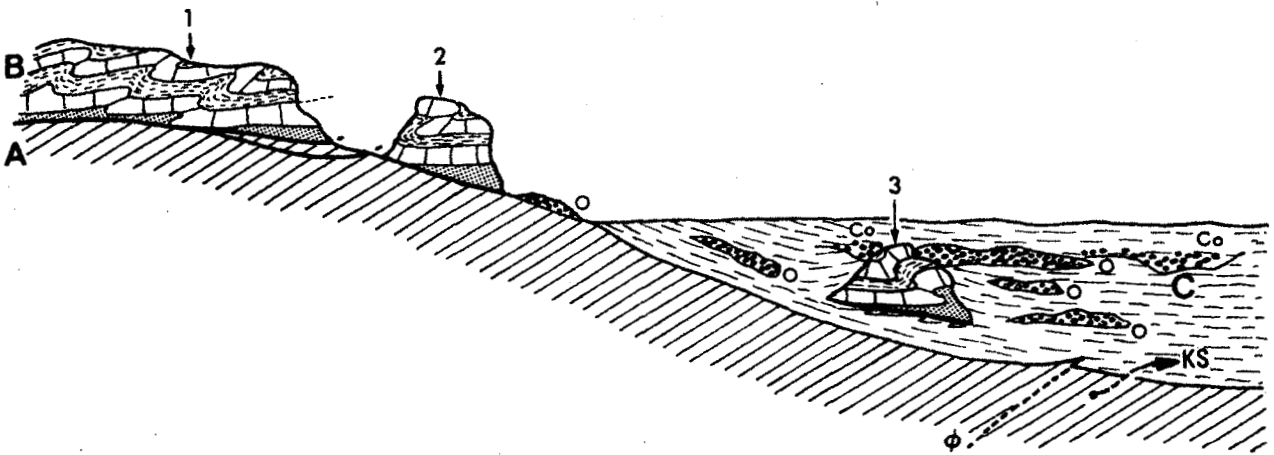


Fig. 16: Schéma récapitulatif et interprétatif de la mise en place de klippes sédimentaires et d'olistostromes (P. Broquet, 1973)

A = Autochtone ou parautochtone.

B = Allochtone.

C = Formation sédimentaire turbiditique ou normale, plastique.

1 = Nappe.

2 = Klippe tectonique.

3 = Klippe sédimentaire (KS).

O = Olistostromes.

Co = Conglomérat.

DEUXIEME PARTIE

PETROGRAPHIE



| |
|---|
| ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES BASALTIQUES DU "PERMO-TRIAS" <i>anctorum</i> |
|---|

- I. - HISTORIQUE
- II. - ASPECT SUR LE TERRAIN
- III. - DIAGNOSES MICROSCOPIQUES
- IV. - ANALYSES GEOCHIMIQUES
- V. - CONCLUSIONS



I. - HISTORIQUE

De tout temps le complexe basaltique "permo-triasique" suscita la curiosité des géologues. C'est en 1914, que l'on trouve les premières descriptions de ces roches. Nous les devons à L. Gentil. Ce géologue y décrit :

- des basaltes à structure ophitique,
- des diabases à structure ophitique et intersertale,
- des diabases à olivine avec structure intersertale,
- des diabases à structure ophitique silicifiée.

Il faut attendre 1936, pour que H. Termier, dans son impressionnant ouvrage sur le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional, en donne les premières analyses chimiques connues. S'appuyant sur des observations antérieures, il conclut qu'"il s'agit d'épanchements gigantesques ayant recouvert la plus grande partie du Maroc" (*op. cit.*, p. 1501) et dont l'origine est probablement fissurale.

Plus tard, la découverte de pillow-lavas au sein de ces formations (Cogney G., Termier H. et G., 1971) repose le problème de la paléogéographie

du "Permo-Trias". En 1974, ces mêmes auteurs, assistés de M. Normand, précisent leurs observations en faveur d'un épanchement sous-aquatique dans une zone proche du littoral, occupé par des lacs ou des lagunes, donc en eau douce ou saumâtre, mais à leur avis l'épanchement s'est produit plus généralement à l'air libre (cf. niveaux prismés). Ils donnent également les analyses chimiques d'échantillons provenant d'une coulée aérienne, et d'une coulée sous-aquatique.

A la suite de la découverte de niveaux carbonatés au sein d'épanchements basaltiques du Maroc central, G. Cogne et J.C. Faugères (1975), synthétisant les données connues concernant de telles observations, concluent à l'existence :

- d'épanchements sous-marins en milieu très peu profond,
- d'épanchements aériens,
- d'épanchements sous-lacustres ou lagunaires.

Comparant le magmatisme triasico-liasique du Maroc et de la côte orientale de l'Amérique du Nord, H. Bertrand et J.M. Prioton (1975) affirment l'unité génétique d'un magmatisme précurseur de l'Atlantique Nord, mis en place en régime distensif.

II. - ASPECT SUR LE TERRAIN

Ce complexe basaltique, cantonné dans la formation argileuse rouge attribuée au "Permo-trias", forme des coulées noyant la topographie des argiles rouges ravinées sous-jacentes. Des phénomènes de métamorphisme de contact sont observables dans les argilites rouges parfois interstratifiées au sein des coulées (fig. 17). Ces argilites, ainsi transformées ("cuites"), prennent alors l'aspect d'un jaspe siliceux rouge-brun, ou d'un grès, dont les bordures sont toujours très riches en épidote.

A l'affleurement, lorsqu'elles ne sont pas altérées, il s'agit de belles roches massives de couleur variable suivant la teneur des minéraux qu'elles contiennent : du vert-jaune au vert bouteille souvent mouchetées de petites taches plus sombres.

Mais plus fréquemment, elles sont très altérées. Elles montrent une forme de désagrégation typique en boules présentant une desquamation en écailles concentriques mimant parfois une structure de pillow-lavas. Mais généralement, l'altération donne naissance à une terre verdâtre ou orangée sillonnée de filonnets de calcite ou de quartz.

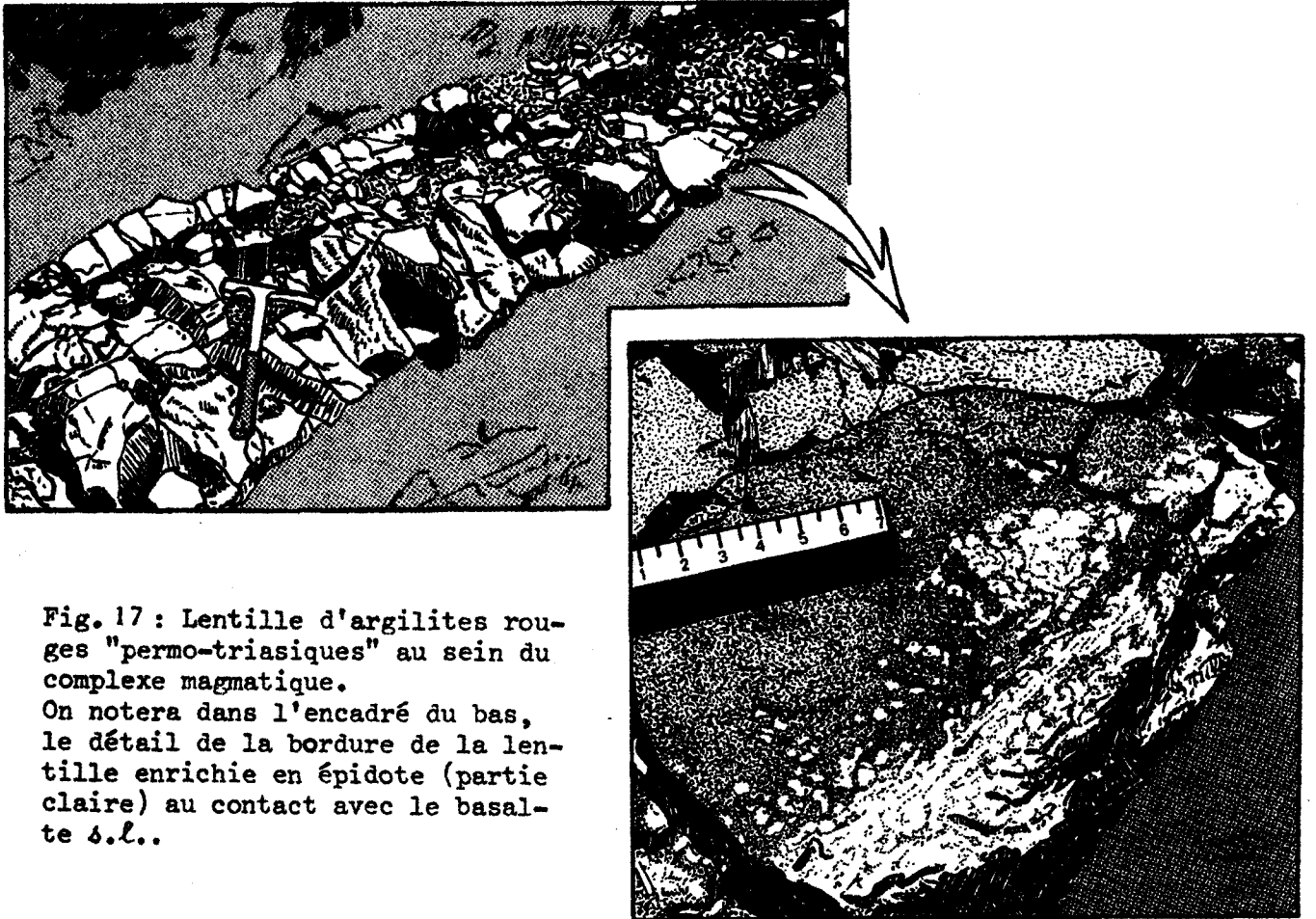


Fig. 17 : Lentille d'argilites rouges "permo-triasiques" au sein du complexe magmatique.

On notera dans l'encadré du bas, le détail de la bordure de la lentille enrichie en épidote (partie claire) au contact avec le basalte s.l..

Enfin des sphérolites de calcédoine sont très fréquemment observables. Certaines centimétriques forment même des lits stratifiés, granoclassés, décimétriques (pl. V ; phot. 1-2), que j'ai appelés "niveaux à billes siliceuses". Ces niveaux à billes siliceuses résulteraient, à mon avis, d'une épuration saccadée de la chambre magmatique en matériel acide, et/ou d'une mise en place sous l'eau.

Dans l'ensemble du terrain étudié, où le complexe basaltique est abondamment représenté, je n'ai pas retrouvé les niveaux carbonatés interstratifiés qui semblent pourtant être un phénomène assez général dans le Trias "de bordure", puisqu'ils ont même été décrits sur la bordure orientale du bassin de Guercif (Benzaquen M., 1965, p. 10).

Signalons enfin que sous la station météorologique de Bab bou Idir (x = 617,75 ; y = 386,8) affleurent des roches noires à violettes (pl. V ; phot. 3) se présentant en boules ovoïdes différentes des boules dues à l'altération (cf. plus haut). Ces boules ont un aspect massif en leur centre et

plus vacuolaire à leur périphérie. Nous verrons que leur structure microscopique, ainsi que leur composition minéralogique et géochimique contribuent également à les différencier du reste du complexe.

III. - DIAGNOSES MICROSCOPIQUES

Outre une description de la composition minéralogique partielle exprimée (qui ne traduit qu'incomplètement la composition réelle de la roche), une description en fonction des structures a été adoptée. De cette manière, il est tenu compte des faits, puisque les structures sont en relation directe avec des conditions de mise en place.

Une étude microscopique d'échantillons représentatifs sera donc donnée ci-dessous, il s'agit de roches fraîches non altérées (fig. 18).

A. ECHANTILLON 76-DD 81 D : (fig. 19)

Cette roche récoltée sur la route de Bab el Arba, au pied du jbel el Rhoub (x = 624 ; y = 385,9), appartient à un important massif de roches vertes plus ou moins foncées suivant la teneur en minéraux tels que la chlorite et l'épidote.

Ici en l'occurrence elle est de couleur foncée ; à l'oeil nu, la roche s'avère légèrement micro-grenue (seuls les cristaux de pyroxènes sont à peine discernables). Elle contient surtout du feldspath plagioclase, du pyroxène, de la chlorite.

Les cristaux de feldspaths, très abondants (plus de la moitié des minéraux), sont automorphes et forment des baguettes plus ou moins allongées. Le plagioclase, présentant des mâcles et parfois des phénomènes de "zoning", est fréquemment altéré. Les mesures effectuées sur le plagioclase révèlent la présence d'andésine-labrador (An 35 à An 57).

Le pyroxène est monoclinique, légèrement coloré et pléochroïque, il pourrait appartenir au groupe des augites. Toujours altéré (début de serpentinisation), il n'a pu faire l'objet de mesures de l'angle $2V$. Il présente parfois des mâcles de type h^1 et de type "en sablier".

La chlorite est présente : entre les cristaux de feldspath et dans les cristaux de pyroxène. Elle apparaît parfois en faisceaux flexueux alors associées à des fibres d'actinote.

La disposition des cristaux de feldspath confère à la roche une structure doléritique très nette, essentiellement subophitique avec une légère tendance intersertale.

Les roches situées plus au S sur la route de Bab el Arba restent conformes à ces observations, à savoir :

- un plagioclase de type andésine,
- un pyroxène de type augite présentant le faciès diallage souligné par des oxydes.

En outre, certains échantillons sont très riches en minéraux tels que les épidotes (pistachite en structure radiaire ; allanite zonée). On peut aussi observer quelques cristaux de serpentine associés à de l'iddingsite (altération d'olivine ?).

B. ECHANTILLON 76-DD 55' : (fig. 20)

Cet échantillon prélevé au N du champ de tir de Tirhirka (x = 621,45 ; y = 394,2) est de couleur foncée et se présente en altération en boules.

A l'oeil nu, la roche est très légèrement microgrenue.

Les cristaux de feldspath, toujours très altérés, n'ont pas permis de mesurer la teneur en anorthite. Ils sont parfois développés en étoile et ils montrent presque toujours un aspect "squelettique", les extrémités fourchues, confèrent un aspect en X ou Y ("queue d'hirondelle" des auteurs). C'est-à-dire que les bords ont eu une croissance plus rapide que le centre du cristal. Il s'agit là d'un phénomène caractéristique des laves à refroidissement rapide, figé, typiques d'un volcanisme sub-aquatique.

Le pyroxène, parfois poecilitique, est un clinopyroxène dont l'angle $2V$ est très petit, il pourrait donc s'agir de la pigeonite.

Le reste de la lame mince présente des îlots de verre résiduel cryptocristallins verts.

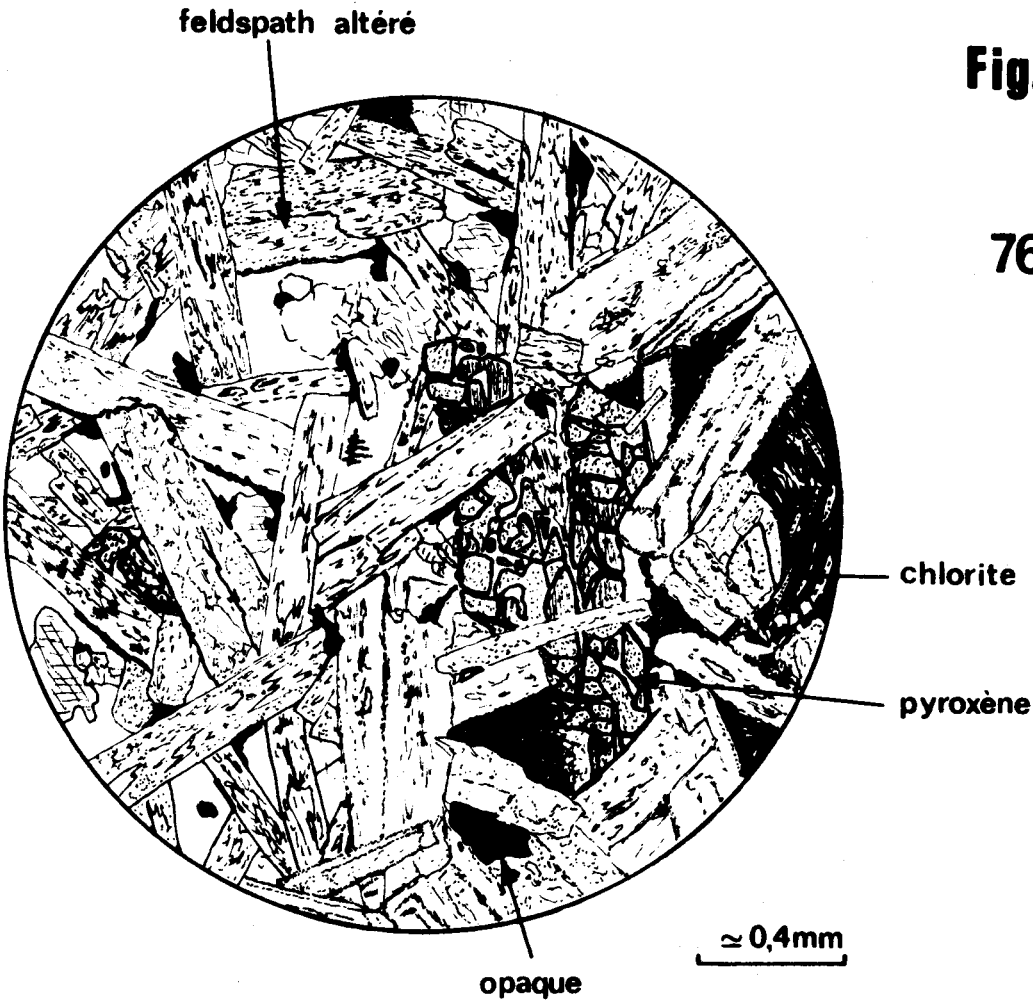
Quelques opaques (magnétite, titano-magnétite) dendritiques sont disséminés au sein de la lame mince, ainsi que de la calcite secondaire.

La structure est ophitique à tendance plutôt intersertale.

Dolérites à structure subophitique - intersertale

Fig. 19

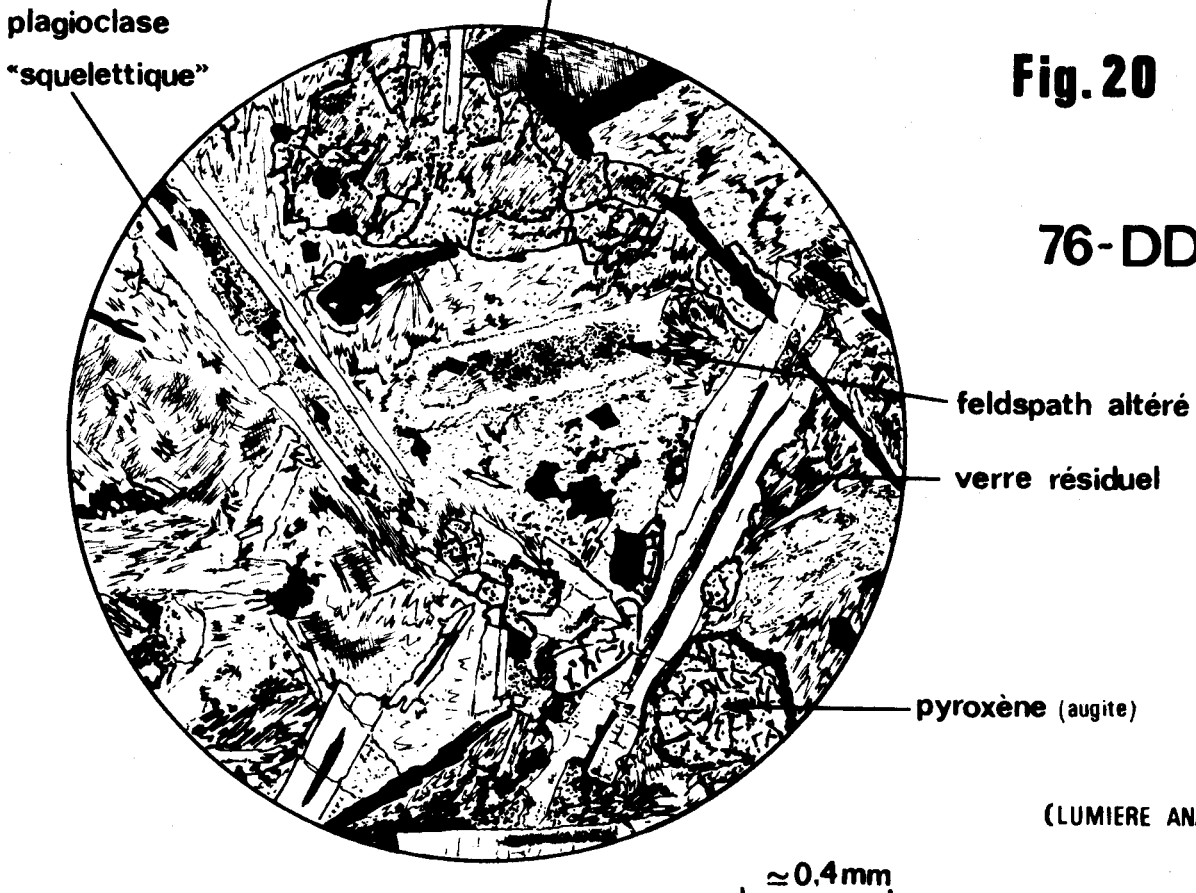
76-DD 81D



(LUMIERE ANALYSEE)

Fig. 20

76-DD 55'



(LUMIERE ANALYSEE)



C. ECHANTILLON 76-DD 105 b : (fig. 21)

Cet échantillon provient du S d'Es Sebt (*cf.* fig. 4), à cet endroit ($x = 618,5$; $y = 390,9$) la roche est particulièrement bien fraîche, n'ayant, semble-t-il, subi aucun type d'altération. Il s'agit vraisemblablement d'un ensemble de coulées à aspect massif.

Là encore, la roche est essentiellement formée de cristaux de feldspath en abondance et de cristaux de pyroxène.

Les cristaux de feldspath peu altérés, très abondants, ont permis d'effectuer des mesures de la teneur en anorthite. Ces mesures ont mis en évidence le labrador (An 55). Quelques uns présentent également un aspect "squelettique".

Le pyroxène, souvent mâclé en sablier, est du type augite avec un faciès diallage assez fréquent.

Le fond de la roche est occupé par une masse plus ou moins vitreuse où abondent des cristaux squelettiques de magnétite dendritique prenant un aspect d'arêtes de poisson ou de peigne, parfois cruciforme. Ils seraient le résultat d'un "alignement, suivant des axes perpendiculaires, d'octaèdres de taille régulièrement croissante". (Moussu R., 1954, p. 113). Cette structure particulière est liée à la présence de plagioclases "squelettiques" et témoigne d'une croissance incomplète figée.

La structure est hétérogène : tantôt elle est doléritique subophitique avec des cristaux assez gros (fig. 21), tantôt elle est presque microlitique avec des cristaux de plagioclases menus sans phénocristaux, enfin elle montre une pâte vitreuse où abondent des feldspaths "squelettiques".

D. AUTRES EXEMPLES DU COMPLEXE BASALTIQUE "PERMO-TRIASIQUE"

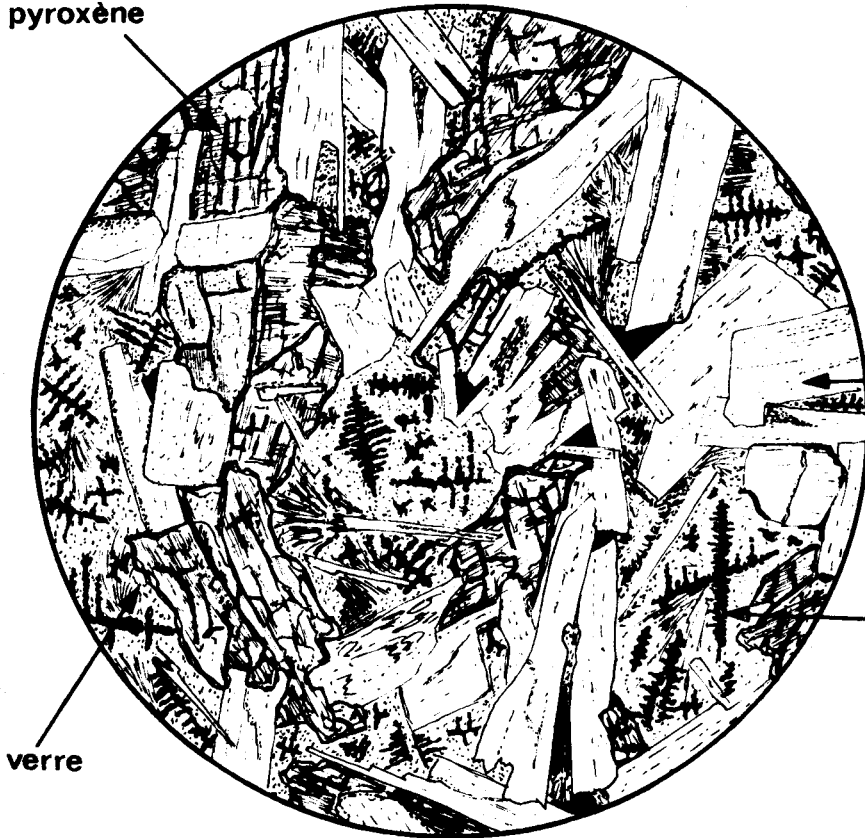
Les échantillons, dont la diagnose a été rapportée ci-dessus, sont des échantillons représentatifs moyens de la roche fraîche, mais il n'en est pas toujours de même. Beaucoup de roches du complexe appartenant à la région étudiée montrent des traces de transformations parfois profondes, tant dans la structure, que dans la composition minéralogique exprimée.

Très souvent, les mesures de teneur en anorthite sur les cristaux de plagioclases révèlent l'andésine (An 33 à An 38 en moyenne). Donc un pourcentage en anorthite trop faible pour ce type de roche. Nous sommes là en

pyroxène

Fig. 21

76-DD 105b



plagioclase (An 55)

magnétite dendritique

verre

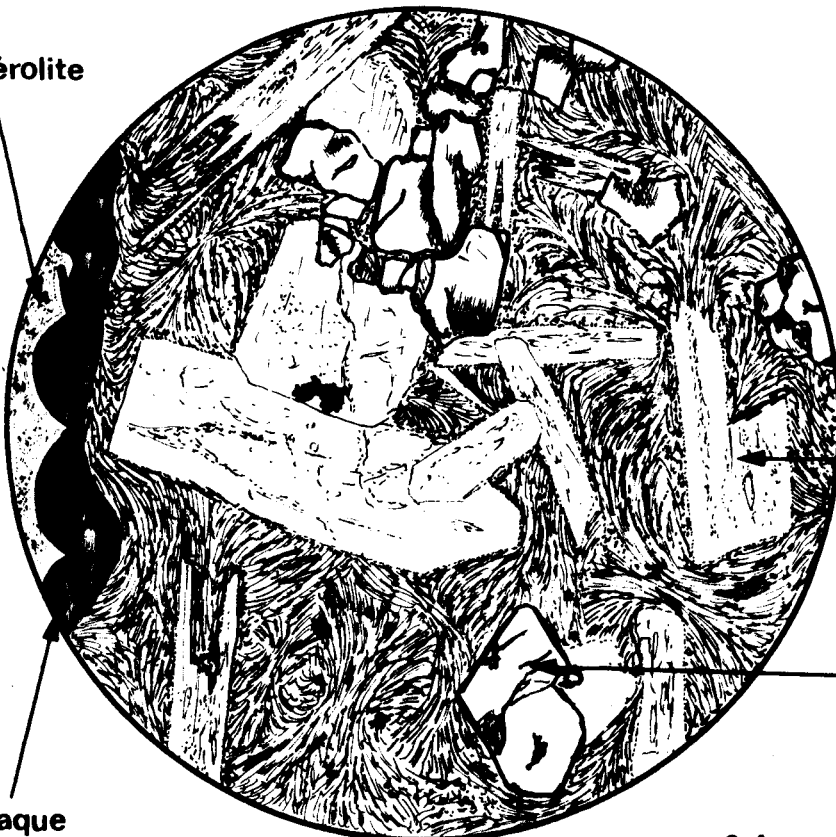
(LUMIERE ANALYSEE)

≈ 0,4 mm

sphérolite

Fig. 22

76-DD 38



plagioclase (An 30)

olivine pseudomorphosée

opaque

(LUMIERE ANALYSEE)

≈ 0,4 mm



présence de phénomènes de déstabilisation des cristaux de feldspath. Il n'est pas rare par exemple de voir des cas de plagioclases sodiques s'exsuder pour donner de l'albite. La calcite, parfois abondante au sein de certaines lames minces, proviendrait de cette déstabilisation.

Certaines roches, qui ont alors une teinte vert-jaune, sont très riches en minéraux du type : chlorite (clinocllore, pennine, ...) et surtout épidote (zoïsite). Les pyroxènes sont alors réduits à l'état de reliques. Parfois, la roche peut être assimilée à une épidotite microgrenue, tant la teneur en ce minéral est importante. L'épidote constitue la majeure partie de la roche au sein de laquelle on retrouve des reliquats de plagioclases et des traces de structures de lave.

Toutes ces transformations et associations minéralogiques témoignent d'une transformation métamorphique dont la paragenèse serait celle du faciès zéolitique (faciès prehnite-pumpellyite). Cette transformation métamorphique de basse température et de haute pression est très répandue dans la région envisagée au S de Taza.

E. UN CAS PARTICULIER : L'ECHANTILLON 76-DD 38 : (fig. 22)

L'affleurement dont provient cet échantillon a déjà été signalé plus haut (p. 71), il se situe sous la station météorologique de Bab bou Idir. La roche, de teinte brun-violet, se présente en boules (pl. V ; phot. 3) plus vacuolaires à la périphérie qu'au centre.

Au microscope, l'aspect est nettement différent des roches décrites précédemment.

Le fond de la lame mince est constitué de très petits minéraux disposés en gerbes, où l'on peut y reconnaître des cristaux de plagioclases et de pyroxène (?). Au milieu de ces gerbes quelques grands cristaux de plagioclase oligoclase-andésine (An 30), généralement altérés en minéraux argileux, sont discernables. Ils présentent presque toujours l'aspect "squelettique" ou en "queue d'hirondelle" des auteurs.

En outre, on y observe des cristaux automorphes d'olivine pseudomorphosés en serpentine et chlorite avec à la périphérie un liseré d'iddingsite.

La calcite et les opaques (dentrilles de magnétite en "arête de poisson") sont abondants.

Tous ces critères :

- fond de minéraux en gerbe,
- plagioclases "squelettiques",
- dentrites de magnétite,

sont symptomatiques de figures de trempe et témoignent d'un refroidissement très rapide de la lave, courant dans un volcanisme sub-aquatique. Il ne serait pas étonnant d'avoir affaire ici à une bordure de pillow-lava (?) très altéré.

IV. - ANALYSES GEOCHIMIQUES

A. LES DONNEES

Jusqu'à présent, peu d'analyses géochimiques ont été effectuées sur les roches du complexe basaltique "permo-triasique" du Moyen-Atlas. A ma connaissance, la bibliographie n'en donnait que cinq tirées des travaux de H. Termier (1936) et G. Colo *et al.* (1974). J'en présente huit nouvelles effectuées sur du matériel issu de la région étudiée au S de Taza (fig. 18). Le tableau I donne le résultat de ces huit nouvelles analyses⁽⁵⁾. La plupart des échantillons analysés ont déjà été décrits microscopiquement.

Les échantillons 76-DD 87 et 76-DD 96 se situent sur la route de Bab el Arba (*cf.* coordonnées Lambert, tabl. I). Le premier est à rapprocher des échantillons déjà décrits ; le second appartiendrait plus volontiers à la catégorie des roches "transformées" riches en épidote, chlorite, *etc.*, ... Macroscopiquement, on y distingue des aiguilles centimétriques vert foncé (pyroxène augite très altéré) au sein d'une pâte vert-clair.

A la lecture du tableau I, il apparaît que nous avons affaire à des échantillons riches en SiO_2 et en Al_2O_3 , ainsi qu'en H_2O^+ (ce dernier doit être mis sur le compte des minéraux d'altération tels que phyllosilicates, ...).

(5) Il m'est agréable d'exprimer ici mes remerciements à M. Erbahi, Chef du Service des Laboratoires de la Division des Mines et de la Géologie à Rabat qui a très aimablement accepté mes échantillons, ainsi qu'à Mme Fleury qui a apporté tout son soin à effectuer ces analyses.

| | | ECHANTILLON 76-DD | | | | | | | |
|--------------------------------|---|-------------------|-----------------|------------------|-----------------|-----------------|-------------------|-------------------|------------------|
| | | 38' | 38 _o | 81D _□ | 96 _■ | 87 _* | 105a _▲ | 105b _▼ | 55' _△ |
| coord. Lambert | x | 617,75 | 617,75 | 624 | 622,1 | 623,65 | 618,7 | 618,5 | 621,45 |
| | y | 386,8 | 386,8 | 385,9 | 382,2 | 385,5 | 391 | 390,9 | 394,2 |
| Si O ₂ | | 46,30 | 43,90 | 52,80 | 53,65 | 51,20 | 53,70 | 50,80 | 52,70 |
| Al ₂ O ₃ | | 21,80 | 13,78 | 17,50 | 18,73 | 18,10 | 17,05 | 19,50 | 14,20 |
| Fe ₂ O ₃ | | 4,30 | 1,50 | 1,50 | 2,70 | 1,00 | 3,00 | 3,20 | 2,70 |
| Fe O | | 4,70 | 2,75 | 5,52 | 4,50 | 6,62 | 6,90 | 7,97 | 7,20 |
| Ti O ₂ | | 1,10 | 1,30 | 0,90 | 0,95 | 0,50 | 0,40 | 0,50 | 0,60 |
| Mn O | | néant | 0,10 | 0,30 | 0,10 | 0,14 | 0,18 | 0,28 | 0,22 |
| Ca O | | 4,90 | 13,80 | 6,50 | 9,90 | 8,50 | 8,50 | 7,00 | 6,00 |
| Mg O | | 3,80 | 6,90 | 6,80 | 2,80 | 5,90 | 2,20 | 1,50 | 6,60 |
| Na ₂ O | | 3,68 | 3,25 | 1,68 | 0,44 | 1,68 | 3,80 | 3,04 | 3,80 |
| K ₂ O | | 0,48 | 0,96 | 0,48 | 0,24 | 0,38 | 1,32 | 2,40 | 1,68 |
| P ₂ O ₅ | | 0,10 | 0,20 | 0,35 | néant | 0,10 | 0,20 | 0,15 | 0,30 |
| C O ₂ | | 1,84 | 6,70 | traces | traces | traces | néant | néant | néant |
| S | | 0,30 | 0,30 | 0,10 | 0,40 | 0,40 | 0,26 | 0,26 | 0,13 |
| H ₂ O ⁺ | | 5,85 | 3,95 | 5,03 | 5,05 | 4,84 | 2,15 | 2,70 | 2,96 |
| H ₂ O ⁻ | | 0,72 | 0,55 | 0,37 | 0,45 | 0,56 | 0,45 | 0,54 | 0,84 |
| Total | | 99,87 | 99,94 | 99,83 | 99,91 | 99,92 | 100,11 | 99,84 | 99,93 |

Tabl. I : Tableau des analyses chimiques effectuées sur les roches du complexe basaltique "permo-triasique" *auctorum* situé au S de Taza.

| | TERMIER H. (1936) | | | COGNEY G. <i>et al.</i> (1974) | |
|--------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|--------------------------------|--|
| | Muséum 666 G ⁺ | Muséum D 105 ⁺ | Muséum 667 G ⁺ | basalte prismé ⁺ | nucléus de pillow-lava ⁺ |
| Si O ₂ | 50,50 | 51,02 | 46,02 | 49,70 | 51,50 |
| Al ₂ O ₃ | 15,15 | 14,08 | 14,13 | 14,80 | 13,60 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,91 | 3,26 | 3,86 | 2,75 | 1,30 |
| Fe O | 7,70 | 7,30 | 7,85 | 8,50 | 5,50 |
| Ti O ₂ | 1,22 | 1,24 | 2,08 | 1,60 | 1,05 |
| Mn O | 0,12 | 0,13 | 0,21 | traces | 0,15 |
| Ca O | 11,26 | 11,46 | 10,28 | 10,70 | 10,25 |
| Mg O | 7,65 | 6,78 | 10,45 | 6,60 | 6,90 |
| Na ₂ O | 1,47 | 1,59 | 2,99 | 2,70 | 3,50 |
| K ₂ O | 0,57 | 0,57 | 1,10 | néant | néant |
| P ₂ O ₅ | 0,14 | 0,14 | 0,50 | 0,15 | néant |
| C O ₂ | | 0,73 | | néant | 0,70 |
| S | | | | 0,10 | 0,20 |
| H ₂ O ⁺ | 0,58 | 0,96 | 0,10 | 1,60 | 4,00 |
| H ₂ O ⁻ | 0,66 | 1,02 | 0,20 | 0,70 | 1,30 |
| Total | 99,33 | 100,28 | 100,37 | 99,90 | 99,95 |

Tabl. II: Tableau comparatif des analyses chimiques
données par H. Termier (1936) et G. Cogney *et al.* (1974).



Les échantillons 76-DD 38' et 76-DD 38 se distinguent par un pourcentage plus élevé (bien que restant relativement faible) en Ca O et en CO₂.

A titre de comparaison, je reproduis en page 81 (tabl. II) les trois analyses de H. Termier (*op. cit.*) concernant :

- le basalte labradorique de l'oued Sbeiba (près de Rommani, p. 1494-95, Muséum 666 G) ;
- la dolérite à pigeonite de l'oued Khenoussa (près de Rommani, p. 1495-96, Muséum D 105) ;
- le basalte labradorique (à olivine) d'Azrou (p. 1498-99, Muséum 667 G) ;

et les deux analyses publiées par G. Cogny *et al.* (*op. cit.*) concernant :

- le basalte prismé de Merzaga (région de Rommani) (p. 158-159) ;
- le nucléus d'un pillow-lava de Bir-Izem (région de Rommani) (p. 159-160).

B. ESSAI D'INTERPRETATION

Les résultats de ces huit analyses chimiques montrent que si certaines de ces dolérites ont une composition de type tholéiitique (fortes teneurs en SiO₂, pourcentages de Na₂O et K₂O relativement faibles, quantité d'Al₂O₃, de FeO* total homogènes, ...), d'autres s'en écartent très nettement.

1) Diagramme alcalins/silice

Afin de distinguer les tholéiites des autres laves, on utilise couramment le rapport alcalins/silice (Mac Donald G.A. et Katsura T., 1964 ; Kuno H., 1968), c'est ce qui a été fait sur le diagramme de la figure 23. Sur les huit échantillons analysés, quatre s'avèrent appartenir au groupe des basaltes alcalins et quatre à celui des tholéiites avec :

- un représentant de la série à hypersthène, et
- trois représentants de la série à pigeonite.

Aucun n'appartient au domaine des tholéiites abyssales, deux échantillons seulement appartiennent au domaine des tholéiites permo-triasiques étudiées dans le Haut et l'Anti-Atlas (Bertrand H. et Prioton J.M., 1975).

Toutefois, étant donnée la mobilité des ions alcalins, la précision d'un tel diagramme peut être contestée.

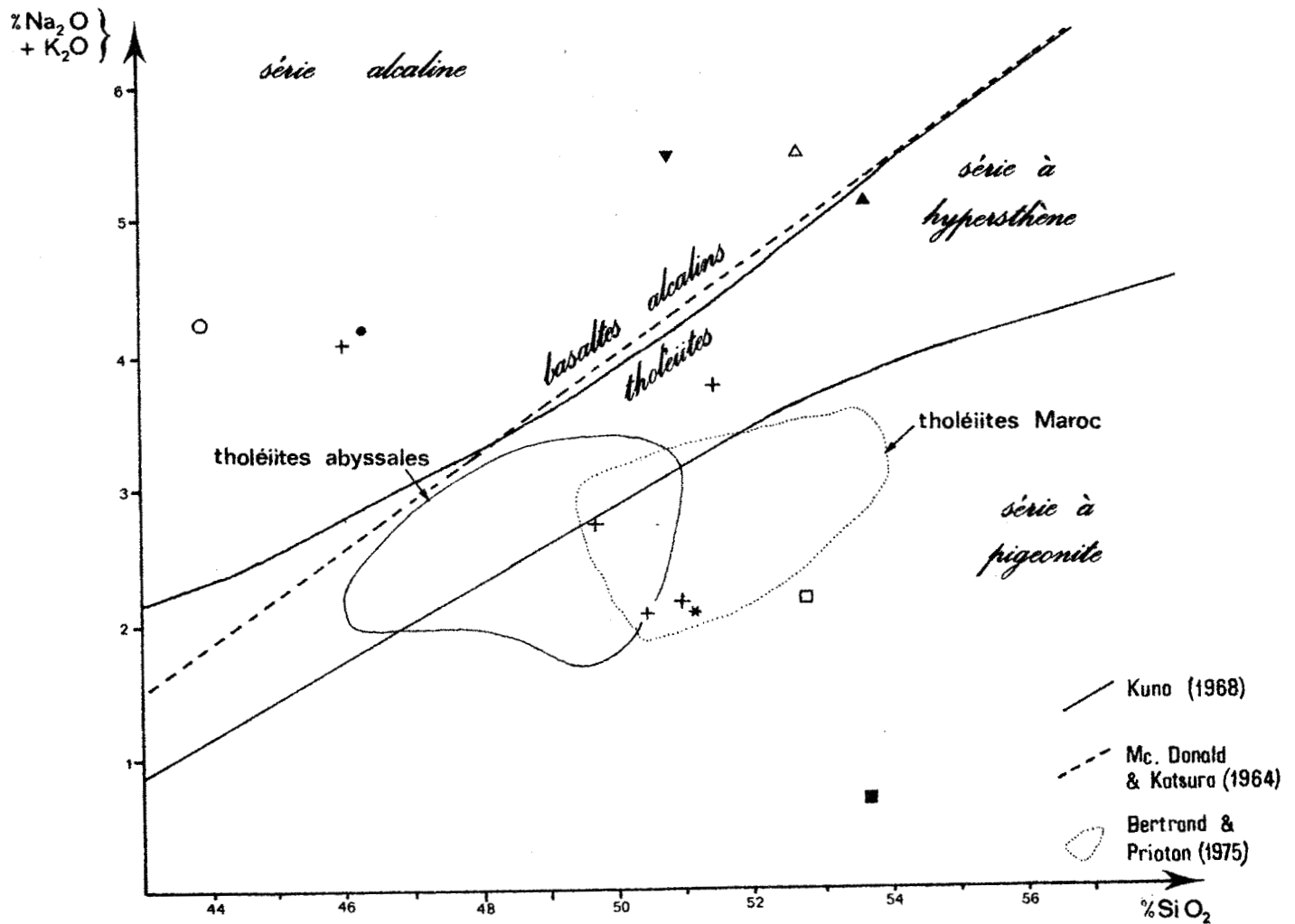


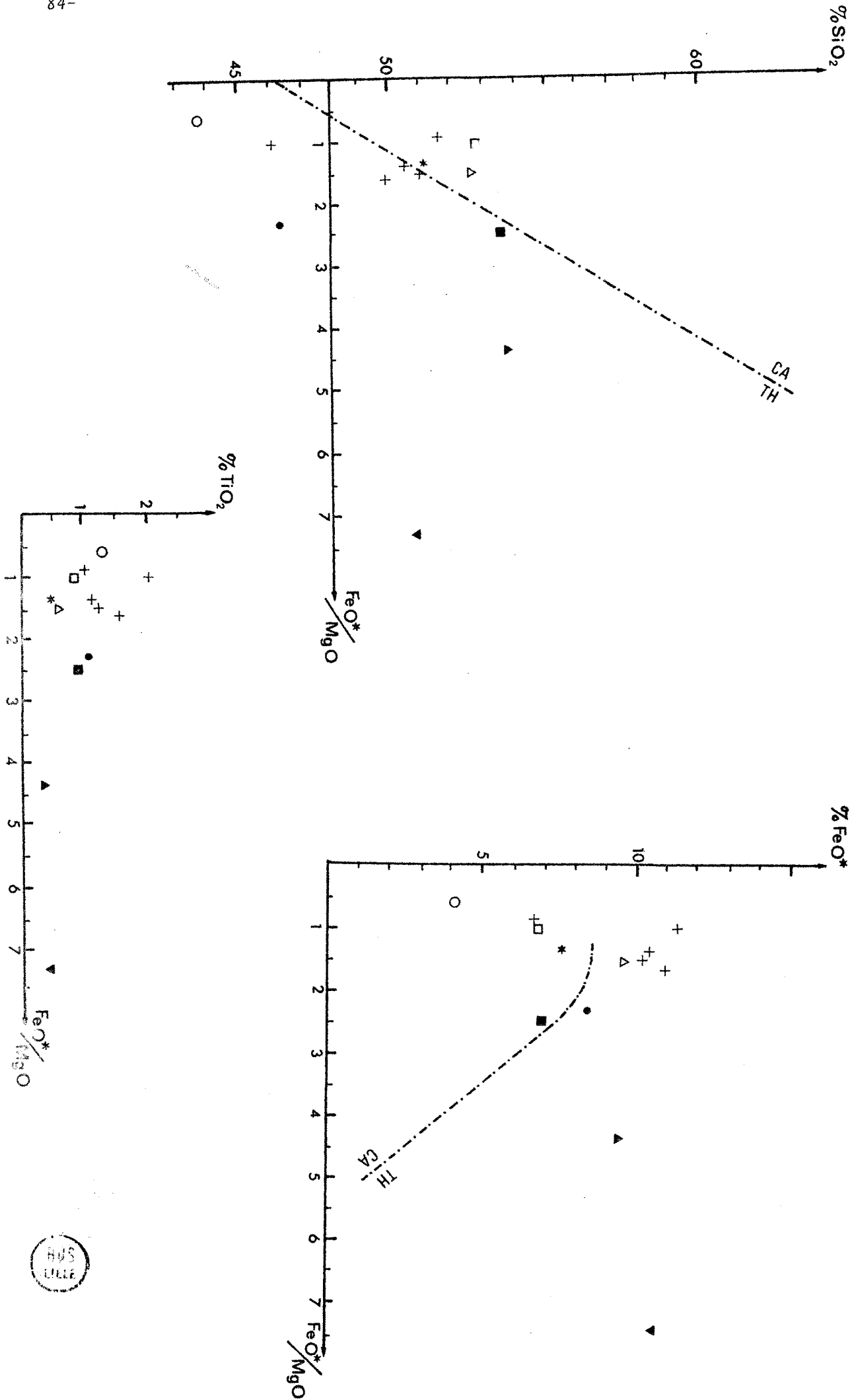
Fig. 23 : Diagramme alcalins/silice.

2) Diagrammes de Miyashiro : (fig. 24)

A. Miyashiro (1973, 1975) a établi une série de diagrammes qui tiennent compte des variations des teneurs en SiO₂, FeO* (= fer total exprimé en FeO) et TiO₂ en fonction du rapport FeO*/MgO et qui lui ont permis de séparer les roches tholéiitiques et calco-alcalines.

Les séries tholéiitiques se caractérisent par un faible accroissement de la teneur en silice et une augmentation des teneurs en FeO* et TiO₂ (avec un maximum pour ce dernier) lors de l'augmentation du rapport FeO*/MgO. Les

Fig. 24 : Diagrammes de Miyashiro.



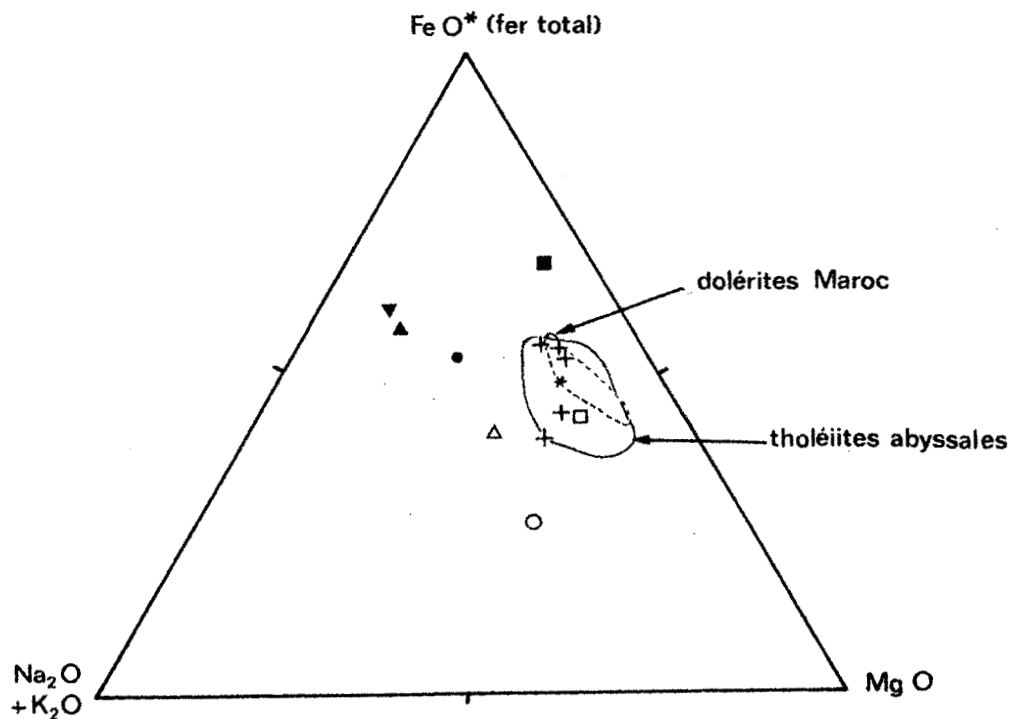


Fig. 25 : Diagramme AFM.

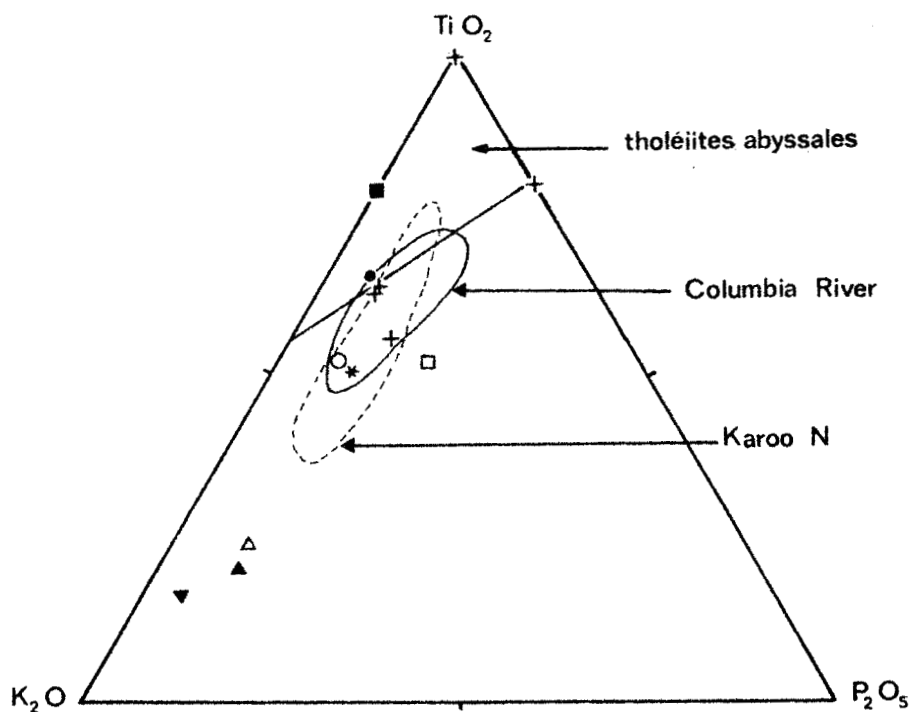


Fig. 26 : Diagramme $K_2O/TiO_2/P_2O_5$ de Pearce *et al.* (1975)



(Pour la signification du symbolisme se reporter aux tableaux I et II.)

phénomènes inverses s'observent pour les séries calco-alkalines : rapide accroissement de la teneur en SiO_2 , diminution des teneurs en FeO^* et TiO_2 .

De tels diagrammes ont été établis pour les roches du complexe basaltique "permo-triasique" du S de Taza (fig. 24). Il apparaît que les points représentatifs de ces roches s'inscrivent, pour la majorité, dans la lignée tholéiitique. Toutefois, la tendance tholéiitique n'est pas pure, car on observe des roches dans le domaine calco-alkalin (peu éloignées cependant du domaine tholéiitique).

3) Diagramme A-F-M : (fig. 25)

Ce diagramme analyse les variations des alcalins (A), du fer (F) et du magnésium (M). On constate que la lignée tholéiitique se caractérise par une forte augmentation du fer lors de l'enrichissement en alcalins. Par contre, la lignée calco-alkaline montre un faible enrichissement en fer associé à une augmentation des alcalins.

Le diagramme A-F-M (fig. 25) fait apparaître la même dispersion que les deux autres précédents. Deux échantillons (76-DD 81 D et 76-DD 87) s'apparentent aux tholéiites permo-triasiques du Haut et Anti-Atlas et entrent dans le domaine des tholéiites abyssales.

4) Diagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$: (fig. 26)

Enfin le diagramme triangulaire $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ de la figure 26 permet la comparaison des dolérites "permo-triasiques" du S de Taza avec les exemples classiques des tholéiites typiquement continentales de Columbia River Plateau (W des Etats-Unis) et de la province N du Karoo. De plus, ce type de diagramme triangulaire permet l'individualisation nette des tholéiites abyssales (Pearce T.H. *et al.*, 1975). Il en résulte que les dolérites analysées s'apparentent une fois de plus au type continental plutôt qu'au type océanique. Signalons que les dolérites permo-triasiques du Haut et Anti-Atlas appartiennent au domaine océanique et s'écartent des tholéiites continentales (Bertrand H. et Prioton J.M., *op. cit.*).

A titre de comparaison ont été reportés sur ces quatre diagrammes (fig. 23 à 26) les résultats des analyses fournies par H. Termier (1936) et G. Cogne *et al.* (1974). On remarque que ces échantillons auraient tendance à se rapprocher du domaine des dolérites permo-triasiques du Haut et Anti-Atlas, c'est-à-dire qu'elles seraient plutôt à tendance océanique.

V. - CONCLUSIONS

1. Ces diverses observations contribuent à montrer que le complexe basaltique "permo-triasique" du Moyen-Atlas septentrional au S de Taza est formé de roches que l'on peut regrouper sous le concept de dolérites (= "sortes de basaltes à structure doléritique" ; Jung J., 1969, p. 294), ou microdolérites à structure ophitique et/ou intersertale où l'olivine est assez rare. Et si l'on donne au terme de diabase un sens plus large, comme le font les pétrographes des Etats-Unis qui englobent les dolérites dans cette catégorie, les distinctions établies par L. Gentil (1914) restent valables pour qualifier les roches rencontrées au cours de cette étude, les basaltes s.s. n'ayant jamais été rencontrés.

Remarque : Eu égard au pourcentage en An, parfois plus élevé (An 55), l'appellation micro-gabbro serait parfois préférable pour certains échantillons (type 76-DD 105 b ; fig. 21).

2. Bien que la présence de pillow-lavas n'ait pu être démontrée avec certitude (probable sous la station météorologique de Bab bou Idir ?), des particularités structurales, décrites plus haut, témoignant de laves figées ayant subi un refroidissement rapide, plaident en faveur d'une mise en place généralement sous-aquatique.

3. La considération de quelques données géochimiques, s'ajoutant aux diagnostics microscopiques, témoigne que le magmatisme doléritique "permo-triasique" de la région étudiée s'inscrit dans un cadre continental, mais semble présenter des affinités océaniques (le faible nombre des analyses chimiques ne permet pas d'être plus rigoureux).

4. Un métamorphisme de faible intensité (faciès zéolitique) affecte plus ou moins tout le complexe magmatique "permo-triasique" de la région étudiée. Ce phénomène semble être la règle générale pour la région de Taza. Car déjà en 1936, H. Termier donnait, sans conclure, l'examen microscopique d'une roche prélevée par sondage à 130 mètres de profondeur au SE de Taourirt (entre Taza et Oujda) dans les termes suivants : "structure ophitique, plagioclases albitisés, augite transformée en calcite, chlorite, magnétite" (*ibid.*, p. 1501).

5. Enfin, je ne saurais conclure cette partie du présent ouvrage sans rappeler les récents travaux de H. Bertrand et J.M. Prioton (1975) sur le

- PLANCHE V -

Photo 1 :

"Niveau à billes" dans le complexe basaltique "permo-triasique".

Photo 2 :

Détail de la photo 1.

Photo 3 :

Mode d'affleurement de l'échantillon 76-DD 38 ($x = 617,75$;
 $y = 386,8$). Sous la station météorologique de Bab bou Idir.

magmatisme triasico-liasique du Maroc (Haut et Anti-Atlas) et de la côte orientale de l'Amérique du Nord. Les principaux faciès pétrographiques qu'ils ont été amenés à reconnaître sont "des basaltes, des microdolérites, des dolérites plus ou moins gabbroïques et des granophyres. Des critères minéralogiques et géochimiques témoignent de la nature tholéiitique de toutes ces roches", et notamment, au Maroc, des tholéiites à quartz riches en TiO_2 .

Les tholéiites du Haut et de l'Anti-Atlas, à affinités océaniques certaines, auraient cependant tendance à former un type intermédiaire entre celles typiquement océaniques et celles franchement continentales. Ce qui permet à ces auteurs d'envisager un début d'océanisation qui avorterait rapidement dans le temps, et progressivement dans l'espace au fur et à mesure que l'on remonte vers le NE.

Le magmatisme doléritique "permo-triasique" de la région de Taza, au caractère plutôt continental, ne fait que confirmer cette hypothèse.

→ Par conséquent, il conviendrait de voir dans ce magmatisme, l'effet d'une fissuration du socle liée à l'ouverture de l'Atlantique Nord, suivant le modèle pétrographique et géochimique proposé par H. Bertrand et J.M. Prioton (*op. cit.*) et suivant le modèle structural réalisant une sorte de "stade Mer Rouge" proposé par X. Le Pichon (1971).

TROISIEME PARTIE

TECTONIQUE



- CHAPITRE I -

APERCU STRUCTURAL DE LA REGION ETUDIEE

I. - LE DETROIT SUD-RIFAIN

II. - LE COMPLEXE PRERIFAIN

III. - LE MOYEN-ATLAS SEPTENTRIONAL



Du N au S, la région étudiée présente trois domaines structuraux bien distincts :

- le Complexe pré-rifain,
- le Détroit sud-rifain,
- le Moyen-Atlas septentrional.





I. - LE DETROIT SUD-RIFAIN

Le Détroit sud-rifain comporte essentiellement des marnes miocènes discordantes sur les structures moyen-atlasiques au S. Il est surmonté par le Complexe pré-rifain au N, et il est ici très peu développé. En effet, c'est au niveau de Taza (cf. carte d'Oujda au 1/500 000), que le Détroit sud-rifain montre une striction ; ce dernier étant coincé entre le massif primaire du Tazekka et l'avancée de la nappe pré-rifaine. Cette striction coupe le Détroit sud-rifain en deux parties : les formations du Saïs (Fes-Méknes) à l'W, et les formations du couloir Taza-Oujda (dont nous avons ici la terminaison occidentale) à l'E.

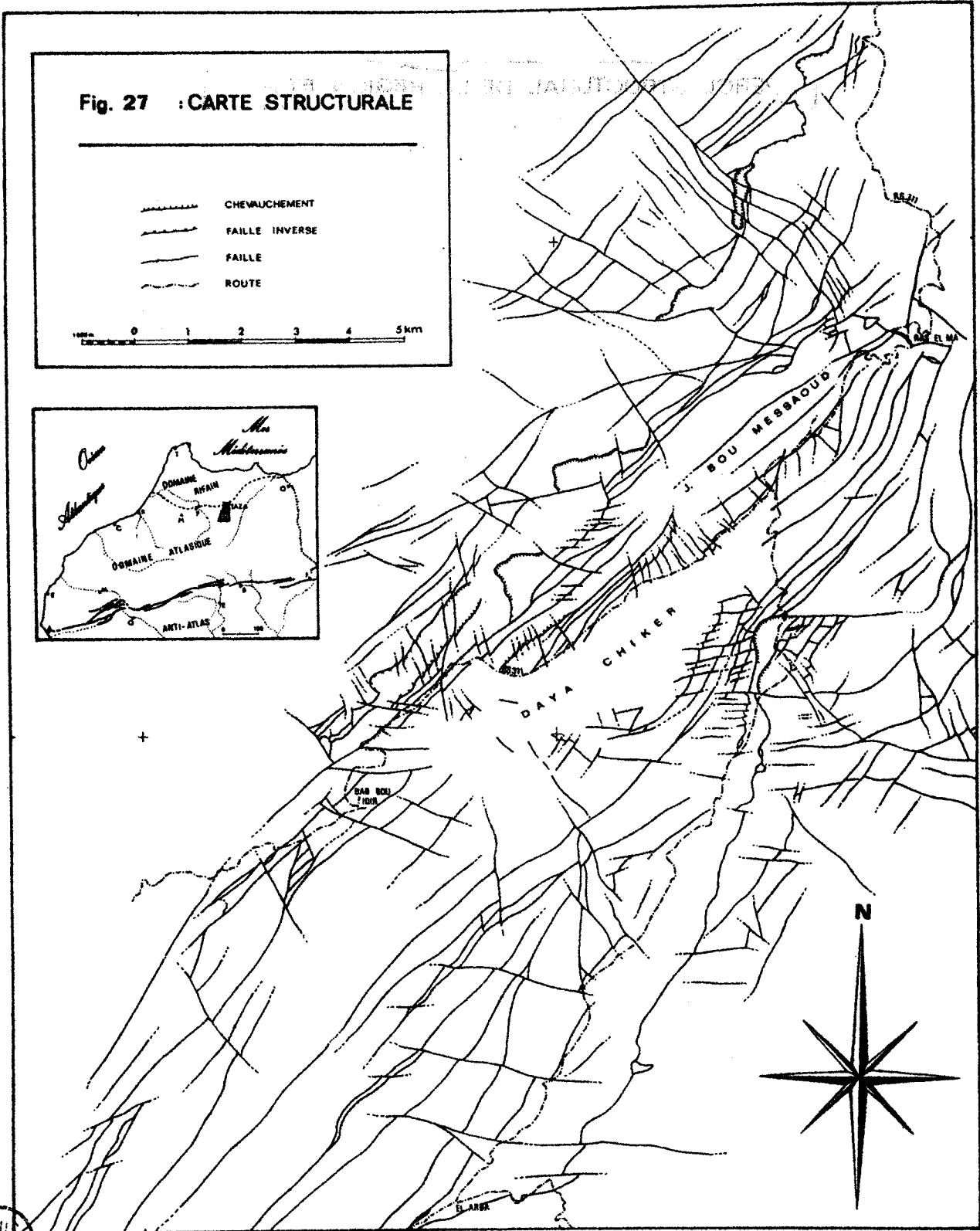
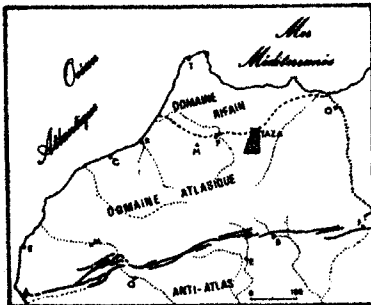
II. - LE COMPLEXE PRERIFAIN

Le Complexe pré-rifain, quant à lui est encore plus restreint en superficie, dans le cadre de la région étudiée, puisqu'il ne fait qu'en lécher

Fig. 27 : CARTE STRUCTURALE

-  CHEVACHEMENT
-  FAILLE INVERSE
-  FAILLE
-  ROUTE

0 1 2 3 4 5 km



RU
LILLE

le bord septentrional. Il est représenté par des blocs de taille parfois imposante, de nature et d'âge variés (mais surtout paléocènes-éocènes) au sein d'une matrice marneuse miocène reposant sur les formations du Déroit sud-rifain.

III. - LE MOYEN-ATLAS SEPTENTRIONAL

Le Moyen-Atlas septentrional, enfin, est représenté ici par sa terminaison nord-occidentale ; c'est l'objet principal de l'étude structurale. On y retrouve les deux grandes divisions établies par H. Termier (1936) pour le Moyen-Atlas septentrional, à savoir :

- le Causse moyen-atlasique (subtabulaire) au NW, et
- le Moyen-Atlas proprement dit, ou plissé, au SE.

Ces deux ensembles structuraux sont séparés l'un de l'autre par une "ligne architecturale majeure" (Choubert G. et Marçais J., 1952) pour laquelle G. Colo (1961) a proposé le nom d'accident nord-moyen-atlasique : accident à caractère cisailant, localement chevauchant au NW, dont le style tectonique pourrait s'apparenter à celui de la faille de Cévennes (Duée G., 1962 ; Duée G., Paquet J., 1960 ; Paquet J., 1960), ou à ceux de certains faisceaux de la chaîne du Jura (Aubert D., 1959).

L'observation de la carte structurale (fig. 27) montre que le domaine atlasique est haché par plusieurs familles directionnelles de failles. Une première série d'accidents, la plus importante, est dirigée parallèlement aux axes des plis qui, plus au S, se manifestent dans le Moyen-Atlas septentrional, c'est-à-dire qu'ils sont orientés NE-SW. Quelques uns d'entre eux prennent une curieuse allure sigmoïde. Cette première série de fractures est recoupée par une seconde orientée NW-SE, vraisemblablement conjuguée sur la précédente.

A noter également des réseaux de failles et fractures N-S et E-W, ces dernières étant surtout bien développées dans la moitié méridionale de la région étudiée.

Alors que sur le Causse se développent des séries subtabulaires peu épaisses, le jbel Bou Messaoud constitue une puissante ride anticlinale à laquelle succède la structure synclinale de la dépression du Chiker.

Sur la bordure NW du domaine moyen-atlasique, affleurent les roches paléozoïques de la boutonnière du Tazekka, "anticlinorium érodé, d'âge probablement tertiaire".

- CHAPITRE II -

L'ACCIDENT NORD MOYEN-ATLASIQUE

- I. - GENERALITES
- II. - DESCRIPTION
- III. - CONCLUSIONS

I. - GENERALITES

La "ligne architecturale majeure" (Choubert G. et Marçais J., 1952) qui sépare le Causse subtabulaire du Moyen-Atlas proprement dit fortement plissé, est définie sous l'appellation "accident nord-moyen-atlasique" par G. Colo (1961). La terminaison septentrionale de cet accident est particulièrement nette dans le cadre de la région étudiée.

De direction sensiblement parallèle à celles des grandes structures moyen-atlasiques, c'est-à-dire SSW-NNE dans sa partie méridionale et SW-NE dans sa partie septentrionale, cet accident prend en écharpe toute la région étudiée depuis Taza au NE, jusqu'au jbel Aïn Hallouf au SW. Il est souligné sur la presque totalité de son tracé par des affleurements d'argilites rouges "permo-triasiques", qui, du fait de leur plasticité, participent aisément à la tectonique.

II. - DESCRIPTION

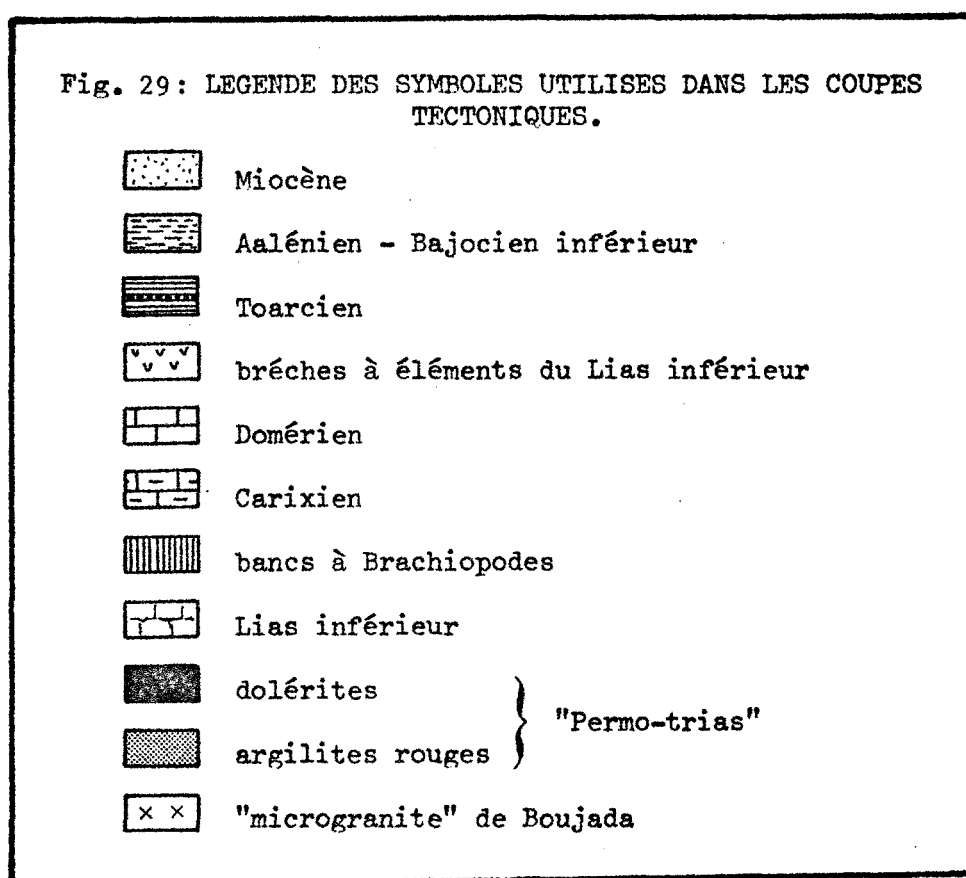
Une série de coupes (fig. 30), établies du N vers le S, va nous aider à comprendre la nature de cet accident.

A. DANS LA PARTIE SEPTENTRIONALE

Au S immédiat de Taza, à proximité de la discordance du Miocène qui

oblitère les structures moyen-atlasiques (et en particulier l'accident en question), les couches rouges "permo-triasiques" montrent jusqu'à une altitude de 750 à 800 mètres, sur le flanc oriental du jbel Toumzit formé de Lias inférieur subhorizontal (pl. VI ; phot. 1). La coupe A de la figure 30 illustre bien cette disposition structurale et démontre ainsi le caractère de faille inverse de l'accident.

Une petite écaille, de matériel calcaro-dolomitique de Lias inférieur est prise au sein du "Permo-trias" rouge (coupe A').



B. A PARTIR DE LA REGION DE MERJ EL RHOZLANE

A partir de la région de Merj el Rhozlane ($x = 624,7$; $y = 397,8$), des chevauchements frontaux vers le NW, locaux, jalonnent l'accident dans sa partie septentrionale.

Le Lias inférieur, ou plus généralement le "Permo-trias" *auctorum*, vient alors en recouvrement sur des formations du Lias moyen à supérieur peu pentées.

NW

SE

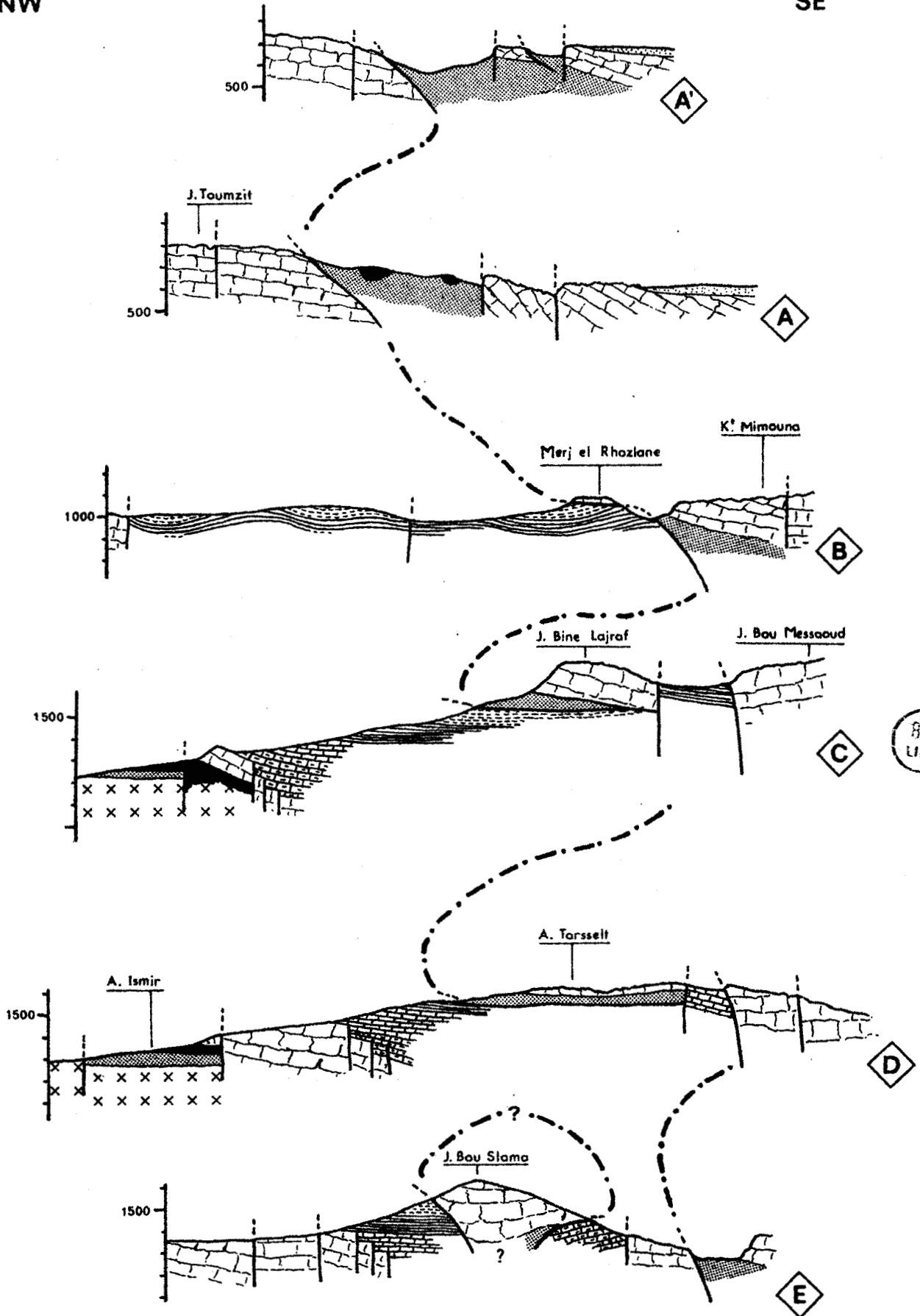


Fig. 30 : COUPES SERIEES DE L'ACCIDENT NORD MOYEN-ATLASIQUE.

Echelle : 1/25 000

La coupe B de la figure 30, et la figure 31 montrent le calcaire dolomitique du Lias inférieur reposant en contact anormal sur le sommet et le flanc oriental de la colline de Merj el Rhozlane constituée de bas en haut par des terrains toarciens et aaléniens datés paléontologiquement, très probablement du Bajocien inférieur (nombreux *Cancellophycus*). La vallée située à l'E de la colline est tapissée d'argiles rouges "permo-triasiques" qui supportent le Lias inférieur formant la Koudiat Mimouna qui lui est sus-jacente.

Vers le SW, les chevauchements locaux deviennent de plus en plus fréquents et notamment sur le flanc NE du jbel Bou Messaoud : ici les assises du Causse moyen-atlasique ("Permo-trias", Lias, Bajocien inférieur daté paléontologiquement) peu pentées vers l'E supportent une écaille de "Permo-trias" rouge et de Lias. La base du chevauchement est particulièrement nette sur le flanc nord-occidental du jbel Bine Lajraf, apophyse occidentale du jbel Bou Messaoud, où on peut la suivre à une altitude de 1 550 mètres, sur deux kilomètres de distance (pl. VI ; phot. 2). Ce chevauchement fut remarqué pour la première fois en 1935 par le docteur P. Russo.

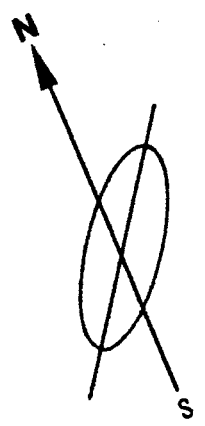
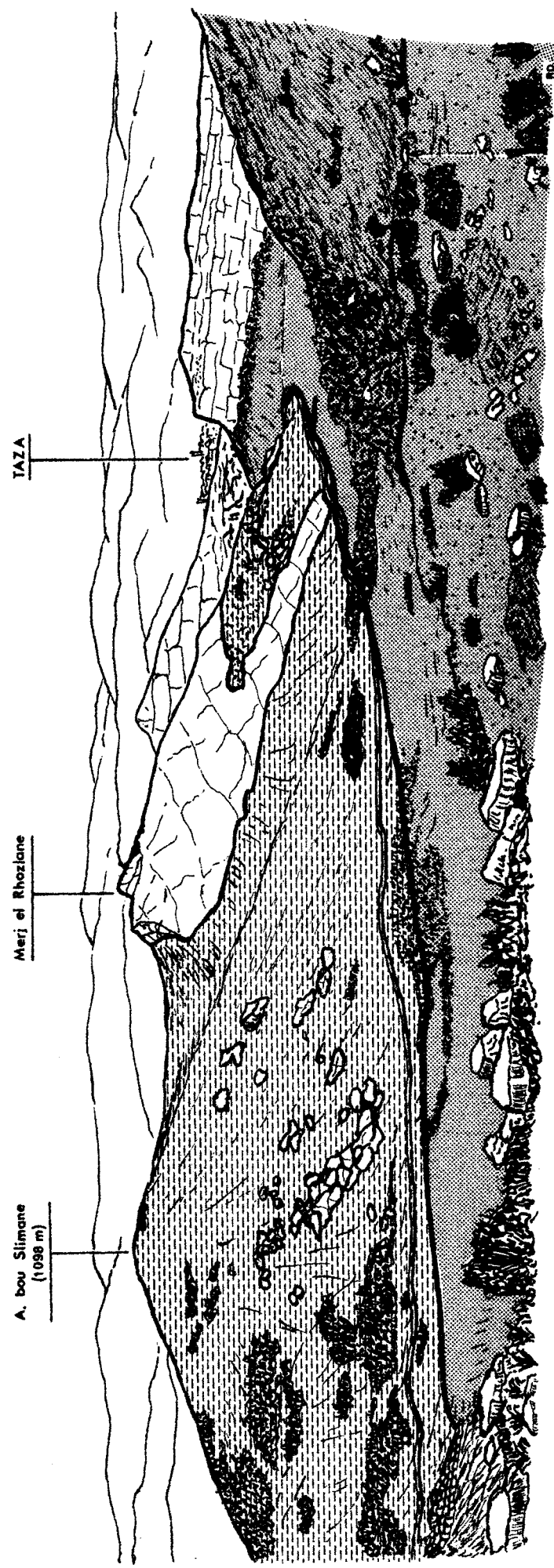
Le même style tectonique peut être observé dans la région d'Aïn Tarselt, sise entre les jbel Bine Lajraf et Bou Slama. Là encore, le "Permo-trias" du revers occidental du jbel Bou Messaoud recouvre les niveaux du Toarcien et de l'Aalénien-Bajocien inférieur, et supporte toute la masse de la montagne liasique située au-dessus de lui (coupe D).




Au niveau du jbel Bou Slama, et de sa prolongation septentrionale, la structure paraît plus complexe. En effet (coupe E), le flanc nord-occidental de cet ensemble montagneux calcaro-dolomitique du Lias inférieur vient, par faille inverse, directement au contact des terrains toarciens du Bou Hayati ; le flanc sud-oriental tend au contraire à chevaucher vers le SE (surtout à son extrémité NE) les calcaires carixiens de la structure synclinale du Chiker.

C. AU NE DE LA REGION DU RAS CHEDAYA

Au NE de la région du Ras Chedaya, le long de la route qui passe devant les anciennes laveries de la mine de plomb du Chiker, près des ruines de la maison cantonnière (x = 618,6 ; y = 388), un très beau miroir de faille (pl. VI ; phot. 3a - 3b) peut être observé. Il s'agit d'une faille

FIG. 31 : PANORAMA DE MERJ EL RHOZLANE
 (x=624,7 ; y=397,8)



-  TOARCIEIEN - AALENIEN : calcaire marneux.
-  LIAS inférieur : dolomitique.
-  PERMO-TRIAS : argiites rouges.

BUS LILLE

inverse orientée N 45 et plongeant de 60° vers le SE. Elle contribue à mettre en contact le "Permo-trias" sur les calcaires dolomitiques du Lias inférieur au NW. Ce miroir est orné de fentes de tension ouvertes, non remplies de calcite, dont le pitch est de 35° au NE, ce qui témoigne du jeu longitudinal de cette faille.

D'autres reliques de miroirs de faille sont observables le long de cette route R.S. 311 et permettent de suivre cet accident sur un peu plus d'un kilomètre, avant qu'on ne le perde dans les terrains primaires à l'W de la station d'estivage de Bab bou Idir.

Il semble logique de faire de cet accident le relais méridional de celui qui vient d'être décrit plus haut. Vers Bab bou Idir, il affecte visiblement le Paléozoïque :

1. en effet, le piton liasique du Jorf bou Felou (x = 616,3 ; y = 386,6) reposant sur une semelle "permo-triasique", elle-même portée par le "complexe volcano-sédimentaire acide" de Boujada, est décalé en altitude.
2. De même, pour les affleurements permo-liasiques situés à l'W du jbel Aïn Hallouf (1 521 m). Le dénivelé est de l'ordre de 150 mètres entre ceux-ci et le "Permo-trias" qui, plus à l'E, est sous-jacent aux couches du Lias inférieur formant la montagne.

Dans ces régions méridionales, le "Permo-trias", substratum des montagnes du domaine moyen-atlasique plissé, ne repose jamais en contact stratigraphique avec les formations paléozoïques sous-jacentes ou juxtaposées.

III. - CONCLUSIONS

Les alignements montagneux qui courent du jbel Aïn Hallouf, au S, à la Koudiat Mimouna, au N, en passant par les jbel Béchar, Bou Slama et Bou Messaoud, correspondent à un ensemble de terrains liasiques reposant sur une semelle de "Permo-trias" *auctorum* rouge, le plus souvent sans épanchements basaltiques. Ils constituent un compartiment haut par rapport aux couches "permo-triasiques", liasiques et même d'âge bajocien inférieur de la terminaison septentrionale du Causse moyen-atlasique subtabulaire. Dans la partie méridionale, il en est de même, le substratum paléozoïque du

Moyen-Atlas plissé étant plus élevé que les termes de même âge du massif du Tazekka : ce qui témoigne du jeu inverse de l'accident.

Cette zone de failles de direction NE-SW dans l'ensemble, balafre toute la région étudiée, depuis Taza au N jusqu'au bord méridional de la feuille de Taza au 1/50 000, soit sur 28 kilomètres. Elle se prolonge vers le SW, et au NE, elle est oblitée par la discordance miocène. Elle sépare deux domaines structuraux bien distincts : Causse moyen-atlasique et Moyen-Atlas plissé proprement dit. Elle correspond donc bien à la terminaison septentrionale de ce que G. Colo (1961) a défini, plus au S, comme étant "l'accident nord-moyen-atlasique".

Les coupes de la figure 30 montrent des chevauchements locaux vers le NW, le jalonnant.

Par analogie avec les fossés oligocènes du SE de la France, ou avec certains faisceaux de la chaîne du Jura (décrochement de Pontarlier, *etc...*), la cicatrice marquant l'affrontement des deux domaines radicalement différents du Moyen-Atlas, matérialisée par un faisceau de failles à jeu inverse auquel sont associés des écaillages frontaux localisés, doit sans doute correspondre, au niveau du socle, à une zone de décrochement.

Elle paraît coïncider avec une limite paléogéographique de part et d'autre de laquelle les faciès (en particulier du Lias moyen et supérieur) sont, du point de vue des épaisseurs, différents.

Il est probable que ce jeu en décrochement soit fort précoce puisque (*cf.* chapitres suivants) des déformations sont contemporaines de la sédimentation. Auquel cas, ce décrochement serait *syngénétique*.

- PLANCHE VI -

L'accident nord moyen-atlasique

Photo 1 :

Le flanc E du jbel Toumzit.

Photo 2 :

Le jbel Bine Lajraf.

Photo 3a :

Miroir de faille à fentes ouvertes ($x = 618,6$; $y = 388$).

Photo 3b :

Détail.

- CHAPITRE III -

**LE FLANC SE DU JBEL BOU MESSAOUD ET LA
TERMINAISON SW DU CHIKER**

- I. - INTRODUCTION ET GENERALITES
- II. - LES FAITS DE TERRAIN
- III. - CONCLUSIONS

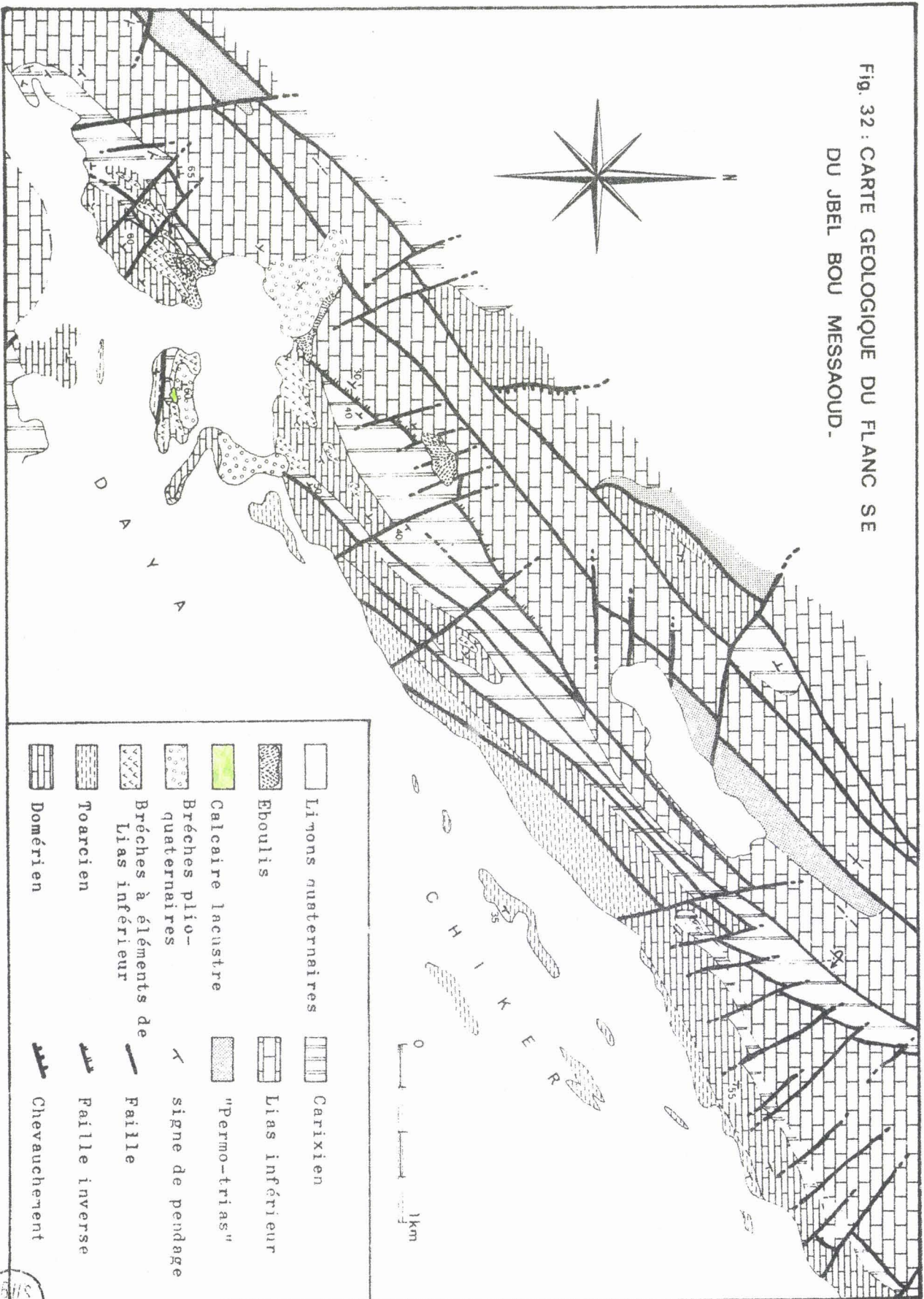
**I. - INTRODUCTION ET GENERALITES**

L'ensemble structural constitué par le jbel Bou Messaoud et la plaine du Chiker s'accorde parfaitement avec le style structural général du Moyen-Atlas plissé. Ce dernier étant caractérisé par l'existence de rides individualisées précocement, qui seraient la traduction superficielle d'accidents de socle, et qui évoluent en anticlinaux disposés parallèlement à des zones d'accumulation sédimentaires qui, elles, donneront lieu aux structures synclinales.

Ainsi, nous apparaît la plaine du Chiker, vaste cuvette synclinale à fond plat de direction NE-SW, où s'accumulèrent les sédiments du Carixien au Toarcien, limitée à son bord nord-occidental par la puissante structure anticlinale du jbel Bou Messaoud, de même direction, formée de calcaires dolomitiques du Lias inférieur.

Les assises liasiques, formant le Bou Messaoud, présentent vers l'W un léger pendage oriental et peuvent être qualifiées de subhorizontales. Il n'en est pas de même lorsque l'on se dirige sur la retombée orientale du jbel. En effet, très rapidement, les couches se redressent et dessinent un anticlinal aigu, en genou ; le flanc SE offrant fréquemment des couches à pendage vertical, voire renversé. De très nombreuses failles, plus ou moins

Fig. 32 : CARTE GEOLOGIQUE DU FLANC SE
DU JBEL BOU MESSAoud.



BUS LILLE

parallèles à la stratification, témoignent du glissement des couches les unes sur les autres. Dans l'axe du pli, le "Permo-trias" marneux rouge est à l'affleurement (pl. VIII ; phot. 1).

La structure d'ensemble apparaît relativement simple ; l'observation d'une carte géologique détaillée (fig. 32) et les faits de terrain montrent que la retombée orientale du Bou Messaoud se complique de phénomènes d'écoulements superficiels (méga-slumping), de discordances progressives⁽⁶⁾, de lacunes de sédimentation locales, de failles synsédimentaires.

Tous ces faits montrent que nous nous trouvons là dans une zone active située à la limite de la zone haute (ride du Bou Messaoud) et de la zone d'accumulation sédimentaire du synclinal du Chiker.

II. - LES FAITS DE TERRAIN

A. L'OBSERVATION DE LA CARTE GEOLOGIQUE

L'observation de la carte géologique de la retombée sud-orientale du jbel Bou Messaoud (fig. 32) fait apparaître plusieurs points essentiels concernant les couches du Lias moyen et supérieur :

- + les pendages sont faibles vers le coeur de la dépression du Chiker et se redressent au contact des calcaires dolomitiques du Lias inférieur.
- + La largeur des affleurements est relativement restreinte, notamment ceux du Carixien dans la partie septentrionale de cette carte.
- + Les couches sont très plissées et sont disposées en anticlinaux et synclinaux dont les directions axiales sont plus ou moins anarchiques.
- + Le contact entre les termes carixiens et ceux du Lias inférieur est soit tectonique, soit stratigraphique.

(6) Terme défini dans les Pyrénées par M. Seguret (1970-72, fig. 62-63, pp. 132 à 135) et repris par Ed. Laville dans le Haut-Atlas (1975) et le Moyen-Atlas (1977, à paraître). Se reporter également à Arthaud F. *et al.* (1977).

- + Des paquets de brèches, nourries d'éléments calcaro-dolomitiques du Lias inférieur, sont disposés çà et là au coeur de synclinaux domériens.

B. LES FAITS DE TERRAIN PROPREMENT DITS

1) Les lacunes de sédimentation

Sur le terrain, la reconnaissance des différents termes stratigraphiques est rendue relativement aisée par la diversité des faciès et surtout par l'abondance des faunes d'Ammonites. Ce dernier fait rend clair, dans certaines coupes, l'absence de tel ou tel niveau de la série stratigraphique sans pour autant que cette lacune nécessite la présence d'une faille, les termes supérieurs, étant directement discordants, sans variation angulaire notable du pendage, avec les couches sous-jacentes.

2) Les mégaslumpings

Les très nombreuses variations de pendage sont également fait notable. Lorsque de la route R.S. 311, l'on monte au NW jusqu'au pied du Bou Messaoud, on constate que les séries du Lias moyen à supérieur sont très plissées. Quelques uns de ces plis, de grande amplitude, soit aisément cartographiables, tel le synclinal de Domérien à l'extrémité SW du Chiker (fig. 32). Mais outre ces quelques grandes structures, le plissement se retrouve au sein des bancs calcaires à l'échelle métrique. Un très bel exemple peut être observé sur le bord de la route goudronnée qui conduit à l'entrée du gouffre du Friouato. On peut y observer des plis isoclinaux affectant les couches du Domérien. Plus généralement, les plis sont plus ou moins déversés dans le sens de la pente d'une manière désordonnée.

Ce phénomène est également bien visible à l'extrémité SW du Chiker, sur le flanc SE du Ras Chedaya (fig. 34) où la disposition des couches de terrain suggère un phénomène sédimentaire de slumping de mégastructure. La dispersion des directions axiales des plis s'explique ainsi par des phénomènes d'écoulements boueux.

3) Les discordances progressives et failles synsédimentaires

Enfin, la nature même du contact entre les formations du Lias inférieur

du jbel Bou Messaoud et celles du Lias moyen de la structure synclinale de la dépression du Chiker est remarquable. Le passage de l'une à l'autre peut se faire soit par simple contact stratigraphique, soit par un contact mécanique d'origine tectonique.

La coupe F de la figure 33 illustre parfaitement le premier cas. En effet, l'entrée du gouffre du Friouato offre une coupe où le passage du calcaire dolomitique du Lias inférieur avec les calcaires à chailles du Carixien se fait par l'intermédiaire d'un banc riche en Brachiopodes, avec une concordance de pendage remarquable, toutes les couches plongeant de 50 à 60° au SSE. Mais une observation des faciès et des faunes des premiers termes carixiens de cette coupe montre qu'il s'agit en fait de couches du sommet du Carixien inférieur, voire de la base du Carixien moyen (absence de la zone à *Tropidoceras*, réduction de la série de base des calcaires gris en bancs décimétriques, présence de calcaires à chailles).

En conséquence, à cet endroit, le passage Lias inférieur-Lias moyen se fait par discordance, sans variation angulaire du pendage, mimant ainsi un passage stratigraphique normal. Il semble en être de même au niveau de la coupe J de la figure 33 située à 1,3 kilomètre plus au SW, n'était que les calcaires gris de la base du Carixien sont mieux représentés.

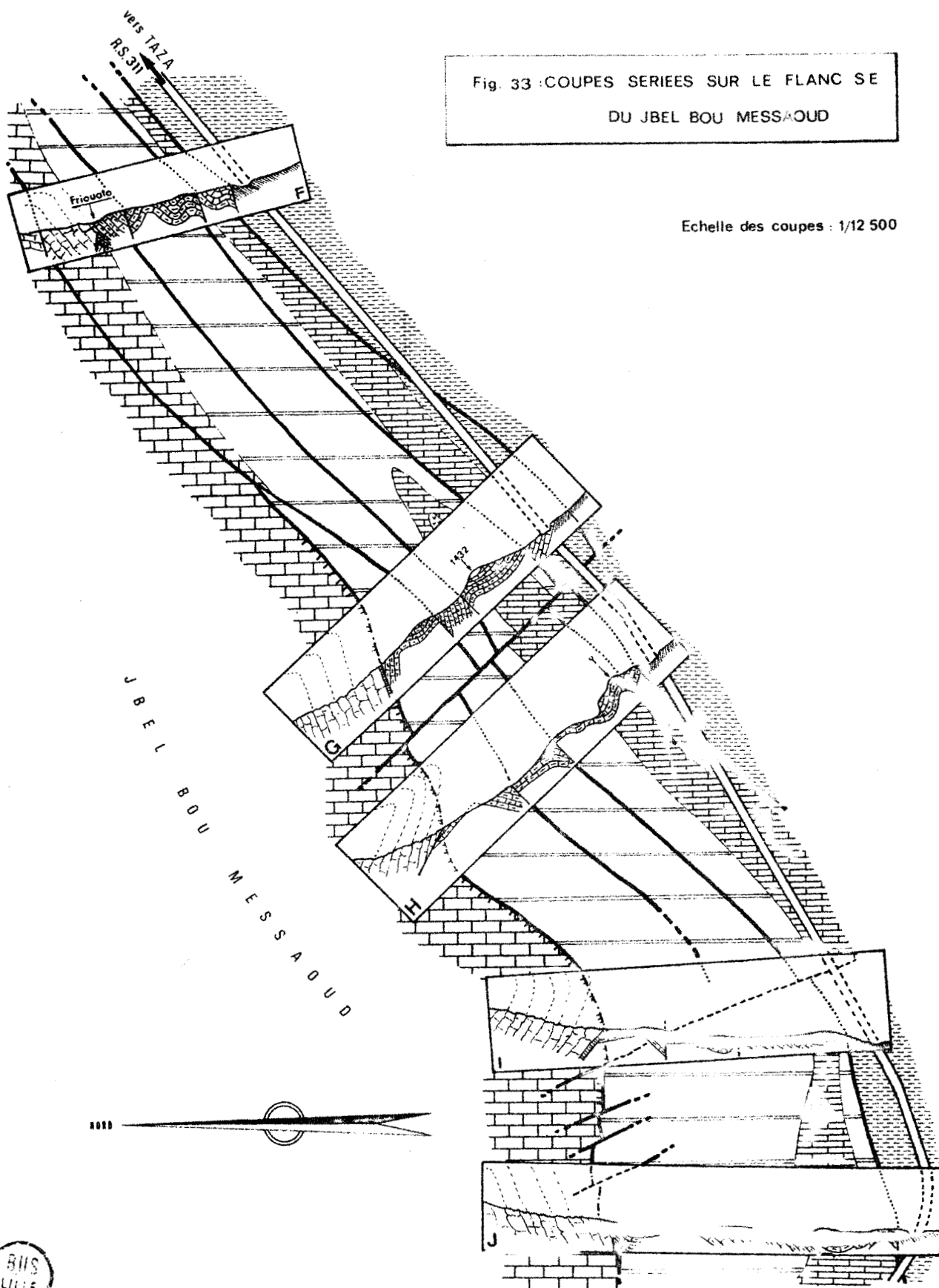
Par contre entre ces deux coupes, le passage se fait par l'intermédiaire d'un contact mécanique pouvant prendre l'allure d'une faille normale parallèle à la stratification, ou d'une faille inverse plus ou moins marquée (fig. 33, coupes G-H-I ; pl. VII, phot. 1-2-3) s'accompagnant d'un redressement et d'un renversement local des couches du Lias inférieur.

4) Le problème des brèches

Il s'agit de paquets de brèches formées à 80-90 % d'éléments de calcaire dolomitique du Lias inférieur, le reste étant constitué de calcaire du Lias moyen. Le ciment, calcaire, de couleur blanche est peu abondant et les éléments, décimétriques et plus, sont souvent jointifs et cataclasés. Tous ces critères facilitent leur différenciation des conglomérats plio-quadernaires stratifiés, à ciment rouge abondant, à éléments de petite taille, plus ou moins anguleux et rarement jointifs. De plus au NE de Ras Chedaya, on peut noter que les conglomérats plio-quadernaires recouvrent les formations bréchiques en question.

Fig. 33 : COUPES SERIEES SUR LE FLANC SE
DU JBEL BOU MESSAOUD

Echelle des coupes : 1/12 500



SE

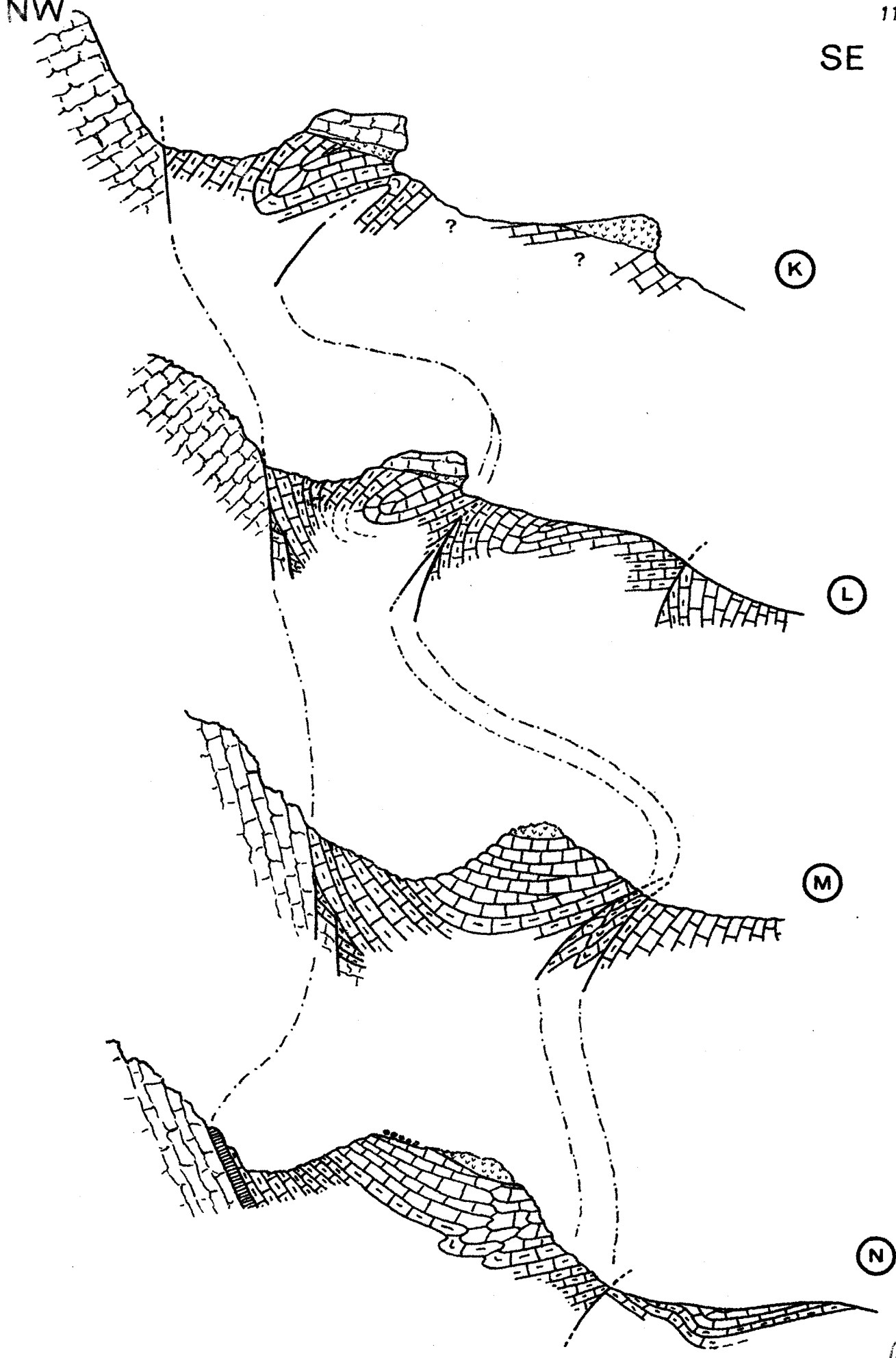


Fig. 34 : COUPES
 SCHEMATIQUES SERIEES SUR LE FLANC SE
 DU RAS CHEDAYA.

BIBL.
LILLE

Ces masses "bréchoïdes" compactes, volumétriquement plus ou moins importantes (hectométriques à décimétriques), sont disposées la plupart du temps, au coeur de grands synclinaux domériens (fig. 34 ; fig. 33, coupes G-J ; pl. VIII, phot. 2), dont elles en épousent la forme. Il a été dit un peu plus haut, que ces grandes structures plissées étaient attribuables à des phénomènes de mégaslumping contemporains de la sédimentation. Le fait que certains de ces paquets bréchoïques soient conformes avec ce plissement, suggère une mise en place précoce de ces brèches.

Parfois, comme à l'E de Ras Chedaya, une discordance nette est observable entre d'une part ces brèches surmontées par quelques mètres de calcaire dolomitique du Lias inférieur (pl. VII, phot. 4 ; fig. 34, coupes K-L) subhorizontal et d'autre part, les formations plissées du Lias moyen sous-jacentes. Dans ce cas, les brèches sont alors constituées par le démantèlement progressif des bancs calcaires carixo-domériens.

Il semble donc logique de faire de ces paquets bréchoïdes et des masses calcaro-dolomitiques du Lias inférieur qui leur sont parfois associées, des pans de falaises qui se sont détachés de la masse de Lias inférieur au cours de son soulèvement, lequel, s'il est précoce (Lias moyen), peut se poursuivre jusqu'à et y compris une période antérieure aux brèches à ciment rouge du Plio-villafranchien.

III. - CONCLUSIONS

Toutes les observations décrites précédemment sur le flanc SE du jbel Bou Messaoud témoignent en faveur d'une tectonique synsédimentaire, et permettent de proposer une interprétation cohérente de la genèse de l'ensemble structural Bou Messaoud-Chiker.

La surrection du jbel Bou Messaoud semble donc s'être réalisée dès la fin du Lias inférieur et s'être poursuivie durant toute la sédimentation du Lias moyen, les derniers soubresauts ayant lieu durant le Toarcien. Cette surrection progressive des séquences calcaro-dolomitiques du Lias inférieur s'accompagne de glissements synsédimentaires des termes du Lias moyen à partir de failles normales parallèles à la stratification et de même direction que la chaîne (NE-SW), se transformant localement en failles inverses lorsque les couches soulevées tendent à se renverser (fig. 33, coupes G-H-I et fig. 35).

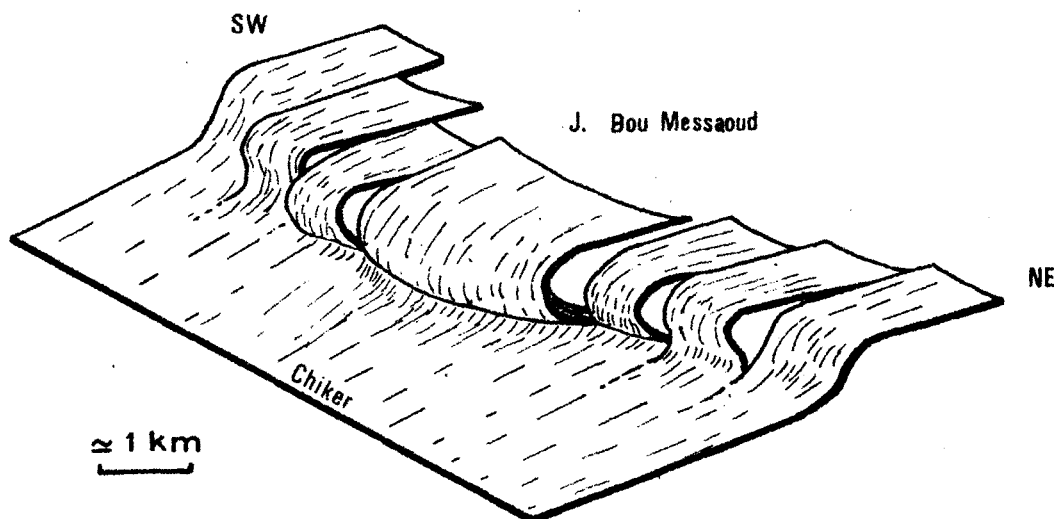


Fig. 35 : Allure probable de l'ensemble structural "Bou Messaoud-Chiker".

Pendant une période de repos, la sédimentation carixienne tend à cacheter, par enfouissement, l'accident (exemple : la région du gouffre du Friouato (coupe F) où le Carixien moyen est discordant jusque sur le Lias inférieur).

Pendant ce temps, en s'éloignant de la ride du Bou Messaoud, les terrains du Lias moyen-supérieur évoluent pour leur propre compte ; ceux-ci sont plus ou moins entraînés dans le mouvement de surrection, leur pente originelle de dépôt s'accroît et ils se mettent à glisser : d'où la formation de figures de mégaslumping, de discordances progressives de faible amplitude.

Enfin, des blocs de calcaire dolomitique peuvent se détacher de la falaise naissante, située à l'arrière, que constitue le jbel Bou Messaoud et venir se déposer sous forme de brèches, ultérieurement consolidées, dans les synformes de certains mégaslumpings.

Un phénomène de même nature est observable sur le flanc SE du Chiker.

Remarque :

La lame de calcaire dolomitique du Lias inférieur d'allure cartographique subtriangulaire (pl. VIII, phot. 4) est sans doute une portion appartenant au flanc SE du Bou Messaoud et qui s'en est détachée au cours du début du Lias moyen. Ce pan de falaise, en partie désolidarisée de la masse

- PLANCHE VII -

Photo 1 :

Extrémité SW du flanc SE du jbel Bou Messaoud.

Photo 2 :

Détail montrant le passage Carixien/Lias inférieur.

Photo 3 :

- d° -

Photo 4 :

Détail montrant le passage Domérien/Lias inférieur (SE du Ras Chedaya).

- PLANCHE VIII -

Photo 1 :

Coeur de l'anticlinal faillé du jbel Bou Messaoud.

Photo 2 :

Brèches calcaro-dolomitiques au coeur d'un synclinal domérien -
flanc SE du jbel Bou Messaoud.

Photo 3 :

Extrémité SW de la Daya Chiker (Ras Chedaya).

Photo 4 :

Décollement synsédimentaire sur la flanc SE du jbel Bou Messaoud.

principale (fig. 36) joue le rôle de haut-fond puisque des faciès récifaux à Polypiers s'y installent.

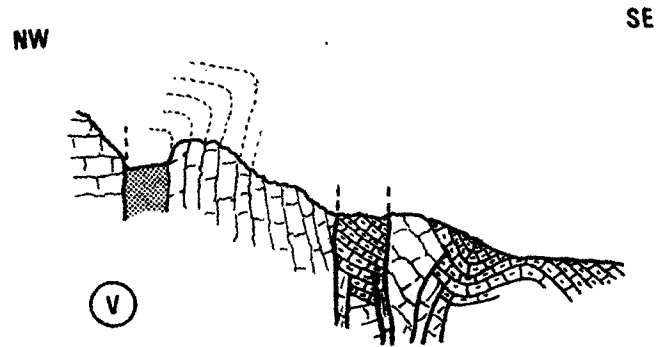


Fig. 36 : Coupe V montrant un décollement synsédimentaire sur le flanc SE du jbel Bou Messaoud. (Echelle $\approx 1/12\ 500$).

Notons qu'au cours du Domérien, les processus de glissement sont sans doute terminés, puisque les formations de cet âge apparaissent discordantes sur la terminaison SW de la lame.

CHAPITRE IV

L'ACCIDENT D'ALLURE SIGMOÏDE D'AIN EL AOUDA

- I. - GENERALITES
- II. - DESCRIPTION
- III. - CONCLUSIONS

I. - GENERALITES

La plupart des accidents décrits jusqu'à présent admettaient *grosso-modo* une direction N 60. Une autre famille de failles dextres orientée au N 120-140, presque orthogonale sur les précédents, découpent les structures. Elles pourraient être en relation étroite avec des zones tectonisées complexes, d'allure cartographique sigmoïde, dont la branche méridionale de direction NNE-SSW s'infléchit brusquement sur la direction W-E, pour reprendre ensuite une orientation NNE-SSW dans sa partie septentrionale. Leur échelle est pluri-kilométrique.

Ainsi nous apparaît le grand accident qui, au droit du dar d'Aïn el Aouda, s'infléchit pour prendre un tracé sigmoïde. Cet accident peut être suivi depuis la région orientale de Ras el Ma, au N, jusqu'au delà de la maison forestière de Bab el Arba, au S, soit sur une distance de 20 kilomètres.

II. - DESCRIPTION

A. INTRODUCTION

L'accident sera décrit du SW au NE.

La branche méridionale de cet accident coïncide avec la limite orientale d'une grande vallée orientée NNE-SSW, située au SE du Chiker, formée essentiellement de matériel "permo-triasique" où le complexe magmatique affleure très largement.

A l'E de cette ligne d'accidents, les assises toarciennes affleurent largement ainsi que celles du Lias moyen. Son tracé est jalonné localement de copeaux de calcaire dolomitique du Lias inférieur admettant parfois une semelle d'argilites rouges du "Permo-trias"(fig. 38, coupe 0).

La branche septentrionale met en contact, quant à elle, des assises du Lias inférieur contre d'autres du Lias moyen. Les formations "permo-triasiques" sont alors fréquemment absentes à l'affleurement.

B. DISCORDANCE DU TOARCIEN SUR LE "PERMO-TRIAS"

C'est à l'W de la branche méridionale de cet accident, dans la grande vallée à matériel "permo-triasique", que de très petits affleurements de marno-calcaires toarciens, très localisés, sont observables. Ces affleurements sont deux types :

1. Certains (x = 625,1 ; y = 388,6 au N de Bab el Hari et x = 624,95 ; y = 386,5) reposent stratigraphiquement sur le "Permo-trias". Ils témoignent ainsi du maximum d'extension de la discordance du Toarcien, décrite dans la partie stratigraphique.
2. D'autres, situés sur le flanc occidental de la vallée en question (x = 624,9 ; y = 387,5 et x = 619 ; y = 378,8), sont sur le complexe basaltique "permo-triasique" et contre les calcaires dolomitiques du Lias inférieur. Le mode de gisement des affleurements décrits ci-dessus, semble indiquer qu'il s'agit, de la même manière, de témoins, respectés par l'érosion, de la transgression toarcienne, repris par une tectonique ultérieure.

C. LA PORTION W-E DE L'ACCIDENT

La carte géologique de la figure 37 reproduit la structure de la partie la plus intéressante du tracé de cet accident, lorsque celui-ci s'infléchit brusquement sur la direction W-E.

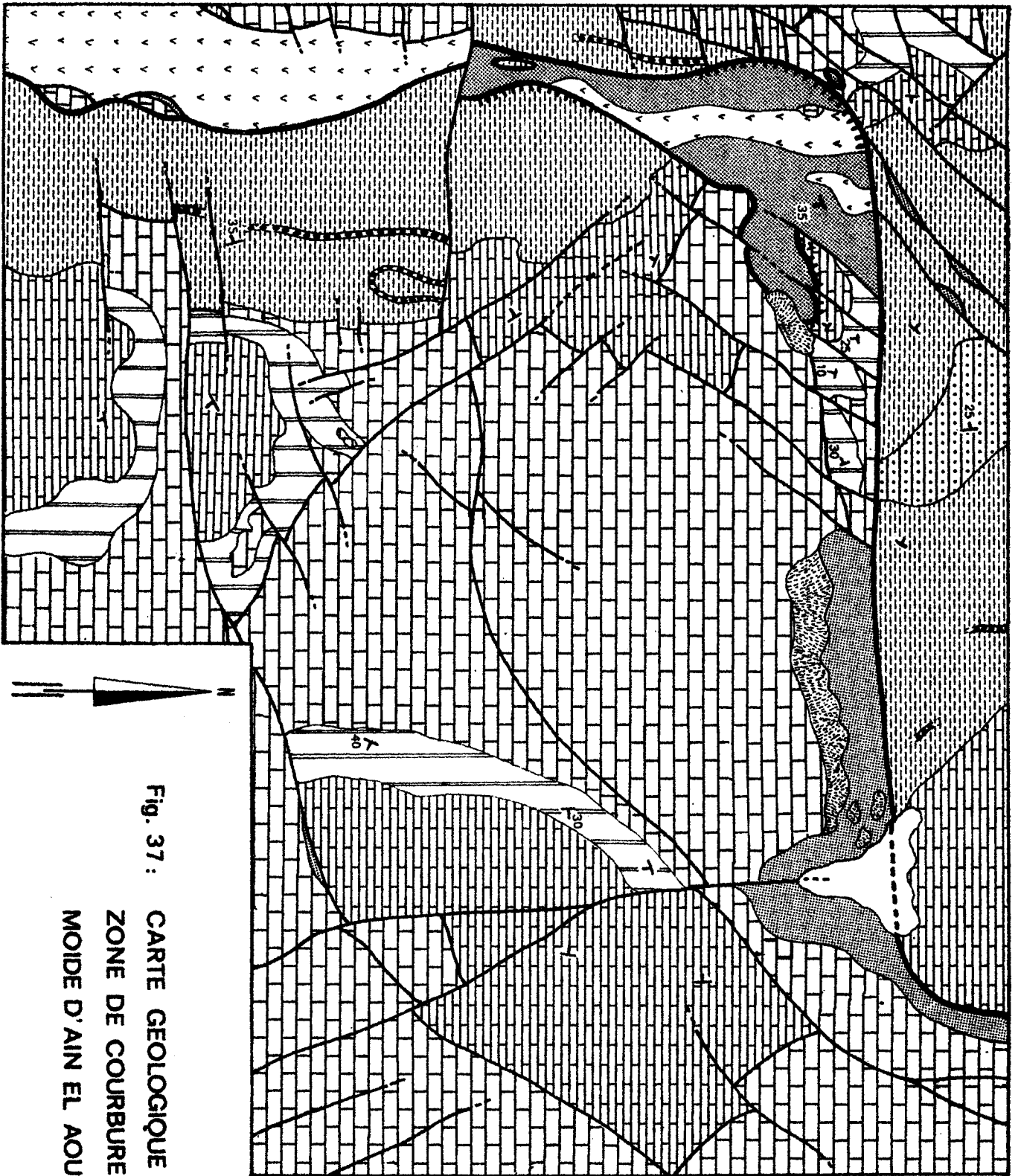













Fig. 37 : CARTE GEOLOGIQUE AU 1/25000' DE LA ZONE DE COURBURE DE L'ACCIDENT SIGMOÏDE D'AIN EL AOUÏDA.

-  Limons quaternaire
-  Eboulis
-  Aalénien-Bajocien
-  Toarcien
-  Domérien
-  Carixien
-  Lias inférieur
-  dolérite
-  argilite
-  Accident d'Aïn el Aouïda
-  Faille

BUS LILLE

Dès la zone de courbure occidentale d'Aïn el Aouda, l'accident se déboucle pour faire apparaître une loupe de matériel "permo-triasique" qui vient largement recouvrir, en contact anormal vers le NW, des formations plus récentes sises à l'extérieur de la courbure (fig. 38, coupes Q-R). Au N du dar d'Aïn el Aouda, un des pitons de Lias inférieur situé au N de Kifane Bab el Hari ($x = 625,25$; $y = 389,7$) montre à son sommet un lambeau d'argilites rouges, témoin avancé de ce recouvrement nord-occidental (fig. 37).

Cette loupe chevauchante est elle-même recouverte par des formations plus récentes. Le flanc occidental de la région de Jenane el Haj ($x = 625,3$; $y = 388,55$) montre très bien le phénomène (pl. IX, phot. 1). C'est en effet à ce niveau que l'on voit les couches du Toarcien [supérieur voire Aalénien (?)] , à pendage SE, reposer par troncation basale sur les argiles rouges "permo-triasiques".

Un peu plus au N, à proximité de la source d'Aïn el Aouda, c'est la base du Domérien à *Productylioceras* sp. qui repose horizontalement sur ces mêmes niveaux rouges affectés d'unependage de 35° au SE (fig. 38, coupe R).

D. TERMINAISON MERIDIONALE DE L'ACCIDENT

Au niveau de la maison forestière de Bab el Arba, l'accident subit une nouvelle torsion. Il reprend une direction E-W. La largeur d'affleurement des terrains "permo-triasiques" s'amenuisant progressivement, ceux-ci finissent même par disparaître.

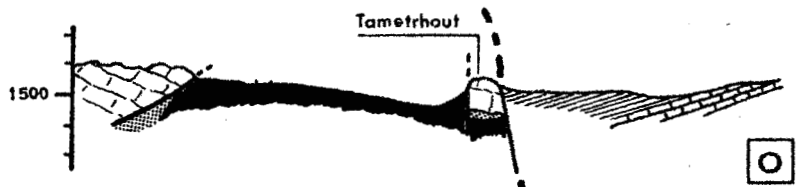
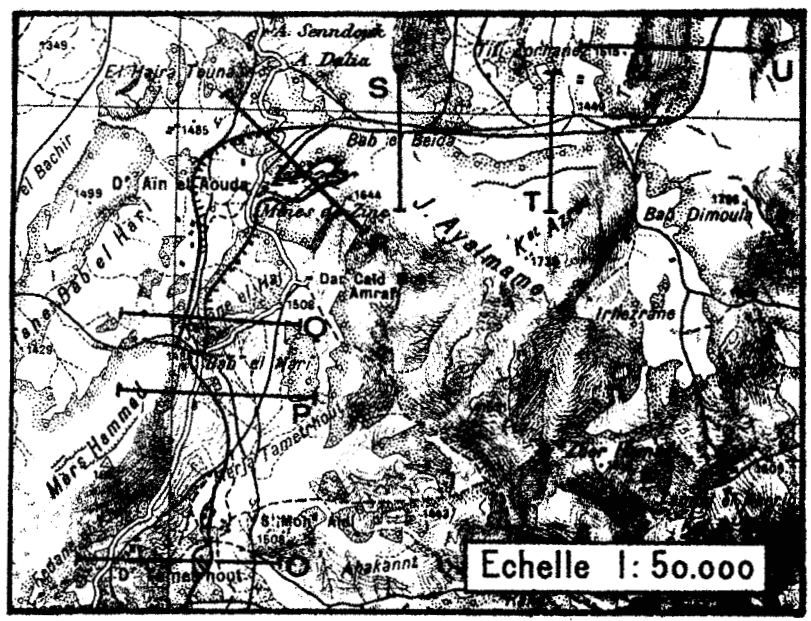
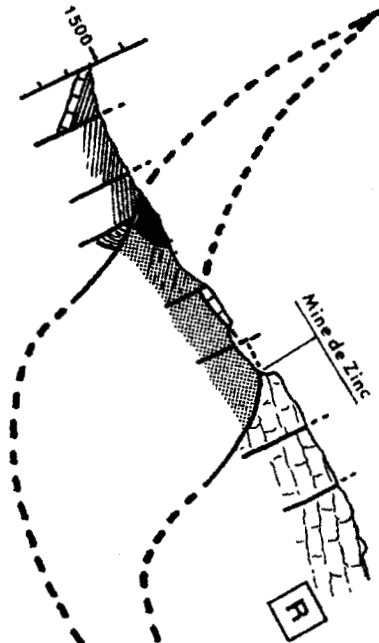
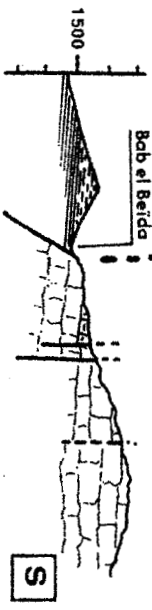
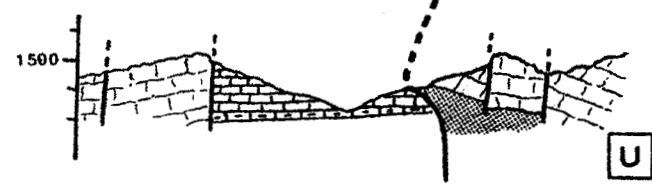
Dès lors, les termes du Lias moyen-supérieur situés à l'E de l'accident viennent :

- + tout d'abord en contact par faille des masses calcaro-dolomitiques du Lias inférieur,
- + puis, en corcordance apparente de pendage avec des calcaires à silex du Carixien, couverture stratigraphique normale du Lias inférieur dolomitique.

N'était des lacunes probables de certains termes, on n'observe plus alors qu'une série stratigraphique non perturbée par la tectonique. L'accident, ou plutôt les accidents, n'apparaissent plus à l'affleurement obli-
térés par les marno-calcaires du Lias moyen-supérieur.

Fig. 38: COUPES SERIEES LE LONG DE L'ACCIDENT D'ALLURE SIGMOIDE D'AIN EL AOUDA.

Echelle des coupes: 1/25 000



BUS LILLE



E. LE DÉBIT SCHISTEUX ASSOCIÉ ET L'ALLURE SIGMOÏDE DE L'ACCIDENT

C'est aussi dans la région d'Aïn el Aouda que le "Permo-trias" *auctorum* offre un débit schisteux, plutôt qu'une schistosité franche. Il s'agit de joints sub-perpendiculaires à la stratification, parallèles entre eux, distants de quelques centimètres, orientés statistiquement selon N 120 (fig. 39, stations PT₁ - PT₂ - PT₃ ; fig. 40), affectés d'un fort pendage (en moyenne 70° au NE) qui hachent les argilites rouges.

Après ce premier coude, l'accident s'enfile dans le col de Bab el Beïda selon une direction W-E et prend alors l'allure d'une faille inverse (N 90, 55° vers le N), (fig. 38, coupe S).

Dans ce secteur, la partie méridionale délimitée par l'accident est constituée par une mosaïque de terrains liasiques inférieur et moyen lacérés par un réseau de failles et de fentes de tension remplies de calcite, verticales, orientées grossièrement N 25.

Puis l'accident tend à se verticaliser (fig. 38, coupe T), avant de quitter sa direction W-E et d'amorcer une seconde courbure qui lui confère son allure sigmoïde. La branche septentrionale montre tout d'abord un accident très légèrement chevauchant au NW (fig. 38, coupe U) qui tend à se redresser très rapidement lorsqu'il reprend sa direction NNE-SSW.

Une schistosité de type fracture, verticale à subverticale, fruste, à débit plus ou moins lache, apparaît localement dans les niveaux tendres du Toarcien (pl. IX ; phot. 3), situés à proximité et à l'extérieur de la concavité de la zone de courbure du motif cartographique sigmoïde d'Aïn el Aouda. Des stations de mesures (fig. 39 ; stations T₁ à T₅) établies le long de la route qui mène à Meghraoua, au N de l'accident, ont montré que cette schistosité grossière était orientée statistiquement au N 45 (fig. 41). Elle se serait formée au cours d'une phase compressive horizontale de direction N 135.

III. - CONCLUSIONS

A la description des coupes et des données microtectoniques (schistosité, fentes de tension, ...), il apparaît clairement que la genèse de cet accident à motif cartographique sigmoïde est nettement polyphasé (fig. 42).

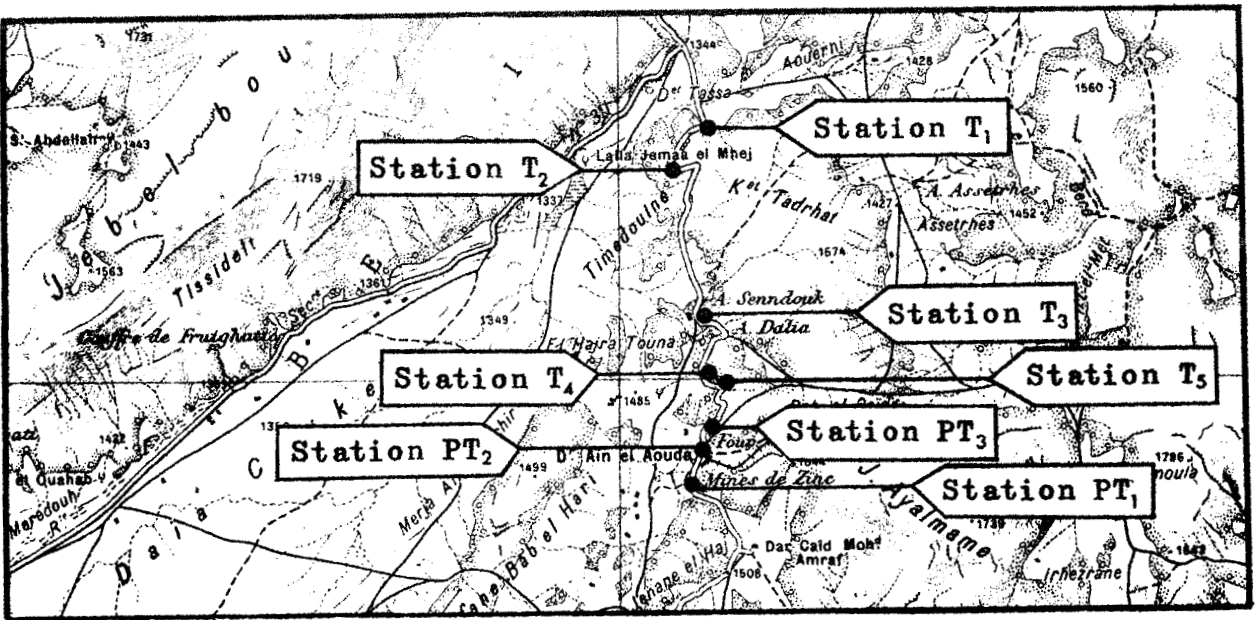


Fig. 39 : Localisation des stations de mesures de schistosité.

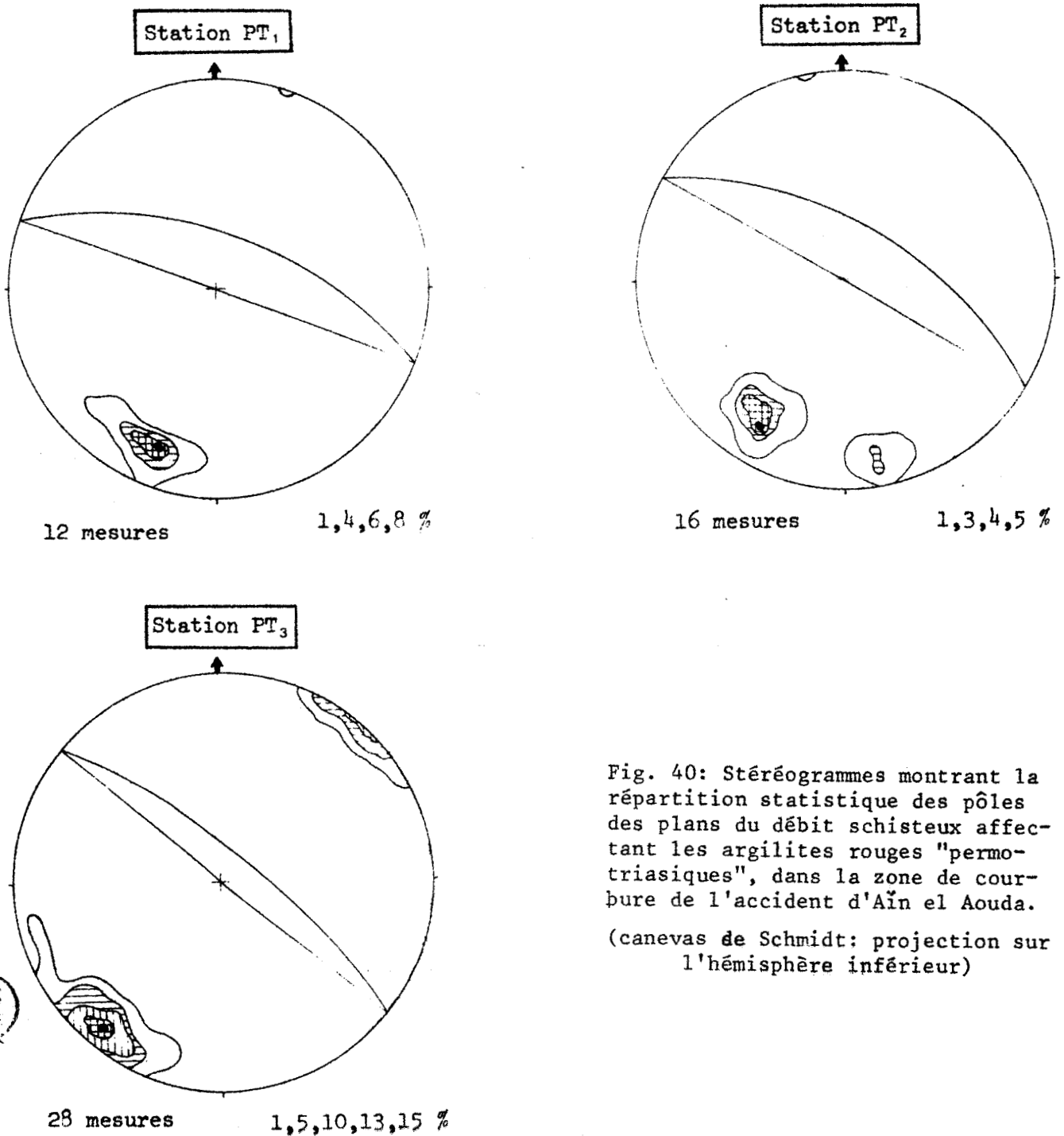


Fig. 40: Stéréogrammes montrant la répartition statistique des pôles des plans du débit schisteux affectant les argilites rouges "permo-triasiques", dans la zone de courbure de l'accident d'Aïn el Aouda.

(canevas de Schmidt: projection sur l'hémisphère inférieur)

BHS
LILLE

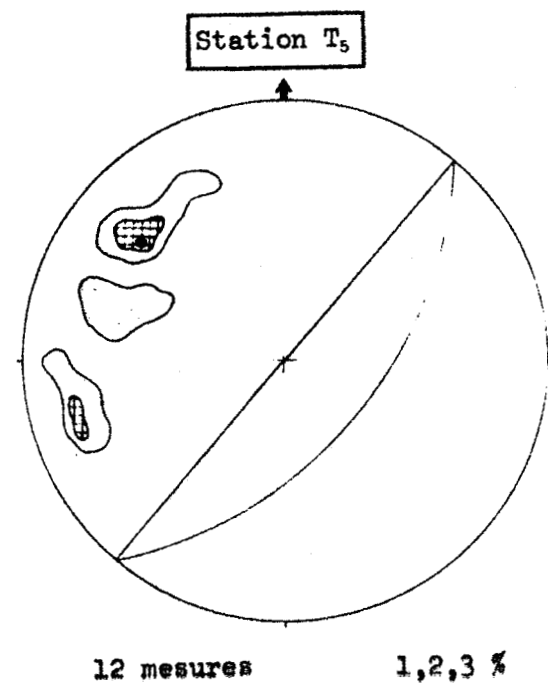
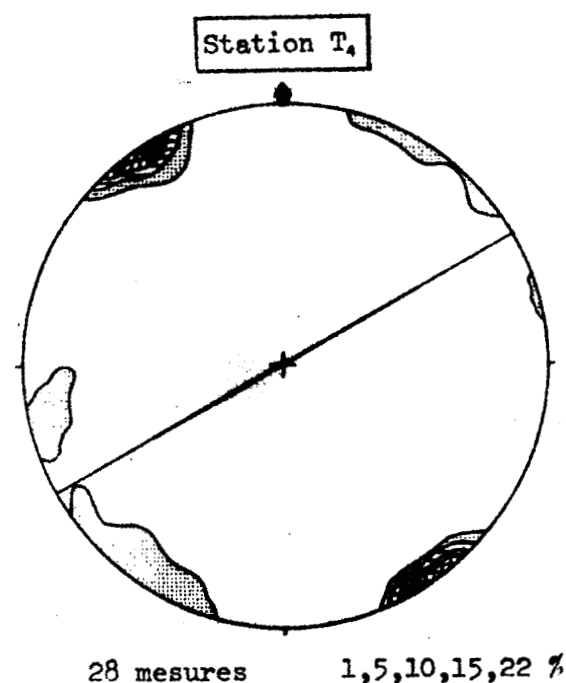
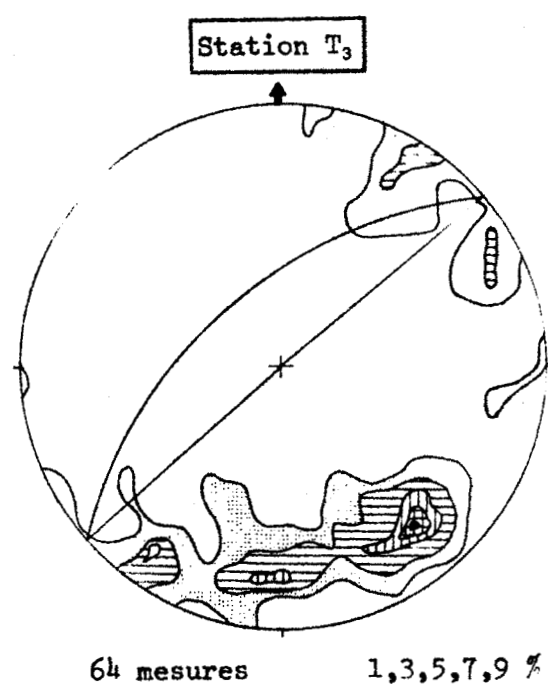
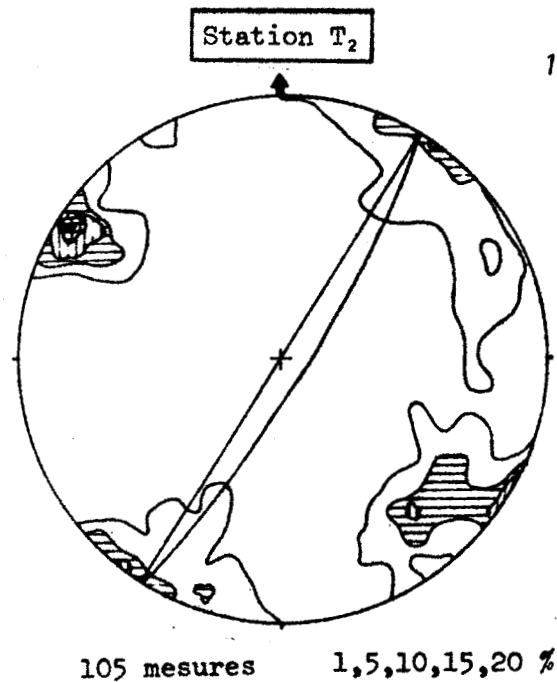
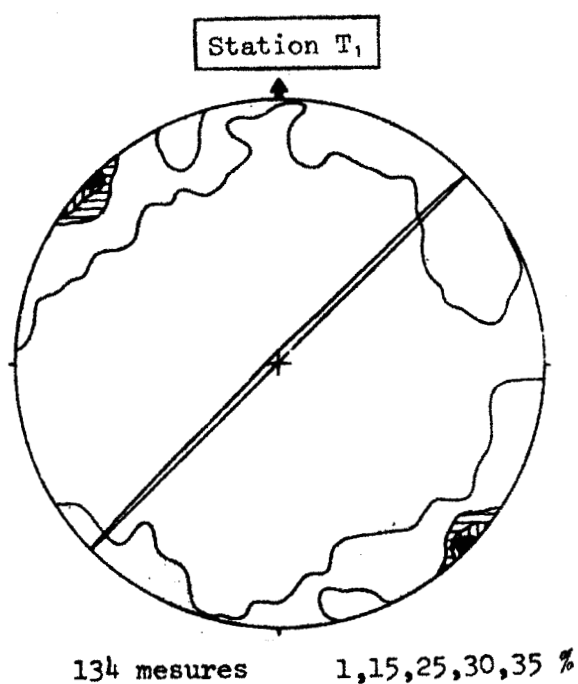


Fig. 41: Stéréogrammes montrant la répartition statistique des pôles des plans du débit schisteux affectant les niveaux tendres toarciens, à proximité de l'accident d'Aïn el Aouda.

(canevas de Schmidt; projection sur l'hémisphère inférieur)

Il s'agit très probablement, à l'origine, d'un grand accident dont les signes précurseurs sont à rechercher lors de la phase de distension apparente d'âge liasique responsable (cf. chapitre conclusions) des directions structurales (N-S ; N 60 ; N 120-140) qui vont diriger l'histoire géologique de cette région. Il apparaît plus tard qu'une phase compressive ($\sigma_1 = N 135$) induit :

- + une schistosité grossière de type fracture, subverticale orientée N 45, bien exprimée dans les niveaux marneux du Toarcien, à proximité de l'accident.
- + Des structures plicatives provoquant la courbure, amorce de l'allure sigmoïde, de l'accident au niveau d'une zone de faible résistance constituée par une navette (Caire A., 1974) à matériel varié, mais essentiellement "permo-triasique".

Enfin, une seconde phase compressive, décisive, dont la direction de raccourcissement serait proche de N-S ($\sigma_1' \approx N 25$) semble reprendre ultérieurement cet accident. Elle contribue à dessiner alors le motif sigmoïde définitif. Lors de cette ultime phase de serrage, la navette de matériel "permo-triasique" va chevaucher les terrains liasiques affleurant au NW de la zone de courbure septentrionale. Outre ce recouvrement local, cette phase est également responsable des failles et fentes de tension orientées N 25 et du débit au N 120 observé dans le "Permo-trias".

Des accidents, moins nets à l'affleurement, mais de style et d'allure comparables, peuvent être mis en évidence cartographiquement dans les régions du centre d'estivage de Bab bou Idir et du village de Ras el Ma. Dans les zones de courbure (direction E-W), apparaissent les terrains les plus anciens (socle à Bab bou Idir, "Permo-trias" à Ras el Ma) qui viennent plus ou moins en recouvrement sur des formations plus récentes situées à l'extérieur de la zone tectonisée. Une schistosité de type fracture, toujours grossière, jalonne ces zones.

Ces motifs cartographiques sigmoïdes, mimants à la limite des mégafentes de tension, sont très certainement induits par des décrochements de socle à jeu dextre.

Ils s'inscrivent parfaitement dans le modèle proposé par J.P. Robert

A

Lors de la phase
d'extension liasique.

Amygdale de matériel "permo-
triasique" en forme de navette.

Lias inférieur

Fig. 42: SCHEMA EVOLUTIF DE LA
GENESE DE L'ACCIDENT D'ALLURE
SIGMOÏDE D'AÏN EL AOUDA.

B

σ_1

S_1

- Episode post-toarcien -
L'accident joue en décrochement,
son orientation est N 45.
La contrainte maximale σ_1 est orientée
au N 135, elle engendre à proximité
de la zone tectonique active un débit
schisteux (S_1) orienté au N 45.

Toarcien

S_1

σ_1

Aïn el Aouda



C

Le phénomène s'accroît. La forme
sigmoïde se dessine. La contrainte
maximale σ_1' est orientée au N 30,
elle engendre dans le matériel "per-
mo-triasique" de l'amygdale un débit
schisteux (S_1') orienté au N 120.

Bab el Arba

BUS
LILLE

et P. Vialon (1976). Ces auteurs pensent, en effet, que l'évolution sigmoïde des discontinuités dans le glissement, accompagnées d'un clivage schisteux, se localisant dans les "couloirs de glissement", serait sous "le contrôle de la position des plans de ruptures initiaux" (*ibid.*, p. 1603). "Dans de telles régions, le clivage schisteux ne serait pas nécessairement apparu sous de fortes charges, sous un front supérieur de la schistosité". Il "pourrait être le résultat d'un cisaillement simple, et sa répartition ne dépendrait que de la largeur de l'emprise du décrochement, de la position des plans de glissement élémentaires et de la valeur des déplacements. Le front de schistosité devrait alors correspondre... à une valeur limite atteinte par la rotation... aux abords des plans de glissement". (*ibid.*, p. 1604).

- CHAPITRE V -

LA MICROTTECTONIQUE CASSANTE

- I. - NOMENCLATURE DES FAILLES
- II. - ANALYSE DE LA DEFORMATION
- III. - RECHERCHE DE L'ORIENTATION DES CONTRAINTES
- IV. - EXPLOITATION DES STEREOGRAMMES

I. - NOMENCLATURE DES FAILLES

On répartit habituellement les failles suivant trois catégories principales :

- les failles normales,
- les failles inverses,
- les décrochements.

A chacune de ces trois catégories, on fait correspondre un type de répartition des contraintes principales (Anderson E.M., 1942) où $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (fig. 43).

Mais en dehors de ces trois principaux types de failles, il en existe d'autres qui sont intermédiaires. La figure 44 donne quelques exemples de failles à plan incliné : à côté des deux cas classiques correspondant aux failles normales et failles inverses à stries contenues dans le plan de faille, on peut avoir une faille inclinée jouant en décrochement et des failles à stries obliques jouant en cisaillement, intermédiaires entre la faille normale et le décrochement et entre la faille inverse et le décrochement.

Dans le cas de failles verticales, le problème est simple. Si les

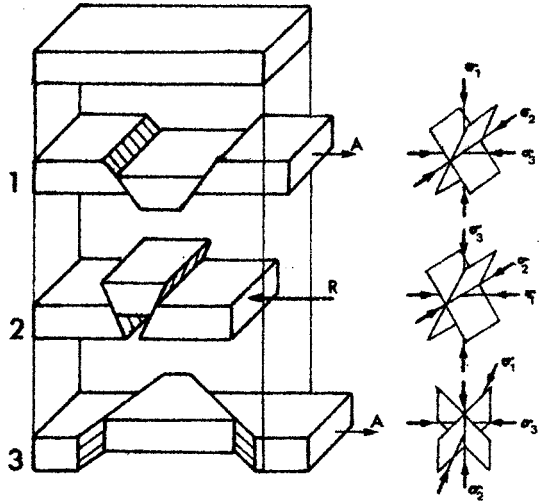


Figure 43
Allure théorique prise par des failles conjuguées symétriques avec axe principal de la déformation et champ de contrainte correspondants.
1) Failles normales ;
2) Failles inverses ;
3) Décrochements.
Tiré de Mattauer, 1973.

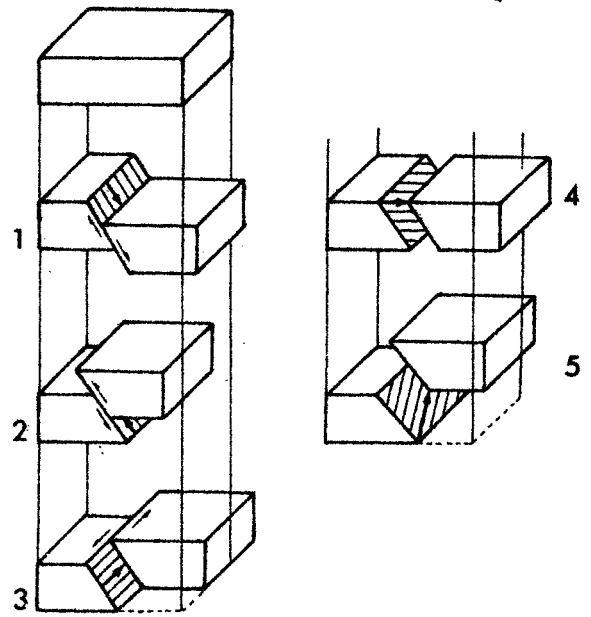


Figure 44
Bloc diagramme des différents types de failles.
1) Faille normale ; 2) Faille inverse ; 3) Décrochement sénestre ; 4) Décrochement sénestre normal ; 5) Décrochement sénestre inverse.
Tiré de Mattauer, 1973.

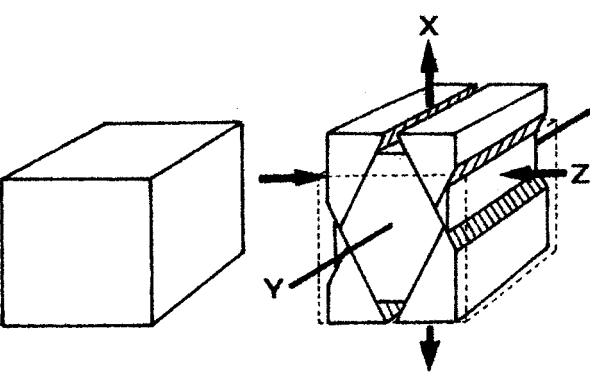


Figure 45
Schéma montrant comment on peut définir un axe de raccourcissement et un axe d'allongement à partir d'une population de failles. Il s'agit là d'un cas très simplifié où les failles restent symétriques par rapport à un plan.
Tiré de Arthaud et Mattauer, 1970.

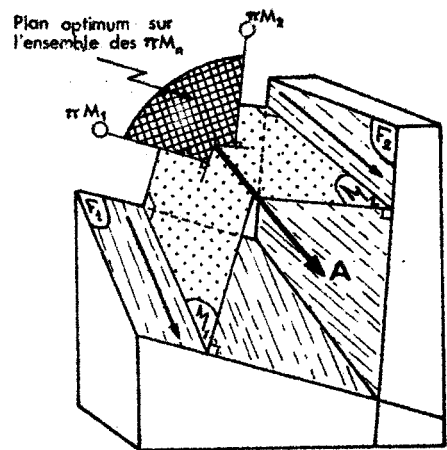


Figure 46
Le plan de mouvement (M) est orthogonal au plan de faille (F) et contient la direction de la strie. L'intersection des plans de mouvement correspond à un axe de mouvement A (direction principale de déformation). Les pôles des plans de mouvement (PM) sont contenus dans un plan (OP) dont le pôle est l'axe de mouvement.
D'après Carey E., 1976.



stries sont horizontales, ou sub-horizontales, il s'agit d'un décrochement (dextre ou senestre). Dans les autres cas, on parle tout simplement de faille verticale ; celle-ci n'est bien définie que si l'on connaît le pitch (angle formé par une strie et l'horizontale sur le plan de faille) des stries.

II. - ANALYSE DE LA DEFORMATION

F. Arthaud (1969) a proposé de rechercher "la déformation globale discontinue" due aux failles, en mettant en oeuvre une méthode ci-dessous brièvement résumée.

On définit trois axes principaux de déformation (fig. 45), par analogie avec l'ellipsoïde de déformation continue :

- X = direction principale d'allongement,
- Z = direction principale de raccourcissement,
- Y = direction principale intermédiaire.

Les failles, et les stries qu'elles portent, permettent de définir des plans M qui sont perpendiculaires au plan de faille et contiennent la direction de la strie (fig. 46). Ces plans M, dits plans de mouvement, ont une orientation commune qui correspond à un axe de mouvement A (direction principale de déformation).

III. - RECHERCHE DE L'ORIENTATION DES CONTRAINTES

A. LA METHODE D'ARTHAUD

A partir de schémas expérimentaux, F. Arthaud (*op. cit.*) développe un modèle dont les principes sont les suivants :

- la géométrie de la roche, après déformation, ne dépend que de l'orientation et de la direction de mouvement des failles lors de la phase tectonique considérée.
- Après une phase de déformation globale discontinue, on peut définir trois directions orthogonales de déformation, telles que la projection de l'une d'entre elles sur une faille soit la direction du mouvement relatif des blocs séparés par la faille.

- S'il y a déformation plastique entre les blocs séparés par les plans de failles, cette méthode n'est pas applicable.

Le principe pouvant se résumer par la schéma de la figure 47, on retrouve, en général, deux des trois guirlandes planes contenant tous les plans M et définissant un trièdre trirectangle, le pôle de l'une d'entre elles étant confondu avec l'intersection des deux autres.

Suivant le sens de mouvement indiqué par les stries, on détermine les positions relatives de X, Y et Z.

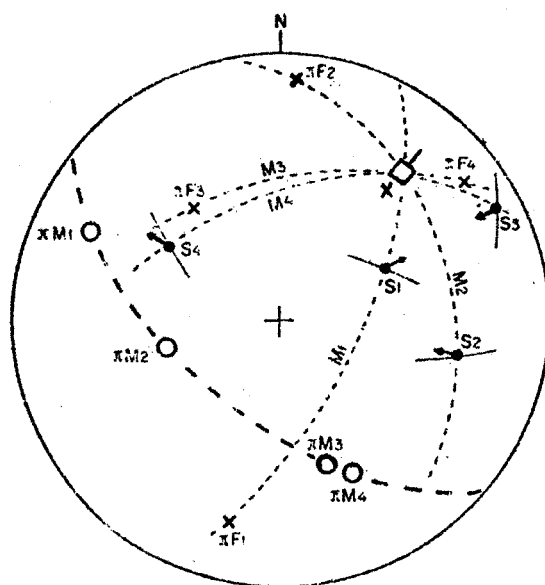


Fig. 47 - Exemple de détermination d'une direction principale à partir de failles.
(Tiré d'Arthaud F., 1969).

B. CRITIQUES ET LIMITES DE LA METHODE D'ARTHAUD

En fait sur le terrain, toutes ces conditions théoriques sont rarement réalisées. Il s'avère que :

- ces mesures sont longues, car nombreuses.
- Les stations permettant de mesurer un grand nombre de failles sont peu répandues.
- Les pôles des plans de mouvement sont généralement groupés amorçant une ébauche de guirlandes, au lieu des deux ou trois guirlandes planes théoriques recherchées. Ceci est dû à ce que

dans la nature, existe toujours un régime tectonique dominant (inverse, normal ou décrochant), les failles n'étant pas aléatoirement distribuées dans l'espace. Ceci aboutit donc à une indétermination de Z et X.

C. METHODE EMPLOYEE ET CONDITIONS D'ETUDE

Seules ont été utilisées, car seules vraiment exploitables, des stations où les miroirs portent des stries dont le sens est déterminable (fig. 48).

Dans le cas de décrochements la détermination de Z peut se faire à partir d'un nombre relativement restreint de miroirs (environ une dizaine). Il suffit de rechercher des miroirs dextres ou senestres de directions de plus en plus proches selon une méthode classique. La zone de concentration maximum des pôles de plans de mouvement, qui se situe dans la partie centrale du diagramme, définit alors l'axe Y (cf. stations 2, 5 ; fig. 50).

Dans le cadre de la région envisagée, les formations lithologiques ne se prêtent guère à de telles mesures. Elles sont :

- soit généralement trop marneuses (ex. : argilites du "Permo-trias", Toarcien, Aalénien, Domérien à interbanes marneux),
- soit dolomitiques (Lias inférieur) et là, seules les carrières exploitées et les tranchées récentes fournissent des renseignements utilisables.

Les dolérites "permo-triasiques", peuvent, lorsqu'elles ne sont pas altérées, permettre d'obtenir quelques mesures.

Ce sont donc des domaines d'étendue restreinte, et homogènes sur le terrain, qui ont été examinés séparément (fig. 48). L'analyse secteur par secteur s'avère nécessaire dans ce genre d'étude, la déformation n'étant pas strictement identique d'une zone à l'autre.

IV. - EXPLOITATION DES STEREOGRAMMES

Que ce soit dans les formations calcaro-dolomitiques du Lias inférieur des carrières de Sidi Ahmed Touach (stations 3, 4), ou à proximité de l'entrée du Trou du Chiker (station 5), dans les formations calcaires du Domérien supérieur au N de Ras el Ma (stations 1, 2), voire dans les dolérites

"permo-triasiques" du douar Beni Khelou (station 7), les stéréogrammes des figures 50 et 51 mettent en évidence une famille de direction de raccourcissement orientée *grosso modo* au N 110 ± 15° qui semble affecter l'ensemble du terrain étudié.

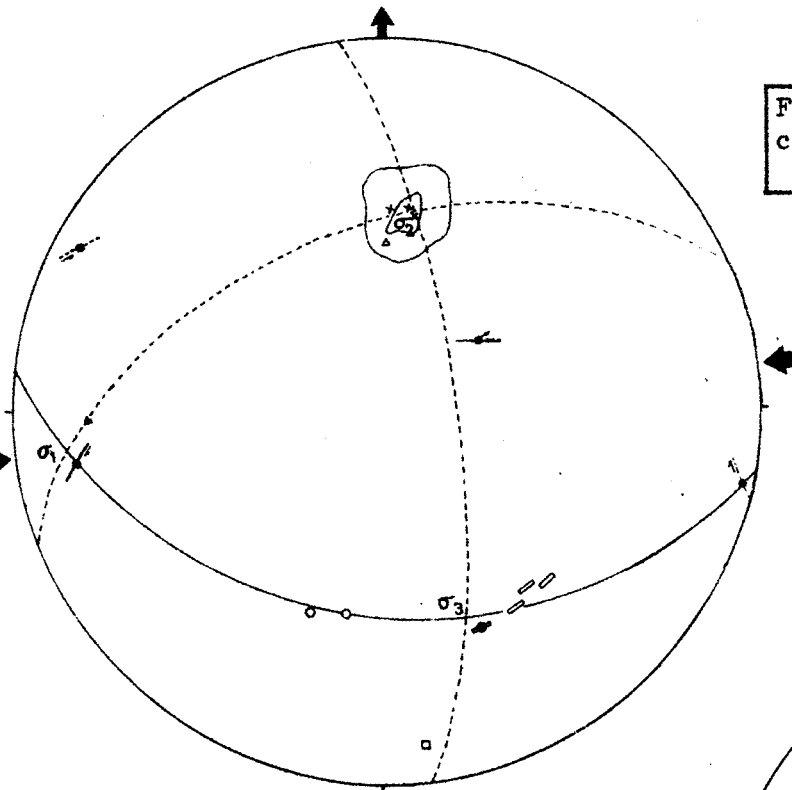
Fig. 49 : SIGNIFICATION DU SYMBOLISME UTILISE SUR LES STEREOGRAMMES.

| | | | | |
|---|---|---|-----------------|-----|
| Décrochement dextre | : | { | pôle : | ● |
| | | | strie: | —●— |
| Décrochement senestre | : | { | pôle : | ○ |
| | | | strie: | -●- |
| Faille normale | : | { | pôle : | □ |
| | | | strie: | —●— |
| Faille inverse | : | { | pôle : | ■ |
| | | | strie: | —●— |
| Pôle du plan de mouvement: | | { | décrochement : | + |
| | | | faille normale: | ▲ |
| | | | faille inverse: | * |
| Pôle d'une fente de traction: | | | | ≡ |
| Pôle de la stratification: | | | | △ |
| Orientation de la contrainte principale σ_1 : | | | | ➔ |
| Orientation de la contrainte secondaire σ_3 : | | | | ➞ |
| Données reportées sur l'hémisphère inférieur d'un canevas de Schmidt. | | | | |

Seule la station 6 (fig. 51) établie sur les dolérites du douar Achaouaou montre une direction autre, orientée cette fois N-S.

Cette seconde famille N-S qui n'apparaît qu'à la faveur d'un seul stéréogramme, ne doit pas être cependant considérée comme un *artefact*. Nous avons vu, dans le chapitre précédent, comment elle se manifestait lors de la création des accidents à allure sigmoïde. De plus, un peu au

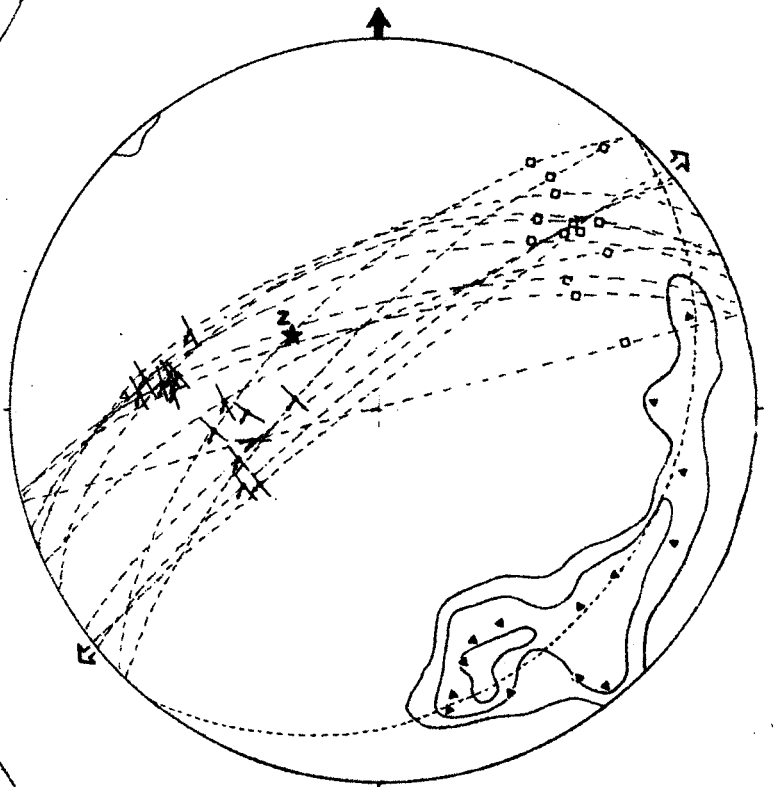
Station 1



8 mesures

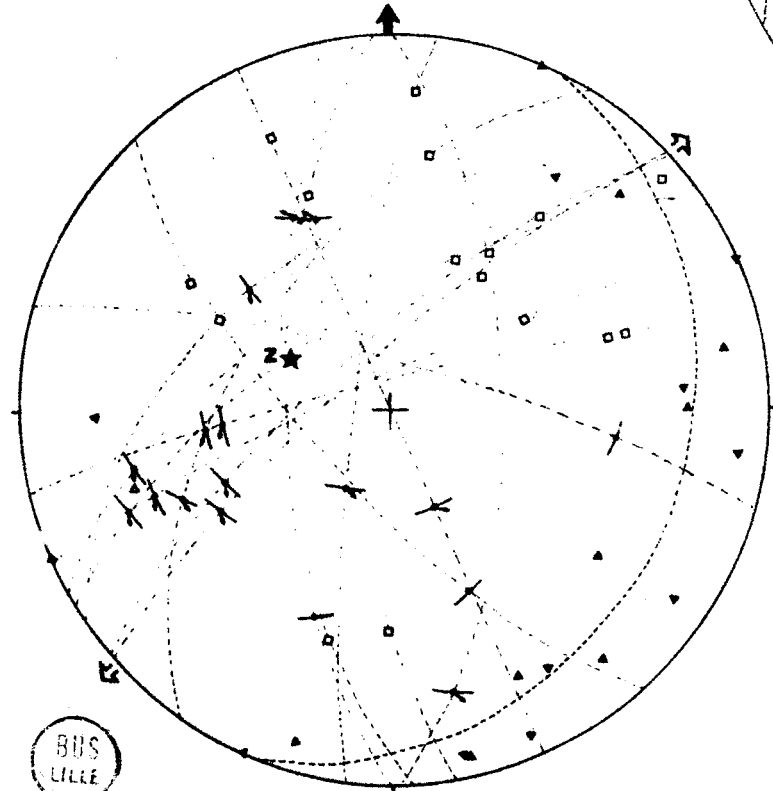
Fig. 50: Stéréogrammes de micro-tectonique cassante dans les terrains du Lias inférieur et moyen.

Station 3



Failles normales: 14 mesures

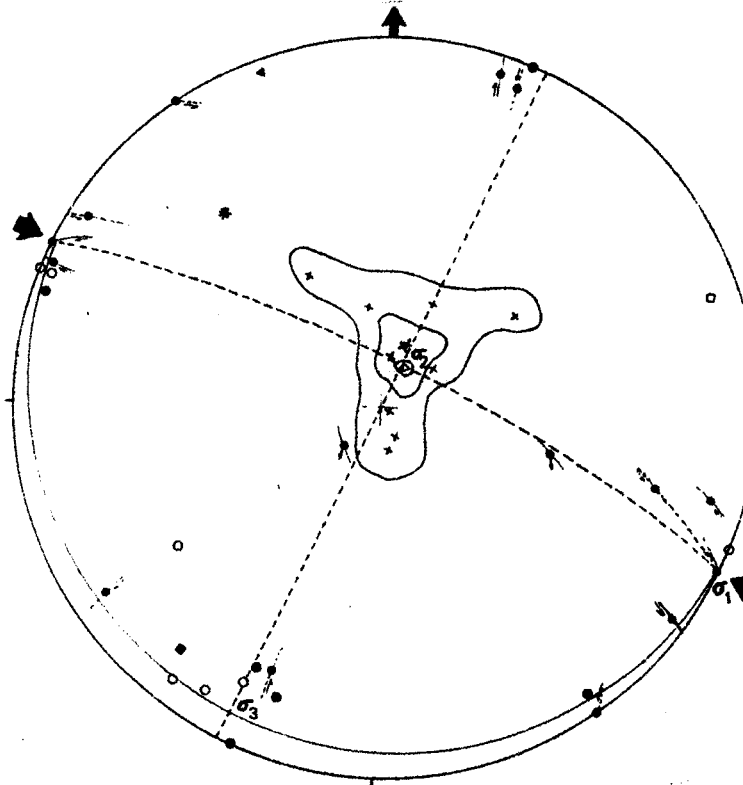
station 4



18 mesures

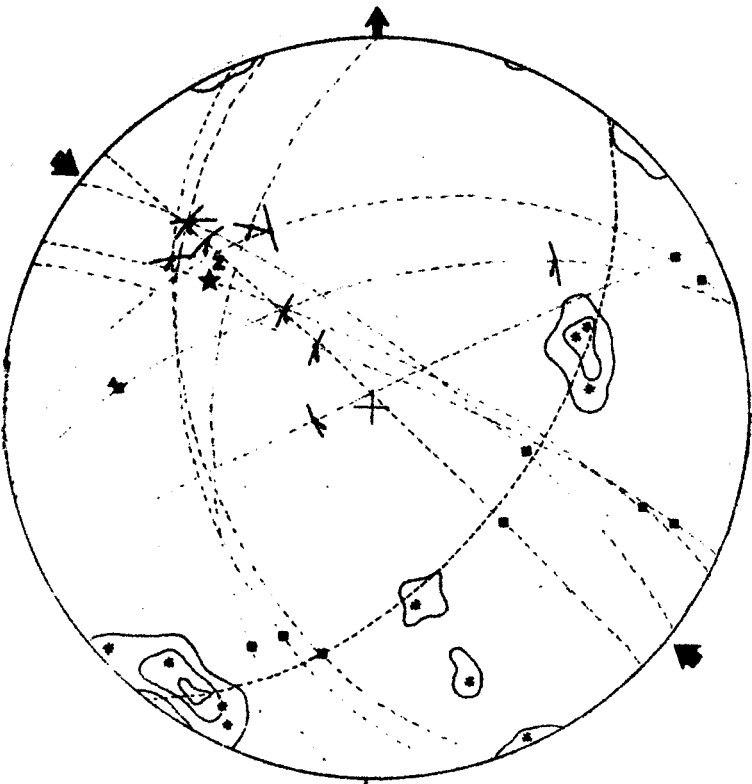
BUS LILLE

Station 2



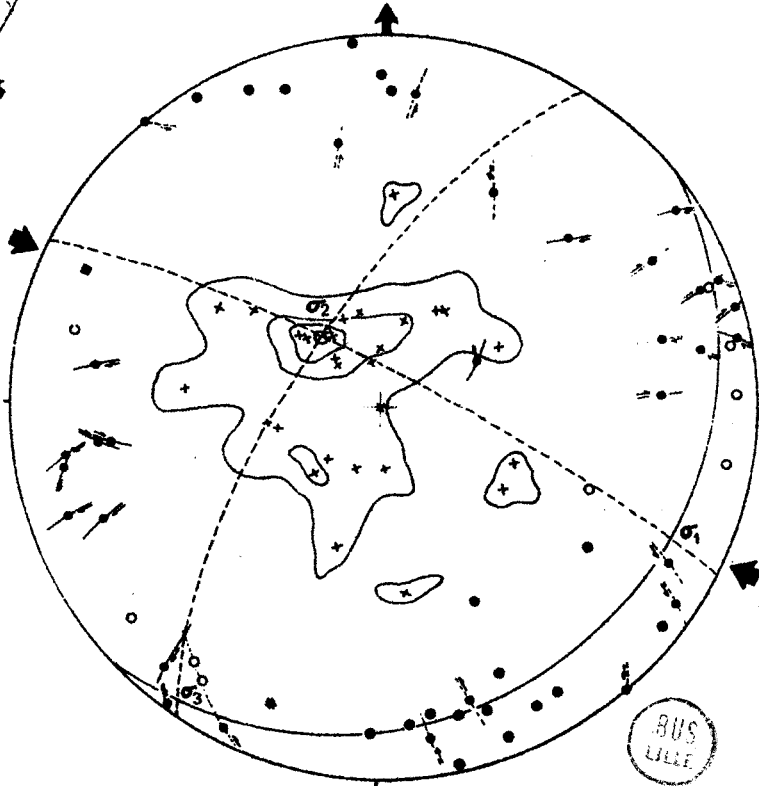
13 mesures

Station 3



Failles inverses: 10 mesures

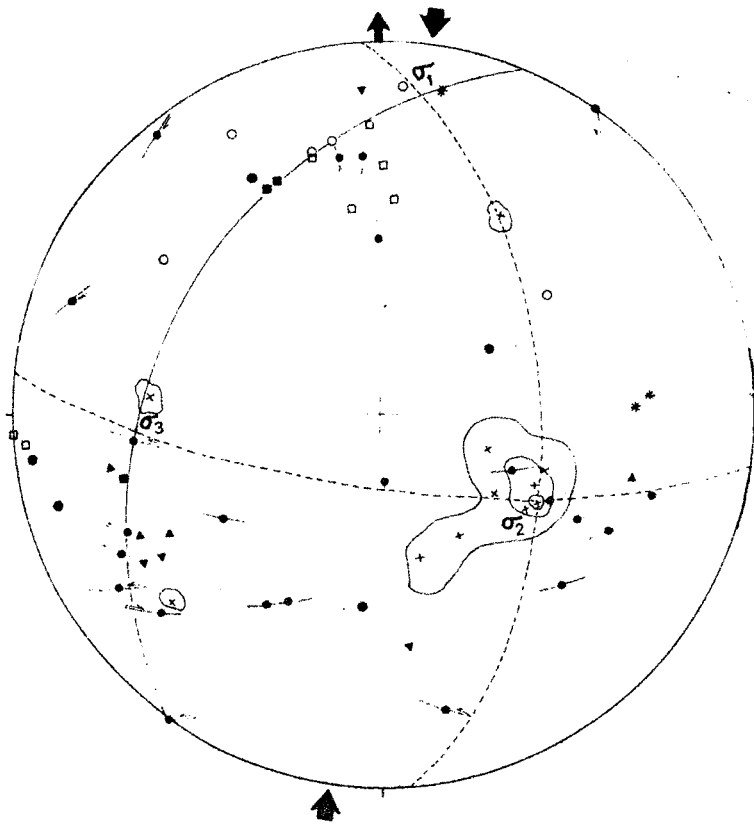
Station 5



29 mesures

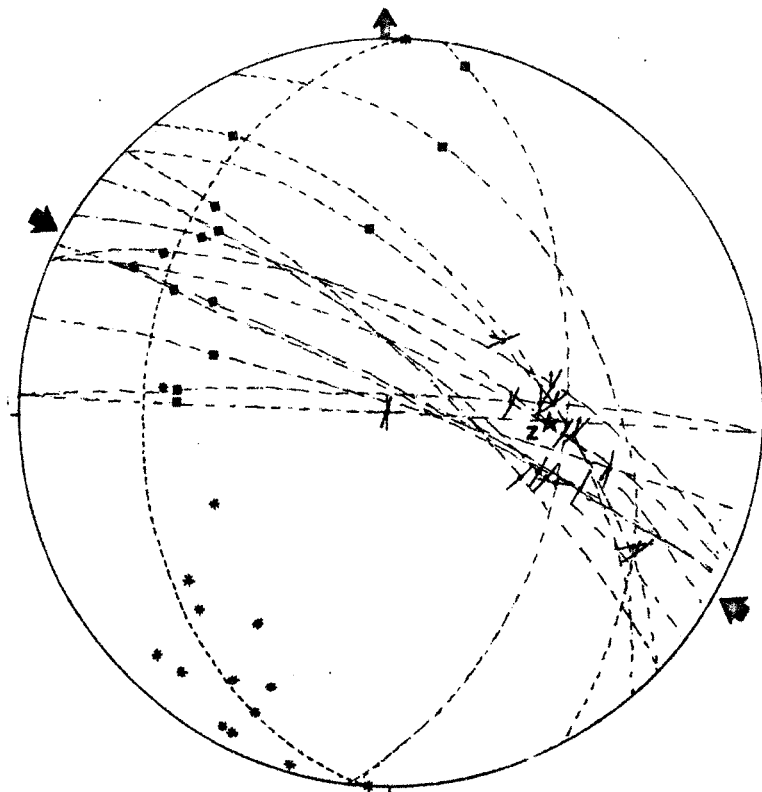
BUS
LILLE

station 6



22 mesures

Station 7



15 mesures

BHS
LILLE

Fig. 51: Stéréogrammes de micro-tectonique cassante dans les dolérites "permo-triaques".

N de Ras el Ma, sur la route secondaire n° 311, les niveaux de la base du Toarcien moyen montrent des failles normales visiblement reprises en compression (pl. IX, phot. 4) lors d'une phase N-S. Un débit schisteux vertical se développe dans les calcaires dolomitiques du Lias inférieur au N de Bab bou Idir (fig. 52). Il est orienté statistiquement N 110 et résulterait donc d'une phase compressive $\sigma_1 = N 20$.

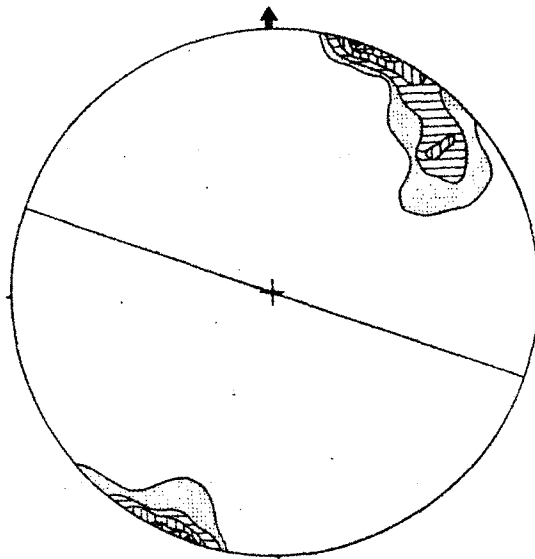


Fig. 52: Stéréogramme montrant la répartition statistique des pôles des plans du débit schisteux affectant le Lias inférieur au N de Bab bou Idir ($x = 618,3$; $y = 387,5$)

(canevas de Schmidt: projection sur l'hémisphère inférieur)

23 mesures 1,3,5,10,12 %.

Enfin, le pli de direction E-W, affectant les couches du Lias moyen et supérieur, bien visible depuis la route secondaire n° 311, au niveau de la bifurcation ($x = 628,4$; $y = 397,15$) de celle-ci avec la piste conduisant à l'usine électrique (pl. IX, phot. 2), ainsi que de nombreux accidents de même direction sont attribuables à cette phase dont le rôle est tout aussi important que la première dans la genèse structurale de la région. Il semble donc que ce soit uniquement les conditions lithologiques des divers terrains qui n'autorisent pas l'élaboration de stéréogrammes permettant de la mettre nettement en évidence.

- PLANCHE IX -

Photo 1 :

Contact Toarcien supérieur sur "Permo-trias" (Bab el Hari) par raboutage basal.

Photo 2 :

Pli en genou le long de la route secondaire 311 affectant le Lias moyen et supérieur.

Photo 3 :

Débit schisteux affectant le Toarcien.

Photo 4 :

Failles normales reprises en compression au N de Ras el Ma, dans les niveaux toarciens.

- CHAPITRE VI -

**IMPORTANCE DU CARACTERE SYNSEDIMENTAIRE
DE CERTAINS ACCIDENTS**

Arrivé à ce stade de l'étude, il semble nécessaire d'insister sur le caractère synsédimentaire de la tectonique qui affecte la région envisagée. Nous avons déjà vu, lors du chapitre III (p.112), comment s'était formée la dépression du Chiker, et comment tous les faits de terrains contribuaient à admettre une évolution lente et continue des structures depuis le Lias inférieur jusque et y compris au Toarcien.

Il n'est pas rare de constater que le passage entre telle et telle formation stratigraphique se fait par un contact tectonique qui brusquement est fossilisé par la formation la plus récente alors discordante sur la formation la plus ancienne. De tels exemples peuvent être multipliés, je ne citerai que :

- le bord NW de la région du lieu-dit Sidi Moulay A.E. Rahamne, où l'on voit le Toarcien sur le Lias inférieur ;
- le champ de tir situé au N du jbel Bine Lajraf, où l'on voit le Domérien sur le Lias inférieur ;
- le flanc NW du jbel Bou Slama, où l'on voit le Toarcien sur le Lias inférieur ;
- à l'E de la branche méridionale de l'accident sigmoïde d'Aïn el Aouda, où l'on voit le Toarcien sur le "Permo-trias", ...

Ce phénomène, visible à l'échelle locale, est également observable à l'échelle des bancs. Il suffit, pour s'en rendre compte, de parcourir la route qui s'élève de Taza à Ras el Ma, au sein des calcaires domériens et marno-calcaires toarciens, pour observer une multitude de petites failles normales (orientées N 120) affecter certains bancs sur deux ou trois mètres d'épaisseur et être fossilisées par les bancs supérieurs. Ces mini-failles normales contribuent à augmenter l'épaisseur apparente des formations, déjà importantes, dans cette région.

Enfin, des discordances progressives ou intraformationnelles, de faible amplitude et les phénomènes de slumping à toute échelle (fig. 34 et 53) observés à proximité des failles attestent bien du caractère synsédimentaire de la distension.



Fig. 53: Microplis dans les calcaires dolomitiques du Lias inférieur au Sud-Est du Jebel Bou Slama, (x=617,9; y=388).

En conclusion, il semble donc que le caractère synsédimentaire soit l'un des faits marquants qui régit la tectonique de cette partie du Moyen-Atlas septentrional. A la faveur de récents travaux dans la région de Timahdit

(Zemmouri O., Broquet P., 1977) et dans la région d'Immouzer des Marmoucha (Laville Ed., 1977), ainsi que d'observations personnelles dans la région de Boulemane (Duée G. *et al.*, 1977), il apparaît que ce caractère ne soit pas cantonné uniquement à la région étudiée, mais qu'il soit systématique dans tout le Moyen-Atlas.

- CHAPITRE VII -

CONCLUSIONS

- I. - CONCEPTIONS CLASSIQUES DE DATATION DES PHASES TECTONIQUES AFFECTANT LE MOYEN ATLAS.
- II. - NOUVELLE CONCEPTION : UNE EVOLUTION TECTONIQUE CONTINUE.
- III. - EXTENSION AU MOYEN-ATLAS.



I. - CONCEPTIONS CLASSIQUES DE DATATION DES PHASES TECTONIQUES AFFECTANT LE MOYEN ATLAS

Jusqu'à présent, il était classique d'admettre dans le Moyen-Atlas (Termier H., 1936 ; Choubert G., 1946 ; Colo G., 1961 ; *etc...*) après plusieurs "phases embryonnaires", l'existence de deux événements tectoniques paroxysmaux, attribués :

1. aux phases pyrénéennes (phase de la fin du Lutétien pour G. Choubert ; phase "post-danienne" pour H. Termier). Elles seraient responsables de "la plus grande part de la création du Moyen-Atlas" (Choubert G., *op. cit.*, p. 12) ;
2. aux phases alpines (phases vindobonienne et surtout "post-pontienne" de G. Choubert, *ibid.*).

II. - NOUVELLE CONCEPTION : UNE EVOLUTION TECTONIQUE CONTINUE

Plutôt qu'une succession de phases orogéniques bien distinctes, séparées par des laps de temps plus ou moins longs, il apparaît logique, à la lumière des informations précédentes, d'admettre une évolution tectonique lente et progressive au cours des temps mésozoïques de la terminaison septentrionale du Moyen-Atlas septentrional.

L'orogénèse de cette région s'apparente bel et bien à un phénomène continu :

- + qui commence à fonctionner dès le "Permo-trias" par une importante distension crustale, caractérisée par l'émission d'un imposant complexe basaltique ;
- + qui évolue durant la période de sédimentation (*cf.* failles synsédimentaires, discordances progressives, ...) et postérieurement à celle-ci.

Une réactivation précoce de fractures profondes du socle, jouant alors en décrochements (dextres, très probablement), alors que les mouvements verticaux se poursuivent, contribue à donner naissance aux grands accidents syn- et post-sédimentaires longitudinaux de la chaîne, orientés SSW-NNE à SW-NE. Certains sont localement chevauchants vers le NW (comme le suggérait déjà G. Colo, 1961, p. 211). Ce modèle cinématique cumule donc décrochement et mouvements verticaux au cours d'une même tectogénèse à régime compressif, selon le schéma devenu classique de C.B. Phillips et F.A.E. Reeve (1969).

Des études récentes (Laville Ed., 1977) ont montré que ce processus s'appliquait à d'autres régions du Moyen-Atlas.

Cette déformation, dont la direction de raccourcissement σ_1 est proche de N 110, est active durant toute la sédimentation jusque et y compris au Bajocien inférieur. Il convient de lui attribuer l'apparition d'un débit schisteux subvertical, orienté N 45. Ce débit apparaît toujours localisé à proximité de grands accidents, dans les niveaux marneux tendres du Toarcien.

L'absence de témoin de sédimentation du Bajocien inférieur au Miocène (Tortonien), lequel vient oblitérer les structures de la chaîne atlasique orientée NE-SW, ne permet pas de fixer avec certitude la fin de l'activité tectonique, en relation avec les zones de décrochement.

Ajoutons que, en de nombreux endroits, la discontinuité stratigraphique du Miocène apparaît redressée et des discordances peuvent même exister à la base des niveaux tertiaires (fig. 15c).

Nous avons vu (chap. V ; § IV) également, que des structures plicatives de plus ou moins grande amplitude, dont certaines reprenaient les précédentes, pourraient être attribuées à un épisode tectonique miocène dont

la direction principale de déformation est orientée *grosso-modo* N-S.

Alors que la chronologie de ces deux phénomènes tectoniques a été établie, leur âge, dans le cadre de la région étudiée, n'a pu être précisé.

III. - EXTENSION AU MOYEN-ATLAS

Dans la région de Taza, nous ne connaissons pas de termes postérieurs au Bajocien inférieur, ce qui empêche de fixer la fin de l'évolution tectonique continue.

Si l'on se déplace vers le SW, au coeur du Moyen-Atlas, l'on observe des sédiments de plus en plus récents (jusqu'à l'Oligocène compris, Martin J., 1973) qui ont enregistré les effets des déformations synsédimentaires.

C'est ainsi que, dans la région d'Immouzer des Marmoucha (Laville Ed., 1977, à paraître), on connaît des terrains bajociens localement schistosés, à proximité des accidents, pour une première phase ($\sigma_1 \approx$ N-S).

Dans la région de Boulemane, la série stratigraphique va du "Permo-trias" jusqu'à l'Oligocène (Martin J., 1973). Les termes compris entre le Jurassique supérieur et l'Oligocène portent également les traces de déformations synsédimentaires (Duée G. *et al.*, 1977, 1978, à paraître). Il s'agit d'un même phénomène tectonique continu qui s'accompagne simplement d'une déviation de la direction de raccourcissement maximum qui de N 110 passerait progressivement à N-S.

Enfin, indiquons encore que O. Zemmouri et P. Broquet (1977) attribuent, dans la région de Timahdit, un âge post-éocène, "probablement compris entre l'Oligocène et le Miocène inférieur, sans plus de précisions" (*ibid.*) à une phase compressive subméridienne.

→ Ce qui apparaît donc dans la région de Taza comme la traduction de deux épisodes apparemment distincts, s'intègre bien à ce qui est connu ailleurs dans le Moyen-Atlas et apparaît comme l'illustration d'une seule et même évolution tectonique synsédimentaire lente et continue.

CONCLUSIONS GENERALES



**ESSAI D'INTERPRETATION DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA TERMINAISON
SEPTENTRIONALE DU MOYEN-ATLAS AU S DE TAZA**

Après la discordance du "Permo-trias" *auctorum* sur les terrains paléozoïques du massif primaire du Tazekka, on assiste au dépôt des argilites rouges dépourvues d'évaporites, accompagné de la mise en place d'épanchements doléritiques. Ceux-ci sont les témoins d'une importante distension crustale réactivant certains accidents tardi-hercyniens, et créant les conditions d'un premier stade d'océanisation de type "Mer Rouge", en relation avec l'ouverture de l'Atlantique.

La Lias inférieur débute par de puissantes séries calcaro-dolomitiques à faciès cotidaux, typiques d'une mer peu profonde, entrecoupée par de fréquents épisodes d'émersion. Au fur et à mesure que la transgression liasique pénètre vers le SW, les faciès deviennent plus profonds et de moins en moins dolomitiques. Nous sommes amenés, durant cet épisode, à envisager des mouvements verticaux au niveau du socle qui permettent l'individualisation des diverses zones paléogéographiques.

Ce sont ces accidents de socle, nés du "Permo-trias", orientés NE-SW, E-W et N-S, qui paraissent diriger toute l'histoire sédimentaire et structurale du Jurassique inférieur (et moyen).

La sédimentation fut continue du Lias inférieur jusqu'à la fin du Domérien. Cependant, une première période d'instabilité doit intervenir au cours du Carixien : elle permettrait le découpage du socle en panneaux orientés NE-SW. Cette déformation à composante verticale, aboutirait :

- vers l'W : à l'individualisation d'une zone haute à série réduite (futur Causse moyen-atlasique) ;
- vers l'E : à la création d'un bassin de sédimentation (amorce du sillon moyen-atlasique) ;
- le jbel Bou Messaoud, en voie d'émersion, séparant ces deux domaines.

A la fin du Domérien, le dépôt des niveaux détritiques microbréchi-ques pourrait être l'écho d'évènements tectoniques distensifs se traduisant par un rejeu de direction NE-SW.

A la suite de cette phase, on assiste à une transgression du Toarcien, au cours duquel le dispositif paléogéographique vu précédemment s'affirme nettement. La sédimentation marneuse est alors continue jusqu'au Bajocien inférieur, mais subit des variations d'épaisseur en rapport direct avec la zone de dépôt et avec une tectonique synsédimentaire toujours active.

L'ossature d'ensemble de la chaîne est en effet le résultat d'une évolution tectonique progressive et continue inscrite dans tous les termes stratigraphiques connus jusque et y compris au Bajocien inférieur.

C'est à ce phénomène qu'il convient d'attribuer plis et failles d'orientation NE-SW auxquels semblent se lier les accidents NW-SE. En ce qui concerne les plis, il s'agit d'une succession d'anticlinoriaux et de synclinoriaux découpés par des failles de même direction. Certaines d'entre elles apparaissent comme ayant joué en failles inverses, avec localement des chevauchements plats, vers le NW, sur des séries bajociennes réduites (cf. flanc NW du jbel Bou Messaoud = accident nord moyen-atlasique ; fig. 54). Ces accidents, normaux ou inverses, du fait de leur extension et des recouvrements, apparaissent comme la traduction, au niveau de la couverture, d'un jeu en décrochement de grands panneaux de socle individualisés précocément.

Ce n'est qu'au Miocène que la mer reviendra pour déposer les puissantes formations marneuses discordantes du Détroit sud-rifain. Pendant et après cet épisode transgressif, l'activité tectonique se manifeste par des phénomènes de serrage déformant la discordance miocène.

C'est enfin durant le Miocène supérieur (Tortonien) que va fonctionner l'avant-fosse pré-rifaine : "c'est un sillon marin marginal installé entre les nouvelles terres rifaines et les terres atlasiques..., et qui va collecter tous les éléments détritiques arrachés aux unes et aux autres" ainsi que "des glissements en masse de terrains argilo-marneux et des nappes entières" (Michard A., 1976, p. 332) provenant de zones rifaines plus internes. Ces glissements exotiques, s'écoulant vers l'avant pays, contribuent à alimenter un olistostrome qui s'interstratifie dans le Tortonien.

Un rejeu, très récent (début Quaternaire) de certains accidents

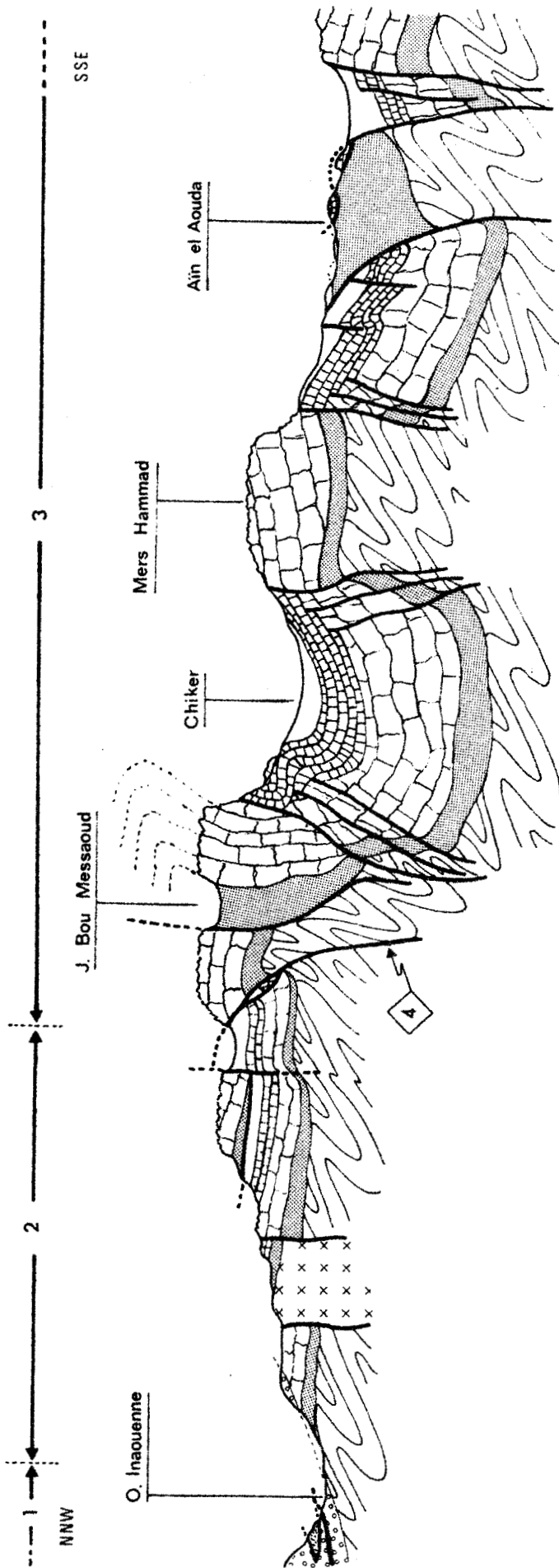













Fig. 54: COUPE SCHEMATIQUE, INTERPRETATIVE ET COMPOSITE.

-  Miocène
-  Lias supérieur
-  Lias moyen
-  Lias inférieur
-  "Permo-trias"
-  "micro-granite"
-  Socle primaire

-  4 Accident nord moyen-atlasique.
-  3 Moyen-Atlas plissé.
-  2 Causse moyen-atlasique.
-  1 Prérief + Détroit sud-rifain.



(E-W ?) pourrait expliquer le fait que les brèches à ciment rouge du SW du Chiker (Ras Chedaya) accusent un fort pendage de 60° vers le N. Dans l'état actuel de nos connaissances, il n'est pas possible d'apprécier à leur juste valeur l'intensité des phases plio-quaternaires, sans doute fort actives.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON E.M. (1942).- The dynamics of faulting. *Oliver and Boyd Ed.* Edinburg, London, 206 p.
- Anonyme (1931).- Le circuit Taza-Bab bou Idir. *Afr. Nord ill.*, Paris, 5 juill., pp. 4-5, 5 phot., 1 carte.
- ARTHAUD F. (1969).- Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, pp. 729-737, 6 fig.
- ARTHAUD F., MEGARD F., SEGURET M. (1977).- Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, vol. 1, n° 1, pp. 147-188, 24 fig., 1 tabl.
- ATROPS F., DUBEL Cl., ELMi S., REVERT J. (1970).- La limite Domérien-Toarcien et l'apparition de la sédimentation marneuse dans le Lias des Monts de Rharrane (Ouest algérien). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord*, t. 61, fasc. 3-4, pp. 9-18.
- AUBERT D. (1959).- Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura. *Mém. Soc. vaud. Sci. nat.*, n° 76, 12, fasc. 4, pp. 93-152, 11 fig., 2 cartes h.t.
- AUBOUIN J., BROUSSE R., LEHMAN J.P. (1968).- Précis de Géologie; tome 1: Pétrologie. *Dunod éd.*, Paris, 712 p.
- BARTHOUX J. (1924).- Notes relatives aux formations marocaines rouges, dites Permo-Trias. *C. R. Congr. Soc. sav.*, Paris-Dijon, sect. Sci., pp. 197-221, 5 fig.
- BENZAQUEN M. (1964).- Sur la puissance exceptionnelle des formations jurassiques du jbel Ouarit (Moyen Atlas sept., Maroc). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 5, pp. 190-191.
- BENZAQUEN M. (avec la participation de Hamel Ch. et Médioni R.) (1965).- Etude stratigraphique préliminaire des formations du bassin de Guercif. *Rapport inédit du Serv. Carte géol. Maroc*, (B.E.B.S.), 74 p. dactylo., 11 fig., 16 pl. h.t.

- BERNIER P., ENAY R. (1972).- Figures d'émersion temporaire et indice de sédimentation à très faible profondeur dans le Portlandien et le Kimméridgien supérieur (Calcaires en plaquettes) du Grand-Colombier-de-Culoz (Ain, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIV, pp. 281-292, 2 fig., 2 pl. phot.
- BERTRAND H., PRIOTON J.M. (1975 a).- Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique: étude pétrologique et géochimique. *Thèse de Spéc. Univ. Cl. Bernard*, Lyon, n° 425-426, 2 vol. ronéot., 321 p., 101 fig., 39 tabl.
- BERTRAND H., PRIOTON J.M. (1975 b).- Le magmatisme triasico-liasique du Maroc et la côte orientale de l'Amérique du Nord, précurseur de l'ouverture de l'Atlantique Nord. *3^e Réunion. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 37.
- BERTRAND H., COFFRANT D. (1976).- Application de méthodes statistiques multivariées à l'étude géochimique des tholéiites de la marge orientale de l'Amérique du Nord. *4^e Réunion. ann. Sci. Terre*, Paris, p. 51.
- BERTRAND H., GIROD M. (1976).- Pétrologie et géochimie des tholéiites de la marge atlantique au Maroc: caractérisation d'un magmatisme lié à un stade précoce d'ouverture océanique. *Coll. final "A.T.P. Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords"*, Montpellier, p. 39.
- BERTRAND H., WESTPHAL M. (1976).- Comparaisons géologiques et paléomagnétiques des tholéiites du Maroc et de la côte orientale de l'Amérique du Nord: implications pour l'ouverture de l'Atlantique. *Coll. final "A.T.P. Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords"*, Montpellier, p. 40.
- BOULANDON J. (1947).- Quelques observations sur les gisements de plomb et de zinc de la région de Taza. *Rapport inédit S.E.G.M.*, n° 77, 5 p. dactylo., 3 dessins.
- BOULANDON J. (19..).- Gisement de manganèse de Tissidelt. *Notes de terrain inédites*, 3 p. dactylo.
- BROQUET P. (1970).- La notion d'olistostrome et d'olistolite. Historique et étude critique. *Ann. Soc. géol. Nord*, XC, 2, pp. 77-86, 2 fig.

- BROQUET P. (1973).- Olistostrome - olistolite et klippe sédimentaire. *Ann. Sci. Univ. Besançon*, 3^e série, fasc. 20, pp. 45-53, 2 fig.
- BURRI P., DRESNAY R. du, WAGNER C.W. (1973).- Tepee structures and associated diagenetic features in intertidal carbonate sands (lower Jurassic, Morocco). *Sedimentary Geology, Elsevier Pub.*, 9, pp. 221-228, 7 fig.
- BUSSON G. (1968).- La sédimentation des Evaporites. Comparaison des données sahariennes à quelques théories, hypothèses et observations classiques ou nouvelles. *Mém. Mus. Nat. Hist. natur.*, (N.S.), 19 C, 45 p.
- BUSSON G. (1972).- Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. *Mém. Mus. Nat. Hist. natur.*, (N.S.), C, Sci. Terre, t. XXVI.
- CAIRE A. (1953).- Remarques sur les accidents tectoniques majeurs de la région bisontine (Jura). *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs*, n° 57, pp. 111-123, 2 fig.
- CAIRE A. (1959-60).- Remarques sur la tectonique de couverture et les grands accidents transversaux du Jura occidental. *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs*, n° 62, fasc. 1, pp. 19-22.
- CAIRE A. (1963).- Phénomènes tectoniques de biseutage et de rabotage dans le Tell algérien. *Rev. Géogr. phy. Géol. dyn.*, vol. V, fasc. 4, pp. 299-325, 28 fig.
- CAIRE A. (1974 a).- Rhegmagenèse et rhegmatisme. *Ann. Sci. Univ. Besançon*, fasc. 22, pp. 77-85.
- CAIRE A. (1974 b).- La rhegmagenèse et les systèmes rhegmatisques. 2^e Réun. ann. *Sci. Terre*, Pont-à-Mousson, p. 92.
- CAIRE A. (1974 c).- Sur quelques caractères et propriétés des gerbes de failles. *Ann. Sci. Univ. Besançon, Livre jubil. M. Dreyfuss*, fasc. 20, pp. 55-71.
- CAIRE A. (1975).- Réseau rhegmatique et gerbes de fractures radiales péri-alpines. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 280, pp. 243-245, 1 fig.

- CAIRE A. (1975b).- Caractères et conditions du recouvrement tectonique pontien dans la partie occidentale du faisceau salinois (Jura). Les décrochements jurassiens dans le cadre alpin. *C. R. 99^e Congrès national des Soc. sav.*, fasc. 1, pp. 73-84, 6 fig.
- CAIRE A. (1975c).- Fracturation profonde et tectonique linéamentaire. *3^e Réunion. ann. Sci. Terre*, Montpellier, p. 88.
- CAIRE A. (1977).- Linéaments de l'octant NE au Maroc. *A. S. A. C.*, (2), p. 27, 1 fig.
- CARBONNIER A. (1952).- Sur un gisement de Foraminifères d'âge cénomannien supérieur provenant de la région de Taza (Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. 2, fasc. 1-3, pp. 111-122, 3 pl. phot.
- CARBONNIER A. (1953).- A propos de ma note "Sur un gisement de Foraminifères d'âge cénomannien supérieur provenant de la région de Taza (Maroc)". *C. R. scmm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 20.
- CELERIER J. (1927).- Dans l'ancienne "Tache de Taza". *B. Com. Afr. franç.*, sept., Rens. col., pp. 321-337, 7 fig.
- CHOUBERT G. (1946).- Aperçu de géologie marocaine. *R. Géogr. maroc.*, n° 2-3, pp. 69-77.
- CHOUBERT G., FAURE-MURET A. (1960-62).- Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *In* Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot, *Mém. h. série Soc. géol. Fr.*, t. 1, pp. 447-527.
- CHOUBERT G., MARCAIS J. (1952).- Aperçu structural *in* "Géologie du Maroc". *XIX^e Congr. géol. int.*, Alger 1952, monogr. rég., 3^e sér., Maroc, n° 6, pp. 9-73, 2 cartes ; et : *N & Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 100.
- COGNEY G., TERMIER H., TERMIER G. (1971).- Sur la présence de "pillow-lavas" dans le basalte du Permo-Trias au Maroc central. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 273, D, pp. 446-449.
- COGNEY G., NORMAND M., TERMIER H., TERMIER G. (1974).- Observations sur le basalte du bassin triasique de Rommani - Maaziz (Maroc occidental). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 36, 264, pp. 153-173.

- COGNEY G., FAUGERES J.C. (1975).- Précisions sur la mise en place des épanchements basaltiques des formations triasiques de la bordure septentrionale du Maroc Central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, n° 5, pp. 721-733, 4 fig.
- COLO G. (1951).- L'Aalénien et le Bajocien inférieur dans la région de Meghraoua (Moyen Atlas septentrional). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 4, n° 83, pp. 79-91, 2 fig.
- COLO G. (1952).- Au sujet de *Terebratula termieri*. *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 6, n° 95, pp. 103-116, 7 fig., 5 pl. h.t.
- COLO G. (1961).- Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, n° 139, 29 fig., 1 pl; h.t., 226 p.; et: n° 139 bis, 21 pl.
- COLO G., MORIN Ph. (1952).- Sur l'extension du Miocène au Sud et à l'Ouest de Taza. *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 6, n° 95, pp. 27-31, 1 carte.
- DAGUIN F. (1927).- Contribution à l'étude géologique de la région pré-rifaine (Maroc occidental). *Notes & M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, n° 1.
- DONALD G.A. Mac, KATSURA T. (1964).- Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, pp. 82-133.
- DRESNAY R. du (1963).- Quelques Ammonites de la partie inférieure du Pliensbachien (Carixien et Domérien *pro parte*) du jbel Bou-Rhorraf (Haut Atlas oriental). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 23, n° 172, pp. 141-160, 6 fig., 2 pl.
- DRESNAY R. du (1971 a).- Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIII, pp. 46-56, 2 fig.
- DRESNAY R. du (1971 b).- Relations paléogéographiques entre sillons atlasiques (Haut et Moyen Atlas) et plate-forme des Hauts Plateaux (Maroc oriental) pendant l'Aalénien et le Bajocien. *Mém. B.R.G.M.*, France, n° 75, pp. 147-161, 5 fig.

- DRESNAY R. du (1972 a).- Sédiments carbonatés intercotidaux et supracotidaux du Lias inférieur, dans le domaine atlasique marocain. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 275, pp. 341-344.
- DRESNAY R. du (1972 b).- Les phénomènes de bordure des constructions carbonatées du Lias moyen du Haut Atlas oriental (Maroc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 275, pp. 535-537, 1 pl; phot.
- DRESNAY R. du (1975).- Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique, dans le sillon marin du Haut Atlas, Maroc. *IX^e Congr. int. Sédiment. Nice*, pp. 103-108, 2 fig.
- DRESNAY R. du, DUBAR G. (1963).- Découverte de Rhynchonellines liasiques associées à des Ammonites dans le Haut-Atlas oriental marocain. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 256, n° 17, pp. 3721-3723.
- DUBAR G. (1938).- Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc. Brachiopodes: Rhynchonellines du Rif. *Notes & M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, n° 41, 53 p., 45 fig., 2 pl. phot. h.t.
- DUBAR G. (1962).- Notes sur la paléogéographie du Lias marocain (domaine atlasique). *In Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot, Mém. h. série Soc. géol. Fr.*, t. 1, pp. 529-544, 3 fig.
- DUEE G. (1962).- Contribution à l'étude géologique du pays affecté par la faille de Vallon entre Lagarce et S^t Sauveur de Cruzières. *Rapport inédit S.N.P.A.*, 96 p. dactylo., pl. h.t.
- DUEE G., PAQUET J. (1960).- Observations sur le complexe faillé des Cévennes et autres accidents (Ardèche et Gard). Essai d'interprétation profonde du sillon d'Alès. *Ann. Soc. géol. Nord*, pp. 169-175, 4 fig.
- DUEE G., HERVOUET Y., LAVILLE Ed., LUCA P. de, ROBILLARD D. (1977).- Activité Syngénétique d'un Accident Coulissant. *A.S.A.C.*, (3), p
- DUEE G., HERVOUET Y., LAVILLE Ed., LUCA P. de, ROBILLARD D. (1978).- L'accident nord moyen-atlasique dans la région de Boulemane (Maroc): une zone de coulissement syngénétique. *Ann. Soc. géol. Nord*, à paraître.

- EK C., MATHIEU L. (1963-64).- La daïa Chiker (Moyen Atlas, Maroc). Etude géomorphologique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 87, n° 3, pp. B 65-96, 7 fig., 2 phot. h.t.
- EL HATIMI N., LAADILA M., NASSILI M. (1977).- Contribution à l'étude géologique des environs de Rbat El Kheir (Moyen Atlas - Maroc). *D.E.A.*, Toulouse, 43 p., 10 fig., 2 cartes h.t.
- FALLOT P. (1941).- Sur le Moyen Atlas. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 212, pp. 708-710.
- FALLOT P. (avec la collaboration de P. Lévêque, B. Owodenko, des géologues de la Société chérifienne des pétroles et du Service géologique du Maroc) (1952).- Géologie du Maroc. Fasc. 1: Oujda à Marrakech. *XIX^e Congr. géol. int.*, Alger, livret guide, sér.: Maroc, n° 5, publ. Rabat, Broch. in-8°, 54 p., 10 fig., 6 pl.h.t.
- FAUGERES J.C. (1974).- Les formations dolomitico-calcaires (Lias inférieur et moyen) des Jbels Tekerma-Kannoufa (Rides Prérifaines, Maroc Septentrional): précisions pétrologiques et stratigraphiques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 278, n° 8, pp. 983-986.
- GAUDEFROY C. (1953).- Pisolites de calcite de Ras el Ma (région de Taza). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 7, n° 117, pp. 257-260, 1 pl. h.t.
- GAUTIER E.F. (1922).- Structure de l'Algérie. *Edit. Soc. Géogr.*, Challamel, Paris, 240 p., 46 fig.
- GENTIL L. (1911 a).- Sur les dépôts du détroit Sud-rifain. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 152, pp. 293-295.
- GENTIL L. (1911 b).- Sur la formation du détroit Sud-rifain. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 152, pp. 415-418.
- GENTIL L. (1911 c).- Sur le détroit Sud-rifain. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 3, pp. 21-22.
- GENTIL L. (1916).- Sur la "Trouée de Taza" (Maroc septentrional). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 163, pp. 705-708.

- GENTIL L. (1918 a).- Sur l'âge du détroit Sud-rifain. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 166, pp. 418-420.
- GENTIL L. (1918 b).- Un voyage géologique à Taza (Maroc septentrional). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 5, pp. 54-56.
- GENTIL L. (1918 c).- Notes d'un voyage géologique à Taza (Maroc septentrional). (Contribution à l'étude du détroit sud-rifain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), XVIII, pp. 129-177, 4 fig., esq. géol. au 200 000^e.
- GENTIL L. (1920).- A propos d'une faune helvétique à Taza (Maroc). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 10, pp. 103-104.
- GROS R. (1954).- Compte-rendu de visite aux travaux de M. S^t Simon dans la région de Taza (gisement de manganèse de Tissidelt). *Rapport inédit*, 2p. dactylo.
- HOEPFFNER Ch. (1977).- Données nouvelles sur le Paléozoïque de la Bordure occidentale du massif du Tazekka (Maroc oriental). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 284, pp. 1635-1637, 1 fig.
- HOEPFFNER Ch. (1978).- Tectonique hercynienne dans le massif du Tazekka (Maroc oriental). *Sci. géol. Bull.*, Strasbourg, à paraître.
- JEANNETTE A., LUCAS J. (1955).- Sur l'extension au Maroc des niveaux à chlorite dans les argilites du Permo-Trias. *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 12, n° 125, pp. 129-136, 1 fig., 1 tabl., 2 pl. phot.
- KUNO H. (1968).- Differentiation of basalt magmas. In: "Basalts". Hess and Polder-vaart A. Ed., New York, Inter-science Publishers, 2, pp. 628-688.
- LANNOY M. (1934).- Rapport de visite au gisement de fer du Chiker le 30 octobre 1934. *Procès verbal (inédit) 4 - Fe 2,1*, 7 p. dactylo.
- LAVILLE Ed. (1975).- Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du Haut-Atlas marocain. (Boutonnière de Skoura, nappe de Toundout). *Thèse 3^e cycle*, Montpellier, 91 p., 45 fig., 2 cartes h.t.
- LAVILLE Ed. (1976).- Sur la présence d'une phase décrochante ($\sigma_1 = N130$) dans le Haut-Atlas central marocain et le Moyen-Atlas (région d'Imouzzer de Marmoucha). *Coll. final. "A.T.P. Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords"*, Montpellier, p. 102.

- LAVILLE Ed. (1977).- L'évolution sédimentaire et tectonique de la couverture jurassique de la région d'Immouzer de Marmoucha (Moyen Atlas, Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, à paraître.
- LEBLANC D. (1975).- Etude géologique dans le Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc). *Thèse*, Toulouse, 293 p., 50 fig., 1 carte h.t.
- LEBLANC D., VIDAL J.C. (1970).- Contact du Prérif charrié sur l'avant-pays à l'Ouest de Taza (Maroc). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, pp. 41-42, 1 fig.
- van LECKWIJCK W. (1963-64).- 1- Relations entre la structure et l'hydrogéologie de la terminaison septentrionale du Moyen Atlas.
2- Formations quaternaires rouges, noires, grises {observation à une communication de C. Ek et L. Mathieu: la daïa Chiker (Moyen Atlas, Maroc). Etude géomorphologique}. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 87, B n°3, pp. B 94-99.
- van LECKWIJCK W., TERMIER H. (1938). - Observations géologiques sur la partie sud-ouest de la feuille "Taza" au 1/100000^e (Maroc oriental). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, pp. 86-87.
- LECOINTRE G. (1920).- Une faune helvétique à Taza. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 10, pp. 102-103; (observ. de L. Gentil, pp. 103-104).
- LE PICHON X. (1971).- La genèse de l'Atlantique Nord. *La Recherche*, 8, pp. 21-29, 5 fig.
- LUCAS G. (1966).- Fonds durcis, lacunes sous-marines, séries condensées et ondes marines séismiques ou "tsunami". *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 262, pp. 2141-2144.
- LUCAS J. (1962).- La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorr.*, Strasbourg, N° 23, 202 p.
- MARCAIS J. (1936).- La constitution géologique de la région au Nord de Taza et de Guercif (Maroc oriental). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 202, pp. 2003-2005, 1 fig.

- MARTIN J. (1973).- Carte géomorphologique du Moyen-Atlas central au 1/100 000, avec un schéma structural au 1/500000. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, n° 258.
- MATHIEU R. (1966).- Structures sédimentaires des dépôts de la zone intertidale dans la partie occidentale de la baie du Mont Saint Michel. *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, Paris (2), vol. VIII; fasc. 1, pp. 113-122, 15 fig.
- MATTAUER M. (1973).- Les Déformations des matériaux de l'écorce terrestre. *Hermann éd.*, Paris, 493 p.
- MICHARD A. (1976).- Eléments de Géologie marocaine. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, n° 252, 408 p., 221 fig., 2 cartes h.t.
- MIYASHIRO A. (1973).- The Troodos Ophiolitic Complex was probably formed in an Island Arc. *Earth Plan. Sc. Let.*, vol. 19, pp. 218-224.
- MIYASHIRO A. (1975).- Classification, Characteristics and Origin of Ophiolites. *Journ. Geol.*, vol. 83, pp. 249-281.
- MONITION A., MONITION L. (1956-59).-Quelques observations sur les formations "permo-triasiques" du massif des Beni-Snassene (Maroc oriental). *XX^e Congr. géol. int.*, Mexico 1956, C. R. Ass. Serv. géol. afric., publ. 1959, pp. 187-202, 4 fig., 1 pl. spectres rayons X. (Résumé commun., 1956, p. 406).
- MONTJAMONT M. Lorenchet de (1963).- Observations sur le Miocène supérieur du Couloir Sud-rifain (Maroc). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 50-52.
- MONTJAMONT M. Lorenchet de (1963 b).- Observations sur le Miocène moyen du Couloir Sud-rifain (Maroc). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 75-76.
- MOORE R.C. (1964).-Treatise on Invertebrate Paleontology. Part. L: Mollusca 4. *Geol. Soc. Am.*, 520 p.
- MORIN Ph. (1948 a).- Note préliminaire sur le Massif de microgranite de Boujada. (Région de Taza). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 1, n° 71, pp. 73-80, 1 carte.
- MORIN Ph. (1948 b).- Découverte de fossiles dans le massif du Tazzeka (Maroc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 227, pp. 560-562.

- MORIN Ph. (1973).- L'accident du Bsabis-Tazzeka, un linéament majeur de la tectonique hercynienne du Maroc (Ouest de Taza). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, pp. 64-67, 1 fig.
- MOUSSU R. (1954).- Les basaltes permo-triasiques à indices de cuivre d'Agourir et de Sidi Tiar (Haute Moulouya). *Notes Serv. géol. Maroc*, t; 10, n° 122, pp. 109-123, 2 fig., 2 pl. h.t.
- MOUTERDE R., ENAY R., CARIOU E., CONTINI D., ELMI S., GABILLY J., MANGOLD Ch., MATTEI J., RIOULT M., THIERRY J., TINTANT H. (1971).- Les zones du Jurassique en France. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, pp. 76-103.
- NEUMANN E. (1954).- Un forage... peu banal. *Bull. liaison Bur. Rech. et Particip. min.*, Rabat, n° 24, sept., pp. 34-37, 1 fig.
- PAQUET J. (1960).- Contribution à l'étude géologique d'un secteur nord du sillon d'Alès. *D.E.S.*, Lille.
- PAQUET J. (1960 b).- Observations sur la partie septentrionale de la Faille des Cévennes (Ardèche). *Ann. Soc. géol. Nord*, LXXX, p. 81.
- PEARCE T.H., GORMAN B.E., BIRKETT T.C. (1975).- The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 24, pp. 419-426.
- PHILLIPS C.B., REEVE F.A.E. (1969).- Structural geology of the Malvern, Abbeley and Ledbury hills. *Quat. J. geol. Soc. Lond.*, 125, pp. 1-37.
- PROUST F., TAPPONNIER P., PETIT J-P. (1974).- Critères de sens de mouvements sur les miroirs de failles en roches non calcaires. 2^e Réun. ann. Sci. Terre, Nancy, p. 320.
- RAMSAY J.G. (1967).- Folding and fracturing of rocks. *Mc Graw Hill Books Company* (New York), 568 p., 500 fig.
- ROBERT J.P., VIALON P. (1976).- Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs découpés par un cisaillement. Le clivage schisteux des niveaux structuraux supérieurs. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, n° 6, pp. 1599-1604, 4 fig.

- ROBILLARD D. (1977).- Données structurales nouvelles sur le Moyen-Atlas septentrional (région de Taza, Maroc). *A.S.A.C.*, (3), 1 fig., p
- ROCH E. (1950).- Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, n° 80, 440 p.
- ROUSSELLE L. (1969).- Présence de Rhynchonellines (Brachiopodes) associées à des faunes du Lias supérieur au Maroc (Haut Atlas). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 268, pp. 28-30.
- RUSSO P. (1921).- Sur le Trias du Maroc occidental et septentrional. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 11, p. 170.
- RUSSO P. (1925).- Essai sur la tectonique du Moyen Atlas et des Hauts Plateaux de l'Afrique mineure. *Ann. Soc. linn. Lyon*, t. 72, pp. 28-35.
- RUSSO P. (1928 a).- Rapports stratigraphiques et tectoniques sur le bord méridional du détroit sud-rifain. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 16, p. 272.
- RUSSO P. (1928 b).- Rapports stratigraphiques et tectoniques sur le bord méridional du détroit sud-rifain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), XXVIII, pp. 363-368, 1 fig.
- RUSSO P. (1931).- Le couloir de Taza à Oujda. Géologie des chaînes nord-africaines. *Publ. Ass. Et. géol. Médit. occid.*, Barcelone, vol. 5, 1^{ère} part., n° 1, pp. 1-18, 3 fig.;, 6 pl., croquis tecto. au 1/200 000.
- RUSSO P. (1935 a).- Sur la distinction entre le Moyen Atlas central et le Moyen Atlas septentrional (Maroc central). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 5, pp. 69-70.
- RUSSO P. (1935 b).- Constitution géographique, géologique et hydrogéologique de la Daya Chiker et de ses abords. *La Géographie*, Paris, t. 63, pp. 386-402, 5 fig.
- RUSSO P. (1935-36).- Hydrogéologie du Chiker (Région de Taza, Maroc septentrional). *C. R. 7^e Congr. int. Mines, Métall. et Géol. appl.*, sect. géol. appl., Paris, t. 2, pp. 779-782.

- RUSSO P. (1939).- Observations nouvelles sur les rapports entre l'aire tectonique du Rif et celle du Moyen Atlas au Maroc oriental. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5); VIII, pp. 653-664, 1 fig.
- SALVAN H.M. (1968).- L'évolution du problème des évaporites et ses conséquences sur l'interprétation des gisements marocains. *Mines et Géol.*, Rabat, n° 27, pp. 5-30.
- SALVAN H.M. (1974).- Les séries salifères du Trias marocain. Caractères généraux et possibilités d'interprétation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVI, pp. 724-731.
- SALVAN H.M. (1974 b).- Les séries salifères triasiques du Maroc. Comparaison avec les séries homologues d'Algérie et de Tunisie - Nouvelles possibilités d'interprétation. *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 35, n° 255, p. 725, 7 fig.
- SEGURET M. (1970-72).- Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. (Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité). *Pub. USTELA - Montpellier - Série Géol. struct.* n° 2, 155 p., 66 fig.
- SHINN E.A. (1968).- Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 38, N° 1, pp. 215-223, 13 fig.
- SIGAL J. (1952).- Observation sur l'âge cénomaniens d'une microfaune récemment décrite de la région de Taza (Maroc). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 14, pp. 309-311.
- SITTER L.U. de, LAGAAIJ R. (1948).- Sur le mode de gisement des laves permo-triasiques dans le Maroc oriental. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 13-14, pp. 279-281.
- TERMIER H. (1930).- Sur l'extension verticale du genre *Spiriferina* au Maroc. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 190, n° 6, pp. 382-383.
- TERMIER H. (1936).- Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional: t. I : Les terrains primaires et le Permo-Trias;
t. II : Les terrains post-triasiques;
t. III : Paléontologie, Pétrographie;
t. IV : Atlas des figures et des tableaux hors-texte.
Notes & M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc, n° 33, 1566 p., 63 fig., 30 tabl.

- TERMIER H., DUBAR G. (1935).- Carte géologique du Moyen Atlas septentrional au 1/200 000. *Notes & M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, n° 23.
- TERMIER H., DUBAR G. (1940).- Notice explicative de la carte géologique provisoire du Moyen Atlas au 1/200 000. *Notes & M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, n° 24 bis, 74 p., 1 fig., 1 pl.
- TERMIER H., TERMIER G. (1948).- Observations nouvelles sur le Permo-Trias et la base du Lias dans le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 18, fasc. 6-7, pp. 395-405, 4 fig.
- TERMIER H., TERMIER G. (1949).- Mode de gisement des basaltes "permo-triasiques" au Maroc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XIX, pp. 111-134.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1976).- Eléments de tectonique analytique. *Masson éd.*, Paris, 118 p.
- VIDAL J.C. (1971).- Une interprétation nouvelle des nappes du Prérif central (Maroc) et ses conséquences sur la structure de leur substratum autochtone. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 272, pp. 24-27.
- WERNLI R. (1977).- Les Foraminifères planctoniques de la limite mio-pliocène dans les environs de Rabat. (Maroc) *Eclogae geol. Helv.*, vol. 70/1, pp. 143-191, 4 fig., 7 pl. h;t.
- WESTERVELD J. (1948).- Sur la position géologique des laves soi-disant permo-triasiques ou infra-liasiques du Domaine Atlasique et leurs rapports avec la métallogénie marocaine. *Proc. kon. nederl. Akad. van. Wetenschappen*, Amsterdam, vol. LI, pp. 565-574, 1 carte h.t.
- WINKLER H.G.F. (1965).- La genèse des roches métamorphiques. *Ophrys*, 188 p., 40 fig.
- ZEMMOURI O., BROQUET P. (1977).- Les grands traits paléogéographiques et structuraux de la région de Timahdit (Moyen Atlas - Maroc). Application à la prospection des schistes bitumineux. 5^e Réun. ann. Sci. Terre, Rennes, p. 474.

Pour les amateurs de Spéléologie:

- CASTERET N. (1935).- Les gouffres et cavernes de la région de Taza. *Gèn. civ.*, Paris, 1^{er} sem., n° 5, p. 120.
- CASTERET N. (1935).- Sur les gouffres et cavernes de la région de Taza (Maroc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 200, n° 4, pp. 339-341.
- LAURIAC R. (1934). - Une curiosité naturelle au Maroc: le "Lac passoire" et les grottes de Daya Chiker. *L'Illustration*, Paris, 28 avril, pp. 495-496, 6 phot.
- LAURIAC R. (1949).- Les secrets des gouffres du Chiker. *Vigie maroc.*, 16, 18, 19, 20 juil.
- LAURIAC R. (1949).- Dans le monde souterrain de Taza. *Vigie maroc.*, 17 août.
- LAURIAC R. (1949).- Soixante heures dans les dédales du Friouato. *Vigie maroc.*, 17 et 18 nov.

°
° °

LISTE DES FIGURES

| Figures | Pages |
|--|-------|
| <i>GENERALITES</i> | |
| 1. Cadre géographique du secteur étudié..... | 2 |
| 2. Cadre géologique de la région étudiée..... | 6 |
| <i>PREMIERE PARTIE</i> | |
| 3. Lame mince dans le "microgranite" de Boujada..... | 12 |
| 4. Panorama montrant le "Permo-trias" discordant sur le Primaire au Sud d'Es Sebt..... | 15 |
| 5. Schéma de répartition des faciès du Trias supérieur au Maroc d'après Salvan..... | 17 |
| 6. Troncature basale dans les calcaires dolomitiques du Lias inférieur reposant sur le "Permo-trias" (Bab el Arba)..... | 21 |
| 7. Etude microscopique de structures sédimentaires au sein des calcaires dolomitiques du Lias inférieur..... | 24 |
| 8. Le gisement de Rhynchonellines de Bab el Hari..... | 31 |
| A. Localisation générale | |
| B. Contexte géologique | |
| C. Coupe stratigraphique | |
| 9. Allure typique d'un niveau détritique décimétrique du sommet du Domérien..... | 35 |
| 10. Niveau détritique du sommet du Domérien sur la route de Bab el Arba..... | 36 |
| 11. Paléogéographie du golfe atlasique mésogéen et des territoires voisins au cours du Lias moyen selon R. du Dresnay (1971) | 38 |
| 12. Variation de faciès et d'épaisseur du Toarcien..... | 45 |
| 13. Variation de faciès et d'épaisseur (du Toarcien) de l'Aalénien et du Bajocien inférieur..... | 51 |

| | |
|--|----|
| 14. Paléogéographie du golfe atlasique mésogéen et des territoires voisins au cours de l'Aalénien-Bajocien inférieur selon R. du Dresnay (1971)..... | 53 |
| 15. Coupes à travers l'oued Inaouenne..... | 59 |
| A. Par le poste de Koudiat el Abiod | |
| B. Un peu à l'Est de Taza | |
| C. Par la Koudiat Kern Nesrani | |
| 16. Schéma récapitulatif et interprétatif de la mise en place de klippes sédimentaires et d'olistostromes..... | 66 |

DEUXIEME PARTIE : PETROGRAPHIE

| | |
|--|----|
| 17. Lentille d'argilites rouges "permo-triasiques" au sein du complexe magmatique..... | 71 |
| 18. Localisation des échantillons cités..... | 73 |
| 19. Echantillon 76-DD 81 D..... | 75 |
| 20. Echantillon 76-DD 55'..... | 75 |
| 21. Echantillon 76-DD 105b..... | 77 |
| 22. Echantillon 76-DD 38..... | 77 |
| 23. Diagramme alcalins/silice..... | 83 |
| 24. Diagrammes de Miyashiro..... | 84 |
| 25. Diagramme A-F-M..... | 85 |
| 26. Diagramme $K_2O/TiO_2/P_2O_5$ de Pearse <i>et al.</i> (1975)..... | 85 |

TROISIEME PARTIE : TECTONIQUE

| | |
|---|-----|
| 27. Carte structurale..... | 94 |
| 28. Localisation des coupes tectoniques..... | 96 |
| 29. Légende des symboles utilisés dans les coupes tectoniques.... | 98 |
| 30. Coupes sériées de l'accident nord moyen-atlasique..... | 99 |
| 31. Panorama de Merj el Rhozlane..... | 101 |
| 32. Carte géologique du flanc SE du jbel Bou Messaoud..... | 106 |

| | |
|---|-----|
| 33. Coupes sériées sur le flanc SE du jbel Bou Messaoud..... | 110 |
| 34. Coupes schématiques sériées sur le flanc SE du Ras Chedaya... | 111 |
| 35. Allure probable de l'ensemble structural "Bou Messaoud- Chiker"..... | 113 |
| 36. Coupe V montrant un décollement synsédimentaire sur le flanc SE du jbel Bou Messaoud..... | 115 |
| 37. Carte géologique au 1/25 000e de la zone de courbure de l'ac- cident sigmoïde d'Aïn el Aouda..... | 118 |
| 38. Coupes sériées le long de l'accident d'allure sigmoïde d'Aïn el Aouda..... | 120 |
| 39. Localisation des stations de mesures de schistosité..... | 122 |
| 40. Stéréogrammes de schistosité dans les argilites rouges "permo-triasiques", dans la zone de courbure de l'accident d'Aïn el Aouda..... | 122 |
| 41. Stéréogrammes de schistosité dans les niveaux tendres du Toarcien,   proximité de l'accident d'Aïn el Aouda..... | 123 |
| 42. Schéma évolutif de la genèse de l'accident d'allure sigmoïde d'Aïn el Aouda..... | 125 |
| 43. Allure théorique prise par des failles conjuguées symétriques avec axe principal de la déformation et champ de contrainte correspondants..... | 128 |
| 44. Bloc diagrammes des différents types de failles..... | 128 |
| 45. Schéma montrant comment on peut définir un axe de raccourcis- sment et un axe d'allongement à partir d'une population de failles..... | 128 |
| 46. Principe de la méthode d'Arthaud..... | 128 |
| 47. Exemple de détermination d'une direction principale à partir de failles..... | 130 |
| 48. Localisation des stations de mesures micro-tectoniques..... | 132 |
| 49. Signification du symbolisme utilis e sur les stéréogrammes.... | 133 |

| | |
|---|---------|
| 50. Stéréogrammes de micro-tectonique cassante dans les terrains du Lias inférieur et moyen..... | 134-135 |
| 51. Stéréogrammes de micro-tectonique cassante dans les dolérites "permo-triasiques"..... | 136 |
| 52. Stéréogramme de schistosité affectant le Lias inférieur au N de Bab bou Idir..... | 137 |
| 53. Microplis dans les calcaires dolomitiques du Lias inférieur au Sud-Est du jbel Bou Slama..... | 140 |
| 54. Coupe schématique interprétative et composite..... | 149 |



Une carte géologique au 1/50 000, hors texte, est jointe au présent ouvrage.

TABLE DES MATIERES

| | Pages |
|-------------------|-------|
| AVANT-PROPOS..... | I |
| RESUME..... | IV |
| ABSTRACT..... | VI |
| ملخص..... | VIII |
| GLOSSAIRE..... | IX |

GENERALITES

| | |
|---|---|
| I. PRESENTATION GEOGRAPHIQUE..... | 3 |
| II. HISTORIQUE ET CADRE GEOLOGIQUE..... | 4 |
| A. Historique..... | 4 |
| B. Cadre géologique..... | 5 |
| 1) Le Complexe pré-rifain..... | 5 |
| 2) Le Détroit sud-rifain..... | 7 |
| 3) Le Moyen-Atlas septentrional..... | 7 |

PREMIERE PARTIE : STRATIGRAPHIE

| | |
|--|----|
| <u>Chapitre I</u> : LES TERRAINS PALEOZOIQUES..... | 11 |
| I. INTRODUCTION ET GENERALITES..... | 11 |
| II. DESCRIPTION DES FACIES..... | 11 |
| A. Les schistes..... | 11 |
| B. Le "microgranite de Boujada"..... | 12 |
| <u>Chapitre II</u> : LE "PERMO-TRIAS"..... | 14 |
| I. GENERALITES..... | 14 |
| II. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE..... | 15 |
| III. CONCLUSIONS..... | 18 |

| | |
|---|----|
| <u>Chapitre III</u> : LE LIAS INFERIEUR..... | 19 |
| I. GENERALITES..... | 19 |
| II. HISTORIQUE..... | 20 |
| III. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE..... | 20 |
| A. Passage "Permo-trias" - Lias..... | 20 |
| B. Précisions pétrographiques et stratigraphiques..... | 22 |
| 1) Les birdseyes..... | 22 |
| 2) Les laminites..... | 22 |
| 3) Les fentes de dessications..... | 23 |
| 4) Les brèches..... | 23 |
| 5) Les teepees..... | 23 |
| IV. CONCLUSIONS SUR LE LIAS INFERIEUR..... | 25 |
| <u>Chapitre IV</u> : LE LIAS MOYEN..... | 28 |
| I. GENERALITES..... | 28 |
| II. HISTORIQUE..... | 29 |
| III. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE..... | 29 |
| A. Le Carixien (= Pliensbachien inférieur)..... | 29 |
| 1) Précisions pétrographiques et stratigraphiques..... | 29 |
| 2) Le gisement de Rhynchonellines..... | 30 |
| B. Le Domérien (= Pliensbachien supérieur)..... | 33 |
| 1) Précisions pétrographiques et stratigraphiques..... | 33 |
| a) Des marno-calcaires inférieurs..... | 33 |
| b) Des calcaires lités..... | 33 |
| c) Des marno-calcaires supérieurs..... | 33 |
| 2) Les niveaux détritiques du Domérien supérieur..... | 34 |
| C. Problèmes des phénomènes récifaux du Lias moyen..... | 37 |
| IV. CONCLUSIONS SUR LE LIAS MOYEN..... | 37 |
| <u>Chapitre V</u> : LE LIAS SUPERIEUR..... | 41 |
| I. GENERALITES..... | 41 |
| II. LE TOARCIEN..... | 41 |
| A. Historique et limites..... | 41 |
| B. Précisions pétrographiques et stratigraphiques..... | 42 |

| | |
|--|----|
| 1) Coupe n° 1 : le flanc oriental de la Koudiat Tadrhat.. | 42 |
| a) Toarcien inférieur..... | 42 |
| b) Toarcien moyen..... | 43 |
| c) Toarcien supérieur..... | 43 |
| 2) Coupe n° 2 : la région de Sidi Moulay A.E. Rahmane.... | 44 |
| a) Toarcien inférieur..... | 44 |
| b) Toarcien moyen..... | 46 |
| c) Toarcien supérieur..... | 46 |
| 3) Coupe n° 3 : au pied NNW du jbel Toumzit..... | 47 |
| C. Conclusions sur le Toarcien..... | 47 |
| III. L'AALÉNIEN-BAJOCIEN INFÉRIEUR..... | 48 |
| A. Historique et généralités..... | 48 |
| B. Précisions pétrographiques et stratigraphiques..... | 49 |
| 1) L'Aalénien-Bajocien inférieur des zones de haut-fond.. | 49 |
| 2) L'Aalénien des zones plus profondes..... | 50 |
| C. Conclusions sur l'Aalénien-Bajocien inférieur..... | 52 |
| IV. CONCLUSIONS SUR LE LIAS SUPERIEUR..... | 52 |
| <u>Chapitre VI : LE MIOCENE.....</u> | 54 |
| I. GENERALITES..... | 54 |
| II. HISTORIQUE..... | 54 |
| III. STRATIGRAPHIE..... | 55 |
| A. Les données de L. Gentil..... | 55 |
| B. Les données nouvelles de la microfaune..... | 56 |
| C. Les discordances intra-miocènes..... | 58 |
| IV. CONCLUSIONS..... | 60 |
| <u>Chapitre VII : LE QUATERNAIRE.....</u> | 61 |
| I. LES TRAVERTINS..... | 61 |
| II. LES CALCAIRES LACUSTRES ET BRECHES A CIMENT ROUGE..... | 62 |
| <u>Chapitre VIII : LE COMPLEXE PRERIFAIN.....</u> | 63 |
| I. GENERALITES..... | 63 |
| II. AGE ET NATURE PETROGRAPHIQUE DES ELEMENTS RENCONTRES AU SEIN DU COMPLEXE PRERIFAIN..... | 64 |

| | |
|----------------------|----|
| A. Le Trias..... | 64 |
| B. Le Sénonien..... | 64 |
| C. L'Eocène..... | 64 |
| D. L'Oligocène..... | 65 |
| IV. CONCLUSIONS..... | 65 |

DEUXIEME PARTIE : PETROGRAPHIE

| | |
|--|----|
| ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES BASALTIQUES DU "PERMO-TRIAS" | |
| <i>AUCTORUM</i> | 69 |
| I. HISTORIQUE..... | 69 |
| II. ASPECT SUR LE TERRAIN..... | 70 |
| III. DIAGNOSES MICROSCOPIQUES..... | 72 |
| A. Echantillon 76-DD 81 D..... | 72 |
| B. Echantillon 76-DD 55'..... | 74 |
| C. Echantillon 76-DD 105b..... | 76 |
| D. Autres exemples du complexe basaltique "permo-triasique". | 76 |
| E. Un cas particulier : l'échantillon 76-DD 38..... | 78 |
| IV. ANALYSES GEOCHIMIQUES..... | 79 |
| A. Les données..... | 79 |
| B. Essai d'interprétation..... | 82 |
| 1) Diagramme alcalin/silice..... | 82 |
| 2) Diagrammes de Miyashiro..... | 83 |
| 3) Diagramme A-F-M..... | 86 |
| 4) Diagramme $K_2O/TiO_2/P_2O_5$ | 86 |
| V. CONCLUSIONS..... | 87 |

TROISIEME PARTIE : TECTONIQUE

| | |
|---|----|
| <u>Chapitre I</u> : APERCU STRUCTURAL DE LA REGION ETUDIEE..... | 93 |
| I. LE DETROIT SUD-RIFAIN..... | 93 |
| II. LE COMPLEXE PRERIFAIN..... | 93 |
| III. LE MOYEN-ATLAS SEPTENTRIONAL..... | 95 |

| | |
|---|-----|
| <u>Chapitre II</u> : L'ACCIDENT NORD MOYEN-ATLASIQUE..... | 97 |
| I. GENERALITES..... | 97 |
| II. DESCRIPTION..... | 97 |
| A. Dans la partie septentrionale..... | 97 |
| B. A partir de la région de Merj el Rhozlane..... | 98 |
| C. Au NE de la région du Ras Chedaya..... | 100 |
| III. CONCLUSIONS..... | 102 |
| <u>Chapitre III</u> : LE FLANC SE DU JBEL BOU MESSAOUD ET LA TERMINAISON SW DU CHIKER..... | 105 |
| I. INTRODUCTION ET GENERALITES..... | 105 |
| II. LES FAITS DE TERRAIN..... | 107 |
| A. L'observation de la carte géologique..... | 107 |
| B. Les faits de terrain proprement dits..... | 108 |
| 1) Les lacunes de sédimentation..... | 108 |
| 2) Les mégaslumpings..... | 108 |
| 3) Les discordances progressives et failles synsédimentaires..... | 108 |
| 4) Le problème des brèches..... | 109 |
| III. CONCLUSIONS..... | 112 |
| Remarque..... | 113 |
| <u>Chapitre IV</u> : L'ACCIDENT D'ALLURE SIGMOÏDE D'AÏN EL AOUDA..... | 116 |
| I. GENERALITES..... | 116 |
| II. DESCRIPTION..... | 116 |
| A. Introduction..... | 116 |
| B. Discordance du Toarcien sur le "Permo-trias"..... | 117 |
| C. La portion E-W de l'accident..... | 117 |
| D. La terminaison méridionale de l'accident..... | 119 |
| E. Le débit schisteux associé et l'allure sigmoïde de l'accident..... | 121 |
| III. CONCLUSIONS..... | 121 |
| <u>Chapitre V</u> : LA MICROTTECTONIQUE CASSANTE..... | 127 |
| I. NOMENCLATURE DES FAILLES..... | 127 |

| | |
|--|-----|
| II. ANALYSE DE LA DEFORMATION..... | 129 |
| III. RECHERCHE DE L'ORIENTATION DES CONTRAINTES..... | 129 |
| A. La méthode d'Arthaud..... | 129 |
| B. Critiques et limites de la méthode d'Arthaud..... | 130 |
| C. Méthode employée et conditions d'étude..... | 131 |
| IV. EXPLOITATION DES STEREOGRAMMES..... | 131 |
| <u>Chapitre VI</u> : IMPORTANCE DU CARACTERE SYNSEDIMENTAIRE DE CERTAINS ACCIDENTS..... | 139 |
| <u>Chapitre VII</u> : CONCLUSIONS..... | 142 |
| I. CONCEPTIONS CLASSIQUES DE DATATION DES PHASES TECTONIQUES AFFECTANT LE MOYEN-ATLAS..... | 142 |
| II. NOUVELLE CONCEPTION : UNE EVOLUTION TECTONIQUE CONTINUE..... | 142 |
| III. EXTENSION AU MOYEN-ATLAS..... | 144 |
| <i>CONCLUSIONS GENERALES</i> | |
| ESSAI D'INTERPRETATION DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA TERMINAISON SEPTENTRIONALE DU MOYEN-ATLAS AU S DE TAZA..... | 147 |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i> | 153 |
| <i>LISTE DES FIGURES</i> | 169 |
| <i>TABLE DES MATIERES</i> | 173 |

