

50376
1959
13-1-

50376
1959
13-1

CONTRIBUTION
A L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DE L'OUARSENIS ORANAIS
PAR J. POLVECHE



TOME 1



50376
1959
13-1

50376
1959
13-1

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE
DE L'OUARSENIS ORANAIS

par
Jean Polvêche



AVANT - PROPOS

L'élaboration de ce mémoire a demandé bien des aides et bien des conseils . Aussi c'est pour moi un agréable devoir que de rappeler en avant-propos les nombreuses dettes de reconnaissance que j'ai contractées.

Si je remercie d'abord MM. P. PRUVOST et L. GLANGEAUD c'est qu'ils furent tous deux plus ou moins directement les responsables de ce travail. M.P.PRUVOST a décidé par ses cours de ma vocation C'est lui qui m'initia à la géologie de terrain et qui me choisit comme assistant, alors qu'il était professeur à l'Université de Lille. Ce n'est pas sans émotion que je me souviens de mes premières excursions à ses côtés , marteau en main, où quelques élèves seulement entouraient le Maître. Malgré son départ à Paris, Mr. Pruvost manifesta toujours pour mes recherches scientifiques un vif intérêt; j'ai toujours trouvé auprès de lui, lors de mes brefs séjours dans la capitale, encouragement et réconfort. Qu'il trouve ici l'expression de mon affectueuse reconnaissance.

Si Mr. P. Pruvost m'a initié à la Géologie, Mr L. Glangeaud m'a initié à la tectonique algérienne. Je le remercie de tout coeur de m'avoir accepté dans son équipe et de m'avoir traité comme un des siens , ne me ménageant, depuis 5 ans, ni ses conseils,

ni ses critiques, ni aussi son aide efficace. Son influence sur mon travail a été primordiale, ma dette de reconnaissance envers lui est immense.

Avec la recommandation de ces Maîtres, j'ai pu entrer au Service de la Carte géologique de l'Algérie. Si j'ai pu mener 4 longues campagnes à l'étude de l'Ouarsenis, c'est grâce à M. l'Ingénieur Général G. Bétier qui s'est intéressé dès ma première tournée à cette étude. Il m'a toujours fourni le matériel et les crédits nécessaires pour mener dans les meilleures conditions et avec un rendement optimum mes travaux sur le terrain. Il ne m'a jamais épargné ses conseils et, lors de mes séjours à Alger, j'ai toujours eu en M. Bétier un conseiller éclairé et humain, qu'il trouve ici l'assurance de mes sentiments respectueux, dévoués et reconnaissants.

Violà plus de 7 ans que je travaille à Lille sous la bienveillante direction de MM. Duparque et Waterlot. Je tiens à associer M. Duparque à ce travail car j'ai toujours trouvé à ses côtés un exemple et une aide précieuse et efficace tant matérielle que scientifique. Il est difficile de préciser tout ce que ce mémoire doit à M. Waterlot car de longues discussions, de nombreuses tournées sur le terrain - c'est M Waterlot qui m'a guidé et me guide encore dans mes études cartographiques- m'ont imprégné de ses idées. De plus, je tiens à souligner le libéralisme dont il a fait preuve en me confiant à M. Glangeaud et en me permettant de m'absenter pendant l'année scolaire, suppléant parfois lui-même à mon absence. Je suis reconnaissant à mes deux Maîtres lillois d'avoir bien voulu me conseiller dans mes recherches comme dans mon enseignement, qu'ils soient assurés tous deux de ma respectueuse affection.

Ce travail n'aurait pas vu le jour sans le secours de mon ami M. Jean Magné qui a déterminé avec minutie et scrupule plus de mille prélèvements de microfaune. Notre étroite et longue collaboration a fait naître une solide amitié, ce qui n'est pas le moindre résultat de cette étude. Sans son aide efficace, c'est en aveugle que j'aurais travaillé. J. Magné a consacré de nombreuses soirées à étudier mes faunes, à répondre à toutes mes questions; ce travail est un peu son oeuvre.

En remerciant J. Magné de sa fidèle collaboration, je remercie aussi la Direction de la S. N. REPAL:

M. Collot
M. Tenaille
M. Burger
M. Ortinsky

qui ont permis à leur micropaléontologiste de m'aider. Ils m'ont toujours réservé un excellent accueil et n'ont jamais hésité à mettre à ma disposition tous les documents scientifiques inédits, établis par ceux de leurs géologues ayant parcouru la bordure sud-tellienne de l'Ouarsenis (Carte au I/200.000 de M.A. Nicod, Carte au I/50.000 de M. J. démians d'Archimbault).

Remercions maintenant mon collègue de l'Ouarsenis, M. Mattauer, nos tournées communes, nos nombreuses discussions, les confrontations de nos idées, de nos méthodes, m'ont été d'un précieux secours. Il m'a fait profiter, lors de mon arrivée en Algérie, de son expérience, ce qui m'a permis de gagner un temps précieux. Nul doute que ce travail porte en lui nombre de ses idées. Il en est de même pour M. A. Caire qui a toujours été un

coéquipier plein d'idée, de sagesse et de pondération.

J'ai une importante dette de reconnaissance envers Mr Deleau qui, fidèlement, chaque année, venait passer quelques jours sur mon terrain et me faisait profiter de sa grande expérience des faciès telliens. Ses encouragements, ses approbations m'ont réconforté bien souvent.

Merci encore à mes collègues pétroliers : MM. A. Nicod qui n'a pas hésité à me fournir tous les renseignements qu'il avait recueillis sur la bordure sud-tellienne et qui m'a toujours fort amicalement accueilli à Alger, A. De Spengler, M. Kieken, J. Magné pour nos bonnes tournées communes dont les discussions toujours animées et chaleureuses m'ont ^{été très profitables} apportés beaucoup. Enfin que Mr. Durand-Delga trouve ici mes plus sincères remerciements pour les nombreuses critiques constructives qu'il a pu faire à ce travail.

Parmi les paléontologistes que j'ai mis à contribution soit par souci d'exactitude, soit pour confirmer mes propres déterminations, je remercie surtout de leur aide précieuse :

Mr. J. Roger qui a mis le C.D.D.P. à ma disposition,

Mr. J. Sornay qui a déterminé mes nombreuses récoltes

d'Ammonites Crétasés, aidé pour les formes déroulées

Par Mr. M. Durand-Delga, qui a étudié aussi en lame mince

les micro-organismes de mes séries jurassiques.

Mr. J. Sigal a parfois suppléé à l'éloignement de Mr Magné en examinant lors de mes séjours à Paris de nombreuses lames minces .

Mme Freinex a bien voulu se charger de l'étude des lamelli-
-branches tandis que M. Devriès se penchait sur mes
échinodermes.

M. Van der Vlercke a examiné mes Lépidocyclines tandis que

M. J. Lanteaume déterminait les Nummulites.

M. le Chanoine Dubar m'a fait profiter de sa grande expérience
des brachiopodes jurassiques et

Mme Neumann a bien voulu étudier mes lames minces à Disco-
cyclines.

Qu'ils veuillent bien accepter tous mes sincères remerciements
pour leur aide précieuse.

J'ai trouvé auprès de M. A. Bonte un guide passionné dans
l'étude de mes microfaciès et de divers problèmes sédimentologi-
ques. J'ai toujours retiré de nos longues discussions des idées
qui m'ont été des plus profitables.

M.A. Beugnies m'a conseillé et guidé dans l'étude de mes
roches éruptives, il a bien voulu examiner toutes mes lames minces;
son aide généreuse et sa fine connaissance des problèmes pétrogra-
phiques m'ont été d'un grand secours. Je les remercie tous deux bien
vivement. Je remercie aussi M.Ch. Delattre dont j'apprécie la déli-
cate amitié, il m'a aidé à relire mon manuscrit et ses critiques
toujours judicieuses m'ont été indispensables.

Je dois encore beaucoup de reconnaissance à MM. R. Laffitte
et G. Lucas qui, lors de mes trop brèves visites à la Faculté
d'Alger, m'ont réservé le plus charmant accueil, ils m'ont fait

bénéficiaire de leurs conseils que leur expérience de la Géologie Algérienne m'a rendu très précieux.

Je ne puis oublier l'accueil toujours chaleureux que j'ai reçu soit à Alger soit dans le bled de la part des Européens et des Indigènes.

L'Administration des Eaux et Forêts a bien voulu m'accorder l'hospitalité de ses maisons forestières, les seuls gîtes confortables dans mon secteur d'étude. Ses agents m'ont toujours réservé un accueil des plus cordial, n'est-ce pas Mr & Mme Courrèges, n'est-ce pas Mr & Mme Charasse? Je dois aussi remercier Mr Lebrun Directeur des Mines de la Vieille Montagne qui a facilité grandement mon travail en me fournissant une chambre. Mr & Mme Paté, Mr Pradel m'ont hébergé avec gentillesse, je n'oublierai pas non plus de remercier Madame Mattauer qui m'a accueilli de nombreuses fois à sa table, dans des conditions souvent bien précaires, mais j'ai trouvé là après de laborieuses journées dans le Djebel une délicate atmosphère familiale fort délassante.

Ce n'est pas sans une profonde émotion (en ces jours sombres-
18 Sept. 58-), que je remercie pour conclure tous les Français Musulmans des montagnes de l'Ouarsenis, j'ai toujours trouvé auprès des pauvres bergers, comme auprès des Chefs de Douar et des Caïds une large hospitalité. Leur accueil a toujours été chaleureux et sans calcul, qu'ils m'excusent de n'avoir pas toujours su répondre aux lois de l'hospitalité en ne m'arrêtant pas à chaque invitation, le géologue est un homme pressé. Je citerai en

particulier Mr le Baichaga Boudali et les Caïds Amar-Amar et Laroussi qui m'ont offert bien souvent un couvert, un toit et parfois même un mulet pour suppléer à la voiture souvent inutilisable. - MERCI à tous.

J'associerai enfin à ce travail tous ceux qui m'ont aidé à la mise en oeuvre matérielle de ce mémoire, Mr Constant qui a confectionné des centaines de lames minces, Mr Puvost qui a reproduit mes dessins, Mr Lebanc notre photographe; on pourra juger de leur conscience professionnelle en parcourant cet ouvrage.

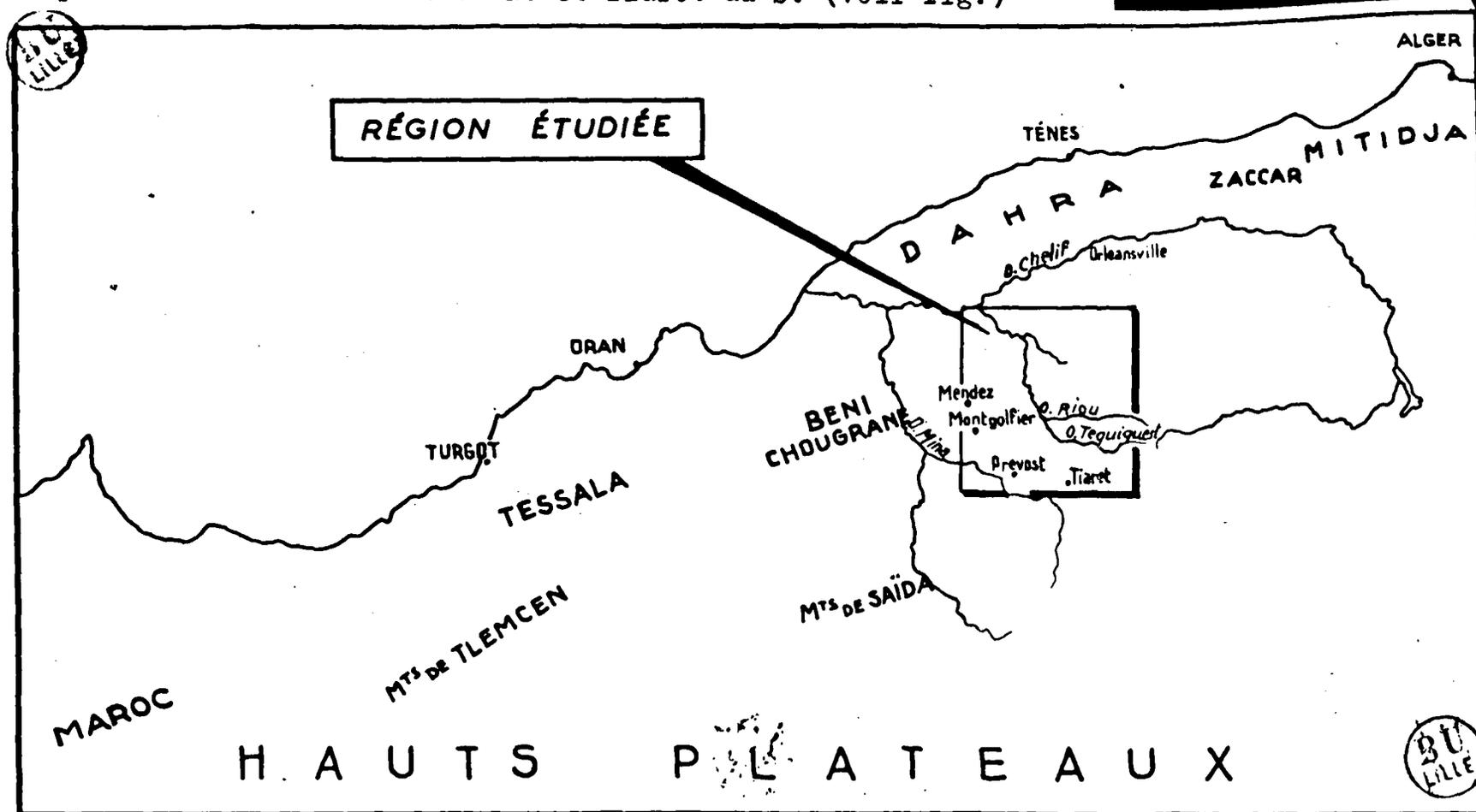
P R E M I E R E P A R T I E

C H A P I T R E P R E M I E R

G E N E R A L I T E S

INTRODUCTION GEOGRAPHIQUE

La région dont j'ai entrepris l'étude correspondant à la partie occidentale de l'important massif de l'Ouarsenis. Ce massif représente un tronçon de la branche méridionale de l'Atlas Tellien compris entre Orléansville au N. et Tiaret au S. (voir fig.)



L'Ouarsenis est limité au N. par la dépression du Cheliff, vaste bassin néogène subsident qui sépare le Tell oranais en deux parties : le Dahra au N., l'Ouarsenis au S.. M. Mattauer

10

avait commencé ses levés dans la partie orientale de ce massif quand Monsieur Bétier m'a confié l'étude de la partie occidentale. D'un commun accord nous avons choisi comme ^{ligne} limite de démarcation celle des feuilles de Teniet el Had et Ammi-Moussa au 1/200.000°. Mr Mattauer gardait ainsi l'étude du Grand Pic de l'Ouarsenis : "Le Nombril du monde". Cette limite arbitraire correspond approximativement à celle des départements d'Alger et d'Oran.

Vers le S. , le massif de l'Ouarsenis est bien délimité par un haut talus de grès à regard N. qui appartient au domaine des Hauts Plateaux et sur lequel est bâtie la ville de Tiaret. Vers l'Occident, il n'existe pas de limite naturelle à ce massif, les hauts sommets, visibles surtout dans la région de Molière, s'amentissent parfois relevées par des petites arêtes de calcaire éocène ou de grès albiens. L'ensemble s'enfonce sous une zone déprimée qui a été occupée, au Miocène supérieur, par une digitation de la mer du Cheliff, ce qui réduit considérablement la largeur de la branche méridionale du Tell dans cette zone. Nous prendrons comme limite W. du massif de l'Ouarsenis les dépôts miocènes de Zemmora. Au delà apparaissent les formations crétacées de la Mina et des Beni Chougrane.

La géographie est conditionnée ici plus que partout ailleurs par la nature des terrains et par la tectonique. On peut en effet diviser l'Ouarsenis en plusieurs zones qui sont du S. au N. :

1) "La Bordure Sud-Tellienne", zone de passage tant géographique que paléogéographique entre le Tell proprement dit et les Hauts-Plateaux. Elle est limitée au S. par la barre des grès du Tiaret, puissante

assise d'âge miocène, qui repose sur des dépôts jurassiques et crétacés à facies "saharien".

La bordure Sud-Tellienne est constituée par des formations tertiaires oligocènes et miocènes, où l'on observe une alternance de Kef gréseux et de dépressions marneuses orientées grossièrement E.W.. Dans cette zone très tourmentée apparaît un vaste dôme anticlinal que l'on divise en deux massifs : le Bechtout et le Bou-Rheddou. Il s'agit de massifs dit "pré-sahariens", qui, dans la bordure Sud-Tellienne extraordinairement complexe, annoncent les formations jurassiques et primaires des Hauts-Plateaux. La partie septentrionale de cette zone est drainée par deux grandes vallées parallèles, celle du Teguiguest et celle du Riou. Les marnes oligocènes et miocènes qui occupent cette région sont assez fertiles, aussi la bordure Sud-Tellienne a-t-elle une population tant européenne qu'indigène assez dense.

2°) Le Tell proprement dit est constitué par une bande de terrains en majeure partie crétacés orientée grossièrement NE. -SW. L'importance des reliefs est fort variable. A l'W, ce ne sont que des petites collines aux croupes molles, les quelques sommets sont conditionnés par l'existence de barres calcaires éocènes dont la plus spectaculaire est visible au N. de Montgolfier. Toute cette zone ne dépasse qu'exceptionnellement l'altitude de 600m. Elle est drainée par la basse vallée du Riou qui, coulant de l'E. vers l'W dans la bordure Sud-Tellienne, prend, au N. de Bechtout, une orientation N.S. comme la vallée de l'O. Malah et celle de la Djidiouia

qui recueillent les eaux de la bordure Occidentale du Massif de l'Ouarsenis et du revers E. du bassin de Zemmora. Ces collines disparaissent vers le N. sous le Miocène du Chelif. Le sol, occupé par des marnes sèches très calcaires est pauvre, les cultures vivrières : seigle, avoine, blé nourrissent difficilement une population trop nombreuse. A l'E. par contre, dès que l'on quitte la bordure Sud-Tellienne, apparaissent des sommets plus élevés, plus dénudés. Nous arrivons dans le massif proprement dit de l'Ouarsenis que draine ici des vallées profondes étroites (O'Adjem O'Fletta, O'Fahamamate). La région y est très accidentée, d'exceptionnelles pistes tracées par les forestiers ont favorisé la pénétration dans cette zone sauvage qui mime la haute montagne bien que les sommets ne dépassent pas 1300m. Il faut aller jusque Bou Caïd pour que l'extraordinaire affleurement jurassique nous fasse monter au dessus de 2000 m.

La tectonique explique les orientations désordonnées des principales chaînes (voir J. Repelin-p.3¹⁸⁹⁵ - qui a publié une importante étude géographique de cette zone). Ici régnait encore, il y a quelques années, de magnifiques forêts de pin d'Alep sur les calcaires cénomaniens et de chêne sur les grès schistes albiens, forêts entretenues et gardées avec amour par le personnel des Eaux et Forêts, les seuls colonisateurs de cette région sous-administrée.

La population y est cependant assez nombreuse, elle défriche des portions de forêt, cultive sur des pentes extraordinairement fortes avant que l'érosion, accélérée par la disparition du tapis végétal, ne l'oblige à abandonner ces maigres parcelles perdues définitivement pour l'homme.

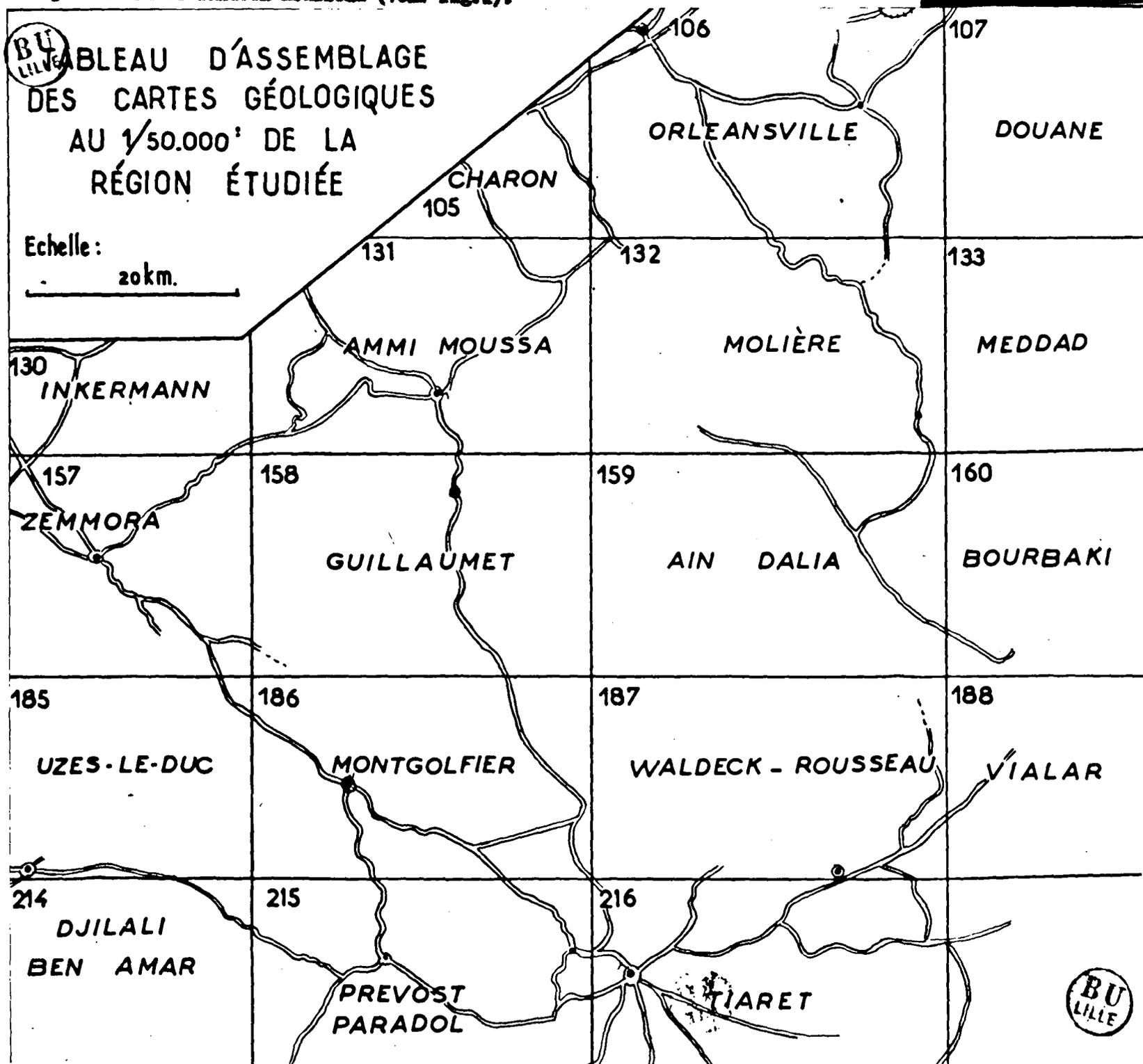
Ce massif se poursuit vers l'E ou il a été étudié par Mr. Mattauer; vers le N., un ennoyage général le fait disparaître sous la plaine du Cheliff.

L'Ouarsenis occidental était rattaché à l'ancien département d'Oran; l'énorme et désertée commune mixte d'Ammi-Moussa administrait la majeure partie de cette zone qui occupe plus de 3600 Km².

REMARQUES PRELIMINAIRES

Limite de cette étude

M. l'Ingénieur général C. Etier a bien voulu me charger dès 1953 de l'étude des feuilles au 1/50.000 d'Ami Moussa, de Guillaumet, d'Aïn Dalia, de Montgolfier et de Waldeck-Rousseau (voir fig.2).



M. Cheylan, en quittant l'Algérie, abandonnait la feuille de Molière, j'ai donc repris l'étude de cette carte et plus particulièrement de la zone du Saadia (SW). J'ai pu encore faire une tournée sur la feuille de Charon dont M. Betier m'avait demandé de réviser le Crétacé. D'autre part, en vue d'établir des corrélations indispensables entre mes observations et celles de mes prédécesseurs, j'ai circulé sur les feuilles d'Uzès-le-Duc, de Prévost-Paradol et de Tiarét. Il ne m'a pas été possible, étant donné les circonstances, de terminer mes levés sur toutes ces feuilles. Par ailleurs, on constate rapidement qu'il faut couvrir d'importantes surfaces pour voir apparaître les grandes lignes directrices de la tectonique tellienne ; je n'ai pu, dans ces conditions, me cantonner à étudier à fond un petit secteur aussi, lors de la dernière tournée (1955), alors que la situation devenait de plus en plus grave, jugeant qu'il allait devenir impossible de circuler dans cette région, j'ai essayé de résoudre les problèmes les plus importants sans m'attacher à une cartographie systématique. La carte au 1/200.000 annexée à cet ouvrage ne correspond pas toujours à une réduction de mes levés au 1/50.000 et parfois même au 1/20.000, elle n'indique parfois que fort schématiquement les principaux traits de la tectonique extraordinairement complexe qui a marqué cette région. Il m'a semblé nécessaire de dresser comme commentaire à ce document une planche de coupes d'ensemble (pl. P).

Les difficultés rencontrées

L'Ouarsenis comme tout le Tell algérien est un pays de nappes. Si l'on n'admet pas l'existence de déplacements tangentiels importants, la tectonique devient absolument incohérente, les coupes ne peuvent être logiquement interprétées et découlant de tout cela, les reconstitutions paléogéographiques sont impossibles à établir. Si jusqu'à présent les nappes n'avaient pas été mises en évidence dans cette zone c'est qu'aucun lever systématique d'ensemble n'avait été effectué et

aussi, peut-être, parce que les géologues algériens avaient un net complexe "autochtone" acquis lors des célèbres et stériles querelles qui ont opposé nappistes et anti-nappistes, querelles dont les échos encombrèrent la bibliographie algérienne pendant le premier quart du 20ème siècle et qui, comme chacun sait, se terminera - hélas - par la déroute des allochtonistes.

Signalons encore que cette zone était fort mal connue, un seul géologue a pratiquement travaillé, de façon sporadique d'ailleurs, dans l'Ouarsenis entre les deux guerres. De plus, l'absence de fond topographique sérieux a ralenti les travaux cartographiques ; la feuille de Molière est parue en 1954, celle de Guillaumet en 1955, les autres : Ain Dalia, Waldsch-Rousseau, Montgolfier sont encore à l'état de stéréo-minute. D'autres raisons ont encore découragé les chercheurs. En effet, il est très difficile d'établir une série stratigraphique fine, indispensable pour résoudre les problèmes tectoniques, car les fossiles sont rares et les faciès monotones. Après plusieurs années de recherches, il ne m'arrive pas toujours de savoir distinguer sans l'aide de la microfossile - et je ne suis pas le seul, j'ai pu m'en rendre compte en amenant des collègues sur le terrain - les marno-calcaires créta-cés des marno-calcaires oligocènes ou miocènes ! De plus, l'identification d'un niveau établi après bien des recherches peut être mise en cause quelques mètres plus loin car c'est à chaque pas que l'on rencontre des contacts anormaux. Si de grands progrès ont été accomplis ces dernières années dans la connaissance des phénomènes tectoniques du Tell et plus particulièrement de ceux de l'Ouarsenis oranais, le mérite en revient d'abord au travail considérable qu'ont accompli les micro-paléontologistes et plus particulièrement J. Magné et J. Sigal. Grâce à leurs travaux les géologues de terrain, depuis 1950, ont pu établir une échelle stratigraphique qui a manqué à leurs prédécesseurs, ils ont ainsi pu appuyer leurs interprétations tectoniques sur des bases sûres. Pour mes recherches, J. Magné a étudié plus de mille prélèvements de marnes ou de calcaires, ce qui constitue, je pense, un point de dé-

part solide sur lequel j'ai pu bâtir mes interprétations tectoniques non sans avoir ~~étudié~~ par de nombreux recoupements la valeur des indications fournies par la micro-paléontologie.

Plan adopté et remarques tectoniques préliminaires

J'ai choisi un plan fort classique comprenant deux grandes divisions : Stratigraphie et Tectonique. Bien qu'il soit impossible, dans des zones aussi complexes que celle étudiée ci-dessous, de ne pas mener de front ces deux disciplines, pour être clair j'ai cependant essayé de traiter séparément l'étude stratigraphique. La majeure partie des coupes que l'on observe montrent des contacts tectoniques, méconnaître ce fait a amené mes prédécesseurs à émettre des conclusions erronées. Toutes les coupes simples publiées par les auteurs anciens sont fausses, un, deux, dix contacts énormes les parcourent. Aussi les schémas qui illustrent mon étude stratigraphique montrent des phénomènes tectoniques, déceler ces phénomènes constitue un "acte stratigraphique" puisque cela permet d'éviter des erreurs d'ordre stratigraphique. J'ai donc, au cours de l'exposé descriptif des différents étages été amené à relever des affirmations inexactes couramment admises et pour cela à établir des faits structuraux.

Comme la majeure partie des sédiments constituant l'Ouarsenis sont charriés, il est difficile d'établir des séries stratigraphiques continues et d'en déduire des conclusions paléogéographiques car nous ignorons dans quelles régions les dépôts étudiés ont pu se déposer. Aussi, mon étude stratigraphique se résume bien souvent à un inventaire détaillé du contenu de différents ensembles, dit "Unités" que j'ai pu pouvoir définir. Je n'ai abordé que fort timidement les problèmes d'ordre paléogéographique après avoir, bien entendu, étudié la tectonique qui fournit des indications précieuses sur l'importance des chevauchements et donc sur l'origine des sédiments actuellement visibles dans l'Ouarsenis.

Voici les principaux ensembles que j'ai distingués à la fois grâce à des critères structuraux et à des arguments stratigraphiques. Notons que j'ai accordé plus de valeur aux faits tectoniques, ceux-ci étant plus indiscutables que les arguments stratigraphiques ^{du fait que l'on} ; on peut toujours, en effet admettre de rapides variations de faciès pour expliquer certaines anomalies dans le contenu des différents ensembles.

Du S vers le N, on rencontre les "ensembles" suivants (voir pl. J)

1°) - La zone des Hauts-Plateaux que je n'ai pas étudiée et qui constitue la limite septentrionale du domaine saharien. Le sillon miocène de Tiaret représente la zone de passage entre les régions à faciès saharien au S et à faciès tellien au N.

2°) - La zone des massifs autochtones de la bordure sud-tellienne. Ce sont de vastes bombements qui font réapparaître en fenêtre des dépôts jurassiques et des séries éruptives sous les Unités charriées (massif du Bechtout et du bou Kheddou).

3°) - La nappe oligo-miocène qui est visible à travers toute la bordure sud-tellienne (dépression de Waldeck-Rousseau - Diderot - Montgolfier).

4°) - La nappe des Chouala ^{qui} surmonte les formations précédentes (visibles à l'E de Mendez).

5°) - La nappe sénonienne qui chevauche longuement soit la série des Chouala, soit les couches oligo-miocènes et qui occupe toute la dépression du Dr bou Riah.

6°) - L'Unité albo-cénomanienne visible soit sur, soit sous la nappe sénonienne. Cet ensemble, qui constitue le massif de l'Ouarsenis proprement dit pourrait appartenir au para-autochtone (Massifs d'Acouara et d'Aln Dalia).

7°) - La nappe numidienne dont plusieurs lambeaux sont visibles au N de l'Ouarsenis (Kef Rechts, Dj.Saadia).

Nappe sénouienne, nappe numidienne et Unité A s'enfoncent au N sous le Miocène du Cheliff.

J'étudierai donc ci-dessous le contenu stratigraphique de chacun de ces ensembles puis j'aborderai la description tectonique des différentes Unités avant de conclure en recherchant l'origine; le mode de mise en place des différentes nappes ~~pu~~ en essayant de retracer l'histoire géologique de cette intéressante région.

C'est après ^{de nombreuses} ~~bien des~~ hésitations que je me suis décidé à publier ce travail qui comporte bien des lacunes et bien des imperfections. Le manque de levés détaillés dans certaines zones, des imprécisions d'ordre stratigraphique, l'in vraisemblable complexité tectonique contribuent à rendre ce mémoire fort confus. Je le livre cependant sans regret, ayant distingué toujours les faits des interprétations, mes successeurs pourront, je pense, tirer parti de cette contribution à l'étude du Tell, qui je l'espère pourra être complétée au plus tôt, dès que les événements le permettront.

HISTORIQUE GENERAL

J'éviterai de rédiger un historique général détaillé car des thèses récentes (Voir les thèses de M. Durand, ^{de} L. David, ~~Delga~~, G. Sadran, A. Perrodon, A. Caire, M. Mattauer) ont rappelé la contribution de chacun des géologues algériens aux découvertes intéressant l'ensemble de l'Algérie. Je m'attacherai donc simplement à faire une mise au point sur l'état des connaissances lors de mes premiers travaux.

Chacun sait que Nicaise, Pomel et Péron, les grands précurseurs, ont parcouru toute l'Algérie. Ils ont traversé l'Ouarsenis aussi ont-ils laissés quelques observations toujours très fragmentaires et mal localisées concernant surtout des découvertes paléontologiques. Il faut attendre 1890 pour que des géologues s'astreignent à effectuer des levés dans cette région. C'est d'abord J. Welsch qui publie à cette date une thèse fort intéressante sur les terrains secondaires des environs de Tiaret et de Frenda. Il s'est intéressé exclusivement à la bordure méridionale de ma région. Ses levés ne l'ont pas conduit au delà du Bechtout; on trouvera dans son mémoire des documents intéressants concernant les faciès du Jurassique et du Crétacé de la bordure septentrionale des Hauts-Plateaux..

Quelques années plus tard, Repelin publie en 1895 un important mémoire sur l'Ouarsenis, mémoire qui englobe toute ma région

d'étude. Si ses observations tectoniques sont dépassées, son étude stratigraphique par contre est remarquable, compte tenu de l'état des connaissances à cette époque ainsi que des conditions de travail. Toutes les observations qu'il a faites doivent être retenues et réexaminées. La carte annexée à son ouvrage constitue le premier document géologique utilisable de l'Ouarsenis, des cartes les plus récentes ne lui sont pas supérieures.

De 1895 à 1952, M. Dalloni a été pratiquement le seul géologue ayant parcouru cette région, ce qui simplifie les études bibliographiques. Les publications qu'il a faites sont malheureusement réduites. Si on excepte son travail d'ensemble intitulé "Matériaux pour l'étude géologique du Massif de l'Ouarsenis" (1936), M. Dalloni a surtout étudié une région un peu plus occidentale. Il est cependant indispensable pour qui s'intéresse à cette région, de dépouiller toutes les notes de cet auteur. Ses minutieuses recherches paléontologiques ne peuvent en aucune façon être négligées.

Regrettons cependant l'absence de toute carte détaillée annexée à ses travaux, il est vrai que si on excepte la carte au 1/50.000° d'Ammi-Moussa, il n'existait comme fond topographique que la carte au 1/200.000°. On trouvera résumées dans sa monographie régionale, publiée à l'occasion du Congrès d'Alger et ayant pour titre "L'Atlas Tellien occidental", toutes les principales observations de cet auteur à qui il faut rendre hommage devant l'énorme effort qu'il a accompli.

Signalons que S. Flandrin a parcouru rapidement ma région d'étude pour établir sa "Contribution à l'étude stratigraphique

du Nummulitique Algérien."

Lors du Congrès d'Alger les géologues de la S.N. Repal (1952 a & b) publient les résultats de leurs travaux qui intéressent les bordures méridionales et septentrionales de l'Ouarsenis (bassin du Cheliff, Bassin Sud-Tellien) et donc exclusivement les dépôts tertiaires. A cette occasion G. Lucas décrit le massif du Sachtout ainsi que J. Ranoux; un peu plus tard, G. Busson avec J. Arkell (1954) publie une note très intéressante sur le massif jurassique du Bou Rheddoua situé au N. de Tiaret.

Depuis 1953, mes courses dans cette région m'ont permis de publier seul ou en collaboration avec mes collègues pétroliers et géologues toute une série de notes (voir bibliographie). Je reprendrai celles-ci en détail dans le présent mémoire.

Enfin je rappellerai que mon collègue M. Mattauer a étudié de façon détaillée l'Ouarsenis oriental. Comme bon nombre d'accidents se sont orientés E. W., je retrouve dans ma région de nombreux contacts anormaux décrits par lui, je ferai donc un constant appel à ses travaux au cours de cet exposé.

Pour qui veut étudier l'Ouarsenis, rappelons que plusieurs cartes géologiques au 50.000^e ont été publiées, elles n'intéressent pas directement ma région d'étude mais il est indispensable de les consulter. Il s'agit des feuilles de Charon, levée par A. Brives (1911), Zemmora (1952), Inkermann (1925) et surtout Uzès le Duc (1952) que l'on doit à l'activité inlassable de M. Dalloni.

B I B L I O G R A P H I E

- ANDERSON R.V. (1936) : Geology in the Coastal Atlas of Western Algeria. Géol. Soc. America. Mémoire, 4, 1936.
- ARAMBOURG C. (1927) : Les Poissons fossiles d'Oran, 2 vol., texte et atlas. Mém. Serv. Carte géol. Algérie.
- ARAMBOURG C. (1952) : La paléontologie des Vertébrés en Afrique du Nord française. XIXe Congr. géol. int. Alger, Mon. Rég., Hors série.
- ARKELL W.J. et BUSSON G. (1955) : Le Jurassique du Massif de Bou-Rheddou (Nord de Tiaret, Algérie). C.R. Ac. Sc., Paris, t.241, p.422-424, séance du 25 Juillet.
- ARNOULD-SAGET S. (1954) : Données de l'étude paléontologique du Tithonique supérieur et du Berrissien pyriteux en Tunisie centrale. XI Congr. Géol. int. Assoc. des Serv. Géol. Afric., 2e partie. fasc. XXI, 1954 p.263.
- AYME A., GLANGEAUD L. et MAGNE J. (1954) : Sur la stratigraphie du Crétacé de la feuille de Tablat. C. R. Ac. Sc., Paris, t. 238, p.498-500.
- BÄR C. et MAGNE J. (1955) : Découverte de niveaux à ^{Charophytes} ~~Cherlytes~~ dans le Crétacé inf. du Dj. Meimel (Constantine Algérie). Etude de la série stratigraphique. Bull. Soc. Géol. Fr. (6), t. 5, p.249.
- BAULIG H. (1950) : Essais de Géomorphologie. Publ. Fac. Let. Univ. Strasbourg fasc. II4.
- BECKER J. et DUBOIS G. (1953) : Essai de précision d'âge stratigraphique de quelques masses triasiques diapirisées du Nord Algérien et considérations sur la genèse de leurs quartz bipyramidés. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 12, pp. 225-226.
- BEMMELN R.W. van (1955) : Tectogénèse par gravité. Bull. Soc. belge Géol. t. LXIV, fasc. 1, pp. 95-123.
- BERNARD A. et FICHEUR E. (1902) : Les régions naturelles de l'Algérie. Ann. Géogr., t. XI, N° 57, N° 58 et N° 60.
- BERSIER A. (1938) : Caractère et signification de la sédimentation dans l'avant-fosse alpine (phase externe). C. R. Ac. Sc., Paris, 17 Janvier, t. 206, p.193.
- BERTRAND L. (1908) : Observations sur la communication de P. Termier : Notes de tectonique tunisienne et constantinoise. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 7 pp. 70-71 et Bull. Soc. géol. Fr. (4), t. VIII, p.124.
- BERTRAND M. (1891) : Sur la coupe du sommet de l'Ouarsenis. C.R.S. Soc. Géol. Fr., fasc. 10, pp. 3-4.

- BERTRAND M. (1896) : Sur les Myophories du Trias d'Algérie/ Bull. Soc. géol. Fr., (3), t. XXIV, p. 750.
- BERTRANEU J. (1952) : Le massif du bou Taleb. XIXe Congr. géol. int. Alger. Mon. rég., I^o série, Algérie, N^o 5.
- BETIER G. et divers (1937) : Notice explicative des cartes géologiques au 500.000e : Constantine-Nord, Constantine-Sud. Bull. Serv. Carte géol. Alg.
- BETIER G. et divers (1938) : Feuille Alger-Nord de la Carte géologique au 500.000e de l'Algérie (1ère édition). Publ. Serv. Carte géol. Alg.
- BETIER G. et divers (1939) : Notice explicative des cartes géologiques au 500.000e. Bull. Serv. Carte géol. Alg.
- BETIER G. et divers (1941) : Feuille Oran-Nord de la Carte géologique au 500.000e. Bull. Serv. Carte géol. Alg.
- BETIER G. et divers (1952) : Feuilles Alger-Nord et Oran Nord de la Carte géologique au 500.000e de l'Algérie (2e édition). Publ. Serv. Carte géol. Alg.
- BETIER G., SAVORNIN J., DALLONI M., FLANDRIN J. et GLANGEAUD L. (1937) : Observations tectoniques sur la "zone du flysch albo-aptien" dans la région littorale algéroise. C.R.S. Soc. géol. Fr., N^o 16, pp. 244-246.
- BIROT P. et DRESCH J. (1953) : La Méditerranée et le Moyen Orient. Coll. Orbis, P. U. F., t. 1.
- BLANT G. et REYRE D. (1952) : Conditions de sédimentation du Crétacé de l'Est-Constantinois. Atti VIIe Conv. Naz. Metano Petrolio. Taormina, vol. 1, p.333-345.
- BLANT G., COTTENCON A., MAGNE J. (1956) : Contribution à l'étude géologique de la région d'Ain Regada-Gounod. Publ. Serv. Carte Géol. Alg. Bull. N^o 8, Trav. Coll. 1955, pp. 155-176.
- BLAYAC J. (1912) : Esquisse géologique du bassin de la Seybouse et de quelques régions voisines. Thèse Sc. Paris et Bull. Serv. Carte géol. Alg., 2e série, Strat. N^o 6.
- BLEICHER (1873) : Note sur la faune du Miocène supérieur de Mascara. Bull. Soc. géol. Fr., (3), I, p. 253.
- BLEICHER (1874) : Recherche sur l'origine des éléments lithologiques des terrains tertiaires et quaternaires des environs d'Oran. Rev. Sc. Nat., III, 1874.
- BLONDEL F. (1952) : Bibliographie géologique et minière de la France d'Outre-Mer. Publ. Bureau d'Et. géol. et min. colon., 2ème éd., t. I.

- BOLZE J. (1950) : Diapirs triasiques et phases orogéniques dans les Monts de Téboursouk (Tunisie septentrionale) C.R. Ac. Sc., Paris, t.231, p. 480.
- BOLZE J. (1954a) : Age des séries schisteuses et dolomitiques de l'Ichkeul et de l'Haïrech (Tunisie septentrionale). C.R. Ac. Sc., Paris, t.238, p. 2008.
- BOLZE J. (1954b) : Position stratigraphique des formations salifères de la zone des diapirs en Tunisie septentrionale. C.R. Ac. Sc., Paris, t.238, p.2103.
- BOLZE J. (1954c) : Les rapports de la Berbérie et de l'Afrique en Tunisie. C. R. Ac. Sc., Paris, t. 238, N° 22, p. 2177.
- BOLZE J. (1954d) : Ascension et percée des diapirs au Crétacé dans les monts de Téboursouk (Tunisie septentrionale). C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 7 pp. 139-141.
- BOLZE J. (1955) : Présence du Wealdien dans la série salifère de la zone des diapirs (Tunisie septentrionale). C.R.Ac. Sc., Paris, 14 mars, t.240, pp.1243-45.
- BONTE A. (1953) : Sur la genèse des quarts bipyramidés. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 13, pp. 253-254.
- BORDET C. (1952) : Sur l'interprétation comme diapirs descendants de certaines bandes de terrains secondaires pincées dans les massifs cristallins externes des Alpes. C.R. Ac. Sc., Paris, 6 Octobre, t.235, pp.732-34.
- BOURCART J. : La théorie de la flexure continentale. XVII^e Congr. int. Géog. Lisbonne C.R. pp. 167-190.
- BOURCART J. (1932) : Remarques sur la manière d'être du Trias dans la région d'Ouezzan (R'arb marocain). C.R.S. Soc. géol. Fr., fasc. 13, pp.180-181.
- BOURCART J. (1938) : La marge continentale. Essai sur les régressions et transgression marines. Bull. Soc. géol. Fr., (5), t.VIII, pp.393-474.
- BOURCART J. et GLANGEAUD L. (1954) : Morphotectonique de la marge littorale nord-africaine. Bull. Soc. géol. Fr., séance du 29 Nov. 1954.
- BOURCART J. et RICOUR J. (1954) : Essai sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. XIX^e Congr.géol. int. Alger 1952, C.R., fasc. XIII, p.35-47.
- BOURCART et URBAIN P. (1933) : Sur la présence de sources minérales au voisinage d'affleurement aberrants du Trias, en particulier dans le R'arb marocain. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 2, p. 14.
- BREISTROFFER M. (1947) : Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XXVI, pp. 17-104.

- BRIVES A. (1897) : Les terrains tertiaires du bassin du Chélif et du Dahra. Thèse Sc. Lyon et Mater. Carte géol. Alger, 2e série, N° 2.
- BRIVES A. (1897) : Fossiles miocènes. Mat. Carte géol. Alg. 1ère sér. Paléont. Monog. N° 3.
- BRIVES A. (1925) : Sur l'âge des couches rouges du Trighaout (Sud d'Orléansville). Bull. Soc. Géol. Fr., (4), t.25, pp. 561-64.
- BRUDERER W. et LEVY R.G. (1952) : Considérations sur la "Nappe pré-rifaine" d'après les travaux de la Société chérifienne des Pétroles. XIXe Cong. géol. int., Alger A.S.G.A., fasc. XXI, pp. 277-294.
- BUCHER W.H. (1956) : Rôle of gravity in orogenesis. Bull. Soc. géol. of America, vol. 67, N° 10, p.1295-1318.
- BUSNARDO R. (1954) : Structure de la bordure sud-ouest du Djebel Ouach (départ. de Constantine). C.R. Ac. Sc. Paris, t.238, p.828.
- BUSSON G., FLANDRIN J. et LAFFITTE R. (1955) : Observations stratigraphiques récentes concernant la paléogéographie de l'Algérie pendant les temps éocènes. C.R. Ac. Sc., Paris, 28 mars, t.240, pp.1445-47.
- BUSSON G. et MAGNE J. (1955) : Existence de plusieurs termes de la série éocène dans le Tell septentrional (Algérie). C.R. Ac. Sc. Paris, 14 mars, t. 240, pp.1239-1240.
- BUSSON G. et MAGNE J. (1955) : Extension du Miocène supérieur du N du bassin du Chélif (Algérie occidentale). C.R.S. Soc. Géol. Fr., p. 143.
- BUSSON G., MAGNE J. et SIGAL J. (1956) : Quelques niveaux - repères micropaléontologiques dans le Crétacé du massif des Beni-Menacer (Tell septentrional algérien). Bull. Soc. Hist. Nat. de l'Afrique du Nord. t. 47, pp.26-30.
- BUSSON G. : Diplôme d'Etudes supérieures. Fac. Sc. Alger.
- CAIRE A. (1951a) : Structure de la zone sub-bibanique dans la région du Mansourah-les-Biban (Dpt de Constantine). C.R. Ac. Sc., Paris, 19 décembre, t.233, pp.1645-1646.
- CAIRE A. (1951b) : Structure et évolution de la zone subèbibanique dans la région de Mansourah-les-Biban (Dpt de Constantine). Bull. Soc. géol. Fr., (6) t. 1, pp.721-734.
- CAIRE A. (1952a) : Evolution de la zone sub-bibanique. Les structures superposées et l'amygdale intra-tellienne de Mansourah. Bull. Serv. Carte géol. Alg., "T.R.Collab.", fasc. III, pp. 17-50.
- CAIRE A. (1952b) : Les unités de la zone sub-bibanique (Algérie) et le problème des faciès intermédiaires. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, N° 56, p.87.

- CAIRE A. (1953a) : Structure de l'unité A de la zone sub-bibanique (Algérie). C.R.Ac. Sc. Paris, 16 Novembre, t.237, pp.1260-1261.
- CAIRE A. (1953b) : Allochtone sud-tellien et autochtone présaharien du Nord du Dohna (Algérie). C.R. Ac. Sc., Paris, 30 Novembre, t.237, pp. 1428-30.
- CAIRE A. (1953c) : Les faciès du Sénonien au Sud de la chaîne des Biban (Constantine). C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 9, pp.140-142.
- CAIRE A. (1953d) : Interprétation tectonique de la chaîne des Biban (Dpt de Constantine, Algérie). Bull. Soc. géol. Fr., (6), t.III, pp.407-414.
- CAIRE A. (1954a) : Sur l'origine et la date de mise en place des nappes supérieures dans le Tell Algérien au Sud du Djurdjura. C.R.Ac. Sc., Paris, 1er Février, t.238, N° 5, pp. 597-599 (avec corrections dans Caire 1954).
- CAIRE A. (1954b) : L'Atlas tellien méridional entre la chaîne du Djurdjura et la partie occidentale des Monts du Hodna (Algérie). Ann. Sc. Univ. Bes. 2e série, Géologie, fasc. 1, pp.35-82.
- CAIRE A. (1954c) : Sur le passage du Lutétien inférieur au Lutétien supérieur dans une partie du Tell algérien méridional. C. R. Ac. Sc., Paris, 14 Juin, t. 238, pp.2325-2326.
- CAIRE A. (1956) : A propos des unités de recouvrement B et C du Tell algérien méridional. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 2, pp. 10-11.
- CAIRE A. (1956) : Au sujet de récentes hypothèses sur la structure du Tell algérien. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 3, pp. 31-33.
- CAIRE A. (1956) : Données et hypothèses relatives aux nappes du Tell algérien Bull. Soc. géol. Fr.(6), t. VI, pp.893-900.
- CAIRE A. (1957) : Thèse Fac. Sc. Paris.
- CAIRE A. et CAILLEUX A. (1957) : Morphoscopie des roches gréseuses de la région des Biban (Constantine, Algérie). Bull. Soc. géol. Fr.(6), t.7 p.819-831.
- CAIRE A., CHAUVE P., GLANGEAUD L. et MATTAUER M. (1955) : Sur la structure d'une partie de l'Atlas tellien septentrional. Bull. Soc. géol. Fr., (6), t. V, pp. 267-277.
- CAIRE A. et FRANÇOIS S. (1953) : Etude morphoscopique du grès medjanien à faciès numidien de Meslane el Kebch (SW du Djebel Morissane, Algérie). Bull. Soc. Hist. nat. Doubs., N° 57, pp. 145-148.
- CAIRE A., GLANGEAUD L., et MATTAUER M. (1950) : L'évolution structurale de la région de Miliana et le style amygdalaire des chaînes liminaires. Bull. Soc. géol. Fr., (5), t. XX, pp. 479-501.

- CAIRE A., GLANGEAUD L., MATTAUER M. et POLVECHE J. (1953) : Essai de coordination de l'autochtone et de l'allochtone dans l'Atlas tellien de l'Algérie centrale. Bull. Soc. géol. Fr., (6), t. III, pp. 94I-972.
- CAIRE A. et MAGNE J. (1956) : Les conglomérats sénoniens de l'Unité C dans la région des Biban (Algérie). Bull. Soc. géol. Fr., (6), t.
- CAIRE A. et MATTAUER (1953a) : Note préliminaire sur la nappe de glissement medjanienne du Tell algérien méridional. C.R. Ac. Sc., Paris, 28 Septembre, t. 237, pp. 653-657.
- CAIRE A. et MATTAUER M. (1953b) : Le Miocène du sillon Chéelif-Soummam et la mise en place des nappes sud-telliennes (Algérie). C.R.Ac. Sc., Paris, 21 Décembre, t.237, pp.1735-36.
- CAIRE A. et MATTAUER M (1953c) : Les directions telliennes et sahariennes dans le Tell algérien méridional. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, N° 57, p.149.
- CAIRE A. et MATTAUER M. (1954) : Remarques sur la nappe de glissement supérieure du Tell algérien méridional. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, N° 58, pp.173-174.
- CAIRE A. et MATTAUER M. (1955) : Constitution de la nappe C du Tell algérien. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, N° 59.
- CALEMBERT L. (1936) : Note préliminaire sur la tectonique du Massif de l'Ouarsenis. Ann. Soc. géol. Belg., t. LX, pp. 40-44, 1936.
- CALEMBERT L. : Contribution à l'étude géologique du Massif culminant de l'Ouarsenis (Algérie). C.R. Ac. Sc., Paris, t. CCV, pp.417, 1937.
- CALEMBERT L. (1937) : Sur la stratigraphie du Massif de l'Ouarsenis. Ann. Soc. Géol. Belg., t. LXI, pp. M 3-38, Liège, 1937.
- CALEMBERT L. (1940) : Hydrogéologie de la région culminante de l'Ouarsenis (Algérie). Ann. Soc. Géol. Belg., t.LXIII, pp. B 248-267, Liège 1940.
- CALEMBERT L. (1941) : Recherches sur le rôle des masses calcaires dans la tectonique de l'Atlas Algéro-tunisien. Mémoires in-4°, Acad. Roy. Belg. Cl. Sciences, t. XII, fasc25, 109 p. 33 fig.
- CALEMBERT L. (1940) : Remarques stratigraphiques, paléogéographiques et tectoniques sur l'Atlas méditerranéen d'Algérie. Ann. Soc. géol. Belgique. t. 64, p. B 12-20.
- CALEMBERT L. (1952a) : Etude géologique du Massif culminant de l'Ouarsenis. Bull. Serv. Carte géol. Algérie., 2e série N° 23, Alger.
- CALEMBERT L. (1952b) : Remarques sur la branche méridionale du sillon tellien. XIXe Congr. Géol. int. Alger, C.R. A.S.G.A., 2e partie, fasc.XXI pp. 217-229.
- CALEMBERT L. (1955) : L'Autochtone sud-tellien. A propos d'hypothèses récentes. Bull. Soc. géol. Fr., (6), t. V, pp.38I-390.

- CASTANY G. (1948) : Les fosses quaternaires d'effondrement de Tunisie. Ann. Mines et Géol., Tunis, série III, N° 3 et XVIIIe Intern. géol. Congr., London Proc. A.S.G.A., part XIV, p.175.
- CASTANY G. (1949) : Remarques sur l'évolution structurale de quelques plis de Tunisie centrale. Bull. Soc. Hist. nat. Tunisie. t. 2, fasc. 3-4, pp. 143-148.
- CASTANY G. (1951) : Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Thèse Sc. Paris, et Ann. Mines et Géol., Tunis, N° 8.
- CASTANY G. (1953) : Orogénèse quaternaire en Tunisie. Actes IVe Congr. INQUA. Rome-Pise.
- CASTANY G. (1953) : Les plissements quaternaires en Tunisie. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° II, pp. 198-200.
- CASTANY G. (1955) : Les extrusions jurassiques en Tunisie. Ann. Mines et Géol. N° 14, Tunis.
- CASTANY G. et LUCAS G. (1955) : Sur l'existence d'oolithes calcaires actuelles au large de l'île de Djerba (Sud-tunisien). C.R.S. Soc. géol. Fr., 1955, p.229.
- CAYEUX (1943) : Distinction des sables marins et fluviatiles. Bull. Soc. géol. Fr., (5), t. XIII.
- CHAUVE P. : Remarques sur la tectonique du Massif de Blida (Algérie). Ann. Univ. Besançon.
- CHEVILLY (de) F., KIEKEN M. et SPENGLER (de) A. (1955) : avec la collaboration de MAGNE J. : Géologie de la zone sud-tellienne entre Boghari et Sidi-Aïssa (dépt.d'Alger). Bull. Serv. Carte géol. Algérie, Trav. coll. (Alger 1956).
- CHEYLAN G. et MAGNE J. (1954) : Observations nouvelles sur le Jurassique et le Crétacé de la région de Lalla Souda (feuille d'Orléansville, Algérie). Bull. Soc. Hist. Nat. de l'Afrique du Nord, t.45, pp.170-178.
- CHEYLAN G., MAGNE J. et MATTAUER M. (1955) : Observations nouvelles sur le "flysch" au pied du Grand Pic de l'Ouarsenis (Algérie). C.R.Ac. Sc., Paris, 19 Décembre, t. 24I, pp.196I-1963.
- CHEYLAN G., MAGNE J., SIGAL J. et GREKOFF N (1953) : Résultats géologiques et micro-paléontologiques du sondage d'El Krachem (Hauts Plateaux Algérois). Description de quelques espèces nouvelles. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), t. 3 fasc. 4-6, p.47I.
- CLAIR A. (1952) : Le barrage de Bakkada. XIXe Congr. géol. int. Alger, 1952, La géologie et les problèmes de l'eau en Algérie, t. 1.
- CHOUBERT G. et MARCAIS J. (1952) : Géologie du Maroc. Serv. géol. Maroc. Notes et Mém. N° 100, fasc. 1, 1ère partie.
- COLOM G., CASTANY G. et DURAND DELGA M. (1953) : Microfaunes pélagiques (Calpionelles, Fissurines) dans le NE de la Berbérie. Bull. Soc. géol. Fr., (6), t. III, pp.517-534.

- COTTEAU G., PERON A. et GAUTHIER V. (1875, 1878, 1879, 1881, 1884, 1885, 1891) :
Echinides fossiles de l'Algérie.
2e partie, étage tithonique et néocomien. Ann. Sc. Géol., t. VI, art. 4,
4e et 5e fascicules, étage céno-manien. Masson, éd. Paris.
6e fasc. étage turonien, Masson, éd. Paris.
7e et 8e fasc. étage sénonien, Masson, éd. Paris
2e fasc. étages tithoniques et néocomien. Masson, éd. Paris (réédition)
9e fasc. terrains éocènes. Masson, éd. Paris
10e fasc. étages miocène et pliocène, Masson, éd. Paris
- CUVILLIER J. : Niveaux-repères à algues calcaires dans la stratigraphie d'Aquitaine.
Cong. géol. int. Alger, Sect. XIII, fasc. XIII, p. 127.
- CUVILLIER J. (1954) : A propos des "corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine occidentale". Bull. Soc. géol. Fr. (6), t. IV, p. 233.
- CUVILLIER J., DALBIEZ F., GLINTZBOECKEL C., LYS M., MAGNE J., PEREBASKINE V. et REY M. (1955) : Etude micropaléontologique de la limite crétacé-tertiaire dans les mers mésogéennes. Proceedings of the Fourth world petroleum Congress, Rome, section I/D, 1 carte, 1 tableau.
- CUVILLIER J. et SACAL V. (1951) : Corrélations stratigraphiques par microfaciès En Aquitaine occidentale. Third World Petr. Congr., La Haye, Brill (Leyde) éd.
- DALLONI M. (1913) : L'Oligocène marin et sa faune en Algérie. C.R. Ac. Sc., t.156, p.1711-1713.
- DALLONI M. (1914) : Le Néocomien bathyal dans l'Ouest de l'Algérie. C.R.Ac. Sc., Paris t. CLVIII, p. 1383.
- DALLONI M. (1915a) : Recherches sur la période néogène dans l'Algérie occidentale. Bull. Soc. géol. Fr., (4), t. XV, pp.428-457.
- DALLONI M. (1915b) : Le Miocène supérieur dans l'Ouest de l'Algérie, couches à Hipparion de la Tafna. C.R. Ac. Sc., Paris, CLXI, p.636-641.
- DALLONI M. (1916a) : Le Sénonien du Tell Oranais. C.R. Ac. Sc. Paris, p.CLXII, p.173.
- DALLONI M. (1916b) : Structure de l'Atlas tellien occidental. C.R.S. Soc. géol. Fr. p.141-143.
- DALLONI M. (1916c) : L'Oligocène en Algérie I. Le Stampien du Bassin sud-tellien et du golfe de Dellys. C.R.S. Soc. géol. Fr.
- DALLONI M. (1917) : Les terrains oligocènes dans l'Ouest de l'Algérie. Bull. Soc. géol. Fr., 4, XVI, p.97-126, 4 fig.
- DALLONI M. (1917) : Sur les faciès du Miocène inférieur au Sud du Tell et la faune du Cartennien d'Uzès-le-Duc (Algérie), C.R. Ac.Sc. Paris, 23 Juillet, t.165, pp.153-155.

- DALLONI M. (1919a) : Sur les relations du Miocène et de son substratum (Trias et Crétacé), à la bordure nord de l'Atlas tellien dans la région de Relizane. C.R.S. Soc. géol. Fr., p.139-141.
- DALLONI M. (1919b) : Sur le dôme de Noisy les Bains et la plaine d'effondrement de l'Habra (Algérie). C.R.Ac.Sc.Paris, CLXVIII, p.III7-III9.
- DALLONI M. (1919) : Le Crétacé inférieur dans la Vallée de la Tafna. C.R.S. Soc. géol. Fr. p.149.
- DALLONI M. (1920a) : La structure de la chaîne numidique. Observations sur les prétendus charriages de la région de Constantine. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 10, pp.107-108.
- DALLONI M. (1920b) : Sur la structure de la chaîne numidique. Observations sur les prétendus charriages de la région de Constantine. Bull. Soc. géol. Fr., (4), t. XX, pp. 187-195.
- DALLONI M. (1921a) : Sur la découverte d'une faune cartennienne marine dans le bassin de Constantine et la classification des terrains tertiaires de cette région. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 3, pp.26-27.
- DALLONI M. (1921b) : Sur l'analogie de structure des zones subatlantique et subcarpathique et la géologie du pétrole en Algérie et en Roumanie. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 5, pp.56-58.
- DALLONI M. (1922) : La géologie du pétrole et la recherche des gisements pétrolifères en Algérie. J.Carbonel, éd., Alger.
- DALLONI M. (1923a) : Rapport sur l'alimentation en eau potable du centre de Montgolfier. Bull. Serv. Carte géol. Algérie. Hydrologie souterraine, 1er fasc. p.33-34, 2 fig.
- DALLONI M. (1923b) : Relations entre les plissements et les effondrements dans le Tell algérien. C.R. XIIIe Congr. Géol. internat. (Bruxelles) p.719-724.
- DALLONI M. (1923c) : Sur la géologie comparée des zones pétrolifères de l'Apennin et de l'Atlas. Bull. Soc. géol. italiana. XLII, p.322-328.
- DALLONI M. (1924) : Note préliminaire sur les Terrains crétacés des Monts de la Mina et du Massif des Beni Chougrane (Tell Oranais). Bull. Serv. Carte Géol. Algérie. Travaux récents des collaborateurs. Fascicule I. Alger 1924.
- DALLONI M. (1926) : Sur l'importance de certains types de structure dans les régions pétrolifères et dans l'Afrique du Nord. C.R. XIIIe Congr. géol. int. (Bruxelles) p.1345-1347.
- DALLONI M. (1928) : Esquisse de l'évolution géologique de l'Oranie. Bull. Soc. Géol et Arch? Prov. d'Oran, p.99-107.

- DALLONI M. (1930) : Le Jurassique des environs de Montgolfier -(Tell Oranais). C.R. Congr. Sav. savantes de France à Alger, 1 page.
- DALLONI M. (1936) : Matériaux pour l'étude géologique du Massif de l'Ouarsenis. Bull. Serv. Carte géol. Algérie (2), N° 13, 41 p.
- DALLONI M. (1939a) : Géologie appliquée de l'Algérie. Métallogénie, hydrogéologie et agrogéologie. Coll. cent. Alg., Masson & Cie, éd. Paris.
- DALLONI M. (1939b) : Période néogène, in Notice expl. Cartes géol. 1/500.000e Alger-Nord, Alger-Sud. Bull. Serv. Carte géol. Alg., pp.67-81.
- DALLONI M. (1940) : Notes sur la classification du Pliocène supérieur et du Quaternaire de l'Algérie. Bull. Soc. Géol. et Archéol. Prov. d'Oran, t.LXI, 36 p.
- DALLONI M. (1950) : Sur la recherche des gisements potassiques dans le Trias salifère. Ann. des Mines, 1950, 14 p. 1 fig.
- DALLONI M. (1952a) : Sur les terrains tertiaires supérieurs de l'Algérie et la classification du Néogène méditerranéen. XIXe Congrès géol. int. Alger C.R. sect.XIII, fasc. XIII, pp.9-24.
- DALLONI M. (1952b) : Sur l'origine des phosphorites de la vallée du Chélif (Algérie). S.R.S. Soc. Géol. Fr., N° 5, p.79-81.
- DALLONI M. (1952c) : L'Atlas tellien occidental. XIXe Congrès géologique int. Monog. région.lère série : Algérie N° 24.
- DALLONI M. (1953a) : La limite du Tertiaire et du Quaternaire dans le NW de l'Algérie et des contrées voisines. Act.IV. Congr.INQUA. Rome-Pise.
- DALLONI M. (1954a) : Sur les séismes récents de la région d'Orléansville (Algérie) et leurs rapports avec la structure géologique. C.R. Ac. Sc. Paris, t.239, pp.986-987.
- DALLONI M. (1954b) : Sur la faune néocomienne du Tell algérien et la présence en Afrique du Nord des Ammonites de la famille des Oostérellidés. C.R.S. Soc. géol. Fr., p.88.
- DALLONI M. (1954c) : La Géologie de la région d'Orléansville et les séismes récents. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, N° 5, Trav. collab.
- DAME R. (1950) : Etude géologique des pointements de Trias des environs du Djebel Bodah (région de Médéa). Dipl. Et. Sup. Alger 1949 et Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. N. t. 41, N° 5-6.
- DAME R. et MAGNE R. : Sur la présence d'Eocène inférieur et moyen aux environs de Dellys et de Tizit (zone littorale de la Grande Kabylie, Algérie). Publ.Serv. Cart.géol.Algérie., Bull. 8, Trav. de collabor. 1953, p.135 à 141, 4 fig.
- DAVID L. (1953) : Sur l'importance des déplacements tangentiels dans la zone sud-tellienne des environs de Souk-Ahras (Est-Constantinois), C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 14, 23 Novembre, pp.287-288.

- DAVID L. (1953) : Aperçu sur l'histoire géologique et la tectonique de la bordure méridionale du Tell dans les Monts de la Haute Medjerda (Algérie). C.R.Ac. Sc., Paris, t.237, p.21.
- DAVID L. (1956) : Etude géologique des Monts de la Haute Medjerda. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, Bull. N° II (N^elle série), 304 p.
- DAVID L. et FLANDRIN J. (1954) : Sur la présence du Miocène à Miogypsines dans les Monts de la Haute Medjerda. Bull. Soc. géol. Fr., (6), t.4, fasc. 4-6, p.415.
- DAVID L. et THIEBAULT J. (1956) : Sur quelques roches éruptives de l'Est constantinois (Algérie). Bull. S.C.G.A., nouv. série, N° 8, C.R. collab. 1955, p.89.
- DELEAU P. (1938a) : Le Jurassique supérieur dans le Tell Constantinois au Kef Sébargoud (chaîne numidique). C.R.S. Soc. géol. Fr., p. 11.
- DELEAU P. (1938b) : Présence du Jurassique supérieur à Constantine. C.R.S. Soc. géol. Fr., p.209.
- DELEAU P. (1938c) : Etude géologique des régions de Jemmapes, d'Hamman.Meskoutine et du col des Oliviers (Tell Constantinois). Thèse Sc. Paris et Bull. Serv. Carte géol. Alg., 2e série, Strat. N° 14.
- DELEAU P. (1948a) : Le djebel Nador. Etudes stratigraphique et paléontologique. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2e s. N° 17.
- DELEAU P. (1948b) : Le Crétacé dans le Tell Constantinois et ses variations brusques de faciès. XVIIIe int. géol. Congr., London, Proc. A.S.G.A., Part XIV, pp.153-163.
- DELEAU P. (1952) : Le pays constantinois. XIXe Congr. géol.int. Alger, Mon. rég., 1ère série, Algérie, N° 13.
- DEPERET Ch. et ROMAN F. (1902) : Monographie des Pectinidés néogènes de l'Europe et des régions voisines. Mém. Soc. géol. Fr., N° 16.
- DESPOIS J. (1949) : L'Afrique du Nord; P.U.F., Coll."Colonies et Empires".
- DOUMERGUE F. (1908) : Notice explicative sur la feuille d'Oran (carte géologique de l'Algérie).
- DOUVILLE H. (1925) : Révision des Lépidocyclines. Mém. Soc. géol. Fr., vol.II, mém. N° 2.
- DRESCH J. (1949) : Les mouvements quaternaires en Afrique du Nord. Ann. Géogr. N° 309, pp.88-89.
- DUBOURDIEU G (1952) : Monts du Mellègue. Publ. XIXe Congr. géol.int. Alger 1952. Mon. rég. Algérie N° 3.

- DUPLAN L. (1952) : La région de Bougie. XIXe Congr. géol.intern. Alger, Mon. rég., 1ère série, Algérie, N° 17.
- DURAND DELGA M. (1949) : Le Crétacé inférieur dans l'Ouest de la Chaîne Numidique. C.R.Ac. Sc., Paris, t.228, p.1507.
- DURAND DELGA M. (1950) : Le Malm dans l'Ouest de la Chaîne Numidique (Algérie). C.R.Ac. Sc., Paris, t.230, p.398.
- DURAND DELGA M. (1951) ; L'âge du Métamorphisme général du Massif de Petite Kabylie (Algérie). C.R.Ac. Sc., t.232, p.745.
- DURAND DELGA M. (1952) : Le Sud-Ouest de la Petite Kabylie. XIXe Congr.géol.int. Alger. Mon. rég., 1ère série, Algérie, N° 10.
- DURAND DELGA M. (1952) : Observations sur le Flysch "crétacé" situé au front méridional des massifs anciens littoraux d'Algérie. XIXe Congr. géol. intern. Alger, C.R. sect. XIII, fasc. XIII, p.137.
- DURAND DELGA M. (1953) : Découverte de Trias à faciès tellien, en position probablement dispire, au NE d'Aïn Kechera, au centre du massif de Petite Kabylie (Nord-constantinois ; Algérie). C.R. S. Soc. Géol. Fr., p.II-I4.
- DURAND DELGA M. (1955) : Etude géologique de l'Ouest de la Petite Kabylie. Thèse Bull.Serv.Carte géol. Algérie., 2e sér., N° 25.
- DURAND DELGA M. (1955) : Aperçu géographique et morphologique sur la Petite Kabylie. Ann. Inst. nat. agron. Paris.
- DURAND DELGA M. (1955) : Observations sur la communication de A.Lambert : "Nouvelles données sur le Trias du Djurdjura (Algérie)". C.R.S. Soc. géol. Fr. N° 7, pp.124-125.
- DURAND DELGA M.(1956) : Observations sur la communication de M.MATTAUER : "Sur l'origine de l'unité numidienne de l'Ouarsenis oriental Algérie ". C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 2, p.10.
- DURAND DELGA M. (1956) : A propos du cadre paléogéographique et structural de l'Algérie tellienne. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 15, pp.289-292.
- DURAND DELGA M.(1956) : Regards sur la structure de l'Algérie septentrionale. Geotekt. Symp. Hans Stille. Münstr. pp.304-335.
- DURAND DELGA M. et FLANDRIN J. (1955) : Présence de Miogypsines à la base de l'Oligocène de Petite Kabylie (Algérie). C.R. Ac. Sc., Paris, 4 Avril, t.240, N° 14, pp.1561-63.
- DURAND DELGA M. et LAMBERT A/(1955) : Existence d'un Flysch schisto-gréseux tithonique et néocomien aux abords des massifs anciens kabyles (Algérie). C.R.S.Soc. géol.Fr., N° 10, pp.201-204.
- DURAND DELGA M., LAMBERT A. et MAGNE J. (1955) : Le repère vraconien-cénomancien inférieur dans le Flysch schisto-gréseux crétacé des Kabylies. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 11, pp.221-224.

- DURAND DELGA M. et SIGAL J. (1951) : Stratigraphie du complexe marneux "crétacé supérieur" dans le Nord-Constantinois (Algérie). C.R.Ac. Sc., Paris, 19 Déc.1951.
- EMBERGER J. (1954) : Découverte de Jurassique supérieur à Ammonite dans l'Atlas saharien (Algérie). C.R.S. Soc. Géol. Fr., N° 14-15 - 22/II/1954.
- EMNERGER J. et MAGNE J. (1956) : Présence de Calpionelles dans les séries néritiques du Berriasien et du Néocomien supérieur des Monts des Oulad-Nafl (Atlas Saharien, Algérie). C.R.S. Soc. géol. Fr., p. 190.
- EMBERGER J., MAGNE J., REYRE D. et SIGAL J. (1955) : Note préliminaire sur quelques foraminifères nouveaux ou peu connus dans le Crétacé supérieur de faciès sub-récifal d'Algérie. C.R.S. Soc. géol. Fr., n° 5-6, p.110.
- FALLOT P.(1932) : Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale. Bull. Soc. géol.Fr., (5), t. II, pp.533-552.
- FALLOT P. (1937) : Essai sur la géologie du Rif septentrional. Serv. Mines Maroc, Notes et Mémoires, N° 40.
- FALLOT P. (1941) : Les phases orogéniques du Rif, comparées à celles des chaînes Atlasiques. C.R.Ac. Sc., Paris, 12 mai, t.212, pp.923-925.
- FALLOT P. (1942) : Remarques au sujet du Trias des Kabylies. C.R.S. Soc. géol. Fr., n° 15, pp. 185-186.
- FALLOT P. (1942b) : Observations sur le Trias d'Algérie. Bull. Soc. géol. Fr., (5), t.XII, pp.57-71.
- FALLOT P. (1944) : Observations sur le tectonique de la zone sub-bétique dans le Province de Murcie. Bull. Soc. géol. Fr., (5), t.XIV, pp.11-28.
- FALLOT P. (1946) : A propos de la communication de M.Gignoux : "Remarques sur la répartition des faciès du Trias en Algérie". C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 4, pp.71-72.
- FALLOT P. (1952) : Sur la partie occidentale de la zone marno-schisteuse du Rif espagnol. Atti VII Conv.Naz. Metano Petrolio, Taormina, Sez. 1, 11 p.
- FALLOT P. (1953) : Du rôle des décollements en tectonique. "Scientia", 6e sér. Juin.
- FALLOT P. et FLANDRIN J. (1940) : Sur la répartition des faciès du Trias en Algérie. C.R. Ac. Sc., Paris, 12 février, t.210, pp.255-257.
- FAURE-MURET A., KUENEN Ph., LANTEAUME M. et FALLOT P. : Sur les Flyschs des Alpes Maritimes françaises et italiennes. C.R. Ac. Sc., Paris, t.243, 1956 p.1697-1701.

- FAVRE E. : Description des fossiles du terrain jurassique de la Montagne des Voirons (Savoie), vol. II, 1875.
 Inscription des fossiles du terrain oxfordien des Alpes Fribourgeoises, vol. III, 1876.
 La Zone à A. Acanthicus dans les Alpes de la Suisse et de la Savoie, vol IV, 1877.
 Fossiles des couches tithoniques des Alpes fribourgeoises, vol. 5, 1878.
- FICHEUR (1889) : Géologie de l'Ouarsenis. Sur la présence de "Terebratula diphya" dans l'Oxfordien. A.F.A.S. Paris, 1889, 16 p.
- FICHEUR (1891) : Sur la situation des couches à T. diphya" dans l'Oxfordien supérieur à l'Ouarsenis. Bull. Soc. géol. Fr., (3), XIX, 1891, pp.556-564.
- FICHEUR (1921) : L'Oligocène continental en Algérie. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 6, pp.71-72.
- FLAMAND G.B.M. (1900) : Sur le pointement ophito-gypseux (Trias) d'Aïn Nouissy, région littorale du département d'Oran. A.F.A.S. Paris, 1900, p.168.
- FLAMAND G.B.M. (1911) : Recherches géologiques et géographiques sur le haut pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoires du Sud). Thèse Sc. Lyon et Mission du Ministère de l'I.P. et du Gouv. gén. de l'Alg. Terr. du Sud de l'Alg. Serv. géol.
- FLANDRIN J. (1938) : Contribution à l'étude paléontologique du Nummulitique algérien. Mat. Serv. Carte géol. Algérie., lière s. N° 8, texte et atlas.
- FLANDRIN J. (1938) : Les relations des dépôts à faciès medjano-numidien et de l'Oligocène à Lépidocyclines dans les chaînes littorales et telliennes du dépôt d'Alger et des régions limitrophes. C.R. Ac. Sc., t.206, p.1032-33.
- FLANDRIN J. (1938) : Le lutétien à faciès gréseux de la région de Boghari (département d'Alger). C.R.S. Soc. géol. Fr., p.104-106, 1938.
- FLANDRIN J. (1948) : Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien. Thèse Sc. Paris et Bull. Serv. Carte Géol. Alg., 2e série, Strat., N° 19.
- FLANDRIN J. (1952) : Les chaînes atlasiques et la bordure Nord du Sahara. XIXe Congr. géol. int. Alger. Mon. rég., lière série, Algérie, N° 14.
- FLANDRIN J. (1955) : Les grands traits stratigraphiques et structuraux de l'Algérie. Bull. Soc. belge Géol., t.LXIV, fasc. 2, pp.304-327.
- FLANDRIN J. (1955) : Remarques sur quelques hypothèses récentes de tectonique algérienne. Bull. Soc. géol. Fr., (6), t. V, pp.391-398.
- FLANDRIN J. et LAMBERT A. (1942) : Sur le Trias du massif du Chenoua. C.R.Ac.Sc., Paris, 23 mars, t. 214, pp.626-627.

- FLIERT J. R. van de (1952) : Tectonique d'écoulement et Trias dispersé au Chetthabas, Sud Ouest de la ville de Constantine, Algérie. XIXe Congr. géol. int. Alger, C.R. sect. XIII, fasc. III, pp.71-88.
- FOURMARIER P.F.J. (1952) : Schistosité et phénomènes connexes dans les séries plissées. XIXe Congr. géol. int. Alger, Sect. III, fasc. III.
- GANDILLOT J. (1954) : La photographie aérienne au service de la géologie, 2 pl. p. 45. Bull. Soc. géol. Fr., t.4, p.51.
- GAUTHIER E.F. (1922) : Structure de l'Algérie. Challamel, éd. Paris.
- GAUTHIER E.F. (1910) : Les hauts plateaux algériens. La Géographie, t. XXI N° 2, pp.89-93.
- GAUTIER M. (1936) : Sur la tectonique de la région de Nemours. C.R.Ac. Sc., Paris 15 Juin, t. 202, pp.2092-2094.
- GAUTIER M. et ROUBAULT M. (1938) : Sur les roches cristallines de la région de Nemours. C.R.Ac. Sc., Paris, t.207, pp.171-172.
- GENTIL L. (1902) : Esquisse stratigraphique et pétrographique du bassin de la Tafna (Algérie). Thèse Sc., Paris.
- GENTIL L. (1908) : Sur la tectonique du littoral de la frontière algéro-marocaine. C.R.Ac. Sc., Paris, 30 Mars, t. 146, pp.712-715.
- GENTIL L. (1912) : Sur l'origine des plis de l'Atlas saharien. C.R.Ac. Sc., Paris, 29 Avril, t.154, pp.1191-1194.
- GENTIL L. (1913) : Sur la structure de la zone littorale de l'Algérie occidentale. C.R.Ac. Sc., Paris, 25 Mars, t.156, pp.965-968.
- GENTIL L. (1920) : Observations sur la communication de P.Termier : Observations de tectonique algéro-tunisienne. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 5, p.48.
- GENTIL L. et JOLEAUD L. (1918) : Les nappes de charriage de l'Afrique du Nord. Rev. génér. Sc., n° 19, pp.533-540.
- GEZE B. (1947) : Sur la genèse des calcaires noduleux et des lydiennes à nodules phosphatés de la Montagne Noire (Hérault). C.R. Ac. Sc., Paris, 10 et 22 déc. 1947.
- GIGNOUX M. (1930) : La tectonique des terrains salifères ; son rôle dans les Alpes françaises. Livre jubilaire Soc. géol. Fr. t.II, pp.329-360.
- GIGNOUX M. (1942) : Quelques réflexions sur des théories tectoniques récentes. Trav.Lab. Géol. Grenoble, t. XXIII, pp. III-133.
- GIGNOUX M (1946) : Remarques sur la répartition des faciès du Trias en Algérie. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 2, pp. 20-22.
- GIGNOUX M. (1948) : La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. Bull. Soc. géol. Fr. (5), t. XCIII, pp.739-761.

- GIGNOUX M. (1948) : La notion de temps en géologie et la tectonique d'écoulement par gravité. XVIIIe intern. géol. Congress, Londres, proc. sect. M., part XIII, pp.90-96.
- GIGNOUX M. (1950) : Comment les géologues des Alpes françaises conçoivent la tectonique d'écoulement. Géol. Mijnb., vol. 12, pp.342-346.
- GIGNOUX M. (1952) : Sur les nouvelles théories de la Tectonique d'écoulement. XIXe Congr. géol.int.Alger; Section III, fasc.III.
- GLACON J. et GLACON G. (1954) : Sur la présence d'Eocène moyen et supérieur dans la région de Lafayette et d'Aïn Roua, au N de Sétif (Algérie). C.R. Ac. Sc., Paris, t.238, N° 9, pp.1053-1055.
- GLACON J. et GLACON G. (1955a) : Découverte de lambeaux de Sénonien marno-gréseux dans la région de Lafayette (Ouest-Constantinois, Algérie), C.R. Ac. Sc., Paris, 21 Novembre, t.241, pp.1480-1482.
- GLACON J. et GLACON G. (1955b) : Le rôle des recouvrements anormaux dans la région de Sétif (Algérie). C.R.Ac. Sc., Paris, 28 Novembre, t.241, pp.1599-1601.
- GLANGEAUD L. (1926) : Observations sur la stratigraphie et la tectonique de l'Atlas tellien littoral de l'Algérie occidentale. Bull. Soc. géol. Fr., (4), t. XXVI, pp.47-60.
- GLANGEAUD L. (1927) : Les plissements post-astiens dans le Nord de la Province d'Alger. Bull. Soc. géol. Fr., (4), t. XXVII, pp.239-246.
- GLANGEAUD L. (1932) : Etude géologique de la région littorale de la Province d'Alger. Thèse Sc. Paris, et Bull. Serv. Carte géol. Alg., 2e sér. Strat. n° 8.
- GLANGEAUD L. (1932) : Unités paléogéographiques et structurales de l'Atlas méditerranéen (Algérie, Maroc, Tunisie). in Thèse Sc. Paris et Actes Soc. linn. Bordeaux, t. 85, 1933, pp. 173-220.
- GLANGEAUD L. (1936) : Carte géologique et coupes structurales du Nord-Ouest de la Province d'Alger (1/200.000e). Publ. Serv. Carte géol. Algérie., 2e sér., Strat., N° 8bis et 8 ter.
- GLANGEAUD L. (1939) : Les roches éruptives d'âge secondaire et tertiaire in Notice expl. cartes géol. 500.000e Alger-Nord - Alger-Sud. Bull. Serv. carte géol. Alg., pp. 133-160.
- GLANGEAUD L. (1943) : Gravimétrie, tectonique fine et structure profonde du Jura. C.R. Ac. Sc., Paris, t. CCXVI, pp. 671-674, 1943.
- GLANGEAUD L. (1951) : Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. Bull. Soc. géol. Fr. (6), t. I, pp.735-762.

- GLANGEAUD L. (1952a) : Sur les structures complexes des chaînes du type liminaire (mosaïques, amygdales, virgations, décrochements, etc.). XIXe Congr. géol. int. Alger, Sect. III, fasc. III.
- GLANGEAUD L. (1952b) : Les phénomènes géophysiques et l'évolution de la Méditerranée occidentale. Ann. Géophys., t.8, N° 1, C.R. Séances Comité Et. Phys. int. Terre (Bruxelles, 1951), pp.112-132.
- GLANGEAUD L. (1952c) : Tectonophysique comparée des chaînes telliennes et rifaines. Bull. Soc. géol. Fr., -(6), t. II, pp.619-639.
- GLANGEAUD L. (1952d) : Les éruptions tertiaires nord-africaines. Leurs relations avec la tectonique méditerranéenne. XIXe Congr. géol. int. Alger, C.R., sect.XVI, fasc.XVII. pp.71-100.
- GLANGEAUD L. (1953) : Tectonique comparée des nappes de glissement dans le Jura berrain et diverses régions méditerranéennes. Bull. Soc. géol. Fr. (6), t. 3, fasc.78, p.697 à 702.
- GLANGEAUD L. (1953) : Sur la structure des régions de Tablat et Laperrine (Algérie). C.R.Ac. Sc., Paris, 21 décembre, t. 237, pp.1732-1735.
- GLANGEAUD L. (1954) ; Les éruptions tertiaires nord-africaines. Leurs relations avec la tectonique méditerranéenne. Publ. XIXe Congr. géol. int. Alger, 1952. C.R.fasc. XVII p. 71-101.
- GLANGEAUD L. (1955) : Les déformations plio-quaternaires de l'Afrique du Nord. Geologische Rundschau, Band 43, Heft 1, pp.181-196.
- GLANGEAUD L. (1956a) : Sur les conséquences paléogéographiques de l'existence de nappes de glissement dans le Tell algérien. C.R.S. Soc. géol. Fr., n° 2, pp. 11-13.
- GLANGEAUD L. (1956b) : Sur la structure des environs de Tablat (Algérie). C.R.S. Soc. géol. Fr., n° 14, pp.274-276.
- GLANGEAUD L. (1956c) : Corrélations chronologiques des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Apennin et l'Atlas nord-tellien. Bull. Soc. géol. Fr., (6), t.VI, p.867.
- GLANGEAUD L., Ayme A., CAIRE A., MATTAUER M. et MURAOUR P. (1952) : Histoire géologique de la province d'Alger. XIXe Congr. géol. int. Alger, Mon. rég. 1ère série, Algérie N° 25.
- GLANGEAUD L. et LAGRULA J. (1952) : Corrélations entre données gravimétriques et structurales dans le Nord de la province d'Alger. C.R. Ac. Sc., Paris, 16 Juillet, t.235, pp.193-196.
- GLANGEAUD L., MATTAUER M. et CHAUVE P. (1955) : Sur la structure d'une partie de l'Atlas tellien septentrional. Bull. Soc. géol. Fr., séance du 24 Janvier 1955.
- GLANGEAUD L. et ROTHE J.P.(1954) : Causes tectonophysiques et effets morpholo-

giques des séismes d'Orléansville et du Chélif. C.R. Ac. Sc., Paris, t. 239, N° 25, 20 Déc.1954, p.1829.

GOGUEL J. (1946) : La tectonique d'écoulement. Les extraits de la Revue scientifique. N° 3256, pp.207 à 213.

GOGUEL J. (1950) : L'influence de l'échelle dans les phénomènes d'écoulement. Géol. en Mijnbouw, 12° Jg., N° 12, pp. 346-351.

GOGUEL J. (1952) : Traité de tectonique. Masson & Cie, éd. Paris.

GOGUEL J. (1954) : A propos de la profondeur de dépôt des marnes d'Ammonites pyriteuses. C.R.S. Soc. géol. Fr., p.222.

GOTTIS Ch. (1953) : Les filons clastiques "intraformationnels" du Flysch numidien tunisien. Bull. Soc. géol. Fr., (6), t. III, pp.775-783.

GOTTIS Ch. (1953) : Stratigraphie et tectonique du "flysch" numidien en Tunisie septentrionale. C.R.Ac. Sc., Paris, t.236, p.1059-1061, 9 Mars.

GOTTIS Ch. et SAINFELD P. (1954) : Observations générales sur le Trias de Tunisie. C.R.S. Soc. géol. fr., n° 12, pp.262-266.

GOURGUECHON G. (1908) : Sur l'interprétation tectonique des contacts anormaux du Djebel Ouenza (Algérie) et de quelques phénomènes similaires observés en Tunisie. C.R.S. Soc. géol. Fr., n° 4, pp.31-33 et Bull. Soc. géol. Fr., (4), t. VIII, pp. 46-52.

GOURINARD Y. (1952) : Le littoral oranais (Mouvements verticaux et anomalies gravimétriques). XIXe Congr. Géol.int. Alger, Mon. Rég. 1ère série, Algérie, N° 22.

GOURINARD Y. (1952) : Le barrage de l'Oued Fodda. Etude géologique. XIXe Congr. géol.int. Alger. La géologie et les problèmes de l'eau en Algérie. t. I.

GUIGUE S. (1940-1947) : Les sources thermo-minérales de l'Algérie. Bull. Serv. Carte géol. Alg. (3), fasc. 5 et 9, t. I, (1940) et t.II (1947).

HASS Oto (1955) : Mode de conservation et gisement des Ammonites pyriteuses. C.R.S. Soc. géol. Fr., p.315.

HAUG E. (1911) : Traité de géologie. II : les périodes géologiques. Chap. XL : période néogène, A.Colin, éd. Paris.

JOLEAUD L. (1901) : Contribution à l'étude de l'Infracrétacé à faciès vaseux pélagique en Algérie et en Tunisie. Bull. Soc. Géol. Fr., (4), t. 1, p.II3 à I46.

JOLEAUD L. (1912) : Etude géologique de la chaîne numidique et des monts de Constantine (Algérie). Thèse Sc. Paris, Montane, Sicardict, Valentin, éd., Montpellier.

- JOLEAUD L. (1918) : Sur le Stampien de l'Algérie occidentale. C.R.S. Soc. géol. Fr., p. 52-53, 1918.
- JOLEAUD L. (1921) : Observations sur l'Oligocène de l'Algérie orientale. C.R.S. Soc. géol. Fr., n° 3, pp.27-29.
- JOLEAUD L. (1922) : Esquisse tectonique de l'Atlas. XIIIe Congr. géol.int. Bruxelles, fasc. 2, pp.873-886.
- JUNG J. (1953) : Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes des massifs hercyniens français. Bull. Soc. géol. Fr., (), t. pp.
- KIEKEN M. (1956) : Les nappes sud-telliennes entre Letourneux et Bordj-bou-Arréridj. Bull. Soc. géol. Fr., (6), t.VI, pp.659-667.
- KIEKEN M. et MAGNE J. (1957) : Aperçu géologique sur les Monts de la Mina. Bull. Serv. carte géol.Algérie (en cours de publication).
- KIEKEN M., MAGNE J. et POLVECHE J. (1956) : Le Complexe marno-gréseux au Nord de Tiaret (Algérie). C.R.Ac. Sc., Paris, t.242, p.1912-1914.
- KIEKEN M., MAGNE J. et POLVECHE J. (1956) : Les nappes sud-telliennes aux portes de Tiaret (Oran). L'Yprésien de l'Ouled bou Cheddou. C.R.S. Soc. géol.Fr. 3 Déc. 1956, p.287.
- KOVENKO V., TERMIER H. et G. (1954) : Sur quelques roches ophitiques de l'Algérie septentrionale. Bull. n° 5, pp. 157-212. Publ.Serv.carte geol.Alg.
- KUENEN Ph. H. (1950) : Marine geolog. J. Wiley and Sons, New York.
- KUENEN Ph. H. (1953) : Graded bedding, with observations on lower paleozoic Rocks of Britain. Verh. Konink. Nederl. Akad Wetenschappen, 1 reeks, XX, n° 3.
- KUENEN Ph.Het TEN HAAF E. (1956) : Graded bedding in limestones. Proc. Kon. Ak. Wetensh. Amsterdam., série B, vol. 59, n° 4.
- LACOSTE J. (1940) : Tectonique d'écoulement du Crétacé rifain. C.R.Ac. Sc., Paris, 12 Février, t.210, pp.257-259.
- LAFFITTE R. (1936) : Les rivages des mers jurassiques, crétacés et nummulitiques dans l'Atlas saharien. C.R.S. Soc. géol. Fr., p.12-14, 1936.
- LAFFITTE R. (1939) : Etude géologique de l'Aurès. Thèse Sc. Paris et Bull. Serv. carte géol. Alg., 2e sér., n° 15.
- LAFFITTE R. (1939) : Les plissements post-nummulitiques dans l'Atlas saharien. Bull. Soc. géol. Fr., (5), T.IX, pp.135-159.
- LAFFITTE R. (1942) : Plissements post-pliocènes et mouvements quaternaires dans l'Algérie occidentale. C.R. Ac. Sc., Paris, 27 Octobre, t.215, pp.372-374.
- LAFFITTE R. (1948) : Considérations climatiques au sujet du Pliocène supérieur (Villafranchien) d'Algérie. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 12, pp.235-237.

- LAFITTE R. (1948b) : Sur l'étage Sahélien Pomel. Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, vol. 39, pp.31-56.
- LAFFITTE R. (1948c) : Sédimentation et orogénèse. Ann. Hébert et Haug., Livre Jub. Ch. Jacob, t. VII, pp.239-260.
- LAFFITTE R. et MAGNE J. (1955) : Présence dans le Dahra, (Algérie occidentale) d'une série de passage du Crétacé à l'Eocène. C.R. Ac. Sc., Paris, 21 Mars, t.240, pp.1352-1354.
- LAGRULA J. (1951) : Etude gravimétrique de l'Algérie - Tunisie. Bull. Serv. Carte géol. Alg., 4e série, Géophysique, n° 2.
- LAMBERT A. (1938) : Note sur quelques échinides fossiles communiqués par MM. Dalloni et Schoeller. Bull. Soc. géol. Fr., (5), t. 7, p. 273-286, 1 fig. 1 pl.
- LAMBERT A. (1945) : Sur le tithonique de la "chaîne calcaire" (zone 1 c. de L. Glangeaud. C.R.S.Soc. géol. Fr., 1945, p.86.
- LAMBERT A. (1945) : Sur la transgression sénonienne dans la région tellienne du département d'Alger. C.R.Ac. Sc., Paris, 19 mars, t.220, pp.406-407.
- LEMOINE P. (1939) : Les Algues calcaires fossiles en Algérie. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 1ère série, N° 9, 128 p., 1939.
- LESSARD L. (1954) : Faciès bréchiques dans le Crétacé supérieur et âge des premières manifestations diapiriques du Trias près de Khenchela (Constantinois). Bull. Serv. Carte géol. Algérie, N° 5, Trav. collab. 1954, p.379.
- LOMBARD A. (1956) : Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson & Cie. éd., Paris, J. Vaillant-Carmanne, S.A. Liège.
- LUCAS G. (1942) : Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abea (Frontière algéro-marocaine). Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2e sér. N° 16 (Thèse Paris).
- LUCAS G. (1952) : Bordure nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale. Primaire. XIXe Congr. géol. int. Alger, Monog. 1ère série N° 21.
- LUCAS G. (1955a) : Caractères pétrographiques de calcaires noduleux, à faciès ammonitico-rosso de la région méditerranéenne. C.R.Ac. Sc., Paris, 9 Mai, t.240, pp.1909-1911.
- LUCAS G. (1955b) : Caractères géochimiques et mécaniques du milieu générateur des calcaires noduleux à faciès ammonitico rosso. C.R.Ac. Sc., Paris, 16 Mai t.240, pp.2000-2002.
- LUCAS G. (1955c) : Signification paléocéanographique des calcaires noduleux à faciès ammonitico rosso. C.R.Ac. Sc., Paris, 13 Juin, t.240, pp.2342-2344.
- LUCAS G. (1955d) : Le Chafnon jurassique de Berchich (Ighil Ali). Retouches au schéma paléogéographique et structural de l'Algérie tellienne. Bull. Soc. Géol. Fr. (6), t.V, pp.631-644.

- MACARP (1948) : Pseudo-nodules et glissements sous aquatiques dans l'Emsien et l'Oesling (Grand Duché de Luxembourg). Bull. Soc. géol. Belg.t. LXXIII pp.121-150.
- MAGNE J. (1955) : Microfaunes oligocènes dans la série "numidienne" de Petite Kabylie (Algérie). Bull. Soc. Hist. nat. de l'Afrique du Nord. t.47, pp.269-274.
- MAGNE J. et MATTAUER M. (1955) : Présence de "Bartonien" dans l'Ouarsenis oriental (Algérie). C.R.Ac. Sc., Paris, 10 Octobre, t.241, pp.973-975.
- MAGNE J. et MATTAUER M. (1955) : Découverte d'une unité "Miocène inférieur" dans l'allochtone tellien. Bull. Serv. Carte géol. Alg., nouv.sér., N° 5, pp.235-247.
- MAGNE J. et MATTAUER M. (1956) : Sur le Miocène inférieur anté-nappe et le Miocène inférieur post-nappe du Tell méridional. C.R.S.Soc.géol.Fr., n°12, pp.203-208.
- MAGNE J., POLVECHE J. et SIGAL J. (1955) : Sur la présence de Miocène sous le Néocomien des Chouala (Tell oranais, Algérie). C.R.Ac.Sc., Paris, 6, Juin, t.240, pp.2251-2253.
- MAGNE J. et POLVECHE J. (1957) : Sur la présence dans l'Ouarsenis oranais d'une série de passage du Crétacé à l'Eocène. Ann. Soc. géol. Nord, t.LXXVII, p.164 à 170.
- MAGNE J. et SIGAL J. (1953) : Sur la position stratigraphique d'un niveau repère à radiolaires (Albien élevé et Vraconien) en Algérie. Bull. Soc. géol. Fr., (6), t.3, pp. 345-354.
- MAGNE J. et SIGAL J. (1955) : Etudes micropaléontologiques de la limite Crétacé-Tertiaire dans les mers mésogéennes : Algérie IVe Congr. Mondial Pétrole, Rome, Proc. sect. ID, Rep. 6, pp.529-532.
- MAGNE J. et TEMPERE C. (1952) : Macropaléontologie de deux bassins néogènes algériens : Le Chélif et le Hodna. Application aux recherches de pétrole. XIXe Congr. géol.int.Alger., C.R.sect.XIV, fasc.XVI, pp.147-176.
- MARIE P. et LAMBERT A. (1946) : La transgression sénonienne dans la région de Bône (Algérie). C.R.Ac. Sc., Paris, t.223, p.1161.
- MARLIÈRE R. (1939) : La⁴ transgression albiennne et cénomaniennne dans le Hainaut. Thèse Lille.
- MATTAUER M. (1951a) : Structures obliques dans l'Atlas tellien, au Sud de Miliana. C.R.Ac. Sc., Paris, 19 décembre, t.233, pp.1643-1645.
- MATTAUER M. (1951b) : Sur la présence de structures obliques dans l'Atlas tellien de la province d'Alger. Bull. Soc. géol. Fr. (6), t.1, pp.693-700.
- MATTAUER M. (1953a) : Observation sur la tectonique des massifs "medjaniens" de l'Ouarsenis sud-oriental (Algérien). C.R.Ac. Sc., Paris, 21 Septembre, t.237, pp.623-625.
- MATTAUER M. (1953b) : Sur les nappes de glissement de l'Ouarsenis oriental. C.R.Ac.Sc., Paris, 5 Octobre, t.237, pp.741-743.

- MATTAUER M. (1953c) : Structure de la bordure sud-tellienne de l'Ouarsenis oriental. C.R.S. Soc. géol. Fr., n° 14, pp.291-293.
- MATTAUER M. (1955a) : A propos de la découverte de Miogypsines dans le "Numidien" de l'Ouarsenis oriental (Algérie). C.R.S. Soc. géol. Fr., n° 8, pp.155-157.
- MATTAUER M. (1955b) : Présence de Miogypsines dans l'Oligocène "kabylo" et "oranaï" du département d'Alger. C.R.S. Soc. géol. Fr., n° 13, pp.255-256.
- MATTAUER M. (1956a) : Sur l'origine de l'unité "numidienne" de l'Ouarsenis oriental (Algérie). C.R.S. Soc. géol., n° 2, pp.8-10.
- MATTAUER M. (1956b) : A propos de quelques récentes remarques de tectoniques algériennes. C.R.S. Soc. géol. Fr., n° 9, pp. 129-131.
- MATTAUER M. (1956c) : A propos de recouvrements de l'Ouarsenis (Dépt.d'Alger). C.R.S. Soc. géol. Fr., n° 11, pp.187-190.
- MATTAUER M. (1956d) : Essai de coupe du Tell algérois. Bull. Soc. géol. Fr., (6), t. VI, pp.189-199.
- MATTAUER M. (1956e) : Présence de Dévonien dans le massif de l'Ouarsenis (Départ. d'Alger). C.R.Ac. Sc., Paris, t.234, pp.73-75.
- MATTAUER M. (1956f) : Les problèmes du Miocène inférieur dans le Tell Algérois. Bull. Soc. géol. Fr., (6), t. VI, pp.901-907.
- MATTAUER M. (1957) : Etude géologique de l'Ouarsenis oriental. Thèse Fac. Sc. Paris (en cours de publication).
- MERLA G. (1951) : Geologia dell'Apennino settentrionale. Bol. Soc. geol. Ital., vol. 70, pp.95-382.
- MIGLIORINI C.I. (1948) : I cuvei composti nell'orogenesi. Bol. Soc. geol. italiana, vol. 70, n° 1-4, pp. 29-142.
- MONGIN D. (1956) : Révision stratigraphique du Burdigalien de Basse-Provence. Trav. Lab. géol. Fac. Sc. Univ. Aix Marseille, 1956.
- MRAZEC L. (1927) : Les plis diapirs et le diapirisme en général. Inst. geol. de Roumanie. C.R. des Séances, t. VI (1914-1915).
- MURAOUR P. (1955) : Sur la présence de pyrite de fer dans les vases en cours de dépôt dans la zone bathyale supérieure au large de Tizirt. C.R.S. Soc. géol. Fr., n° 13, pp. 264-265.
- NICAISE (1870) : Note sur la géologie du Massif jurassique de l'Ouarsenis. Bull. Soc. Climat. d'Alger, 1869, N° 1, pp.58-67.
Catalogue des animaux fossiles de la province d'Alger.
Bull. soc. Climat. d'Alger, 1870, 134 p.
- PERON A. (1883) : Essai d'une description géologique de l'Algérie, pour servir de guide aux géologues de l'Afrique française. Ann. Sc. géol. t. 14, art.4
- PERON A. (1891) : Note sur les subdivisions des terrains tertiaires moyen et supérieur en Algérie. Bull. Soc. géol. Fr., (3), t. XIX, pp.922-928.

- PERON A. (1897) : Les Ammonites du Crétacé supérieur de l'Algérie. Mém. Soc. géol. Fr., t. VII, fasc. I et II.
- PERRODON A. (1957) : Etude géologique des bassins néogènes sub-littoraux de l'Algérie occidentale. Publ. Serv. carte géol. Algérie (Nouvelle série) Bull. N° 12.
- PERRODON A. et TAMPERE G. (1953) : Sur l'extension du Miocène dans les Seba Chioukh (Oranie occidentale Algérie). Bull. Soc. géol. Fr., (6), t. 3, fasc. 7-8, 1953, pp. 583-588.
- PERVINQUIERE L. (1910) : Sur quelques Ammonites du Crétacé algérien. Mém. Soc. géol. Fr., t. XVII, fasc. 2-3, Mém. n° 42.
- POLVECHE J. (1955a) : Observations sur la tectonique dans la région de Mendez (Algérie). Ann. Soc. géol. Nord, t. 75, pp. 122-136.
- POLVECHE J. (1955b) : Sur le contact Crétacé moyen - Crétacé supérieur au Sud du massif de l'Ouarsenis occidental (Algérie). C.R. Ac. Sc., Paris, 25 Juillet, t. 241, pp. 420-422.
- POLVECHE J. (1956a) : Le Crétacé inférieur dans l'Ouarsenis occidental. Tectonique Paléogéographique. (2 fig.). Bull. Soc. géol. Fr., (6), t. VI, p. 909 à 921.
- POLVECHE J. (1956b) : Quelques affleurements d'Eocène peu connus dans la bordure sud-tellienne oranaise. C.R.S. Soc. géol. Fr., n° 12, pp. 205-207.
- POLVECHE J. (1956c) : La terminaison méridionale des nappes sud-telliennes dans la région de Tiaret (Algérie). Bull. Soc. géol. Fr., (6), t. VI, pp. 643-652.
- POLVECHE J. (1956d) : Un nouvel affleurement jurassique dans le Tell Oranais, au N du Bechtout (Algérie) : Le problème de l'interprétation. Ann. Soc. géol. Nord t. LXXVI, p. 101 à 114.
- POLVECHE J. (1958) : Une coupe à travers l'Ouarsenis oranais. Ann. Soc. géol. Nord, t. LXXVIII, p. 172 à 182, 1 pl.
- POMEL A. (1889) : Description stratigraphique générale de l'Algérie. P. Fontana, éd. Alger.
- POMEL A. (1891) : Carte géol. prov. de l'Algérie. 2e éd. 1/800.000e. Publ. Serv. carte géol. Algérie.
- POMEL A. : Paléontologie de l'Algérie. Zoophytes (2e fascicule, Echinodermes).
- POMEL A., CURIE J. et FLAMAND G. (1890) : Explication de la carte géologique provisoire de l'Algérie au 800.000e, suivie d'une étude succincte sur les roches éruptives de cette région. Publ. Serv. Carte géol. Alg.
- POMEL A. et POUYANNE J. (1889) : Carte géologique provisoire de l'Algérie, au 800.000e (2e édition), unifiée, revue et complétée par le Service de la Carte géologique. Alger.

- POMEL A. et POUYANNE J. (1890) : Carte géologique de l'Algérie. Explication de la 2e édition de la carte géologique provisoire de l'Algérie au 800.000e. P. Fontana, éd., Alger.
- POUYANNE J., FICHEUR E. et JACOB H. (1900) : Carte géologique de l'Algérie au 800.000e (3e édition), rectifiée et complétée par le Service de la Carte géologique d'après les travaux récents des collaborateurs. Alger.
- PRUVOST P. (1930) : Sédimentation et subsidence. Liv. Jub. Soc. géol. Fr. t. III, pp.545-564.
- RANOUX J. (1952) : Etude géologique du Djebel Bechtout. Bull. Serv. Carte géol. Algérie. Tr. récents Fasc. III pp.177-188, Alger 1952.
- RECH-FROLLO M. (1953) : Recherche de critères pétrographiques de la notion de Flysch. Bull. Soc. géol. Fr., (6), t. III pp.537-542.
- RECH-FRODLO M. (1955) : Caractères essentiels et caractères particuliers du faciès flysch. C.R. Ac. Sc., Paris, 28 Novembre, t.241, pp.1589-1592.
- RENOU E. (1848) : Description géologique de l'Algérie. in : Exploration scientifique de l'Algérie, Masson, éd. Paris.
- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans l'Algérie orientale (1924), C.R.S. Soc. géol. Fr., n° 18, pp.195-246.
- REPELIN J. (1894) : Sur l'âge des calcaires à lithothammium de la vallée du Chelif. C.R.Ac.Sc., t. CLXX, p.2028, 1894.
- REPELIN J. (1895a) : Considérations stratigraphiques sur les plissements de l'Ouarsenis. Bull. Soc. géol. Fr., (3), t.23, pp.160-166, 2 fig.
- REPELIN J. (1895b) : Etude géologique des environs d'Orléansville. Thèse Fac. Sc. Paris. 1 vol. 198 p. Ann. Fac. Sciences Marseille, 202 p.
- RIVOIRARD R. (1956) : A propos des nappes de glissement et des failles de la région de Tablat (départ.d'Alger). C.R.S. Soc. Géol. Fr., p.124-127.
- RIVOIRARD R. et SIGAL J. (1939) : Observations géologiques dans l'Atlas tellien près de Tablet. Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord. 1954, p.254-265.
- ROCH E. (1950) : Histoire stratigraphique du Maroc. Notes Mém. Serv. géol. Maroc, N° 80.
- ROTHE J.P. (1950) : Les séismes de Kirrata et le séismicité de l'Algérie. Bull. Serv. Carte géol. Alg., 4e sér., géophysique, N° 3.
- ROMAN F. (1936) : Le Tithonique du massif du Djurjura. Mat. Carte géol. Algérie, 1ère série, Pal. N° 7, 1936.
- ROUBAULT M. (1933a) : Sur l'âge de certaines formations métamorphiques de la Petite Kabylie (Algérie). C.R.S. Soc. géol. Fr., p.42.
- ROUBAULT M. (1933b) : Etude des roches éruptives accompagnant le Trias aux

environs de Souk-el-Tenine (Kabylie des Babors) et d'Aumale. II. Aumale Bull. Serv. Carte géol. Alg., 2e série, T.R. Collab. fasc. II, pp.20-23.

- ROUBAULT M. (1952) : Axe cristallin des chaînes littorales kabyles et roches cristallines tertiaires : la Kabylie de Collo. Publ. XIXe Congrès géol. int. Alger 1952. Livret-guide ex-croisière. p. 73-81.
- ROUTIER P. (1944) : Essais sur la chronologie des "roches vertes" mésozoïques des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, (5), t.14, pp.117-145
- ROUTIER P. (1946) : L'association radiolarites-roches vertes. C.R.S. Soc. Géol. Fr., 21 Janvier 1946.
- RUTTEN M.G. (1953) : Sur la genèse des dépôts à Ammonites Pyriteuses. C.R.S. Soc. Géol. Fr., n° 15.
- RUTTEN M.G. (1955) : Les ammonites pyriteuses. C.R.S. Soc. géol. Fr., p. 136.
- SADRAN G. (1952) : Les roches cristallines du Littoral oranais. Publ. XIXe Congr. géol. int. Alger, 1952. Mon. rég. Algérie N° 18.
- SADRAN G. (1956) : Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell oranais. Thèse Nancy.
- SAVORNIN J. (1907) : Sur le géosynclinal miocène du Tell méridional et sa faune de Pectinidés (départements d'Alger et de Constantine). C.R.Ac. Sc., Paris, 10 Juin, t.144, pp.1300-1302.
- SAVORNIN J. (1908) : Terrains miocènes d'une partie de la bordure Sud de l'Atlas tellien. Observations sur leurs faunes de Pectinidés. Bull. Soc. géol. Fr., (4), t. VIII, pp.316-321.
- SAVORNIN J. (1909) : Sur l'évolution paléogéographique du Cap Bon et sur la direction des plissements de l'Atlas considérée comme résultante de deux actions orogéniques orthogonales. C.R.Ac.Sc., Paris, 27 décembre, t.149, pp.1410-1413.
- SAVORNIN J. (1910) : Cartes paléogéographiques, in Gautier E.F. : Les Hauts Plateaux algériens. La Géographie, Paris, t.21, N° 2, pp.89-93.
- SAVORNIN J. (1912) : Sur les Grès dits de Boghari, et sur la géologie du Titteri en général. Bull. Soc. Hist. natur. Afrique du Nord, (4), Nos 5-6, 1912.
- SAVORNIN J. (1920a) : Etude géologique de la région du Hodna et du Plateau sétifien. Thèse Sc. Lyon et Bull. Serv. Carte géol. Alg., 2e série. Strat. N° 7.
- SAVORNIN J. (1920b) : Etude sur les nappes de charriage de l'Afrique du Nord. Bull. Soc. Hist. nat. Afr. N., t. 11, pp.38-49, N° 3.

- SAVORNIN J. (1931) : La géologie algérienne et nord-africaine depuis 1830. Publ. Serv. Carte géol. Alg. Coll. cent. Alg. et Masson, éd., Paris.
- SCHIJFSMA E. (1955) : La position stratigraphique de Globotruncana helvetica en Tunisie. Micropaléontology. vol. 1, N° 4, p.32.
- SHEPARD F.P. (1948) : Submarine geology, New-York, Harper à Brothers in 8°, 348 P.
- SHROCK R.R. (1948) : Sequence in layered rocks. Mc Graw-Hill Book Company, inc. New-York.
- SIGAL J. (1949) : Dano-Montien ou Paléocène ou le passage du Crétacé au Tertiaire en Algérie. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 8, pp.150-152.
- SIGAL J. (1949) : Une date remarquable dans l'évolution de la microfaune du Cénomanién - Turonien en Algérie. C.R.S. Soc. géol. Fr., N° 12, pp.264-266.
- SIGAL J. (1952) : Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. XIXe Congr. géol. int. Algérie, 1ère sér., N° 26 (voir p. 8-9).
- SIGAL J. (1955) : Notes micropaléontologiques nord-africaines 1) du cénomanién au Santonien ; zones et limites en faciès plagiques. C.R.S. Soc. Géol. Fr., N° 8, pp.157-160. Notes micropaléontologiques nord-africaines 2) sur l'extension du genre Ticinella Reichel 1949, C.R.S. Soc. Géol. Fr., 11-12 p.225.
- SIGAL J. (1956) : Notes micropaléontologiques nord-africaines. A propos de Globotruncana Bolli. C.R.S. Soc. géol. Fr., p.102.
- SITTER L.U. DE (1953) : Essai de géologie structurale comparative de trois chaînes tertiaires, Alpes, Pyrénées et Haut-Atlas. Bull. Soc. belge. Géol., t.LXII, fasc. I, pp.38-50.
- S.N.REPAL (1952a) : Le bassin néogène du Chelif. XIXe Congr. géol. int. Alger. Mon. Rég., 1ère série, Algérie, N° 16.
- S.N. REPAL (1952b) : Régions sud-telliennes et Atlas saharién. XIXe Congrès géol. int. Alger. Monog. rég. 1ère série, Algérie, N° 20.
- TERCIER J. (1950) : La tectonique d'écoulement dans les Alpes suisses. Geol. en Minb., n° 12, pp.330-342.
- TERMIER P. (1906) : Sur les phénomènes de recouvrement du Djebel Ouenza (Constantine) et sur l'existence de nappes charriées en Tunisie. C.R.Ac. Sc., Paris, 9 Juillet, t.143, pp.137-139.
- TERMIER P. (1927) : Récentes impressions de voyage. Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. 108 Jahrversammlung, 1 Teil ; Actes Soc. helv. Sc. Nat., Lausanne, 2e partie, pp.83-101 ; et in La vocation de savant, Desclée de Brouwer éd. Paris 1929, pp.199-232.

- TERMIER H. et G. (1949) : Mode de gisement des basaltes triasiques au Maroc. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, (5), t. XIX.
- TERMIER H et G. (1954) : Sur les conditions de formation des faunes pyriteuses. C.R.S.Soc. géol. Fr. Paris, p.86.
- THIEBAUT J. (1951) : Etude géologique des terrains métamorphiques de la Grande Kabylie. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 5e sér., N° 6, (Thèse Paris).
- TINTHOIN R. (1948) : Les aspects physiques du Tell Oranais. Essai de morphologie de pays semi-aride (Thèse Lettres) 638 p.
- VIENNOT P. (1928) : Première contribution à la connaissance des extrusions pyrénéennes. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. XXXI, N° 171.
- VIGNEAUX M., MAGNE J., VEILLON M. et MOYES J. (1954) : Aquitanien et Burdigalien. C.R.Ac. Sc. Paris, t.239, n° 14, p.818-820, 4 Octobre.
- VILLE L. (1852) : Recherches sur les roches, les eaux et les gites minéraux des provinces d'Alger et d'Oran, 423 p.
- VILLE L. (1858) : Notice minéralogique sur les provinces d'Alger et d'Oran, 349 p.
- VILLE L. (1864) : Notice sur les sondages effectués pendant les années 1859 à 1862 sur le territoire militaire de la province d'Alger. Ann. Mines, 6e série, t. V, p. 177-237, 1864.
- WELSCH J. (1889) : Sur les terrains jurassiques des environs de Tiaret (Dépt. d'Oran); C.R.Ac. Sc., Paris, 18 Mars.
- WELSCH J. (1890) : Les terrains secondaires des environs de Tiaret et de Frensdépartement d'Oran (Algérie). Thèse Fac. Sc. Paris. 1 vol. 204 p.
- WELSCH J. (1893) : Sur les calcaires de l'Oued Riou, Inkermann (Algérie), C.R.S. Soc. géol. Fr., p. CXLII-CXLIV.
- WELSCH J. (1895) : Etude sur les subdivisions du Miocène de l'Algérie. Bull. Soc. Géol. Fr. (3), XXIII, p.271-287.

D E U X I E M E P A R T I E

ETUDE STRATIGRAPHIQUE

CHAPITRE DEUXIEME

LE PRIMAIRE

INTRODUCTION

Les terrains sédimentaires les plus récents que l'on rencontre dans l'Ouarsenis oranais sont d'âge triasique. Le Primaire sous forme de calcaires dévoniens n'a été observé qu'en un seul endroit, à l'E de notre région d'étude, dans l'Ouarsenis algérois (M. Mattauer 1956) et encore se trouvait-il emballé dans le Trias. Que trouve-t-on sous le Trias ? Les affleurements de roches antérieures à ces couches sont d'autant plus intéressants qu'ils sont relativement peu nombreux. En plein coeur du Tell méridional il n'en existe aucun en place. Au S, on n'observe qu'un massif important : celui du Djebel Bechtout. Au N, il faut aller bien en dehors de notre région d'étude pour l'observer dans les massifs du Chélif. Par contre de nombreux blocs isolés, provenant peut-être du socle, sont emballés dans la plupart des filons triasiques qui, eux, sont très nombreux dans tout le Tell. Je les décrirai en étudiant le Trias car leur âge primaire n'est pas parfaitement démontré. Je rappellerai rapidement le faciès des terrains anté-triasiques du Chélif avant de décrire le massif du Bechtout, puis le curieux bloc de granite gneissique rencontré dans la région d'Ammi-Moussa (Pl. A)

A - LE PRIMAIRE DU CHELIFF

M. Mattauer (1957) distingue de haut en bas :

- Dolomies, cargneules - Trias
..... discordance
- série schisto-gréseuse conglomératique - Permo carbonifère ;
- série volcanique du Zaccar et du Loui : coulée rhyolitique, andésites, brèches volcaniques (viséen ?) ;
- série schisto-quartziteuse du Zaccar (Carbonifère ?) ;
..... discordance
- série schisto-calcaire de Littré (Siluro-dévonien ?) ;
- le socle cristallin (pegmatites traversant un complexe métamorphique altéré) ;

Aucune de ces couches n'est datée. Je n'ai jamais retrouvé de blocs exotiques contenus dans le Trias présentant les faciès des roches paléozoïques signalées ci-dessus.

B - LE DJEBEL BECHTOUT (feuille de Montgolfier) (Voir planche XIII)

Dominant largement tous les autres hauts sommets de la région, le Djebel Bechtout forme le seul affleurement en place du socle visible dans l'Ouarsenis. Il constitue un massif long d'une quinzaine de kilomètres, large parfois de 3 à 4 km.

- Historique

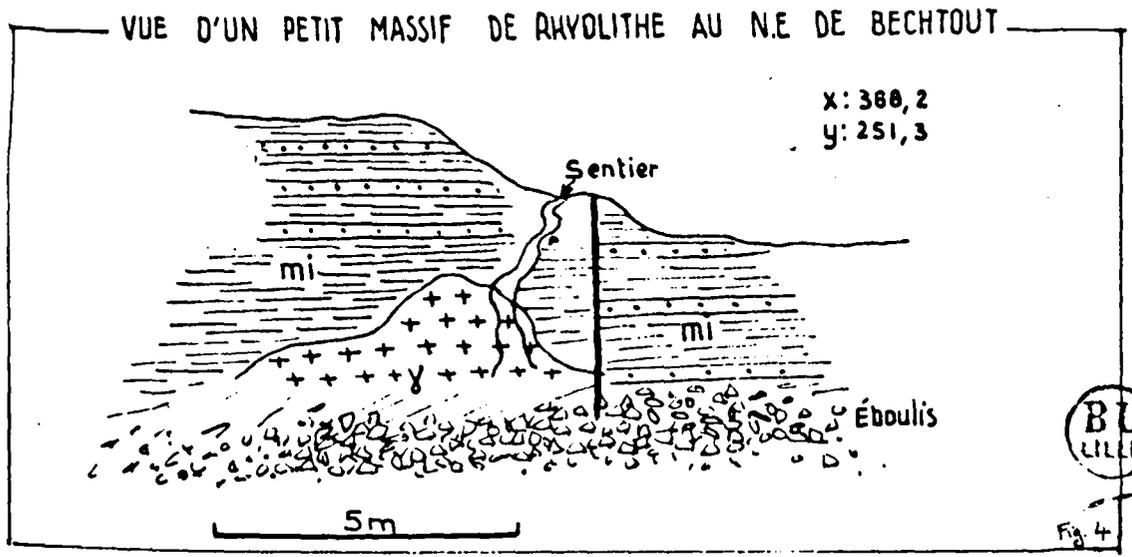
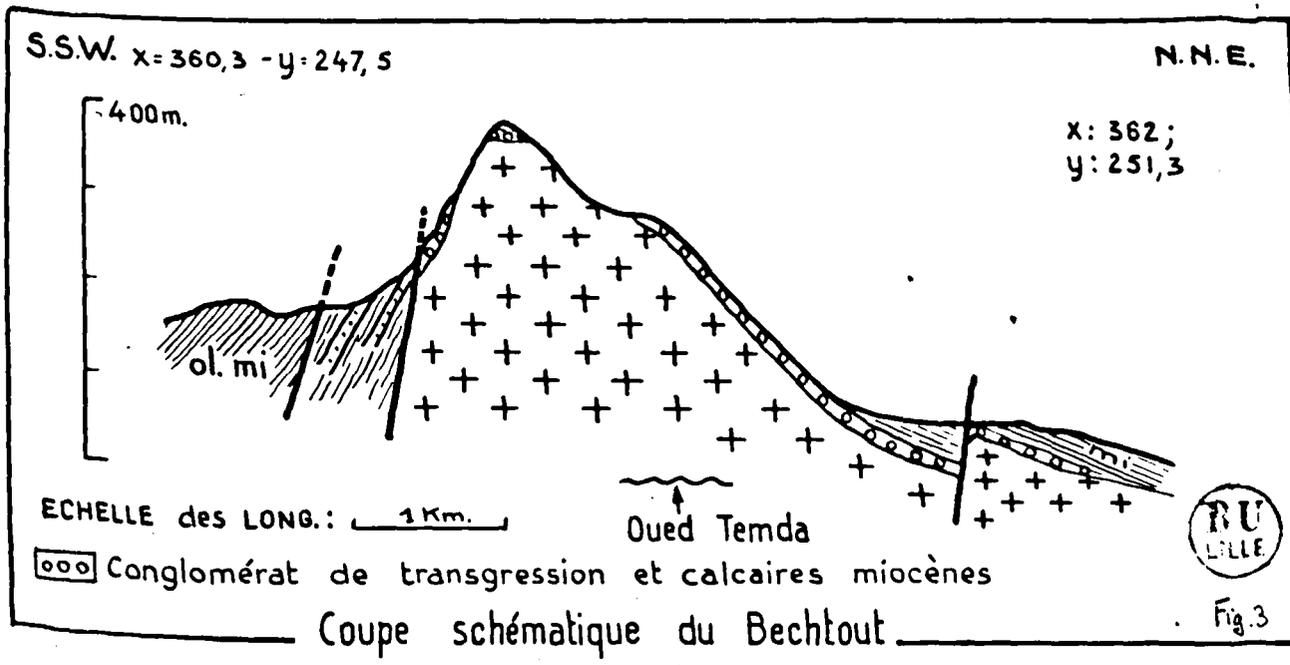
Il est connu depuis Melsch (1890, p.15), qui le décrit comme un massif de granulite probablement anté-jurassique. Repelin (1895), puis Flamand (1911) rappellent son existence. Ce dernier trouve des analogies entre le microgranite du Bechtout et ceux de Tifrit. Récemment G. Lucas (1952) lui consacre quelques lignes tandis que J. Ranoux (1952) en fait une étude très détaillée bientôt reprise par V. Kovenko, G. & H. Termier (1954).

- Description de l'affleurement (Planche XIII)

Situé à 4 km. au N du village de Diderot et à 20 km. de Tiaret, le Djebel Bechtout forme un massif dirigé grossièrement N-S. Il est recoupé, presque en son milieu, par l'oued Temda qui a creusé une vallée profonde de plus de 400 m. dans la roche éruptive. A l'extrémité N, l'O. Tiguiguest traverse ce massif, et l'on observe une magnifique cascade (voir planche XIII). La roche éruptive domine de plusieurs centaines de mètres la dépression oligo-miocène de Diderot.

Il s'agit d'un anticlinal dissymétrique à flanc S vertical et faille et à flanc N très doux. La roche éruptive est recouverte à l'W par des couches jurassiques transgressives ; partout ailleurs c'est le Miocène inférieur qui repose normalement sur le cristallin. On retrouve de nombreux lambeaux de terrains miocènes qui divisent ce massif en plusieurs parties. L'un d'eux s'observe sur un des

sommets (851^m), ce qui prouve que le massif a été entièrement immergé au Miocène inférieur. Plusieurs rochers cristallins sont nettement séparés de la masse principale ; ils sortent "des marnes tertiaires comme des flots dans la mer". J. Ranoux les a nettement figurés dans son travail. Il remarque que ces massifs sont généralement faillés, eux aussi, sur leur bord S.



- Les roches du Bechtout

a) - Le batholite

D'après l'importance de l'affleurement, il pourrait s'agir d'un batholite. Il est constitué par une roche très homogène, saine, non écrasée. Cette roche présente 2 variétés, l'une rouge, l'autre noire, mais, comme le fait remarquer J. Ranoux, au microscope, il n'existe pas de différence entre ces deux roches.

A l'oeil nu, on observe nettement deux temps de cristallisation : une pâte et des phéno-cristaux. Noyés dans une pâte rose ou noire on distingue d'assez abondants phénocristaux de 1 à 4 mm, souvent constitués par du feldspath rose, parfois par du quartz.

En lame mince la pâte présente habituellement une structure microlitique. Elle est constituée par des feldspaths, du quartz, de la chlorite et de la magnétite. Cette pâte apparaît localement dévitrifiée et parfois silicifiée. La chlorite est souvent fibro-radiée et représente l'altération d'un ferro-magnésien originel. Les phéno-cristaux sont constitués par :

- de l'albite (1)
- des quartz β , gros et assez abondants ; ils sont souvent corrodés par la pâte.
- de la biotite généralement chloritisée. Elle forme des touffes de lamelles trapues souvent développées autour des cristaux de quartz.

J. Ranoux a fait effectuer une analyse chimique. Les paramètres qui en résultent sont : p=1, q=2, r=1, s=3.

Il s'agit donc d'une roche alcaline, on peut la nommer, avec V. Kovenko, G. & H. Termier : rhyolite à albite.

(1) Dans mes lames minces le feldspath est de l'albite à 5 % d'anorthite (An^5). J. Ranoux signale par contre des phéno-cristaux d'oligoclase.

b) - Les filons

Dans ce massif on distingue sur son versant N plusieurs filons verticaux de roche noire. Au Marabout Sidi Abd el Kader, J. Ranoux a repéré un filon puissant de teinte verdâtre.

Les roches noires - V. Kovenko, G et H. Termier en ont fait une étude microscopique et concluent en appelant cette roche riche en biotite : kersantite quartzitique. Je n'ai pas étudié personnellement ces filons.

Le filon du Mbt Sidi Abd el Kader - Il est divisé en deux parties. La partie N est constituée par une roche à texture fluidale foncée que Ranoux nomme andésite. La partie S est formée par une roche moins noire, verdâtre. Comme cette roche ressemble macroscopiquement à certaines "ophites" rencontrées précédemment dans le Trias, je l'ai étudiée avec plus de détails. Ranoux l'appelle en effet dolérite. V. Kovenko, G et H. Termier la nomment "ophite" basalte doléritique. Une lame mince taillée à ce niveau montre une belle structure microlitique pouvant parfois devenir ophitique. On distingue du quartz, de l'oligoclase-andésine, de la chlorite, de la séricite, de la biotite, un peu d'apatite et de la magnétite. Le quartz n'est pas très abondant. L'apatite est en inclusion dans le feldspath. Le ferro-magnésien originel est sans doute la biotite (1). Il s'agit d'une dolérite acide à structure microlitique. Les filons sont donc nettement plus basiques que la roche encaissante (voir planche 1).

c) - éléments non cristallins

Dans l'oued Tenda, au S du Massif, on observe dans la rhyolite un niveau à aspect conglomératique épais de quelques centimètres, on le retrouve de part et d'autre de l'oued.

(1) V. Kovenko 1954 y observe des amphiboles primaires et secondaires.

La rhyolite enrobe de petits morceaux de roche grise qui ressemblent à des cornéennes ou à des schistes métamorphisés. Il doit s'agir là, comme l'admet Ranoux, de restes de sédiments antérieurs à la montée rhyolitique. Ces rares vestiges ne permettent pas d'apprécier le faciès de ce seul représentant du Primaire d'origine sédimentaire, visible dans notre région d'étude.

- Age de la mise en place du batholite

Le batholite est anté-argovien car des sédiments de cet âge reposent en transgression sur lui. C'est tout ce que l'on peut dire en étudiant l'affleurement. A quelle phase éruptive antérieure au Jurassique supérieur peut-être rapportée la rhyolite du Bechtout ? On connaît au SW dans la région de Saïda deux épisodes volcaniques, l'un viséen, l'autre triasique. Or, dans cette région le volcanisme viséen étudié par G. Lucas (1952) a fourni des roches identiques ou fort voisines de celles du Bechtout. Le massif éruptif de l'Ain Soltane montre d'après G. Lucas (1952, p. 27) des roches absolument comparables à celles du Bechtout surtout si on considère que le feldspath du Bechtout est bien de l'albite comme à l'Ain Soltane. On peut donc rattacher, sans crainte de se tromper beaucoup, la rhyolite du Bechtout à l'épisode viséen.

- Age de la mise en place des filons

Comme les dykes de ^{quartzitique} ~~arsénifère~~ kersantite et de dolérite quartzifère recoupent la rhyolite du Bechtout, ils sont postérieurs à sa mise en place. Aucun de ces derniers n'est visible malheureusement sous le Jurassique, certains sont recoupés par le Miocène. Voilà les seuls arguments fournis par l'étude du terrain. Sont-ils eux aussi viséens et mis en place juste après les rhyolites ? Appartiennent-ils à une phase plus tardive mais encore hercynienne comme les microdiorites quartzitiques du teniet Sidi Mimoun, ou triasique comme les coulées basaltiques du Maroc ? Il est impossible de répondre à ces questions. Je signalerai cependant que le

filon doléritique du Bechtout ressemble étrangement à certaines "ophites" emballées dans le Trias. Pour ma part, je pense que ces filons sont nettement postérieurs à la phase viséenne et qu'ils peuvent être reliés aux montées "ophitiques" visibles avec le Trias.

- Importance et extension des roches rhyolitiques

Le massif du Bechtout, nous l'avons vu, constitue le seul affleurement primaire visible dans l'Ouarsenis oranais. Le socle dans cette région est-il habituellement formé par des roches éruptives et plus particulièrement par des rhyolites ? Le batholite n'est-il pas justement visible parce qu'il est le seul de la région ? L'affleurement du socle à cet endroit qui résulte d'un important accident tectonique est-il ou non en relation avec la nature du Primaire ? Autrement dit la présence d'un anticlinal au Bechtout résulte-t-il de la présence d'un stock rhyolitique sous-jacent ou en est-il indépendant ? Je répondrai en détail à ces questions après avoir étudié la tectonique de cette zone. Disons simplement que le socle est fort instable sous le Bechtout et que le style de l'accident amenant la rhyolite à l'affleurement est bien particulier à ce massif. J'ai cependant des arguments permettant de supposer que l'on doit retrouver ailleurs des coulées ou des amas rhyolitiques. En effet, j'ai observé en plusieurs endroits des roches de coulées acides loin du Bechtout.

a) - La rhyolite de l'O. Zeldja (feuille de Saldeck Rousseau)

Sous le Miocène transgressif du Dj. Ben Mimédn qui débute par un beau conglomérat de base contenant des galets roulés de rhyolite et de calcaire jurassique, on distingue, dans l'O. Zeldja, une série rouge, schisteuse, contenant de gros blocs anguleux de rhyolite. Il s'agit, très probablement de la tête altérée d'un massif rhyolitique identique à celui du Bechtout. On n'observe malheureusement la série rouge que sur une épaisseur de 1^m environ. Il semble peu probable que les blocs anguleux parfois ^{de} près de 1 m)

proviennent du Bechtout. Ce dernier massif se trouve en effet à plus de 15 Km. de l'O. Zeldja. Par ailleurs, si ces blocs provenaient du massif de rhyolite du Bechtout, on retrouverait normalement des débris de roches éruptives dans le conglomérat de base du Miocène entre le Bechtout et ce point ; Or, il n'en est rien. Les galets de roches éruptives sont bien localisés autour du Bechtout. S'agit-il du même massif se prolongeant en profondeur sous le Miocène autochtone, ou d'un autre batholite ? Pour répondre à cette question il faudrait connaître non seulement les conglomérats de transgression miocène, mais aussi ceux du Jurassique qui affleurent à l'occasion d'accidents complexes entre les deux affleurements de rhyolite. En aucun point, sauf justement au Bechtout, la base du Jurassique n'est visible.

Étant donné que les roches du Bechtout et de l'O. Zeldja paraissent identiques, en lame mince, on peut supposer que la rhyolite du Bechtout s'étend largement vers l'E, le long de l'O. Tiguiguest, sous le Miocène inférieur et sous le Jurassique. Cet affleurement a pour origine des accidents E.W importants car, un peu plus au S, c'est sur une épaisse série jurassique et non sur des blocs déchaussés de rhyolite que repose le conglomérat miocène.

b) - Les galets de rhyolite dans l'Allochtone

Nous avons vu ci-dessus que l'on trouvait des galets de rhyolite à proximité des massifs rhyolitiques et dans des zones parfaitement circonscrites. J'ai retrouvé, dans des conglomérats oligocènes ou miocènes, en dehors des zones d'affleurements rhyolitiques actuelles, des galets de rhyolite. Je considère ces couches comme allochtones. Ce problème est important car si on retrouve dans le Tertiaire charrié près du Bechtout des roches identiques à celles de ce massif, ceci constitue un argument contre la notion de charriage. Bien entendu, ce n'est pas un argument décisif car rien ne prouve qu'il n'existait pas, plus au N, là où se sont déposés les sédiments tertiaires, des massifs rhyolitiques émergés. Rappelons à ce sujet que dans le Primaire du Cheliff, à Caire,

L. Glangeaud et M. Mattauer (1950) signalent des émissions de rhyolites.

1 - Au point x:252,4; y:255, à 7 km au NE du Bechtout (3), sur la rive gauche de l'O. Hadjar, des lambeaux de conglomérat miocène montrent de nombreux petits galets de 2 à 5 cm de roches rhyolitiques très altérées.

En lame mince ces galets montrent une structure et une composition identique à la rhyolite du Bechtout. Le quartz se présente en beaux cristaux bipyramidés. Les autres phénocristaux sont constitués par de l'orthose albitisée, de l'albite. La pâte est microlitique.

2 - Au Mtat Kheira (feuille de Guillaumet). Le Miocène transgressif sur l'albocénomannien contient lui aussi des galets de rhyolite. Le Mtat Kheira (4) se trouve à 15 km. au N du Bechtout. Il s'agit ici aussi d'une rhyolite à albite qui, en lame mince, n'offre pas de différences appréciables avec les roches du massif du Bechtout (pl. 2)

3 - Je signalerai encore, pour mémoire, la présence d'une roche éruptive rouge, qui, macroscopiquement, est fort voisine de la rhyolite du Bechtout, dans un bloc de brèche visible dans une série fort complexe où l'on ramasse des calcaires à grandes nummulites et des blocs de jurassique. Tout ceci repose sur l'Oligocène du Dj. Menouera, à 7 km. à l'... du Bechtout (5). En lame mince la structure porphyrique est soulignée par des phénocristaux d'andésine noyés dans une pâte microlitique où le quartz n'est pas fréquent. Comme minéraux accessoires on rencontre avec les oxydes de fer habituels, de l'épidote, de la chlorite, de la calcite. Le faible pourcentage de quartz, la présence d'andésine en fait une roche plus basique que celle du Bechtout. Il s'agit plutôt d'une andésite quartzifère (pl. 1).

4 - Retenons enfin la présence de galets de rhyolite dans le conglomérat oligocène du Dj. Ez.Zeffout (6). Les géologues pétroliers A. Wicken et J. Magné (1957) admettent que ce conglomérat est charrié et que les galets de rhyolite proviennent d'une coulée plus méridionale que celle du Bechtout.

On observe donc assez loin du Bechtout, et dans des séries fort complexes, des galets de roches éruptives fort voisines de la rhyolite à albite qui constitue presque la totalité de ce massif. L'origine de ces galets nous est inconnue, ils ne proviennent pas, en tout cas du massif éruptif du Bechtout car :

1 - les conglomérats dans lesquels on trouve ces galets sont charriés ; ^{et} ils viennent manifestement du N.

2 - On observe entre le Bechtout et ces conglomérats à galets de rhyolite de nombreux points où le Miocène inférieur transgressif autochtone ne contient pas de galets de microgranite.

3 - Il existe, dans les conglomérats à galets rhyolitiques, des roches éruptives que l'on ne rencontre jamais au Bechtout, par exemple des diorites quartzifères qui ressemblent étrangement à certaines roches emballées dans le Trias. Aussi peut-on supposer, quoique je n'ai jamais observé de rhyolites dans le Trias, que ces roches éruptives remaniées peuvent provenir du complexe triasique.

- Conclusions

Il est donc logique d'admettre que la rhyolite du Bechtout est bien plus développée que les affleurements actuels permettent de le supposer. Le socle de la bordure sud-tellienne de l'Ouarsenis occidental paraît surtout constitué par des rhyolites. Plus au N, d'autres massifs devaient exister. Le Tertiaire charrié du Tell contient, en plusieurs endroits, des blocs de roches éruptives rhyolitiques provenant soit directement de la dislocation de massifs émergés, soit de blocs arrachés par le Trias lors de phénomènes de diapirisme et remaniés par la mer miocène transgressive sur des affleurements triasiques. Si l'on devine assez facilement quelle est la nature du Primaire dans la bordure sud-tellienne, il n'en est pas de même dans le Tell proprement dit, car il n'existe pas un seul affleurement de roches paléozoïques en place. Le rocher de granite gneissique d'Ammi Moussa et les blocs de roches éruptives recueillies dans des filons de Trias sont les

seuls indices permettant de connaître la nature du Paléozoïque dans le Tell. J'étudierai d'abord le granite d'Ammi-Moussa, puis je signalerai ~~fast~~ rapidement les principales roches éruptives que l'on peut attribuer au Primaire, me réservant de les décrire plus en détail lors de l'étude du Trias.

C - LES ROCHES PRIMAIRES EN SITUATION ANORMALE

- Le granite gneissique d'Ammi-Moussa (7)

Il s'agit d'un curieux bloc de granite gneissique, très altéré, que l'on peut observer dans la vallée de l'oued Riou à 2 km à l'amont d'Ammi-Moussa. Cet affleurement a été signalé pour la première fois par M. Dalloni (1952, p.15). Comme le supposait cet auteur, ce bloc, énorme, de plusieurs milliers de m³, paraît se trouver inclus dans les marnes sénoniennes qui affleurent tout autour. De petits blocs de moins de 1 m³ et d'aspect identique sont visibles dans un petit oued juste au S de la masse principale. On n'aperçoit que la partie supérieure du bloc qui est visible sur 300 m² environ. On ne peut juger de sa puissance réelle et rien, au premier abord, ne permet d'affirmer qu'il n'est pas enraciné.

a) - Description de la roche

A l'oeil nu, la roche est massive, gris-blanchâtre. Des minéraux verts se détachent sur un fond plus clair ; ils sont parfois orientés, ce qui donne un aspect gneissique. Cette roche grossièrement grenue, dont les cristaux atteignent généralement 1/2 cm, est parcourue par de nombreux filonnets verdâtres d'amphibolite. Elle apparaît très écrasée. En lame mince, on constate qu'il s'agit d'un granite à quartz abondant dont les cristaux, à contours émiettés, montrent un début de mylonitisation. LE feldspath est de l'albite. Comme minéral accessoire, on observe surtout de la trémolite. Celle-ci souligne un faciès de digestion d'une roche calcaire. Les passées amphibolitiques montrent surtout avec le quartz et l'albite, la présence de trémolite qui constitue

presque exclusivement toute la roche. Nous sommes donc en présence d'un granite ayant digéré un calcaire dolomitique ou une dolomie (voir planche III).

b) - Quel peut-être son âge ?

De toute façon comme le Sénonien n'est pas métamorphisé, il est anté-sénonien. Quel est l'âge du calcaire dolomitique atteint par le métamorphisme? Nous n'avons aucun argument. S'agit-il d'un calcaire primaire ou, comme cela vient immédiatement à l'esprit, d'un calcaire ou d'une dolomie triasique ?

On ne connaît pas d'affleurement de roche cristallophyllienne dans l'Ouarsenis si ce n'est des blocs de petite dimension contenus dans le Trias filonien. Le socle cristallophyllien le plus proche s'observe au Doui. Il s'agit de pegmatites qui traversent un complexe métamorphique très altéré sur lesquelles repose la série de Littré d'âge primaire indéterminé.

Quel est l'âge du métamorphisme général en Algérie ?

M. Durand-Delga (1954) attribue le Cristallophyllien des massifs littoraux à l'anté-gothlandien. Au Sahara, le métamorphisme est anté-cambrien. Le Trias est-il parfois métamorphisé. L. Gentil (1902) admettait dans le littoral oranais de légers métamorphismes de contact que Sadran (1956) conteste. Dans notre région, la situation du Trias ne favorise pas les observations. En un seul point seulement et quoique des roches éruptives abondent, il semble que l'on puisse, peut-être, rapporter au Trias une dolomie métamorphique à brucite et grenats observée dans la vallée de l'Oued bou Zigza. On a donc tout lieu de supposer qu'il s'agit d'un copeau de socle ; ce granite est bien d'âge primaire. En aucun endroit du Tell, on ne connaît de roche de ce type, plus récente.

c) - Comment expliquer la présence de ce bloc dans le Sénonien ?

S'agit-il d'un massif enraciné, d'une intrusion, d'une extrusion, d'une klippe sédimentaire, d'un bloc exotique amené

avec le Trias (diapirou charrié) ? Pour répondre à cette question il faut connaître le contexte tectonique de cette région.

Tous les sédiments de cette zone sont charriés. Le bloc de granite ne peut qu'être charrié avec eux. On sait par ailleurs que le Trias contient très souvent des blocs de roches éruptives provenant manifestement du socle. Or le Trias, si on ne l'observe pas près du rocher granitique d'Ammi-Moussa, est bien visible dans toute cette zone. De nombreux filons de roches triasiques lardent le sénonien en tout sens. Il est donc logique de rattacher ce bloc au Trias. Lors de la mise en place des nappes, il a été entraîné avec le Trias qui ^{aurait} ensuite, complètement disparu. Cet affleurement granitique se trouve d'ailleurs au voisinage d'un contact anormal majeur séparant deux unités tectoniques nettement distinctes ; il serait normal de trouver à cet endroit des roches triasiques. Disons cependant que, sous ce faciès : granite amphibolitique, le bloc d'Ammi-Moussa est le seul que nous ayons observé. Les autres blocs de roches éruptives associés au Trias sont de nature assez différente. Signalons pourtant la présence, dans le Trias de cette zone, de nombreux débris de roches granitiques mises en place en profondeur (granites).

Je propose donc, pour expliquer la présence de ce bloc dans les marnes sénoniennes, l'hypothèse suivante : il s'agit d'un copeau de socle remonté par un ~~bloc de socle~~ diapirisme du Trias, puis entraîné lors de la mise en place des nappes et complètement isolé, au cours du déplacement, de sa matrice de roches triasiques. Toute autre explication aurait l'inconvénient de ne pas s'intégrer dans l'ensemble des observations faites dans cette zone. Je ne connais qu'un autre exemple de bloc situé dans cette position dans l'Ouarsenis. M. Mattauer m'a montré, au cours d'une tournée, un bloc non moins important de diorite dans des marnes sénoniennes près de Teniet el had

- Les roches primaires incluses dans les lames triasiques

a) - roches sédimentaires

Elles sont inconnues dans l'Ouarsenis oranais. M. Mattauer (1956) signale, pour sa part, dans l'Ouarsenis oriental, la présence d'un bloc de Dévonien supérieur schisto-calcaire non métamorphisé dans une lame de Trias. Le Dévonien existe donc dans le substratum du Tell algérien.

b) - Roches cristallines

Je décrirai ces roches lors de l'étude du Trias et montrerai que seules les roches métamorphiques peuvent être attribuées avec certitude au Primaire. Celles-ci sont d'ailleurs assez rares dans les filons de roches triasiques. Elles ne fournissent que des indications fort fragmentaires sur la nature du socle. Ce sont des gneiss à grenat, des schistes satinés, des cipolins, des quartzites arkosiques que l'on peut rapporter au Paléozoïque.

D - CONCLUSIONS

Retenons que le socle dans la bordure sud-tellienne de l'Ouarsenis oranais est formé en majeure partie par des rhyolites probablement viséennes. On ne connaît pas la nature des sédiments antérieurs. Aucun dépôt permien n'est visible dans cette zone.

Dans le Tell seuls de petits copeaux de Paléozoïque inclus dans des lames triasiques charriées nous permettent de connaître la nature des terrains primaires de cette zone. Le Dévonien supérieur existe, mais probablement de façon très sporadique car on n'en a retrouvé qu'un seul bloc. Les terrains anté-triasiques sont probablement constitués en majeure partie par des formations cristallines ; ces roches constituent en effet la totalité des blocs de Primaire remontés avec le Trias. Le Permo-carbonifère était probablement absent dans les zones où se sont déposées les séries triasiques, bien que ces couches soient bien développées dans la zone littorale oranaise.

CHAPITRE TROISIEME

BE TRIAS

INTRODUCTION

On rapporte au Trias, dans toute la Berbérie, un complexe gypso-salin auquel sont associés des cargneules, des dolomies, des marnes bariolées et parfois des calcaires et des grès. Ce faciès est très caractéristique et ne peut être confondu avec aucun autre. Il a été observé en Algérie entre les roches primaires et des couches jurassiques et exclusivement à ce niveau si on ne considère que les affleurements en situation normale. aucune erreur d'attribution n'est donc possible et bien que je n'aie jamais trouvé de fossile dans ce complexe, j'attribue sans aucun doute, en accord avec tous les géologues algériens, le complexe gypso-salin et les roches qui l'accompagnent habituellement au Trias.

Les terrains que l'on peut rapporter au Trias affleurent largement dans l'Ouarsenis, mais en aucun endroit on observe ces terrains en situation normale que ce soit sur le socle paléozoïque ou sous les couches jurassiques. Ils se présentent constamment en position anormale.

A - HISTORIQUE

C'est seulement en 1896, à l'occasion de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans le Constantinois, que l'âge triasique des formations gypso-salines accompagnées par des cargneules, dolomies, roches éruptives, etc, a été démontré(1) par Goux et Bertrand grâce à la découverte de Myophoria vulgaris uentstedt. Avant cette date, ces formations étaient généralement considérées comme ayant une origine éruptive et attribuées à des étages fort divers. On trouvera un résumé complet de ces opinions

(1) S.G.F. - Réunion extraordinaire en Algérie du mercredi 7 octobre au mardi 27 octobre 1896 - B.S.G.F., 3e., t.XXIV p.917-II85 pl.XXI à XXXIX.

dans la thèse de J. Blayac (1912, p.73). Tous les géologues admettent maintenant sans discussion l'âge triasique de ce complexe.

En Oranie, L. Gentil dès 1898 rapporte au Trias les affleurements gypseux des environs d'Oran.

En ce qui concerne l'Ouarsenis, il faut attendre les travaux de M. Dalloni pour voir apparaître le terme Trias. En effet, Repelin avait publié sa thèse avant 1896, date de la découverte de la faune du constantinois. Il avait remarqué en de nombreux endroits ce complexe. Il signale dans le Crétacé inférieur de Mendez (1895, p.60) "des dolomies cavernueuses noirâtres qui, au Dj. Si Djaboub, forment des lentilles dans la formation". Au Ct el Kenadria il constate "la présence d'une importante lentille de calcaire dolomitique d'aspect massif, tuffacé, contenant par place des cristaux de carbonate de fer". Une coupe de cet auteur (op.cit; p.65) au Marabout si Merzoug (feuille de Montgolfier N.) montre encore la présence de dolomies tuffacées qui pour lui termineraient la série du Crétacé inférieur. A aucun moment dans sa thèse il ne met en évidence l'importance et le nombre des "filons" du Trias. Il signale pourtant, mais sans rechercher une explication, la présence de pointements gypseux accompagnés de roches éruptives (op.cit; p.102-103) dans le Sénonien. Enfin, il consacre un bref paragraphe (p.198) à une roche gneissique à grenat qui pointe dans le Sénonien de l'O. Tamellahat (N de Souk el Had - feuille d'Aïn Dalia). Ce gisement n'est pas indiqué avec précision je ne l'ai pas retrouvé. Par contre de nombreux blocs de roches éruptives - associées au Trias - sont visibles dans cette zone. Aussi le gneiss à grenat de Repelin ne peut qu'être associé au Trias.

M. Dalloni, dans d'importantes publications, signale de nombreux affleurements de roches triasiques dans l'Ouarsenis ; il en schématise leur position sur une carte qui montre bien l'importance de cet étage dans toute l'Algérie (1939, pl.V). Pourtant le nombre des pointements triasiques est encore plus considérable que ne le signale M. Dalloni. J'ai retrouvé de nombreux autres filons

non encore cartographiés. Par ailleurs la carte géologique au 500.000^e d'Algérie n'indique que de rares affleurements de Trias ; disons simplement que ceux-ci n'ont qu'exceptionnellement la continuité et l'importance que leur accordent les auteurs qui ont négligé de représenter d'autres gisements parfois bien plus considérables.

B - LES ELEMENTS CONSTITUTIFS DU COMPLEXE TRIASIQUE

Il n'est pas question d'établir une stratigraphie du Trias en aucun point il n'est possible de lever une coupe cohérente des affleurements triasiques. On observe toujours un ensemble chaotique dans des circonstances tectoniques extraordinaires. Cet ensemble ne paraît pas différent de celui observé dans tout le Tell. On distingue, comme partout ailleurs, mêlés tectoniquement : du gypse, des cargneules, des dolomies, des grès, des argiles et marnes bariolées et des calcaires. Bien entendu, on observe associés à ces roches, des quartz bipyramidés "fossile caractéristique" du Trias. Je n'ai jamais vu ni sel gemme, ni anhydrite. Le sel gemme doit exister en profondeur car, de nombreuses sources, coule une eau salée. L'anhydrite a dû être transformée totalement, près des affleurements, en gypse.

Enfin, on recueille dans le complexe triasique de nombreuses roches cristallines appartenant soit au socle, soit à des filons éruptifs plus récents. Ces roches, en cherchant un peu, se retrouvent dans tous les affleurements du Trias, c'est-à-dire leur importance. Ce sont ces roches qui, dans les affleurements réduits que l'on peut hésiter à rapporter au Trias, ont été retenues comme seul argument absolument valable me permettant d'affirmer qu'il s'agissait d'une lame triasique.

- Description des constituants normaux

a) - Le gypse

C'est habituellement l'élément principal du "complexe

triasique". Il est toujours présent dans les lames importantes. Par contre dans les "filons" minces, il apparait très rarement. On peut supposer qu'étant plus mobile il est en avance tectonique sur les autres constituants et que ces derniers représentent le résidu du complexe triasique. M. Durand-Delga remarque, dans un autre ordre d'idée, qu'il se trouve surtout en bordure et au sommet des intrusions diapires dans le Constantinois. Cette observation si elle se vérifiait dans le cas du Trias charrié serait particulièrement intéressante pour déceler l'importance des phénomènes d'érosion ayant démantelé les nappes. L'abondance de gypse pourrait indiquer le front de certaines de celles-ci.

Le gypse est habituellement de couleur blanche. Il prend exceptionnellement une belle teinte rosée dans la vallée de l'Oued Malah (feuilles de Montgolfier-Guillaumet - Trias sous le Miocène). Le gypse est le plus souvent saccharoïde et n'offre qu'exceptionnellement des cristaux aux habitus classiques.

Une seule exploitation européenne existe à ma connaissance dans l'Ouarsenis oranais. Elle se trouve à Guillaumet. Les indigènes connaissent bien les propriétés du gypse et l'utilisent couramment ; ils fournissent aux géologues à la recherche du Trias de précieux renseignements et m'ont permis de ~~retrouver~~^{de celer} nombre de filons de gypse (qu'ils nomment "gebs") cachés sous des éboulis. Leur mode d'exploitation est des plus rudimentaires : ils creusent un trou dans le gypse, allument dans la cavité un feu de bois et recueillent ensuite le plâtre en grattant les parois. On observe ainsi, dans toute la région, de nombreux petits trous qui jalonnent les filons de Trias gypseux.

b) - Les Cargneules

Ce sont des roches éminemment caractéristiques qui permettent très souvent de déceler le Trias. On les observe dans toutes les lames triasiques ; leur teinte est généralement brunâtre. Elles prennent le plus souvent un aspect brèche. Ces roches montrent dans la plupart des cas des minéraux secondaires d'origine proba-

blement hydrothermale : pyrite de fer, soufre, dolomite, barytine, calcite.

c) - Les dolomies et calcaires dolomitiques

Ces roches se rencontrent assez fréquemment dans le complexe triasique le plus souvent en petits blocs mais parfois en grosses masses, régulièrement stratifiées.

Il s'agit généralement d'une dolomie brune ou noirâtre, pulvérulente. Les calcaires dolomitiques sont généralement d'aspect fort voisin. Seule l'analyse permet de ~~les~~ distinguer *des deux types de roches*

On observe aussi des dolomies sous un tout autre aspect. La roche est dure légèrement siliceuse, très noire, à cassure coupante. Elle se brise facilement suivant trois directions perpendiculaires comme le font les "cherts" du terrain houiller du Nord de la France.

d) - Les argiles et marnes bariolées

Elles sont rarement bien développées dans l'Ouarsenis oranais Je ne les ai observées qu'en peu d'endroits où elles ont d'ailleurs une puissance réduite. Leur richesse en carbonate de chaux est très souvent faible. Les marnes sont rares ; ce sont le plus souvent des argiles marneuses et même des pélites qui se délitent en petites plaquettes schisteuses.

e) - Les calcaires

Je n'ai observé qu'en un seul point une série calcaire qui pourrait appartenir au Trias (Feuille d'Ammi-Moussa - Bled es Seba). Le faciès de cet affleurement est totalement inconnu dans la série crétacée et tertiaire. Il paraît, d'après les descriptions des calcaires médiotriasiques, avoir des ressemblances avec ces dernières couches.

Ces calcaires sont visibles sur 5 à 6 m. d'épaisseur et sur une longueur d'une vingtaine de mètres. L'ensemble est emballé dans

le Trias. Il s'agit d'un calcaire dur, de couleur jaunâtre, à aspect siliceux. Il est divisé en lits de 10 à 15 cm. En lame mince, il est constitué par un calcaire microgrenu, nettement stratifié. Il contient de petits grains de quartz anguleux, peu abondants. On n'y observe aucune trace de faune.

- Les éléments exotiques du complexe triasique

Manifestement, de nombreux blocs emballés dans le complexe triasique n'appartiennent pas à cet étage. Nous placerons, parmi les blocs exotiques, les "ophites". Je préciserai plus loin si celles-ci peuvent être considérées comme triasiques.

a) - Les roches sédimentaires

roches anté-triasiques - Je n'en ai observé aucune non métamorphisée. Rappelons que M. Mattauer signale un bloc de Dévonien - un seul - dans un filon de Trias à l'E de Molière.

Roches post-triasiques - Les auteurs signalent en Afrique du Nord l'existence ^{dans les lamelles triasiques} de nombreux blocs de roches sédimentaires jurassiques, crétacées et même tertiaires. Ce sont habituellement des roches dures ramonées par le Trias lors du diapirisme. Pour ma part, j'ai constaté que les blocs de roches sédimentaires associées au Trias (j'élimine les copeaux de roches manifestement coincées dans le Trias lors des charriages) étaient rares dans l'Ouarsenis oranais. M. Dalloni (1952, p.32) ne signale qu'un seul bloc de Jurassique emballé dans le Trias au N d'Uzès le Duc.

Un participant à l'excursion organisée par le S.N. REpal⁽¹⁾ durant le Congrès d'Alger a découvert un bloc de Jurassique - contenant une ammonite - dans la masse gypseuse, le long de la route Vialar-Molière, en face des gourbis de Souk el Had.

au voisinage des affleurements de Trias de l'oued Malah

(1) Renseignement oral de M.A. Nicod.

(feuille de Guillaumet) on ramasse des blocs du calcaire colitique manifestement d'âge jurassique, mais en aucun moment je n'ai pu les observer en place dans la masse triasique. On peut douter que ces blocs aient été amenés par le Trias car, dans cette zone, on retrouve de nombreux blocs identiques dans des marnes crétacées.

Si les roches sédimentaires sont peu nombreuses, les roches cristallines, elles, se retrouvent, en cherchant un peu, dans tous les affleurements.

b) - Les roches cristallines

Comme dans tout le Trias algérien, on observe, emballés dans le complexe triasique, des blocs de roches éruptives et cristallophylliennes de nature et d'origine probablement fort diverses. Il est bien rare de ne pas observer dans une lame triasique tant soit peu importante des blocs de roches éruptives de taille fort variable (du dm³ à plusieurs milliers de m³). Les plus courantes sont ici de type grenue ; très rares sont, dans l'Ouarsenis (voir Mat-tauer 1957), les roches de type "ophitique" si communes dans tout le reste du Tell.

Historique - aucune description détaillée des roches éruptives et cristallophylliennes incluses dans le Trias de l'Ouarsenis oranais n'a été publiée. En dehors de notre région, de nombreux auteurs se sont attachés à décrire ces roches. Entre autres L. Gentil (1903), L. Glangeaud (1932) puis M. Roubault (1933) ont publié d'importantes observations sur les roches éruptives du Trias. Récemment V. Kovenko, H. & G. Termier (1954), L. David et J. Thiebault (1956) et surtout G. Sadran (1956) ont apporté d'intéressantes contributions à l'étude du problème des roches vertes.

1) - Les roches métamorphiques - Les blocs de roches cristallophylliennes sont assez rares dans le Trias. Repelin, dans sa thèse, ne signale qu'un seul affleurement. Il a trouvé, dans l'O. Tamellahat (1895, p.198), un gneiss à grenat pointant dans des marnes sénoniennes. Pour qui connaît la région où affleurent de très nom-

breux filons de Trias, ce bloc de gneiss doit être sans aucun doute lié au Trias. Je n'ai pas retrouvé cet affleurement. D'autres gneiss à grenats ont été observés dans le Trias au N de l'Ouarsenis sur les feuilles de Blida et Cherchell (L. Glangeaud 1932, p.86).

Schistes satinés - Un bloc de $10m^3$ de schiste noir satiné, très dur est visible dans le Trias, sur la feuille de Guillemet : x:342,8 ; y:264,88

Marbres du Dj. Sidi Mezoug - Sur la retombée S de l'anticlinal de l'O. Malah (Montgolfier N), le Trias contient de très nombreux blocs de marbre qui sont d'ailleurs exploités. Il peut s'agir aussi de calcaires triasiques métamorphisés que de calcaires dévonien ^{si en} ? Aucune faune n'a jamais été recueillie dans ces niveaux.

Gipolin à brucite - Un filon de Trias supportant des marno-calcaires cénomaniens contient un bloc de plusieurs dizaines de m^3 de dolomie métamorphique (feuille d'Ain Dalia, x:391,55 ; y:271,2). Il s'agit d'une roche blanche dure, homogène, à aspect saccharoïde. Les minéraux sont bien visibles à l'oeil nu (phot. pl. ^{voir}). En lame mince on voit nettement la dolomie métamorphique franche à calcite et brucite, s'enrichir brusquement en minéraux de métamorphisme : quartz, albite, calcite, brucite, apatite, magnétite, pyrite. Il faut remarquer que la brucite apparaît nettement comme un minéral de néogénèse. Nous sommes en présence d'une dolomie arkosique au contact d'une dolomie franche ayant évolué par métamorphisme. Il s'agit probablement d'un métamorphisme thermique. La nature de l'affleurement ne permet évidemment pas d'observer quelle a pu être l'origine de ce métamorphisme. S'agit-il d'une dolomie primaire ou d'un exemple de métamorphisme du Trias nié par de nombreux auteurs ? On sait bien peu de choses sur le Primaire mais, à ma connaissance, on n'a jamais signalé dans le Tell de roches dolomitiques ayant ce faciès et appartenant à cette ère. Ceci nous inciterait plutôt à placer cette roche métamorphique dans le Trias.

quartzite arkosique - Il s'agit d'une roche dure, blanche à fines taches vertes donnant un léger aspect stratifié. ^{Il n'existe} Pas de cristaux visibles à l'oeil nu. En lame mince la roche apparaît constituée exclusivement par du quartz et du feldspath. La cristallisation n'est pas très poussée ; le renourrissage des cristaux de quartz est peu marqué ce qui souligne une évolution limitée du sédiment.

Ce quartzite en bloc a été ramassé dans un filon de trias sur la reuille d'Ain Dalia (x:400,5 ; y:276,16). Pl. III.

2) - Roches éruptives - De profondeur

a) - granite pegmatique - Roche recueillie dans un filon de

trias en lame dans le flysch albien (x:371,3 ; y:279). La roche est blanc rosé, tous les cristaux sont nettement visibles à l'oeil nu. En lame mince on constate que les feldspaths sont représentés par du microcline et par de l'albite. Comme minéraux accessoires dominent l'apatite et la magnetite. L'albite au contact du microcline montre souvent des bourgeons de myrmékite. L'absence de ferromagnésien, le large développement de l'albite font penser plus à une pegmatite qu'à un granite proprement dit (Pl. II)

Une roche d'aspect identique à cristaux encore plus développés, certains feldspaths atteignent 1 cm, apparaît, en lame mince, fort voisine de la précédente. On note ici des associations albite-microcline qui témoignent de la résorption du microcline et de la cristallisation ultérieure de l'albite dans les vides. Ce bloc de granite qui doit atteindre plusieurs centaines de m³ se trouve près de la maison forestière du bou nokba (x:364,75 ; y:276,41, Pl. I)

b) - Diorite - De nombreux blocs, de 1 dm³ à plusieurs m³,

de roche grenue, verte sont visibles dans le filon de trias au pied du Dj. Chalba (x:377,8 ; y:270,5). On distingue, au microscope, du quartz, des plagioclases altérés, de la hornblende brune et verte, de la chlorite. Il s'agit d'une diorite quartzifère.

Le quartz présent dans la roche provient de la transformation de la hornblende brune ou ouralite. On voit en effet toutes les plages de hornblende brune auréolée d'un agrégat de cristaux de quartz et de fines lamelles de hornblende verte.

c) Tonalites - En de nombreux endroits on observe des blocs de diorite très quartzifère. Elle est toujours assez grossièrement grenue.

Au microscope la structure holocristalline est doublée d'une structure cataclastique très nette.

Un bloc de plusieurs centaines de m³ est constitué par une tonalite où le feldspath est de l'albite (-Guillaumet x:242,4 ; y:263,4).

A l'autre extrémité de la feuille (x:269,54 ; y:264,25) on observe dans le Trias de nombreux blocs de tonalite à hornblende. Les quartz sont abondants. Le feldspath est de l'andésite ferro-magnésien largement visible est constitué par de la hornblende verte. On détermine encore du clinocllore, de la biotite et de l'épidote (pl. II).

Je signalerai encore des galets de roches éruptives provenant manifestement du remaniement de filons triasiques : *J'ai recueilli en effet*

- une tonalite à albite, à structure équi-granulaire visible en galets dans le conglomérat ^{oligocène} ~~miocène~~ à l'E du Dj. Meratia (pl. II)

- une tonalite à oligoclase toujours dans un conglomérat miocène au Dj. el Menarat (x:258,5 ; y:259,6). Ici aussi elle présente une structure équi-granulaire qui nous incite à admettre une origine filonienne. On détermine les minéraux suivants : quartz, oligoclase (An 15), biotite et comme minéraux d'altération : calcite, chlorite, épidote.

d) - Aplite à oligoclase - Il s'agit d'un très gros bloc (plusieurs dizaines de m³) emballé dans le Trias au N de Guillaumet (x:261,75 ; y:278,1). La roche de couleur rose ^{parait} à l'oeil nu ^{elle présente une} ~~est~~ finement grenue. En lame mince structure cristalline équi-granulaire. On y observe essentiellement du quartz et de

l'oligoclase (An 12) ^{m 216} ✓ aucun ferro-magnésien, ce qui lui vaut l'appellation d'aplite. La structure équi-granulaire se double d'une structure cataclastique très nette ~~et~~ morcellement des cristaux de quartz, flexion des plans de clivage de l'oligoclase, extinctions onduleuses dans de nombreux minéraux (pl 1)

e) - Epidotite - Ici encore il s'agit d'un très gros bloc, plusieurs centaines de m³, visible sur la feuille d'Ain Dalia x: ; y:). La roche grenue, verdâtre est très altérée. Il est difficile de préciser l'origine sédimentaire ou magmatique de cette roche. On y distingue : quartz, feldspath sa^ussuritisé, épidote, hornblende claire, chlorite calcite.

Ces dernières roches ont une structure équi-granulaire commune aux dykes des roches acides. On peut supposer qu'elles ont une origine filonienne tantôt que le feldspath a une tendance à être idiomorphe, tandis que le quartz apparaît de cristallisation allotrimorphe ultérieure. Cette structure semble indiquer un refroidissement moyennement lent.

Les roches de profondeur que je viens de décrire rapidement appartiennent à un magma granotonalitique tantôt sursaturé en silice (granites) tantôt plus basique (tonalites). La composition du plagioclase variable, la présence parfois, à côté de la hornblende, de biotite indique une filiation possible entre les roches granitiques et tonalitiques.

Roches extrusives

Contrairement aux autres régions, les roches extrusives sont rares dans cette zone; je n'ai pas remarqué de roche ophitique typique ; il est vrai que je n'ai pas étudié systématiquement tous les éléments éruptifs, contenus dans le Trias, qui méritent cependant une étude très détaillée. Je signalerai une : andésite microlitique (feuille d'Ain Dalia, x:382,75 ; y:271,75).

En lame mince la structure apparaît finement microlitique et typique d'une roche d'épanchement ou de profondeur très réduite.

On y distingue de l'andésine, du quartz, de la chlorite et de la calcite.

C - ORIGINE DES ROCHES CRISTALLINES CONTENUES DANS LE TRIAS

Si tous les auteurs sont d'accord pour admettre que les gneiss et granites gneissiques sont de toute évidence arrachés au socle, il n'en est pas de même pour toutes les roches cristallines. Comme on trouve toujours ici ces roches dans le Trias, il apparaît logique, au premier abord, de supposer que toutes ces roches sont d'âge triasique. On sait en effet, que des coulées de basalte sont interstratifiées dans le Trias au Maroc (Marçais 1935). Dans le sud-oranais, G. Lucas (1942, 1952, p.51 et H. et G. Termier (1949, p.II) ont décrit des coulées de type islandais parfois interstratifiées dans les calcaires triasiques fossilifères. Il s'agit de basaltes et de dolérites (ophites) qui paraissent fort voisins des roches vertes doléritiques du Trias. L. Gentil (1902) par contre pense que les granites seraient antérieurs au Trias p.263, tandis que les roches basiques ^{seraient} ~~sont~~ d'âge secondaire. L. Glangeaud (1935, p. 89) admet que les roches éruptives (diorites, ophites) se sont mises en place pendant le Secondaire. Ce dernier auteur explique pour quelles raisons les roches secondaires post-triasiques s'observent exclusivement dans le Trias. Pour lui cette localisation "paraît en relation avec les propriétés mécaniques du gypse triasique, seul niveau de la série secondaire nord-algérienne offrant aux intrusions un chemin facile".

Récemment G. Sadran (1955, p.342) a démontré que la mise en place des roches vertes du littoral oranais est dans l'ensemble contemporaine du diapirisme et non du dépôt des faciès triasiques. Pour lui les roches vertes (ophites sensu-stricto et plagioclasolites) seraient d'âge miocène supérieur. Rappelons que L. Glangeaud (1935, p.88) avait admis que des filons doléritiques observés par lui dans le Miocène du Cherchel, étaient d'âge Vindobonien ou même sahelien mais il avait distingué nettement les émissions secondaires des émissions tertiaires. G.Sadran apporte des idées toutes

nouvelles sur l'origine des roches vertes du Trias. Il démontre expérimentalement les liens de parenté qui existent entre les basaltes récents et les roches vertes (ophites). Ces dernières résulteraient d'un magma basaltique contaminé par des sédiments triasiques dans des conditions probablement semi-profonde.

V. Kovenko, H. et G. Termier (1954) ont étudié en détail de nombreux échantillons provenant des filons triasiques. Mais aucun d'eux, sauf celui du Bechtout, d'origine toute différente, ne provient de notre région. Ils remarquent que la majeure partie des pointements d'ophite sont localisés dans les terrains triasiques et plus particulièrement là où le Trias occupe une place stratigraphiquement anormale. "Les pointements d'ophite apparaissent aux croisements des failles, où ils sont accompagnés de brèches". Ces auteurs établissent une liaison entre les gîtes d'ophite et les occurrences métallifères ; or, on sait que les gîtes de cuivre sont postérieurs au Trias et même au Crétacé inférieur, aussi, ces géologues supposent que, si une partie des ophites est triasique, d'autres sont soit jurassiques, soit même crétacées. On sait d'ailleurs que, dans la région d'Oran, des roches vertes sont nettement interstratifiées dans des schistes crétacé-inférieur. En conclusion V. Kovenko, H. et G. Termier admettent que les ophites basiques "paraissent liées aux basaltes des plateaux qui ont suivi l'érosion des chaînes paléozoïques" tandis que les ophites plus acides et les diorites seraient plus tardives.

Enfin, tout récemment, M. Mattauer range toutes les roches éruptives qui ne peuvent être rattachées aux "ophites" dans les éléments appartenant au socle.

Que penser de ces opinions si diverses à la lueur des observations que nous avons pu faire dans l'Ouarsenis ?

a) - Les roches métamorphiques

Les roches métamorphiques (gneiss - schiste sériciteux - Granite gneissique d'Ammi-moussa) appartiennent sans aucun doute au socle. Comment expliquer leur présence dans le Trias ?

L'école roumaine, admettait que les blocs étaient, soit repris à des conglomérats post-triasiques, soit qu'il s'agissait de lambeaux décaillés recouvrant anormalement le trias. Cette dernière explication a été admise par Gignoux pour les Alpes (1930, p.358) et par L. Glangeaud (1952, p.II8).

Ces deux hypothèses se heurtent aux faits suivants :

- On n'observe jamais, d'une part, de conglomérat post-triasique dans les roches ramenées par le Trias et d'autre part tous les blocs de roche éruptive sont anguleux.

- Rien n'indique l'existence d'une phase tectonique importante post-triasique et anté-jurassique qui doit permettre aux copeaux de socle de se mêler - et eux seuls - au trias.

Il me paraît plus logique d'admettre que les débris de socle visibles actuellement dans le trias sont constitués par des blocs déchaussés par l'orogénèse hercynienne et entraînés par suction avec le complexe marno-gypsifère. Cette explication est d'autant plus plausible que M. Durand-Delga admet, et je suis sensible à ses nombreux arguments, que la majeure partie de l'ensemble gypso-salin du trias appartient au terme inférieur. Dans ce cas la série gypso-saline serait très proche du socle et pourrait même parfois reposer directement sur lui. Rien ne prouve en effet l'existence du Permien dont on ne retrouve jamais le moindre bloc dans le Trias.

Il s'agit cependant d'un phénomène assez exceptionnel car les débris de roches pouvant être attribués sans aucun doute au primaire sont très rares.

b) Roches de profondeur

Le problème est ici beaucoup plus complexe car les roches grenues sont très nombreuses et j'ai montré ci-dessous, que les avis des auteurs étaient fort partagés.

Remarquons d'abord que des roches provenant d'un magma grano-dioritique sont visibles dans la région de Tifrit (sud-

oranais). Certaines diorites, d'après G. Lucas (1952, p.26) seraient à rapprocher des "oligoclasites" des basaltes triasiques. Tandis que les massifs de granites seraient viséens.

Dans le littoral oranais, le massif granitique de Médroma est anté-liasique (Gauthier-Roubault 1938) tandis que des filons granitiques, à gros cristaux recourent parfois du barrémien. Dans l'atlas littoral d'Alger le laccolithe du Dj. arroudjaoud (granite diorite) est post-burdigalien (L. Glangeaud 1929).

Les renseignements dans les autres régions ne peuvent être d'aucun secours pour donner un âge précis à ces roches grenues.

Il me semble cependant difficile d'admettre que toutes ces roches toujours très abondantes et visibles généralement dans tous les filons sont arrachées au socle. Pour ma part je pense que ce n'est qu'exceptionnellement que le Trias doit remonter des lambeaux de socle. C'est le cas dans toutes les autres régions. L'abondance de ces éléments constitue un argument pour "rajeunir" ces roches grenues.

Un autre argument permettant de supposer que les roches grenues sont au moins triasiques nous est fourni par l'absence presque totale dans le Trias de sédiments primaires d'origine sédimentaire. Or si les roches grenues provenaient du socle, on devrait retrouver avec elles de nombreux blocs de roches sédimentaires sous-jacentes au Trias. Il n'en est rien. Le complexe triasique est très pauvre en blocs primaires non éruptifs. Cela signifie-t-il que le Trias est transgressif sur un complexe éruptif ? On peut en douter car M. Mattauer a trouvé un bloc de dévonien inférieur daté, ce qui prouve l'existence au moins en un point de terrains primaires non cristallins.

Il semble donc logique d'admettre que les roches grenues (granites - diorites - tonalites) n'appartiennent pas au socle et qu'il s'agit de laccolithes post-hercyniens. Quel âge leur attribuer ? Notons qu'en aucun point du Tell méridional on n'observe de filon éruptif dans les séries jurassiques et crétacées, tandis que les montées grano-dioritiques devaient être très nombreuses

car ces blocs se trouvent couramment. On peut donc penser que ces laccolithes sont contemporains ou très légèrement postérieurs au Trias. Ils pourraient être en relation avec les montées des ophitiques et basaltes triasiques, connues dans les hautes plaines oranaises.

c) - Les roches de filon et de coulées "ophites - dolérites andésites" du Trias.

Les solides arguments de G. Sadran (1955) nous obligent à être fort circonspect. Mais dans notre région il est impossible que ces roches soient, comme cet auteur l'admet, d'âge miocène supérieur.

Une dolérite est visible en filon dans le massif du Bechtout, elle n'a pas, bien entendu, été contaminée par des éléments triasiques de plus elle est recoupée par le miocène inférieur transgressif. Il est d'ailleurs, fort regrettable, que le filon d'ophite du Bechtout ne soit pas visible plus à l'E, là où le Jurassique est transgressif, ce qui aurait permis de donner avec plus de précision l'âge des intrusions de roches vertes dans cette partie du Tell. Rappelons que l'on retrouve dans le conglomérat miocène charrié des tonalites à tendance ophitique et toute une série de roches provenant manifestement du Trias. Ces roches sont donc ante-miocène. Pour ma part, comme des émissions basaltiques et doléritiques sont bien datées, car interstratifiées dans le Trias du Sud oranais, je pense comme de nombreux géologues que l'on peut rattacher ces rares roches volcaniques à ces émissions anté-jurassiques. Signalons que la rareté des ophites peut être ici en relation avec l'abondance des roches de massif.

Conclusion

Les roches d'origine primaire seraient donc très rares dans le Trias. On observerait surtout des blocs de roches grenues provenant des laccolithes mis en place avant la transgression jurassique. Ces laccolithes ont été fragmentés lors des phénomènes de diapirisme.

Retenons encore que le Trias repose probablement le plus souvent sur un socle constitué par des roches métamorphiques.

D - PRECISIONS SUR L'AGE DU COMPLEXE GYPSO-SALIN

Si l'on peut rattacher sans aucun doute le complexe gypso-salin au Trias (1) il est difficile d'être plus précis et de rapporter cet ensemble à un étage particulier du Trias. Les auteurs comparent généralement le Trias algérien à celui du domaine germanique. On constate en effet (Fallot 1942 b, Becker et Dubois 1953) de très grandes ressemblances entre ces deux séries.

Les calcaires - Par analogie avec le Trias constantinois où l'on a trouvé de nombreux fossiles on peut admettre que les calcaires peuvent être rattachés au Muschelkalk (2). M. Dalloni y ajoute les dolomies et les calcaires dolomitiques (1936, p.9) bien que l'on observe parfois de grandes ressemblances entre les dolomies du Trias et celles du Lias de l'Ouarsenis.

Le complexe gypso-salin et la série schisto-gréseuse permotriassique. Le complexe gypso-salin n'a jamais été daté mais presque unanimement tous les auteurs, par comparaison avec le Trias d'Europe, l'attribuent au Keuper. M. Durand-Delga (1955, p.150) soutient une opinion différente et propose de rattacher plutôt au Trias inférieur le complexe cargneules-gypse. Pour lui, le Trias se terminerait "par des faciès gréseux fort puissants".

Si ce faciès gréseux existe dans l'Oranais septentrional (3) on peut douter qu'il en est de même dans le Tell (avec M. Mattauer) (1957, p.106) car les blocs de grès emballés dans le Trias sont très rares dans cette région. Je pense avec M. Durand-Delga qu'il

-
- (1) J. Bolze (1954 b) a attribué au Jurassique les formations gypso-salines de Tunisie mais ses arguments sont loin d'être convainquants.
- (2) A Noisy-les-Bains, dans le Tell oranais littoral M. Flémand (1900) a recueilli des myophories et gastéropodes rappelant les gneiss du Muschelkalk.
- (3) Le Permien, puissant, très détritique existe dans la chaîne littorale oranaise (Doumergue)

est plus logique de placer ces grès sur le complexe gypso-salin. Car comment expliquer, s'il en était autrement, que les blocs provenant du socle sont plus nombreux que ~~ceux~~^{les blocs} de grès visibles dans le Trias. On imagine mal, s'il existait une série gréseuse sous le complexe triasique, que celui-ci ait pu arracher des blocs de roches éruptives sans se charger en grès.

E - DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS (Pl. B)

a) - Mode de gisement

Comme dans tout le Tell Algérien, le Trias est visible sous forme de lame en contact anormal avec les terrains environnants. Ces lames ont une épaisseur fort variable, habituellement comprise entre quelques centimètres et 50 mètres. La continuité de ces filons est aussi très variable ; certains se suivent sur plusieurs dizaines de kilomètres, d'autres sont discontinus : la lame s'amincit, disparaît, réapparaît, se boursouffle. En cartographie elle apparaît sous un aspect filiforme fort différent de l'allure des classiques plis diapirs. Les pendages des lames sont eux aussi on le conçoit, fort variables ; il n'est pas rare d'observer des filons horizontaux. Les lames de roches triasiques *en position* verticales existent aussi. Les auteurs algériens ont tous décrit les caractères des affleurements triasiques. La situation surprenante du Trias de l'Afrique du Nord a créé de nombreuses confusions et a contribué d'une part à retarder l'attribution à cet étage des sédiments du complexe gypso-salin et d'autre part à amener de nombreuses discussions quant à l'origine et au rôle des lames en situation anormale ; j'en reparlerai au chapitre ^{de la} tectonique.

En aucun point je n'ai pu supposer l'existence d'un diapir classique. La situation du trias de Guillaumet se rapproche le plus de cet accident.

Rappelons enfin que l'on n'observe aucune trace de dépôt triasique entre le Jurassique du Bechtout (Argovien) et le socle (viséen ?).

b) - Position stratigraphique

Les lames du Trias sont visibles

1) à l'intérieur d'un étage

a - Dans les marno-calcaires du Sénonien. C'est le cas le plus fréquent. J'ai pu observer des dizaines de lames triasiques incluses dans cet étage. Elles soulignent parfois des contacts anormaux très nets ; mais généralement il est impossible de préciser si le complexe triasique est lié ou non à un contact anormal. La stratigraphie du Sénonien est encore trop imprécise dans la plupart des cas pour trancher le problème. Les lames de Trias peuvent séparer - à l'intérieur du Sénonien - des niveaux plus ou moins incompetents. On observe souvent des lames de Trias entre deux séries, l'une à dominante calcaire, l'autre à dominante marneuse.

Le Crétacé supérieur, surtout le Maestrichtien plus marneux, est de loin l'étage qui recèle le plus de lames de Trias. Ces lames y sont généralement fort discontinues et d'épaisseurs très variables.

b - Dans l'Albo-Cénomaniens. En de nombreux points j'ai remarqué la présence de filons de Trias, soit dans les marno-calcaires cénomaniens, soit dans le flysch albien où ils apparaissent interstratifiés. Mais ceux-ci sont peu continus, d'importance fort réduite et toujours localisés au voisinage des contacts anormaux majeurs. Dans l'énorme unité albienne d'Aouara par exemple, aucun filon n'est visible à l'intérieur du massif. Il en est de même pour l'unité cénomaniens d'Ain Dalia. Cette observation constitue un argument majeur en faveur de l'allochtonie. En effet, pour être observé aussi fréquemment dans le Crétacé supérieur, si le Trias était diapir et nos séries autochtones, on devrait rencontrer (peut-être moins fréquemment, mais en tout cas assez souvent) dans les séries inférieures albo-cénomaniens qui affleurent dans nos régions sinon des diapirs, mais tout au moins des "cheminées" triasiques ayant alimenté les lames du Sénonien, or il n'en est rien.

c - Dans le Néocomien. M. Dalloni (1936) a observé des filons de Trias près du grand Pic dans les marno-calcaires.

Par contre, je n'ai jamais retrouvé de niveau triasique dans les affleurements néocomiens de la bordure sud-tellienne.

2) Entre deux étages

Il s'agit, dans tous les cas ci-dessous, de roches triasiques soulignant un contact anormal.

- | | |
|---------------------------|-------------------------|
| a) Entre le Néocomien (1) | et le Sénomien |
| b) Entre l'Albien | et le Cénomanién |
| c) Entre le Sénomien | et l'Albien |
| d) Entre le Cénomanién | et le Sénomien |
| c) Entre le Bartonien | et le Sénomien |
| d) Entre le Bartonien | et l'Oligocène |
| e) Entre l'Oligocène | et le Sénomien |
| f) Entre le Sénomien | et le Numidien |
| g) Entre l'Yprésien | et le Crétacé inférieur |
| h) Entre le Sénomien | et le Cénomanién |

Les accidents majeurs du Tell sont dans la grande majorité des cas marqués par des roches du complexe triasique.

Je n'ai jamais observé de trias diapir certain avec ses caractères cartographiques.

c) Répartition des affleurements

En fonction de la géographie

- Dans le bassin miocène du chéiff ^{en l'absence} pas de Trias

- Dans la masse crétacée qui constitue la majeure partie du Tell, le Trias est réparti très inégalement mais une observation attentive montre que la richesse en lames triasiques ne dépend pas de la situation géographique. On ne trouve pas plus ou moins de Trias à l'O ou à l'E, au N ou au S. Signalons pourtant que, dans la vallée de l'O. Malah, de très importantes masses de

(1) L'étage premier nommé représente le niveau tectoniquement inférieur.

Trias sont visibles. On les retrouve plus à l'W dans le Dr. de l'Ouled Krelloug, par contre à l'E, vers le Dr. Chekkca, le Trias disparaît totalement.

Dans la bordure sud-tellienne, celle-ci pouvant être grossièrement définie comme une zone où le Crétacé n'affleure pas, on n'observe plus de Trias.

À l'W, dans la région de Montgolfier, les derniers affleurements sont ceux du Marabout ^à Merzouk à 10 km au N de ce village.

À l'E, les pointements de Trias, les plus méridionaux assez pauvres d'ailleurs, se trouvent dans le Dj. Meratia. Les filons de roches triasiques ne ^{sont} guère visibles au delà du parallèle 34 g 55.

En conclusion on peut admettre que les variations de nombre et d'importance des roches triasiques n'est pas fonction de la longitude mais de la latitude, justement les accidents tectoniques sont orientés E-W, et la nature des terrains rencontrés varie du N au S, c'est donc la tectonique qui va nous fournir des précisions sur la répartition des filons de Trias.

En fonction de la tectonique

D'abord disons qu'il y a des relations étroites entre la densité des filons du Trias et le nombre des contacts anormaux. Par exemple dans le Dr. Oulad bou Kiah (f. de Guillaumet) occupé par un monoclinale relativement simple de sénonien, on n'observe aucun filon de Trias. Par contre, dans le sénonien très bousculé, au N d'Ammi-Moussa, les filons sont très nombreux.

Mais un contact anormal n'est pas obligatoirement souligné par du Trias. De nombreux contacts anormaux, au Dr. Rouabah par exemple ne montrent jamais de Trias.

Certaines nappes sont-elles plus riches que d'autres en lames triasiques ? Passons, pour répondre à cette question les principales unités tectoniques bien individualisées en revue.

1) - Unité albo-cénomaniennne.

A l'intérieur de cette Unité on n'observe des filons de Trias que près des grands contacts anormaux; dans la masse même de l'Unité aucun filon de roches triasiques n'est connu. A la base : un filon de Trias presque continu, épais, souvent riche en gypse, y est nettement visible.

2) - Unité sénonienne.

- Le Sénonien d'Ammi-Moussa - Des contacts anormaux très nombreux sont souvent injectés par des roches triasiques. La base de cette Unité est presque toujours soulignée par une lame de Trias.
- Le Sénonien de Molière - contient lui aussi d'abondantes lames de Trias.
- Le Sénonien DE. Oulad Bou Riah est peu tectonisé; aussi, n'y rencontre-t-on jamais de Trias. Mais la base est très riche en Trias sur toute la partie W de la fenêtre de l'Oued Malah.
- Le Sénonien du Dr. Raouraoua - Très abondant à l'intérieur de l'Unité au N; le Trias est absent dans la partie S.

On n'observe jamais de Trias au contact Crétacé-Tertiaire, de Montgolfier à l'W à la haute vallée du Riou à l'E, soit sur 60 Km de long.

3) - L'Unité Crétacé inférieur ^{Elle ne contient} ✓ pas de Trias.

- 4) - L'Unité Oligo-Miocène ^{Elle ne contient} ✓ pas de Trias dans les contacts anormaux ^{sauf} deux exceptions :
- au S du Dj. Toukal,
 - dans l'Oued Malah où le Trias très gypseux existe abondamment.

Il faut remarquer que c'est dans ces régions que le Miocène apparaît dans les zones les plus septentrionales.

5) -Unité numidienne.

Le Trias, constant et épais sous le Numidien du Dj. Bameur, est pratiquement absent sous les autres massifs. Notons que la présence du Trias est peut-être liée à l'existence d'une série argilo-marneuse numidienne qui n'est visible qu'au Bameur. Le Trias a peut-être permis à ce massif de conserver, lors du charriage, sa semelle argileuse.

6° -Série du Dr. Sly (autochtone).

Il n'existe pas de Trias visible dans les contacts anormaux de cette région, pourtant bien plissée. Si le Trias est toujours en rapport avec les contacts anormaux, la réciproque n'est pas vraie. Une chose est certaine, c'est que le Trias est le plus souvent absent dans l'Unité oligo-miocène. Les diapirs ayant alimenté en roches triasiques les différentes Unités n'existaient peut-être pas dans la zone des dépôts oligo-miocènes. On peut encore supposer, soit que le diapirisme n'a pas atteint les formations tertiaires, soit que, lors du déplacement, plus long dans le cas de cette Unité, le Trias a été complètement laminé.

F-CONCLUSIONS.

Le Trias de l'Ouarsenis ne diffère pas, dans l'ensemble, du Trias observé dans les autres régions du Tell. Il présente ici un faciès tellien tout-à-fait classique.

Retenons les faits suivants:

- 1) Le Trias, lagunaire, reposait probablement directement sur une série cristalline, car on n'observe jamais de roches sédimentaires primaires dans les blocs remontés par les diapirs.
- 2) Les roches éruptives de type grenu: granite, diorites, sont très nombreuses dans toutes les lames de Trias; par contre, notons l'absence presque totale du cortège de roches vertes pphitiques connues dans les autres zones.

3) - Le Trias est absent dans la bordure sud-tellienne entre le socle et le Jurassique.

4) - Les roches triasiques sont très nombreuses dans tout le Tell, ce qui implique des lagunes fort importantes et des dépôts très épais.

5) - Le Trias n'est jamais visible en situation normale.

6) - Les diapirs de style classique sont inconnus dans cette zone. Le Trias se présente sous forme de lames discontinues qui soulignent des contacts anormaux. En aucun point les roches triasiques ne sont injectées ou ne recourent les séries normales.

7) - Comme le Trias est charrié, il faut supposer que les diapirs, ayant fourni les roches triasiques, se trouvaient au N du Tell méridional. Les plis de ce style étaient certainement peu nombreux dans la partie sud du Tell car ils n'ont pu alimenter en éléments triasiques les Unités les plus méridionales : nappe des Choula, Unité oligo-miocène.

CHAPITRE QUATRIEME

LE JURASSIQUE

LE JURASSIQUE

A - INTRODUCTION

Si l'Ouarsenis oriental montre de magnifiques extrusions jurassiques (1) dans la région de Bou Caïd, il n'en est pas de même dans l'Ouarsenis occidental où l'on n'observe aucun affleurement jurassique dans le Tell proprement dit. Il faut descendre dans la bordure sud-tellienne et s'approcher des Hauts-plateaux pour retrouver des dépôts de cet âge.

On connaît en effet depuis fort longtemps dans la région de Tiaret plusieurs massifs jurassiques autochtones. Il s'agit des massifs du Bechtout, de l'Oued Merkerlal et du Bou Kheddou. J'ai pu observer de nouveaux pointements de roches jurassiques dans la vallée de l'O. Tiguiguest. Tous ces affleurements sont surmontés par des couches miocènes transgressives. La base de ces couches est inconnue, sauf au Bechtout, où l'Argovien est transgressif sur le socle éruptif.

On distingue encore dans la bordure sud-tellienne de curieux blocs de calcaire jurassique inclus dans des sédiments allochtones. Je m'attacherai surtout à décrire ces derniers affleurements après avoir passé rapidement en revue les faciès du Jurassique autochtone.

B - LE JURASSIQUE AUTOCHTONE

1) - Le Jurassique du Bechtout

Situation géographique

Des sédiments d'âge jurassique affleurent sur la bordure N- du massif cristallin du Djebel Bechtout. Ils couvrent une superficie voisine de 2 km². Il s'agit de l'affleurement jurassique

(1) Étudiées récemment par L. Calembert (1952) et M. Mattauer (1958)

le plus septentrional pouvant être rattaché aux séries secondaires des Hauts-Plateaux. Pour retrouver d'autres affleurements jurassiques, il faut remonter de près de 50 km. vers le N, au coeur du Tell, où l'on observe le curieux massif de Bou Gaïd. Au S, perçant sa couverture tertiaire, le massif jurassique de Bou Kheddou est situé à 10 km. du Bechtout, il constitue un important jalon avant les grands affleurements des Hauts-Plateaux.

Historique

Connu de Pomel (1881) le lambeau jurassique du Bechtout a été étudié par Melsch (1890), Repelin (1895), puis récemment par M. Dalloni (1952), J. Ranoux (1952) et par G. Lucas (1952). C'est dire s'il est bien connu. Aussi, n'ai-je fait que vérifier rapidement la stratigraphie de cet intéressant affleurement. J'emprunterai aux auteurs précédents une bonne part des observations développées ci-dessous.

Stratigraphie

a) Limites - Le Jurassique est transgressif sur la rhyolite. Ces couches n'apparaissent qu'à l'W du massif du Bechtout ; partout ailleurs, le Miocène recouvre directement la roche éruptive. Il est fort probable que la mer jurassique a recouvert en entier le batholite. S'il en était autrement, on retrouverait certainement des blocs de roches éruptives dans divers niveaux du Jurassique. Cependant, aucun argument ne permet de confirmer cette hypothèse. Le conglomérat miocène, quand il repose directement sur le microgranite, ne contient jamais de roches jurassiques, ce qui indique que l'érosion des couches secondaires était totale sur tout le massif, sauf bien entendu sur le bord W, lors de la transgression miocène.

Les couches jurassiques sont surmontées par des conglomérats d'âge miocène inférieur.

b) Description de la série stratigraphique - On distingue de haut en bas :

6) Calcaires compacts, fins, parfois microbréchoïdes souvent riches en débris d'organismes. Epaisseur 50^m. La partie supérieure est dolomitisée. Cette série est bien litée en bancs de 10 à 50 cm.

Pas de macrofaune utilisable. G. Lucas a trouvé une orbitoline indéterminable au sommet, J. Ranoux, dans un banc plus clair, à la base de la formation, aurait recueilli plusieurs Calpionella alpina. Cette série irait donc pour ces auteurs du Portlandien à l'aptien. J'ai, pour ma part, cherché très longuement des fossiles dans ce niveau. Il serait en effet très intéressant de le dater avec précision car, à quelques kilomètres du Bechtout, affleure une série néocomienne totalement différente. Malheureusement, à part quelques très mauvais débris d'ammonite, difficilement dégageables, je n'ai rien recueilli dans ces calcaires, aussi ai-je fait tailler de nombreuses lames minces.

M. Durand-Delga qui a bien voulu les examiner a déterminé :

1° - à la partie inférieure

- Globochaete alpina,
- des sections douteuses de Calpionelles,
- des débris d'échinodermes,
- de grosses Globigerines,
- des débris d'Aptychus,
- des filaments du type Bothrix alpina

2° - à la partie moyenne

- Globochaete alpina
- des sections douteuses de Calpionelles :
 - Tintinnopsella carpathica ?,
 - Calpionellopsis thalmanni ?,
 - stenosemelopsis hispanica ?,
- des débris de Saccocomidae,
- des ostracodes,
- de grosses Globigérines (voir planche IV)

3° - à la partie supérieure

- Globochaete alpina
- des sections douteuses de Calpionella alpina
- des radiolaires

L'ensemble a un cachet Malm supérieur-Néocomien. aucune lame ne fournit des coupes de Calpionelle typique. Cependant, si on admet que les Tintinides existent bien, l'association qu'ils forment ne doit pas être caractéristique de niveaux supérieurs au Berriasien. Reste l'orbitoline découverte par G. Lucas qui semble bien caractériser un niveau nettement plus élevé. Mais s'agit-il d'une vraie orbitoline ?

5) Marnes bleues et calcaires marneux noduleux 10 à 15 m.

On observe au sommet quelques passées rougeâtres avec quelques ammonites indéterminables spécifiquement. Kimmeridgien ?

4) "L'Ammonotico-rbssso superiore" - épaisseur totale 60 m. environ.

J. Renoux distingue de haut en bas :

- marnes rouges et calcaires azoïques ;
- grès en petits bancs avec intercalations calcaires au sommet ;
- calcaires rouges azoïques ;
- grès compacts en très gros bancs ;
- marnes rouges ou vertes et calcaires rouges, argileux, fossilifères ;
- un banc de grès de 5 m. Il s'agit d'un grès siliceux à ciment de calcite. On y voit des ripple-marks ;
- calcaire rouge très fossilifère avec petits lits de calcaire gris noir, noduleux ;
- calcaire grés-dolomitique à la base passant à des grès au S ;
- calcaire rouge et gris noduleux, sans fossiles ;
- calcaire fin et passées de grès ;
- calcaire rouge et vert, sans fossiles.

On peut recueillir assez rapidement une faune importante :

Phylloceras plicatum Neum
Phylloceras mediterraneum
Phylloceras manfredi
Phylloceras saxonium
Sowerbyceras tortisulcatum d'Orb.
Ochetoceras canaliculatum von Buch
Ochetoceras arolicum Op.
Ochetoceras henrici d'Orb.
Oppelia anar
Lissoceras erato d'Orb.
Perisphinctes reghalmicencis Gemm.
Peltoceras transversarium
Perisphinctes lucingae Favre
Perisphinctes birsmindorfi Moesch
Oppelia pseudo flexuosa
Aspidoceras perarmatum
Perisphinctes pralairi E. Favre
Perisphinctes borcinii
Perisphinctes kobelti Neumayr
Perisphinctes virgulatus Qu.
Perisphinctes navillei
Perisphinctes inconditum
Lytoceras orsinii Gemm.
Oppelia frotho Opper.
Oppelia pseudo flexuosa E. Favre
Perisphinctes inconditus Fout.
Perisphinctes polygyratus Reinecke
Perisphinctes polyplocus parabolis Qu.
Metaporhinus convexus

Enfin M. Dalloni signale implicitement la présence de *Streblites tenuilobatus*. Je n'ai pas retrouvé d'ammonite de cette espèce.

Cette faune appartient donc aux zones à :

Peltoceras bimammatum - Rauracien

Peltoceras transversarium - Argovien

Certaines formes pourraient déjà être kimméridgiennes (zone à *Streblites tenuilobatus*) telles que :

Lytoceras normi

Phylloceras mediterraneum

G. Lucas (1952, p. 105) et J. Ranoux (1952) placent toutes ces couches dans le Lusitanien. M. Dalloni pour sa part (1952, p. 25) admet que le Lusitanien et la base du Kimméridgien (Ptérocérien) sont certainement représentés. Pour lui la série rouge comprend encore des niveaux plus élevés. Il signale comme preuve : Tithonica convexa, Collyropsis carinata, Disaster granosus dans la série rouge supérieure.

Mais ces fossiles ne sont pas caractéristiques du Kimméridgien supérieur. Aussi, je pense que les couches rouges appartiennent surtout à l'Argovo-Rauracien. Les formes plus récentes sont exceptionnelles.

3) - Calcaire oolithique noir - Visible sur quelques mètres. Les oolithes sont souvent brisées. Au N, une faille a favorisé une silicification et une dolomitisation intense. J. Ranoux a recueilli Ochetoceras canaliculatum var. hispidum ce qui permet de rattacher encore ces couches à l'Argovien.

2) - Calcaires gris - Il s'agit d'une couche irrégulière, dont l'épaisseur varie de 2 à 15 m, constituée par des calcaires gris clair parfois oolithiques. Ils supportent quelques mètres de

calcaire dolomitique de même teinte. Cette assise n'a jamais livré de faune. Peut-être s'agit-il du Dogger ?

1) Poudingue à galets de roche éruptive

Conclusion

Retenons que seuls l'Argovien et le Rauracien sont bien datés. Les calcaires supérieurs peuvent représenter une série Malm-Néocomien condensée, mais les arguments en faveur de cette hypothèse sont peu convainquants, il pourrait s'agir plutôt de Kimméridgien-Portlandien. Epaisseur du Jurassique (120 m.

2) - Le Jurassique de l'Oued Merkerlal (1) (voir fig.5)

Au N de Guertoufa, et à moins de 10 kilomètres seulement du massif du Bechtout, affleure à nouveau une série jurassique. Cet affleurement est situé sur la feuille de Prévost-Paradol, je ne l'ai donc pas étudié personnellement mais je crois qu'il est très intéressant de rappeler rapidement la coupe de ce massif car les faciès du Jurassique présentent de notables différences avec ceux étudiés précédemment. D'après Welsch (1890, p.49) on relève de haut en bas :

- 8 - Calcaires et dolomies passant latéralement à des calcaires verdâtres, grumeleux, parfois silicifiés.

- 7 - Calcaires grumeleux à fossiles silicifiés :

- Rhabdocidaris cf. orbigny Desor.
- Cidaris glandifera Goldf.
- Hemicedaris setialis Oppel.
- Cyphosoma cf. duplicatum, Cott.

(1) - Oued Mersekellal pour Welsch

Acrosalenia angularis Desor.

Acropeltis aequituberculatus Ag.

Hollectypus sp.

Apiocrinus sp.

Terebratula zietini de Lor.

Terebratula insignis Zieten.

Rhynchonella inconstans Sow.

Ostrea hastellata Schloth

Ostrea gregarea Goldf.

Montlivaultia sp.

- 6 - Calcaires siliceux, violets
- 5 - Calcaires siliceux sub-lithographiques.
- 4 - Dolomies - quelques mètres.
- 3 - Calcaires marneux gris, 3 à 4 mètres.
- 2 - Argiles verdâtres et rougeâtres 30 mètres.
- 1 - Calcaires marneux gris.

Si le Jurassique de l'O. Merkerlal apparaît fort différent de celui du Bechtout, il est par contre très voisin du Jurassique visible au S, sur les bords de la Mina où l'on retrouve aussi des faunes de niveaux coralligènes (Welsch)

A quels étages peut-on rattacher cette série ?

Les 30 mètres d'argile verdâtre et rougeâtre rappellent les faciès de l'Ammonotico-rosso. On retrouve dans la vallée de la Mina ces argiles, plus marneuses, contenant de petits bancs de grès. Elles affleurent sous des calcaires durs contenant une faune récifale probablement séquanienne (Lucas 1952, p.104). Il me paraît logique de rapporter ces couches à l'Argovo-Rauracien. Rappelons qu'au Nador (P. Deleau 1948) la zone à Peltoceras transversaria est argileuse mais elle contient de nombreuses ammonites, tandis que le Rauracien-Séquanien contient lui aussi une faune récifale à échinides.

Les séries supérieures, de 4 à 8 au moins, seraient séquaniennes, elles correspondraient aux calcaires rognonneux à Cidaris glandifera de G. Busson.

Le Kimméridgien ne serait pas visible ici, par contre dans la vallée de la Mina, cet étage correspondrait, comme au Nador, aux dolomies et calcaires dolomitiques à Pseudocyclamina, qui surmontent les calcaires à Cidaris glandifera. L'épaisseur totale du Jurassique visible est voisine de 150 mètres.

3) - Le Jurassique du Massif de Bou Rheddou

Généralités

G. Busson (1955) a étudié très en détail l'important massif de Bou Rheddou situé entre Tiaret et Diderot (feuille de Tiaret - Montgolfier). Je n'ai fait que traverser rapidement ce massif pour y observer les faciès du Jurassique. Celui-ci affleure grâce à un vaste anticlinal simple ayant certainement rejoué à une époque assez récente car le tracé des rivières qui traversent cet affleurement indique nettement des phénomènes de surimposition et d'antécédence.

On n'observe pas la base de la série jurassique mais c'est, comme le suppose G. Busson, très probablement sur une roche éruptive identique à celle du Bechtout que reposent les couches secondaires.

Le Miocène inférieur, transgressif par un beau conglomérat de base entoure entièrement les couches jurassiques. Signalons que le contact Miocène-Jurassique est parfois tectonique. Des failles verticales à faible rejet peuvent limiter les affleurements jurassiques.

Ce massif était connu déjà par Pomel (1881). Welsch (1895) signale dans cette zone des affleurements jurassiques mais n'en fait

aucune description. Il faut attendre 1955 pour trouver, sur le Jurassique de Bou Rheddou, une étude détaillée (W. Arkell et G. Busson). Je ne ferai que reprendre rapidement la coupe fort complète de G. Busson.

Série stratigraphique

De haut en bas on relève la coupe suivante :

- 8 - Marnes grises - alternant avec des calcaires oolithiques, à grain fin et des dolomies ^{ou y recueilli} Nombreux brachiopodes :

- Cheirothyris aculeata Cat.
- Terebratula cf. Zieteni de Lor.
- Terebratula moravica Glock

et des céphalopodes en mauvais état qui suggèrent cependant un âge Tithonique moyen supérieur
Epaisseur : 60 mètres.

- 7 - Marnes grises à petits Perisphinctides pyriteux et Cyrtoceras (?) sp.
- 6 - Calcaires (55m), massifs, à accidents siliceux et capricieusement dolomitisés.
- 5 - Marnes tendres, grises ou jaune miel à rognons calcaires : 30 mètres à ^{la}

- Aspidoceras gourguechoni Perv.
- Katroliceras cf. Zitteli Spath.
- Aulasimoceras aff. auberti Perv.
- Laevaptychus latus Park.
- Lamellaptychus inflexicostata Tr. var. cincta
- Lamellaptychus lamellosa Par. var. cincta
- Holactypus cf. punctulatus Desor.
- Collyrites carinata Desm.

Il s'agit donc de Kimmeridgien

- 4 - Calcaires rognonneux à P. achilles et Cidaris glandi-fera passant à la base à des calcaires compacts en bancs bien réglés de 0,5 à 1 m, à texture graveleuse ou microbréchique. La partie inférieure a livré :
- Nebrodités cf. agrigenus Gem.
Nebrodités cf. venetianus Perv.
 des Aspidoceras, Phylloceras, Sowerbyceras.
 Kimméridgien inférieur (Séquanien). Epaisseur : 90 m.

3 - Ammonitico-rosso superiore

a) - Marnes grises - de 0 à 10 m.

b) - Marnes lie-de-vin, calcaires rognonneux, calcaires massifs et petits bancs de grès. La faune appartient à la zone à P. bimammatum
 - Rauracien. G. Bursson a recueilli :

Phylloceras plicatum Neum.

Calliphylloceras benacense Cat.

Holocophylloceras polyolcum Ben.

Sowerbyceras protortisulcatum Pomp.

Hemilytoceras polyanchomenum de Riaz

Hemilytoceras polycyclum Neum.

Lissoceras erato d'Orb.

Glochiceras lingulatum Quenst.

Ochetoceras marantianum d'Orb.

Trimarginites sp.

Epipeltoceras bercense Favre.

Euaspidoceras cf. striatocostatum Dorn.

Paraspidoceras hylemense Gem.

Aspidoceras cf. tietzi Neum.

Nebrodités regalmicensis Gem.

Nebrodités venetianum Perv.

Sutneria praecursor Dict.

Perisphinctes kobelti Neum.

Perisphinctes latus Oppen.

Perisphinctes abeli Oppen.

des Aptychus :

- Laevaptychus thuburbensis Perv.
- Laevaptychus laevis-latus Mayer
- Lamellaptychus sp.

et quelques échinodermes :

- Collyrites carinata Desm.
- Pseudodiadema oranense Per. et Gant.
- Rhabdocidaris caprimontana Desor.

Epaisseur 10 à 20 m.

c) - grès brun jaunâtre en bancs massifs ; Epaisseur de 10 à 25 mètres.

d) - Calcaires rognonneux et marnes lie-de-vin avec :

- Phylloceras plicatum Neum
- Holocophylloceras polyolcum Ben.
- Calliphylloceras benacense Cat.
- Sowerbyceras tortisulcatum d'Orb.
- Hemilytoceras polyanchomenum de Riaz
- Lissoceras erato d'Orb.
- Euaspidoceras oegir Opp.
- E. edwardsianum Gem.
- Perisphinctes fucingae Favre
- P. birmensdorfensis Moesch.
- P. ronchadzei Dechaseaux.
- Trimarginites arolicus Op.
- Ochetoceras canaliculatum von Busch
- Campylites cf. henrici d'Orb.
- Taramelliceras flexuosum Münster
- Gregoryceras toucesianum d'Orb.
- G. pervinquieri Spath.
- Divisosphinctes grossouvrei Siem.

Il s'agit donc de la zone à transversarium = Argovien. Epaisseur 15 mètres.

- 2) - Calcaires gris ou noir oolithiques ou grumeleux passant vers la base à des dolomies jaunâtres, pulvérulentes. Epaisseur 5 mètres.
- 1) - Dolomies massives en bancs de 0,5 à 3 m., parfois silicifiées ou passant à de véritables quartzolites. Il s'agirait du Dogger par comparaison aux autres coupes (90 m). La base n'est pas visible.

Conclusion

Retenons que l'Argovien et le Rauracien sont très bien datés. Le Séquanien existe très probablement (Kimméridgien inférieur de Busson). Le Kimméridgien est représenté par des marnes tendres (4) tandis que les calcaires siliceux (2) et les marnes grises représenteraient le Tithonique.

L'épaisseur connue du Jurassique est de l'ordre de 300 m.

IV - Les massifs jurassiques du Douar Tiguiquest (voir Pl. c). (Feuille de Waldeck-Rousseau)

Je signalerai pour être complet l'existence de trois petits affleurements de couches jurassiques au voisinage de la vallée de l'oued Tiguiquest donc au N du massif principal du Bou Rheddou. Ils nous apportent, étant très réduits, ^{peu} peu de renseignements au point de vue stratigraphique. Par contre ils me permettront de dégager le style tectonique de cette zone.

a) Au point x:375,0 ; y:248,I, sur la rive droite de l'oued Tiguiquest, on observe sur quelques dizaines de mètres carrés, des calcaires noirs très durs en petits bancs. En lame mince ces

calcaires apparaissent constitués par de très fines oolithes (I/10 de mm). Les bancs calcaires, parfois dolomitisés sont recouverts en discordance par un conglomérat miocène.

b) A 1^{km}5 au SE de l'affleurement précédent (x:376,5;y:247), j'ai retrouvé une épaisse série jurassique, au milieu de marnes et grès miocènes. Il s'agit d'une vingtaine de mètres de gros bancs de calcaire dolomitique à altération rousse. Cassés, ils montrent une teinte rosée. Cette série, en bancs de 1 à 2 m, repose sur un ensemble plus marneux affleurant très mal. J'ai pu recueillir dans ce niveau inférieur des blocs de calcaire, à très fines oolithes. Aucune faune n'a été rencontrée. Les pendages sont faibles ou nuls. C'est un système de failles qui fait apparaître les couches jurassiques sur 1/2 km² environ.

c) Un affleurement plus important apparaît au S des précédents, près du Marabout Sidi A.E.K. - Aïn Sefien. On y distingue deux faciès nettement différents. Sur la rive gauche de l'oued, ce sont des calcaires noirs graveleux, en gros blocs. Ils sont bien visibles sur une épaisseur de vingt mètres. En lame mince ces calcaires montrent de très nombreux débris d'organismes remaniés ; on y observe aussi quelques rares grosses oolithes. Sur la rive droite, ce sont des calcaires à grain très fin en petits lits de 15 à 20 cm qui affleurent. Les couches, ici exceptionnellement dirigées NS, ont un pendage E voisin de 50°. Aussi, la discordance entre le Jurassique et le Miocène est elle très nette.

Age de ces couches

Je n'ai pas recueilli de fossiles. De plus, les coupes ne sont pas assez complètes pour pouvoir être comparées avec la série du Bou Rheddou bien étudiée par G. Busson. Cependant, on peut affirmer que ces couches sont incontestablement jurassiques. En effet, les faciès du Jurassique sont suffisamment caractéristiques dans le Tell et ne peuvent être confondus avec aucun autre niveau.

Il est par contre beaucoup plus difficile de préciser à quel étage du Jurassique appartiennent ces couches. Je pense, étant donné la présence de calcaires oolithiques, de dolomies épaisses et de calcaires à grain fin, que l'on peut rattacher les calcaires affleurant dans la vallée de l'O. Tiguiguest au Tithonique. Cet étage, présente d'après G. Busson des caractères pétrographiques fort voisins de ceux étudiés ci-dessus.

5) - Essai de comparaison du Jurassique des massifs du Bechout, du Bou Rheddou et de l'Oued Merkerlal - Conséquences paléogéographiques (voir fig. 5)

1 - Le Jurassique inférieur - Aucun affleurement dans cette zone.

2 - Le Jurassique moyen - Les dolomies inférieures parfois silicifiées du Bou Rheddou ont été rattachées au Dogger par G. Busson. Elles n'affleurent pas au SW dans la vallée de l'Oued Merkerlal. Elles sont absentes au Bechtout, mais on peut toutefois rattacher au Jurassique moyen les quelques mètres de calcaire gris - parfois dolomitique - qui reposent directement sur le socle. Aux 90^m minimum de Dogger du Bou Rheddou correspondraient au Bechtout quelques mètres de calcaire gris clair. Qu'existe-t-il sous les dolomies du Bou Rheddou ? G. Busson admet que le socle ne doit pas être très loin car de nombreux blocs de roches éruptives sont visibles dans le Miocène transgressif sur ces dolomies. Dans cette région il n'existerait probablement pas de terme antérieur au Dogger. On sait par contre que le Jurassique moyen et inférieur existe bien individualisé au N, à l'Ouarsenis (Calembert 1952), et au S, au Dj. Nador (P. Deleau 1948). Il existerait au N de Tiaret un seuil probablement en relation avec la présence des massifs cristallins. Le Bechtout a pu résister plus longtemps que le massif du Bou Rheddou (Horst frontaliers de G. Lucas).

3 - Le Callovo-oxfordien - Ces étages n'ont pas été datés dans cette zone. Les 5^m de calcaire gris oolithique ou grumeleux du Bou Rheddou pourraient représenter ces étages (G. Busson 1955). Une partie des calcaires gris attribués avec doute au Dogger pourraient être rattachés à ces niveaux. Rappelons que G. Lucas (voir G. Busson) admet que le Callovien et l'Oxfordien inférieur ne sont pas représentés au SW, à Tagremaret. De même, au Nador, aucune faune appartenant au Callovien supérieur et à l'Oxfordien n'a été rencontrée (P. Deleau 1948, p.37 ; G. Lucas 1952, p.98).

A l'Ouarsenis, par contre, des ammonites calloviennes ont été trouvées par Nicaise (1869). En revanche, l'Oxfordien est absent d'après M. Mattauer (1957).

Nous n'avons donc aucun argument pour admettre ici l'existence du Callovo-oxfordien qui doit probablement, comme à Tagremaret, être absent.

4 - L'Ammonotico-rosso superiore - On peut difficilement admettre que le faciès est représenté dans la coupe de l'O. Merkerlal. On sait que l'Ammonotico-rosso supérieur est constitué par un ensemble de nodules calcaires noyés dans une gangue feuilletée à allure fluidale⁽¹⁾. Ces sédiments sont de teinte rouge et verte. Cependant, au niveau où apparaît dans les autres coupes le classique faciès-noduleux de l'Ammonotico-rosso supérieur, Welsch signale des argiles verdâtres et rougeâtres, c'est-à-dire des sédiments ayant les mêmes teintes que l'Ammonotico-rosso. On peut donc rattacher les 30^m d'argiles colorées à l'Ammonotico-rosso. Ces teintes identiques ont certainement pour origines des phénomènes chimiques⁽²⁾ communs qui se sont produits dans un même bassin et à la même période. Rappelons que ce n'est qu'à ce niveau que l'on trouve ces teintes si caractéristiques.

(1) - Voir l'étude pétrographique de G. Lucas (1955 a) concernant l'Ammonotico-rosso.

(2) - Étudiés par G. Lucas (1955 b).

Je rappellerai que l'on rencontre aussi plus au SW, dans la vallée de la Mina, des teintes identiques. Les argiles colorées contiennent, comme au Bou Rheddou, des bancs de grès ce qui complète la ressemblance. Plus au S par contre ces faciès disparaissent; il s'agit, au Nador, d'argiles noires, verdâtres, épaisses d'une centaine de mètres.

quel est l'âge des couches rouges ?

Au Bou Rheddou, aucun problème, les couches rouges sont argoviennes (zone à P. transversarium) et rauraciennes (zone à P. bimammatum). Epaisseur 60 à 70 mètres.

Au Bechtout, la faune contient certainement des formes plus récentes de la zone à Stenuilobatus. Il me semble cependant difficile d'admettre que ces couches atteignent, comme le pense M. Dalloni (1952) le Kimméridgien supérieur.

Comment sont datées les couches rouges en Algérie en dehors de cette région ? A l'Ouarsenis, Calembert (1952, p. 10) affirme que l'Ammonotico-rosso englobe en totalité le Lusitanien, avec une prédominance incontestable de l'Argovien. Il aurait même trouvé des formes séquaniennes. Pour Mattauer (1957) les couches rouges sont exclusivement argoviennes.

Plus au N encore, les couches rouges de l'O. Fodda ne nous apportent pas d'argument car elles ne fournissent qu'une faune très pauvre.

Dans le Bou Taleb, Savorni signale (1920, p. 161), sous le faciès rouge, les zones à P. transversarium et P. bicristatum. Par contre Bertraneu (1952, p. 43) affirme que "dans l'état actuel de nos connaissances "seul l'Argovien est daté.

Rappelons qu'en Tunisie (G. Gastany (1955, p.33) place les couches rouges dans l'Argovien. La zone à Ochetoceras marantianum riche elle aussi en calcaires noduleux mais ici de teinte grise ou jaune, est bien datée avec O. marantianum et P. bicristatum.

Il est intéressant de constater que les avis sont fort partagés. Généralement les auteurs admettent que seul l'Argovien

est bien daté. Busson démontre qu'au Bou Rheddou le Rauracien est certainement représenté par des couches rouges, il en est de même au Bechtout. Par contre, en Tunisie, le faciès Ammonotico rosso est exclusivement cantonné dans l'Argovien. Il était, je crois, utile de rappeler ces observations. Le faciès rouge ne paraît pas lié à une période géologique déterminée mais à des conditions bien particulières de dépôt.

La persistance du faciès ammonotico-rosso au Bou Rheddou et surtout au Bechtout pourrait résulter de l'existence dans cette zone de massifs cristallins fort instables. Ceux-ci ont dû former au cours du Jurassique des hauts fonds, des crêtes sous-marines. Or, ce sont justement des hauts fonds et des crêtes sous-marines qu'évoque G. Lucas (1955) pour expliquer la sédimentation des faciès noduleux du type ammonotico-rosso. Cependant la présence de nombreux niveaux gréseux inclus dans les "couches rouges" implique pour cet auteur l'existence, au voisinage, de zones deltaïques responsables d'un apport rapide de sédiments détritiques. Il faut donc supposer une zone émergée entre ces massifs et le Nador où se sont déposés des sédiments à faciès moins littoral : marnes et calcaires à ammonites (P. Deleau 1942).

5 - Le Séquanien - Au Bechtout on ne connaît aucun dépôt bien daté de cet étage. Peut-être le Séquanien est-il représenté dans le faciès ammonotico-rosso ? De toute façon son épaisseur serait faible et surtout plus faible qu'au Bou Rheddou où Busson a recueilli l'ammonite caractéristique de cet étage : P. achilles. On peut attribuer, ici, au Séquanien (Kimméridgien inférieur de Busson) 90^m de calcaires graveleux. Au S.W., dans la vallée de l'O. Merkerlal cet étage doit être représenté par des calcaires siliceux et des dolomies. Ici le faciès est nettement moins profond ; pas d'ammonites, mais de nombreux échinides.

J'avoue, pour ma part, être fort tenté de rattacher au Séquanien, la série calcaire reposant, au Bechtout, sur les couches rouges. Les microfaciès des calcaires du Bou Rheddou rapportés à cet étage et ceux du Bechtout sont en effet fort voisins.

6 - Le Kimméridgien - On sait que l'on trouve des faunes de la zone à P. tenuilobatus dans l'Ammonotico-rosso du Bechtout. (1) Une faune d'ammonite différente a été recueillie au Bou Rheddou dans des marnes tendres dont l'épaisseur atteint 30^m. On peut rattacher aussi les IO à I5^m de marnes calcaires visibles au-dessus de l'ammonotico-rosso du Bechtout à cet étage. Il est impossible d'établir des comparaisons entre ces séries pourtant fort voisines. Rappelons qu'au S, P. Deleau attribue au Kimméridgien une puissante série dolomitique. A l'Ouarsenis, on ne possède aucune preuve paléontologique de l'existence du Kimméridgien qui est probablement représenté par des calcaires.

7 - Le Tithonique - J. Busson a rapporté au Tithonique les marnes grises, les calcaires oolithiques ou à grain fin et les dolomies formant les principaux sommets du Bou Rheddou. Il y signale de nombreux brachiopodes et quelques céphalopodes en mauvais état. On peut aussi intégrer dans cette série les 55^m de calcaires à accidents siliceux ainsi que les marnes à Cyrtosiceras (?). L'épaisseur totale du Tithonique atteindrait alors 120 à 130^m. Rien de semblable au Bechtout où l'on observe comme série terminale une puissante assise de calcaires contenant peut-être - de rares calpionnelles.

Plus au N, à l'Ouarsenis, le Tithonique franc apparaît sous forme de calcaires à grain fin et marno-calcaire à tintinnofères tandis qu'au S, au Nador, le Portlandien est représenté par des calcaires et des dolomies.

(1) je n'en ai pas retrouvé personnellement.

Conclusion

Je remarquerai qu'il est très difficile de comparer les coupes du Bechtout et du Bou Rheddou pourtant bien proches. Dès que l'on étudie les niveaux supérieurs au Rauracien, les séries apparaissent totalement différentes. La coupe du Bou Rheddou est certainement plus complète et aussi plus épaisse que celle du Bechtout bien que dans ce dernier massif les faciès semblent moins néritiques (voir fig. 5 où l'on peut comparer, d'un coup d'oeil, les séries jurassiques de la bordure sud-tellienne). Ces variations de faciès sur quelques kilomètres nous rendent fort circonspect pour imaginer les caractères de la sédimentation du Jurassique au N du Bechtout. Il semble logique de supposer, avec G. Lucas, que les sédiments déposés au N se présentent sous un faciès plus profond, mais la présence de hauts fonds n'est pas exclue. On observe en effet au N, en situation anormale il est vrai, de nombreux blocs de Jurassique: calcaires oolithiques, à polypiers, calcaires à débris de brachiopodes, calcaires à grain fin etc... Ils nous donneront, si l'on peut interpréter leur situation tectonique, d'intéressantes indications sur les conditions de dépôt du Jurassique dans les zones plus septentrionales que celle du Bechtout.

Intégrées dans une étude exhaustive du Jurassique de l'Algérie occidentale (G. Lucas 1952), les coupes du Bechtout et du Bou Rheddou paraissent assez exceptionnelles. Il paraît logique de supposer que les caractères particuliers au Jurassique de cette zone résultent de leur situation paléogéographique, entre des séries néritiques au S et bathyales au N. Elles constitueraient un faciès mixte (G. Lucas). Cependant, il faut remarquer que l'on connaît en réalité bien peu de choses sur le Jurassique de la bordure sud du Tell, en dehors des affleurements étudiés ci-dessus. On ne sait rigoureusement rien du Jurassique sur plus de 100km à l'E et à l'W et sur près de 50km vers le N. Il semble donc difficile, dans ce cas, de préciser quelle est la situation et le rôle

de ces dépôts dans les mers jurassiques. D'autant plus que ces séries constituent peut-être un faciès du Jurassique tout à fait exceptionnel. En effet la présence d'un ou plusieurs amas rhyolitiques fort instables - l'étude stratigraphique et de nombreux phénomènes tectoniques le prouvent surabondamment - n'ont pas été sans affecter profondément les conditions de sédimentation dans cette zone, particulièrement au Jurassique. Il paraît donc impossible de généraliser à d'autres régions les observations faites à propos du Jurassique dans cette partie de la bordure sud-tellienne.

C - LE JURASSIQUE DANS L'ALLOCHTONE

Il existe surtout dans les Chouala, à l'W et au N du Bechtout, de très nombreux blocs de roches jurassiques en position anormale. Ces blocs apparaissent très nettement dans la topographie, car ils sont constitués par des calcaires durs tandis que les sédiments qui les contiennent sont marneux. Ils peuvent : être isolés dans les marnes, affleurer en véritables trainées plus ou moins continues sur plusieurs kilomètres, ou se trouver dans des conglomérats tertiaires.

Historique

C'est Repelin (1895, p.66) qui a fait connaître le Jurassique de cette zone. Il signale l'existence de "blocs calcaires massifs" qui contiennent des fossiles à affinités nettement jurassiques dans les marnes néocomiennes. Il aurait recueilli :

- Terebratula cf. ferryi Desl.
- Terebratula cf. concinna
- Rhynchonella ampla (voulvensis) Oppel.
- Rhynchonella trigona
- Rhynchonella vilsensis (1)

(1) Les déterminations de Repelin sont sujettes à caution car M. Dubar qui a bien voulu étudier mes brachiopodes n'a jamais retrouvé les espèces signalées ci-dessus.

Ce sont des formes appartenant au Jurassique moyen.

En 1930, M. Dalloni rappelle l'existence de blocs jurassiques entre Tiaret et Montgolfier qui seraient "séquanien ou plus récents encore". Il admet que le "véritable substratum du Crétacé dans cette partie du géosynclinal tellien est le Jurassique à faciès bathyal". Récemment (1952), il a repris l'étude de ces curieux blocs de Jurassique qu'il a considérés un moment (carte géologique au 500.000 lère édition) comme associés normalement à des marnes de même âge. La faune abondante recueillie par cet auteur dans les blocs jurassiques caractérise le Séquanien, le Kimméridgien et le Tithonique.

Il est souvent difficile de localiser les différents affleurements jurassiques observés par M. Dalloni car aucune carte n'est jointe à son étude. Il a observé ces blocs :

- a) près du Hammam, à l'E de Mendez. Ils se placent :
 - 1 - entre le Trias et le Néocomien,
 - 2 - isolés au milieu de terrains beaucoup plus récents,
 - 3 - au contact du Trias.

En ce qui concerne la traînée de blocs jurassiques comprise entre le Trias et le Néocomien, M. Dalloni admet "qu'elle est sub en place si l'on peut dire, alors qu'à la première impression on ne pouvait la croire réellement enracinée". Cet auteur considère les autres pointements comme des "Klippen" rappelant, dans une certaine mesure, les "extrusions" pyrénéennes. (Viennot 1928)

b) au Bou Hadjar, où les grands rochers "sont nettement enracinés au bord d'un affleurement de marnes néocomiennes". (1952 p. 24).

c) Près d'Henri Huc, entre le flysch "medjanien" et les calcaires à silex de l'Eocène inférieur,

d) Entre Henri Huc et Montgolfier ou "l'enracinement de ce lambeau n'est pas douteux". Les blocs affleurent dans des marnes noires priaboniennes.

e) dans l'oued ben Cheley (feuille d'Uzès le Duc), entre les marnes noires de l'Eocène supérieur et l'Oligocène du Bou Roukouptine (1952, p. 24) (1).

f) Au N du Dj. Thaalba, où l'on observe un alignement de blocs jurassiques dans le Néocomien,

g) Au Kat Ostmane où M. Dalloni signale, sans commentaire, la présence de calcaires à ammonites tithoniques.

M. Dalloni a donc repéré et étudié de nombreux blocs de Jurassique. Pour lui, ces rochers seraient soit enracinés, soit extrudés. Il s'agirait "d'accidents entrant dans la catégorie des diapires". Les coupes jointes à son étude (1952, p.23) synthétisent admirablement ses interprétations.

J'ai retrouvé la majeure partie des affleurements de roches jurassiques décrits par Repelin et M. Dalloni et en ai découvert d'autres (Polvéche 1956, p.104). Dans cette note, j'ai rapidement rappelé les problèmes que posait la présence de blocs jurassiques dans cette zone. Aucune interprétation ne paraissait expliquer la totalité des faits. Plus à l'W, les géologues pétroliers (M. Kieken, J. Magné, 1957, p.5) ont retrouvé des lames plus ou moins importantes de Jurassique qui, pour ces auteurs, jalonnent les contacts anormaux.

C'est dire si les opinions sont fort partagées. Cependant les très nombreux affleurements que j'ai observés et étudiés m'ammènent à considérer que la situation fort curieuse de ces blocs peut s'expliquer uniquement par des phénomènes d'ordre sédimentaire (interprétation de Repelin 1895). C'est pour cette raison que je décrirai, dans ce chapitre, et non dans la partie de cette étude consacrée à la tectonique, les principaux affleurements.

(1) Pourtant la feuille d'Uzès-le-Duc - que l'on doit à M. Dalloni - montre ce bloc calcaire dans le "Medjanien".

Age et faciès des blocs jurassiques

Il n'est pas question ici, étant donné l'allure de ces affleurements d'établir des coupes stratigraphiques. Je m'efforcerai de décrire les faciès des principaux blocs et d'étudier la faune qui s'y rattache.

1 - Les calcaires à grain fin - Des calcaires gris très clair à grain très fin, noduleux, apparemment bréchiques sont visibles dans cette zone. Ces bancs sont séparés par des niveaux plus marneux, verdâtres, rognonneux. La teinte gris verdâtre, l'allure bréchique de ces calcaires (fausses brèches) et l'aspect rognonneux des niveaux plus marneux sont très caractéristiques. Ces calcaires gris ont été rencontrés par M. Dalloni au Djebel Ostmane (1952, p.16), ils contiennent d'après cet auteur "des ammonites dont l'âge tithonique n'est pas douteux". Le type de ces calcaires peut être au point x:358,88 ; y:268,00 (Polvéche 1956, p.105) dans le talus de la route Inkermann-Tiaret (voir planche V)

M. Dalloni a recueilli dans des blocs identiques, un peu plus à l'W :

Calliphyloceras ptychoicum

Calliphyloceras kochi

Sowerbyceras loryi

Lytoceras cf. liebigi

Haploceras elimatum

Hemihaploceras cf. pugile

Berriasella cf. oppeli

Aptychus punctatus

J. Sornay a examiné mes échantillons, il a reconnu des :

Himalayites

Berriasella (cf. oppeli ?)

Les lames minces montrent toujours de très nombreuses Calpionelles (voir pl. V)

Calpionella alpina T.F.

- Calpionella elliptica F.
- Calpionella undelloïdes R.
- Stenomellopsis hispanica A.F.

- ainsi que des radiolaires :
- Spumellaria T.F.
 - Nassellaria T.R.

et des Zoospores de Globochaete alpina F.

Il s'agit donc de Tithonique quasi certain et parfois même de Berriasien.

2 - Calcaires construits - J'ai observé des blocs de calcaire construit ; M. Dalloni pour sa part en a trouvé plusieurs sur la feuille d'Uzès-le-Duc. Ce sont des calcaires noirs, durs, graveleux. Ces polypiers coloniaux sont très recristallisés. J'ai reconnu des Calamophylliopsis. M. Alloiteau a déterminé dans des blocs de la feuille d'Uzès-le-Duc (Dalloni 1952, p.34) les genres Bañeña et Stylina. Il s'agit de formes appartenant au Jurassique supérieur.

3 - Calcaires oolithiques et grumeleux. Les énormes blocs du Bou Hadjar montrent de gros bancs de calcaire grumeleux gris noirâtre avec des lits de calcaires pseudo-oolithique (pl. ✓). En lame mince on aperçoit toujours de très nombreux débris de fossiles - surtout d'échinodermes très triturés, dans un ciment de calcite. Certains lits sont pétris de térébratules ou de rhynchonelles. M. Dalloni a recueilli dans ces blocs de nombreuses ammonites dont j'ai retrouvé le plus grand nombre :

- Phylloceras plicatum Neum.
- Sowerbyceras tortisulcatum d'Orb.
- Peltoceras transversarium
- Peltoceras fouqueti
- Peltoceras cristatum
- Lissoceras erato d'Orb.
- Ochetoceras semifalcatum

Taramelliceras pseudo flexuosum
Perisphinctes du gr. birmendorfi
Euospidoceras oegir Cp.

des empreintes de Gasteropodes, d'Astartes et de très nombreux brachiopodes :

Terebratula insignis
Terebratula bissuffarcinata
Terebratula subsella
Glossothyris nucleata
Rhynchonella

M. Dubar a déterminé :

Terebratula cf. bradfordensis
Glossothyris nucleata
Rhynchonella cf. antiloba E. Desl
Rhynchonella cf. lammosa qu.

Il s'agit donc d'une faune identique à celle del'Ammonotico rosso du Bechtout. Mais ici, bien que l'on se trouve à quelques kilomètres seulement du Bechtout, le faciès est tout différent.

Dans la vallée de la Menasfa des blocs de calcaires de faciès identiques à ceux du Bou Hadja contiennent une faune un peu plus récente (Dalloni 1952^b p.24):

Sowerbyceras loryi
Taramelliceras trachynotum
Taramelliceras pseudoflexuosum
Lissoceras tenuifalcatum
Creniceras dentatum
Maagerina auberti
Aspidoceras longispinum
Aspidoceras microplum

et de nombreux brachiopodes

La faune est ici franchement kimméridgienne.

C'est donc uniquement des blocs de Jurassique supérieur que l'on observe dans l'Allochtone. Je n'ai pas retrouvé de faune antérieure à l'Argovien.

Bien entendu tous les blocs n'ont pu être datés car ils ne contiennent pas tous une faune suffisante. Mais les faciès sont bien homogènes aussi je pense que l'on peut attribuer sans risquer de se tromper, l'ensemble des blocs recueillis dans l'Allochtone au Jurassique supérieur. Il est par ailleurs impossible de confondre ces débris avec des couches non jurassiques, leurs faciès sont par trop caractéristiques.

Dans l'Allochtone l'Argovien, le Rauracien et le Kimméridgien sont certainement représentés par des calcaires grumeuleux gris-noir et par des calcaires oolithiques. Le Tithonique est bien daté à la fois par des ammonites et par des tintinnoïdiens. Les faciès du Jurassique supérieur sont, ici, totalement différents des faciès du Bechtout et du Bou Rheddou. La partie inférieure du Malm apparaît dans les Chouala, plus néritique encore qu'au Bechtout ^{avec la} présence de calcaires oolithiques, détritiques, ~~et~~ abondance de faunes récifales (brachiopodes, polypiers).

Le Malm supérieur apparaît ici, par contre, avec une faune nettement plus pélagique. Aux calcaires graveleux du Bechtout, font place les pseudobrèches à grain très fin, excessivement riches en calpionnelles - toutes les lames minces présentent de très nombreuses coupes de tintinnoïdiens - et à ammonites fort nombreuses.

Les faciès des blocs jurassiques des Chouala sont aussi fort différents de ceux de l'Ouarsenis. Il s'agit d'un faciès tout à fait particulier à l'Oranais. Il n'est pas, bien entendu, question d'en déduire des remarques paléogéographiques avant d'avoir étudié quelle peut être l'origine de ces blocs ; je décrirai donc tout d'abord rapidement les principaux affleurements jurassiques des Chouala

1 - Les blocs jurassiques dans le Crétacé des Chouala

a) - Situation géographique - Cadre tectonique

La grande majorité des blocs de roches jurassiques observées se trouvent dans un même ensemble tectonique que j'ai nommé : Unité des Chouala. La plupart se rencontrent au voisinage de Montgolfier, au NW du Bechtout. Je n'ai jamais observé de blocs jurassiques dans l'Unité sénonienne sus-jacente qui s'avance pourtant largement, comme en témoigne la fenêtre de l'oued Malah, au-dessus de cette Unité. Je considère qu'il s'agit là d'un argument majeur concernant et la distinction des deux unités et l'origine de ces blocs.

Si les opinions émisent au sujet du processus de mise en place de ces blocs sont aussi différentes (voir historique) ceci résulte des difficultés que l'observateur éprouve à apprécier les rapports entre les blocs jurassiques et les séries voisines. Les rochers jurassiques sont parfois épars sur les plateaux, ils sont démantelés et l'érosion fort active les a parfaitement dégagés de leur gangue mameuse. Souvent ces blocs sont éboulés, ils ont glissé le long des pentes mameuses et nous les retrouvons à divers niveaux sur les versants des vallons et au fond des ouedi. Il est dans de nombreux cas ~~très~~ difficile de juger s'il s'agit de rochers en place ou de blocs éboulés. Les affleurements rocheux observés au fond des vallées doivent le plus souvent être considérés comme non en place. Ce sont les seuls qui apparaissent vraiment enracinés. Quelques rares coupes sur les flancs de vallons montrent cependant des blocs incontestablement en place ; ceux-ci, seuls, seront retenus pour étudier le mode de mise en place de ces curieux lambeaux de jurassique.

b) - Caractères généraux des affleurements

Nature des blocs : ce sont toujours des blocs de calcaire plus ou moins dur, pseudo oolithiques, graveleux ou grumeleux.

Une seule exception, au point $x:353,2$; $y:253,1$, où apparaissent des minces lits de grès fin à ciment calcaire.

Importance : ces blocs sont de toute taille. Les plus volumineux affleurent sur 300 m², la stratification a été conservée, et les bancs qui les composent ne paraissent pas dérangés ($x:352,2$; $y:257$).

On observe aussi de petits blocs dont le volume ne dépasse pas 1 dm³.

Morphoscopie : Aucun classement n'a été observé, gros rochers et petits cailloux sont visibles côte à côte.

Les plus gros blocs ne semblent jamais roulés. Ils ne présentent généralement aucune trace d'usure prononcée. Les arêtes ne sont cependant jamais très aiguës. La forme des gros blocs est le plus souvent grossièrement cubique ; certains ^{d'entre eux} constituent par contre d'énormes dalles car leur épaisseur est nettement inférieure aux autres dimensions.

Les bancs sont, dans les gros blocs, nettement visibles. Ces blocs ne paraissent pas avoir subi des efforts tectoniques internes car la stratification est régulière et tout à fait normale. Les pendages ne sont qu'exceptionnellement verticaux.

Certains petits blocs présentent parfois de nettes traces d'usure surtout lorsqu'ils sont isolés. Ils peuvent alors être considérés comme roulés. D'autres, par contre, ont gardé des contours effilochés ce qui élimine immédiatement tout transport individuel, sans matrice.

c) - Etude des affleurements

1 - Dans la fenêtre des Chouala

1) Au N du Kat Chadli ($x:342$; $y:267$) entre les ouedi Bahbah et Malah, on observe de nombreux blocs de Jurassique, certains atteignent plusieurs m³. La plupart sont constitués par

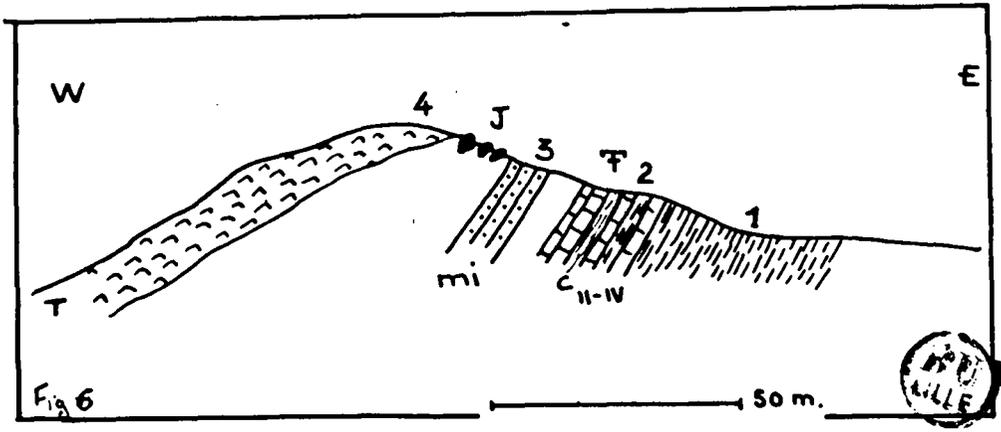
des calcaires pseudo-oolithiques noirs. Certains sont pétris de Rhynchonella cf. antiloba E. Desl. Je ne peux apporter aucun argument tectonique concernant leur situation. L'affleurement est très mauvais; ces blocs sont mêlés à des grès probablement miocènes. De nombreuses roches triasiques sont aussi visibles dans cette zone; il s'agit d'un filon de Trias démantelé constituant la base du Sénonien supérieur. Retenons simplement que ces blocs sont situés dans l'Unité des Chouala, à son extrémité septentrionale, près d'un filon de Trias, et qu'ils sont accompagnés de grès tertiaires disloqués. Le tout repose en calotte sur des marno-calcaires néocomiens.

2) Au N du confluent des O. Allala et Malah (X:342,70; y:267,8), de petits blocs de calcaire construit d'âge jurassique sont visibles dans des éboulis, sous une lame de Trias qui marque ici encore la base du complexe sénonien susjacent. Aucun de ces blocs ne paraît roulé. Ces calcaires sont formés par des polypiers coloniaux très recristallisés (Calamophyllidae). Des calcaires construits d'aspect très voisin ont été observés plus à l'W par M. Dalloni. Ils seraient emballés dans le Trias. Ici, l'affleurement ne permet pas d'être aussi catégorique.

3) Au Sidi Seba Achir (x:345,6; y:269,3), on observe d'énormes blocs de calcaire oolithique noir sous des cargneules triasiques. Au-dessous des calcaires jurassiques apparaissent les marnes du Crétacé inférieur. Il s'agit des blocs les plus septentrionaux que j'aie rencontrés.

4) A l'W de Sidi Rached, une trainée de très gros blocs de calcaires oolithiques est visible parallèlement au cours de l'O. el Malah, sur près de 3km (x:343; y:264). Les rochers figurés sur la carte topographique au 1/50.000e sont jurassiques. Ces blocs paraissent associés à une barre de grès oligocènes mais je n'ai pu, malgré de longues recherches, préciser les rapports existant entre ces deux séries.

On peut lever la coupe suivante :

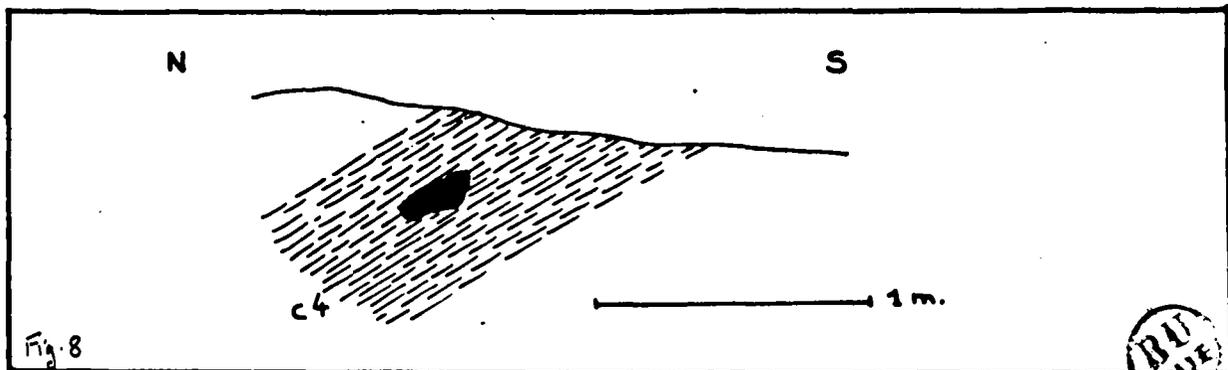


Toute interprétation paraît illusoire.

5) Au S des affleurements précédents, sur le plateau, au Ardj. el Abaidh, des blocs identiques sont aussi visibles, ils doivent appartenir à la même traînée (1)

6) Au Kat el Melab (x:351,4 ; y:264,3), de très nombreux blocs disloqués sont épars sur le plateau. Les rochers visibles au fond des vallons doivent être considérés comme des éboulis (fig 7) Ils surmontent une barre marno-calcaire barrémienne. Un peu plus au N, le long du chemin menant au Kat el Melab (648m) des marnes schisteuses bleutées à plaquettes calcaires sur lesquelles se trouvent des débris d'ammonites malheureusement indéterminables, contiennent de petits blocs de calcaire jurassique. Ici aucun doute n'est possible, les blocs nettement roulés sont bien inclus dans les marnes. Celles-ci doivent, d'après le faciès, appartenir à l'Albien ou au Cénomaniens (fig 8)

Fig. 7



7) Kat Chefa. Une coupe intéressante est visible au col situé entre le Kat Chefa (x:347 ; y:263,7) et le Marabout Sidi ben Abed construit sur des grès tertiaires. Elle permet d'observer un mince niveau de blocs calcaires à angles bien émoussés, de 1 à 2 dm de diamètre, formant un lit assez continu. Ce niveau constitué par des calcaires oolithiques d'âge jurassique est inclus entre deux séries marno-calcaires. La série supérieure est d'âge Waconien, la série inférieure est mal datée par des ammonites pyriteuses probablement barrémiennes. Ces couches jurassiques sont visibles à la base d'un niveau schisteux, noir, azoïque, épais d'une dizaine de mètres.

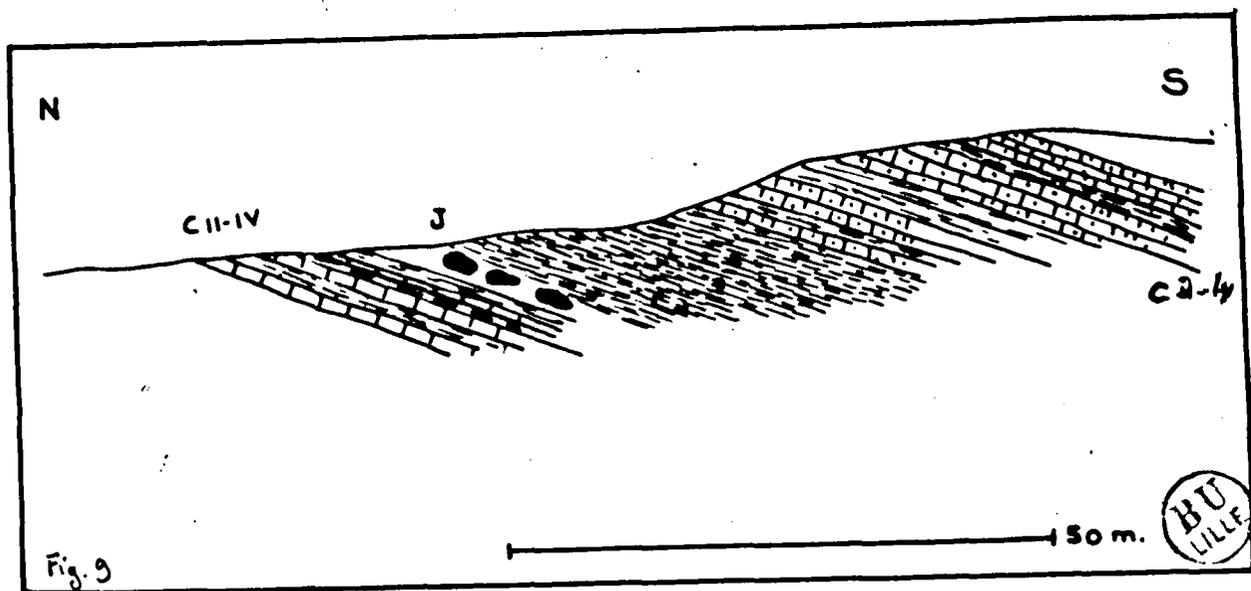


Fig. 9

Ici encore les blocs calcaires que l'on peut rattacher sans aucun doute au Jurassique sont nettement stratifiés. Ils paraissent délimiter deux séries d'âge différent, l'une inférieure probablement barrémienne autant qu'on puisse en juger par les ammonites écrasées que j'ai recueillies, l'autre schisteuse et albo-cénomaniennne si l'on se réfère aux faciès et si l'on n'admet aucune solution de continuité entre les schistes et les marno-calcaires sus-jacents bien datés.

2- Environs de l'O. Bou Hadjar

Sur la rive gauche de l'O. Bou Hadjar réapparaît une série complexe contenant les mêmes éléments que dans la vallée de l'O. Malah. Il s'agit de la même Unité dite des Chouala qui perce à nouveau, grâce à des accidents complexes, la couverture sénonienne. Malheureusement l'excellent repère de la base de l'Unité sénonienne : le Trias, fait complètement défaut. Aussi, il est très difficile de délimiter les deux Unités. Ici encore de nombreux blocs de Jurassique sont visibles dans la série des Chouala.

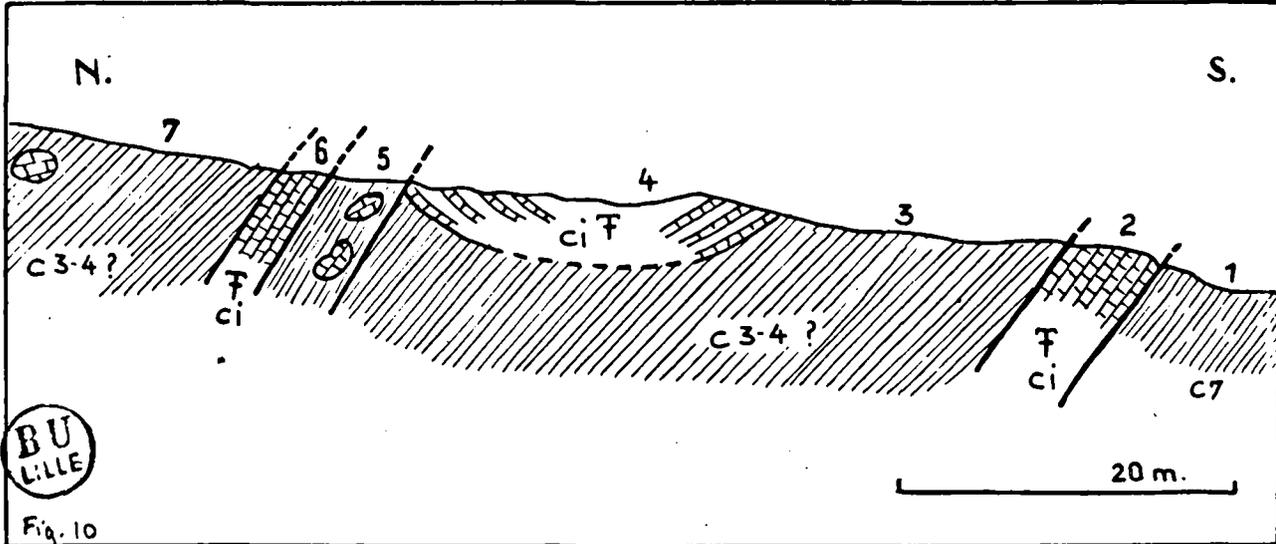
Au point : x:352 ; y:257. Plusieurs gros blocs, dont l'un affleure sur plus de 300 m² sont visibles ^{à cet endroit} ; ils jonchent le sol dans la vallée. Il est difficile d'admettre qu'ils sont en place. Je pense que ces blocs calcaires ont glissés sur les flancs du vallon et qu'ils se trouvaient sur les sommets visibles à l'W, où l'on retrouve d'ailleurs des blocs identiques. Ils ~~appartiennent~~ sur des marnes grises sénoniennes.

Le plus gros de ces blocs contient des bancs pétris de térébratules. Les calcaires sont généralement très riches en débris détritiques.

En suivant la piste tracée sur la rive gauche de l'O. Hadjar et qui, par les sommets, en passant par le Dj. Menarat, relie les fermes de l'O. Guitoun à la région de Montgolfier, on retrouve toute une série de blocs parfois énormes de calcaire jurassique qui occupent les sommets sur près de 2 km de longueur.

M. Dalloni a signalé (1952, p.24) leur existence. J'ai pu faire dans cette zone de nombreuses coupes. Voici les plus intéressantes (J'ai éliminé tous les cas où l'observation pouvait laisser le champ libre à l'interprétation).

a) Coupe dans un ravin (x:352,35 ; y:256,52).



- 7) - marnes schisteuses ^{azoïques} (albo-cénomanienne ?) contenant de rares blocs de calcaire oolithique jurassique ;
- 6) - calcaire néocomien ⁽¹⁾ 2 m ;
- 5) - blocs de calcaire jurassique nettement inclus dans les marnes
- 4) - calcaire marneux néocomien (20 m) ;
- 3) - marnes schisteuses azoïques ;
- 2) - calcaire marneux ; 6 m Néocomien ;
- 1) - marnes noires à délit conchoïde : Campanien ;

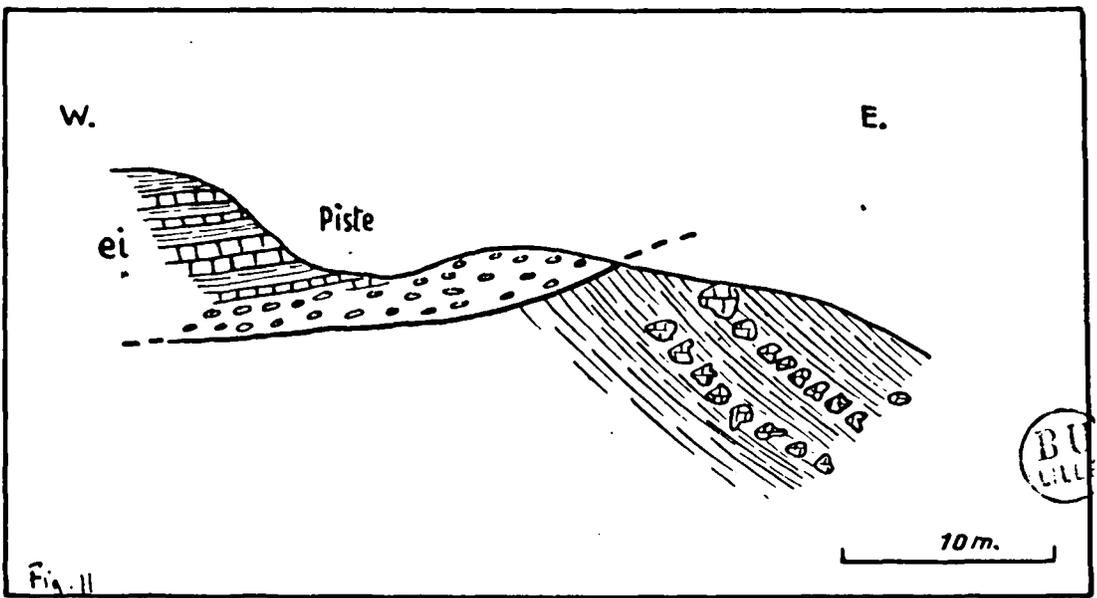
(1) daté par des ammonites pyrénéennes.

b) Coupe prise à 200 m. à l'E de la précédente /

Voir fig. 101 p. 533

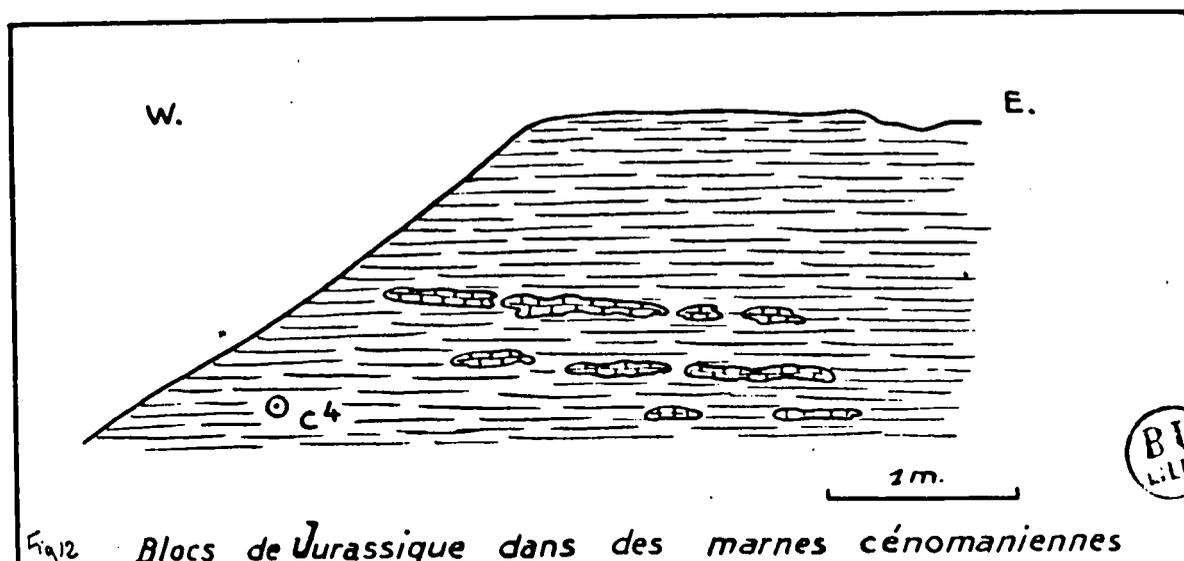
- 4) - gros blocs de calcaire jurassique à oolithes?
Nombreuses térébratules ;
- 6) - marnes schisteuses et calcaires en plaquette
(albien supérieur ?) ;
- 5 - un conglomérat de galets jurassiques.
- 6) - marnes schisteuses, 50 m, avec petits blocs de calcaire jurassique paraissant roulés.
- B) - gros blocs de calcaire jurassique à oolithes ;
- a) - calcaires néocomiens.
- 1) - Marnes noires Campaniennes

Un peu plus au N (x:354,0;y:257,8), une autre coupe montre deux lits de blocs calcaires assez bien roulés (~~voir photo~~). Ces calcaires jurassiques sont très fossilifères et on retrouve la même faune de térébratules visible plus au S. Ces blocs atteignent environ 50 cm de diamètre et sont nettement inclus dans des marnes schisteuses noires, très chiffonnées, azoïques. Cette série est surmontée par des calcaires rognonneux de l'Éocène inférieur (pl. VI et VII)



Au N du complexe synclinal éocène du Béni-Louma on observe une autre trainée de calcaires jurassiques. Elle est constituée souvent par des blocs énormes de calcaire oolithique ou à grain fin, alignés sur une même ligne orientée NW - SE. Il est généralement impossible d'interpréter la situation de ces blocs calcaires dont certains dépassent 100 m³. Les faciès sont identiques à ceux du Dj. Hadjar. Ils contiennent les mêmes faunes. Les gros blocs (x:353 ; y:253,2) ne paraissent pas roulés. Je signalerai la présence à ce point d'une série gréseuse associée aux blocs

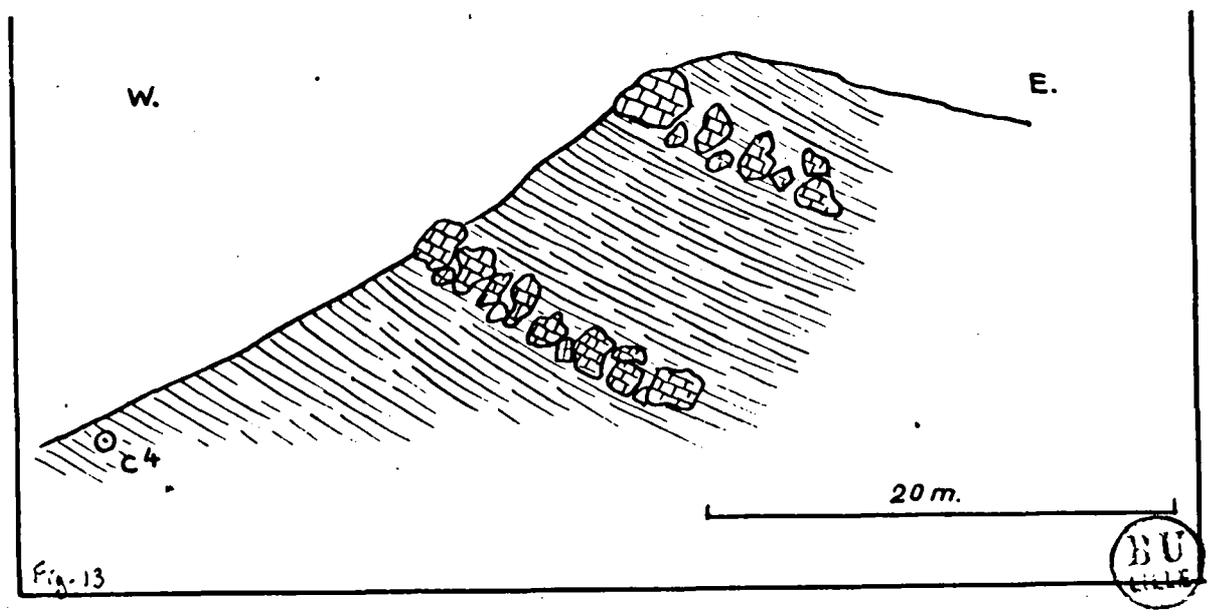
calcaires. Il s'agit d'un grès fin, à ciment calcaire, en bancs de 7 à 10cm. Je n'ai pas recueilli de fossiles dans ces grès. Dans toute cette zone on ne peut observer qu'en un seul point les rapports existant entre les marnes et les blocs jurassiques; voici la coupe que l'on peut dresser, grâce à un arrachement, dans un ravin qui traverse la piste menant au Bechtout.



Les blocs calcaires non roulés sont alignés et stratifiés en plusieurs lits dans des marnes noires schisteuses. Les calcaires m'ont fourni une microfaune tithonique et quelques mauvais débris d'ammonites. Les marnes contiennent une faune très pauvre du Cénomanien.

Au Kat Ostmane (x:355,5; y:255,6), M. Dalloni (1952-B) p.26 avait déjà signalé l'existence de rochers jurassiques sur ce Djebel, mais sans apporter de précisions concernant leur situation tectonique. Il n'avait probablement observé que la partie S de cet affleurement où il est impossible d'apprécier la situation exacte des blocs jurassiques, par ailleurs bien datés par une belle faune tithonique (Calpionelles). A cet endroit, les blocs en très grand

nombre jonchent le sommet fort plat du Djebel. Par contre les ravins qui entament la partie W du Kat Ostmane fournissent une coupe particulièrement claire et facile à interpréter.



On observe dans des marnes noires schisteuses très tectonisées qui m'ont fourni dans le vallon, au pied du K^{at}, une microfaune cénomanienne, deux lits visibles sur plusieurs centaines de mètres de blocs calcaires stratifiés dans les marnes. Ces blocs sont généralement à l'état de calcaire graveleux, oolithique ou pseudo-oolithique, riche en débris d'organismes roulés (polypiers, brachiopodes, échinodermes, etc...). Ils contiennent parfois des niveaux entièrement pétris de téra-bratules.

Il ne me paraît pas exister de différence d'âge entre les deux niveaux calcaires. Ce sont les mêmes marnes, parfois plus calcaires et se délitant ^{also} en grossières plaquettes qui englobent tous ces blocs.

Les blocs jurassiques sont de toutes tailles. Les plus gros atteignent plusieurs dizaines de mètres cubes, les plus petits 1 dm³ environ. Certains apparaissent légèrement roulés, d'autres par contre ont gardé des angles vifs. Les blocs ne sont pas calibrés, petits et gros blocs sont visibles côte à côte. On observe aussi quelques blocs de grès fin identiques à ceux signalés ci-dessus.

Il est impossible de nier dans ces conditions que les blocs jurassiques soient stratifiés dans des marnes cénomaniennes. Ils ne peuvent ici qu'avoir une origine sédimentaire. Les affleurements décrits ci-dessous par contre montrent des blocs jurassiques dans des séries plus récentes.

II - Blocs inclus dans des séries plus récentes que le Crétacé moyen

1) Le bloc du Dj. Annk el Hamar (x:358,8 ; y:268) c'est l'affleurement jurassique le plus spectaculaire et le plus facilement accessible de toute la région.

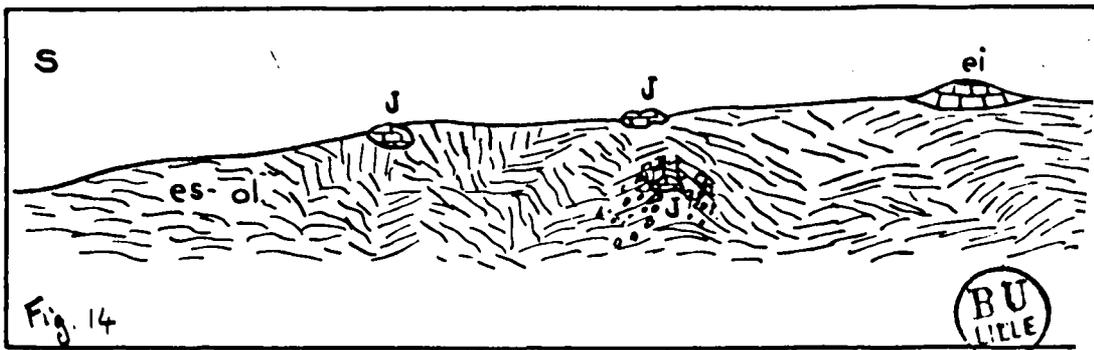
Il s'agit d'un énorme bloc de calcaire tithonique coincé dans des marno-calcaires oligocènes. Il est situé dans la vallée de l'O. Rlou et constitue le support d'une pile du pont sur lequel passe la route Inkermann-Tiaret. Les bancs sont conservés. J'ai déjà décrit cet affleurement (Polvéche 1956, p.103). Le bloc jurassique se présente sous forme de coin dont la base s'élargit pour atteindre une quinzaine de mètres. S'éfilant vers le haut, le bloc n'est pas visible en entier, la partie la plus large atteint une quinzaine de mètres. Signalons simplement que l'allongement du bloc, autant qu'on puisse en juger, est approximativement parallèle aux couches oligocènes qui l'entourent, ce qui constitue un argument en faveur d'une origine sédimentaire. J'ai admis (op. cite, p.113) qu'il s'agissait d'un bloc jurassique emballé dans les marnes oligocènes et charrié avec elles (voir pl. VI).

2) Le Jurassique de l'O. Menouara et du Kat Berragda

Une autre bande de blocs calcaires jurassiques est visible sur la rive droite du Dj. Menouara, elle se poursuit plus ou moins régulièrement vers le NW pour atteindre le pied du Kat Berragda, au N de Montgolfier. Il s'agit des blocs jurassiques les plus méridionaux. Ces blocs sont rares et généralement peu importants. Ils apparaissent légèrement roulés. Ce sont habituellement des calcaires oolithiques ou pisolithiques ; on observe plus rarement des blocs de calcaire à grain fin à ammonites difficilement dégageables. Certains sont pétris de rhynchonelles. D'autres montrent des polypiers coloniaux et des algues. Ils présentent donc les mêmes faciès que les blocs déjà étudiés.

Leur situation stratigraphique est toujours fort confuse. Je n'ai jamais pu observer de bonnes coupes permettant d'apprécier la position des "cailloux" jurassiques qui doivent appartenir au Malm.

Pour fixer les idées, voici la coupe observée au pied du Kat Berragda :



La série marno-schisteuse noire sur laquelle repose nt les blocs jurassiques est comprise entre une série supérieure sénono-yprésienne et un complexe oligo-miocène.

3) - Le Jurassique du Dr. el Habacha

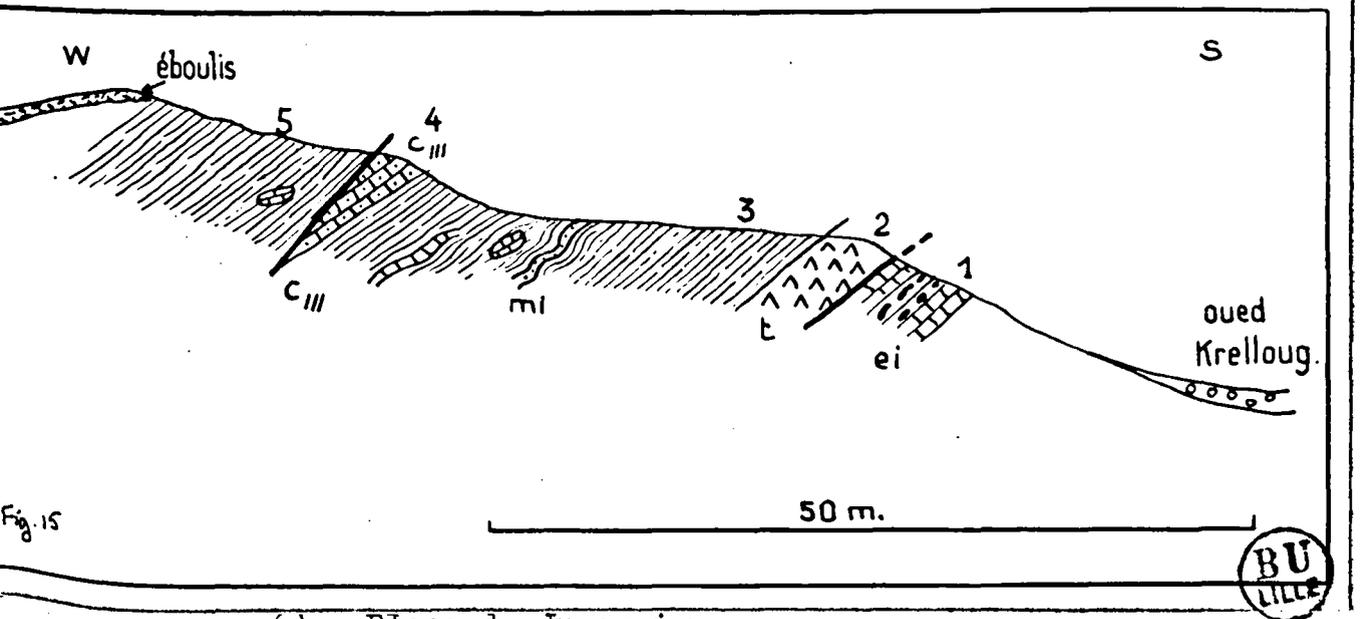
Au pied du Dj. Fkirine, constitué par des grès et marnes oligocènes, on observe des blocs jurassiques à grain fin dans lesquels on distingue de nombreux petits débris de fossiles remaniés et de très abondantes sections de Globochaete alpina. Ces blocs paraissent roulés ; leur situation tectonique nous est inconnue.

Plus à l'E, de l'autre côté de la route de Montgolfier, sous une barre calcaire yprésienne, j'ai observé de petits blocs de quelques décimètres de calcaire oolithique jurassique (y:253; x:340,3). Ces blocs sont inclus dans une série de marnes chocolat qui ne m'ont malheureusement pas fourni de microfane. Elles pourraient représenter le Lutétien supérieur ou l'Oligocène inférieur.

Cette bande jurassique semble se poursuivre vers l'W sur la feuille d'Uzès-le-Duc où M. Dalloni note un affleurement de Jurassique dans l'oued qui traverse le massif éocène du Dr. el Ahmed. Il s'agit très probablement d'un bloc éboulé. Un autre "pointement" jurassique, sur le même alignement, est visible dans des marnes "medjaniennes" au NW du Sidi Bou Roukouptine. Plus à l'W encore, cette trainée jurassique se poursuivrait par l'importante barre de Sidi Mohamed ben Aouda qui surgit dans le Crétacé inférieur. La situation de ces blocs sur la feuille d'Uzès-le-Duc ne paraît pas sensiblement différer de celle que j'ai pu observer plus à l'E. Aussi, il m'a paru inutile d'aller les étudier tous. Au cours d'une rapide tournée sur cette feuille, j'ai retrouvé d'autres blocs jurassiques inclus dans des marnes crétacées. Il s'agit de gros blocs roulés de calcaire oolithique. Les coupes que j'ai pu lever au N de l'O. Krelloug, le long de la piste menant à la

Maison forestière de Tassalet, sont extraordinairement complexes.

En voici un exemple :



- 6) - Blocs de Jurassiques
 5) - Lentille de grès à microfaune miocène : quelques décimètres d'épaisseur.
 4) - Calcaire blanc cireux : Néocomien ;
 3) - Marnes schisteuses (Crétacé inf. ou moyen) ;
 2) - Trias ;
 1) - Calcaires yprésiens ;

Cette coupe nous rappelle les réflexions de M. Kieken et J. Magné (1957) concernant les remaniements lithologiques et faunistiques observés dans le Bartonien des Kat Agachi et El Assela, surtout que, à quelques centaines de mètres à l'W, j'ai pu dater au-dessus d'un filon de Trias des marnes bartoniennes. Peut-on considérer avec ces auteurs qu'il s'agit de vastes remaniements d'âge bartonien, de "glissements en masse à partir de cordillères émergées vers des talus sous-marins assez fortement pentés"? Il ne peut être question ici de glissements d'âge bartonien car le Miocène est représenté dans ces dépôts. Je préfère pour ma part expliquer cette coupe par des accidents d'ordre tectoniques.

III - Le Jurassique en galets dans un conglomérat de transgression

a) - Galets dans l'Oligocène

1 - Au Dj. Guirès en outre on observe de petits galets de Jurassique inclus dans les grès oligocènes.

Les faciès sont fort variés. Ce sont soit :

- des calcaires noirs à pseudo-oolithes
- des calcaires à débris avec des pseudo-cyclamines
(photographie, pl. IV)
- des grès fins contenant des tests de brachiopode
(photographie, pl. IV)

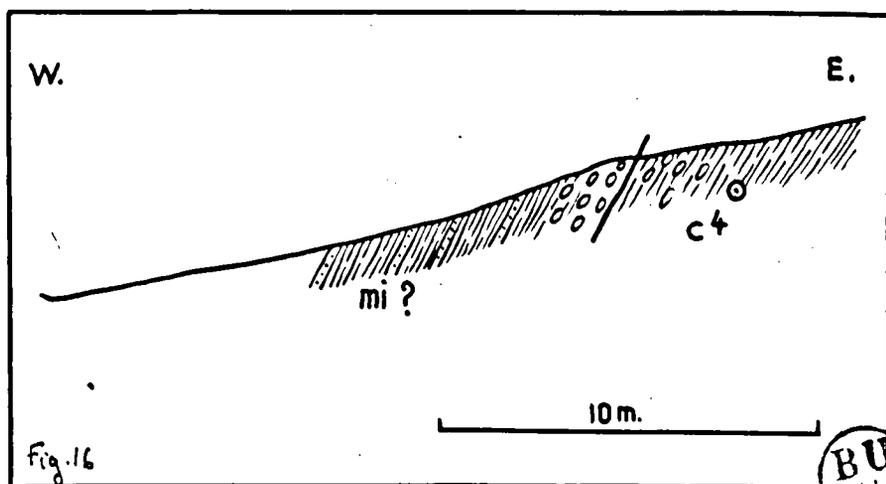
2 - Haute vallée de l'O. el Malah - M. Dalloni a signalé plusieurs blocs de Jurassique sur les pentes de cette vallée, au pied du Marabout Sidi Merzoug. La plupart nous apparaissent éboulés, ils ont glissé sur les pentes. Près du Marabout Sidi Merzoug, un niveau de grès dont l'épaisseur visible atteint 4 à 5 mètres contient à la base un lit de galets de calcaires jurassiques. On y rencontre exclusivement des blocs de petite taille de l'ordre du décimètre, il s'agit de calcaires à grain fin ou à grosses oolithes. Quel est l'âge de cette série gréseuse ? Au premier abord on serait tenté de les considérer comme barrémien ; les délits marneux qui séparent les bancs gréseux contiennent une belle faune caractéristique de cet étage. De plus des ammonites crétacées apparaissent sur ces blocs. Une observation plus attentive montre que la macrofaune est pyriteuse, elle ne peut donc avoir le même âge que les grès. Il s'agit, bien que l'on n'observe pas de trace d'usure, de fossiles remaniés. Pour ma part, à la lueur de toutes les observations que l'on peut faire dans cette zone, je pense que ces grès sont tertiaires. J'ai retrouvé des grès oligocènes bien datés présentant un faciès absolument identique à ceux de la haute vallée de l'O. Malah, un peu plus à l'W. Les faunes du Crétacé ne sont pas en place. La transgression oligocène a remanié et des

- Conglomérat épais de 0,5 à 1^m, constitué par des blocs roulés, non cimentés, de 5 à 20 cm de diamètre. On y observe :

- des calcaires jurassiques pseudo-oolithiques noirs ;
- des calcaires pétris de Lépidocyclines (Oligocène)
- des blocs silicifiés, très durs, mal roulés.

Ce conglomérat est d'âge au moins oligocène. Je pense qu'il est préférable, compte tenu des observations faites dans d'autres zones, de placer ce niveau dans le Miocène.

- Des marnes grisâtres contenant des rognons de calcaire gris argileux supportent ce conglomérat. A 200 m de là, un prélèvement de marnes m'a fourni de nombreux foraminifères du Cénomanién.



Les blocs jurassiques se trouvent donc ici dans un conglomérat de transgression probablement miocène.

2 - Au Cheffaïa, sous des marnes miocènes bien datées par des foraminifères, j'ai observé un niveau conglomératique à petits galets de calcaires oolithiques jurassiques. Ici, indiscutablement, le Jurassique est en galets dans un conglomérat d'âge miocène.

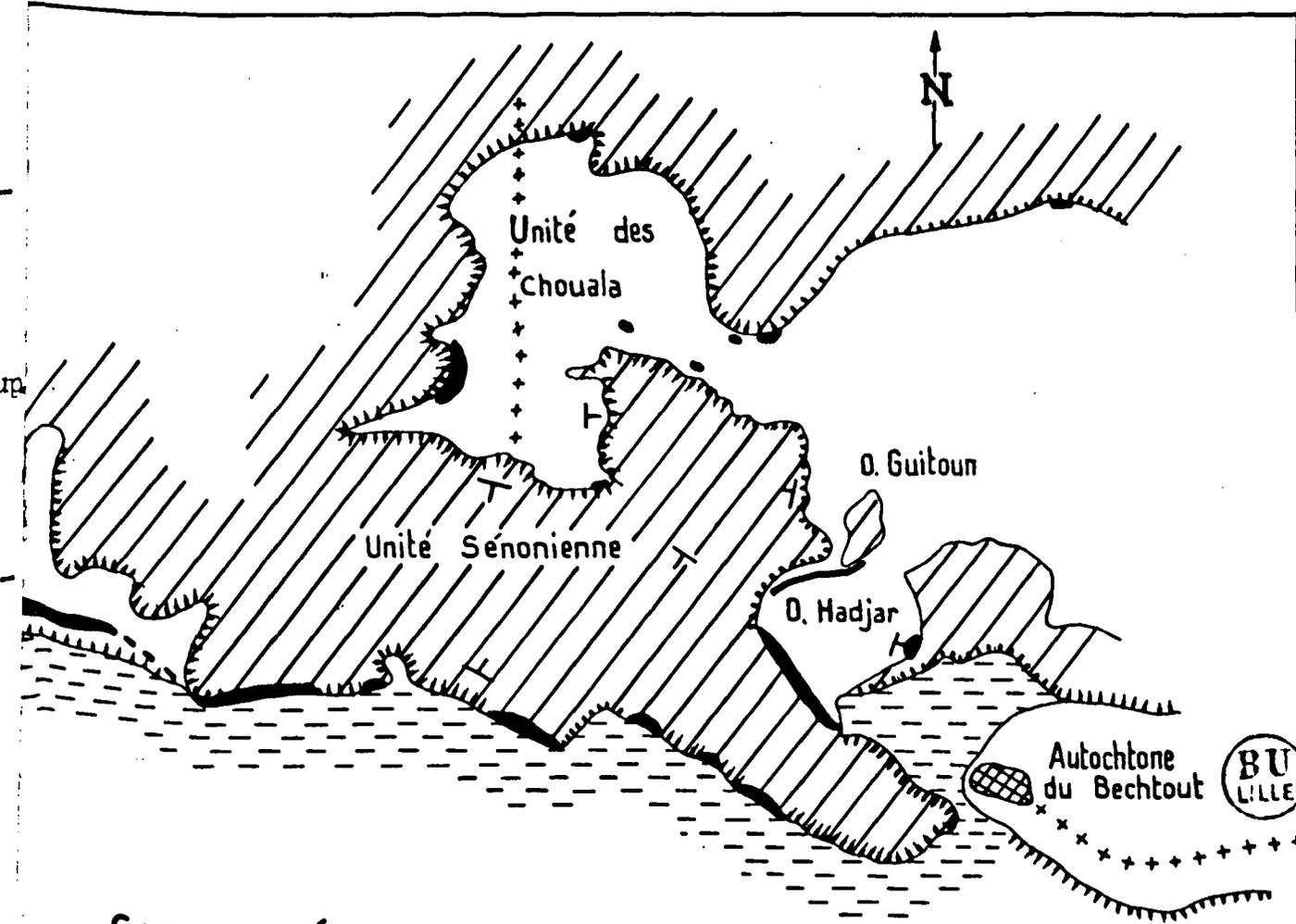
Origine des blocs jurassiques. Mode de mise en place.

Il est inutile je pense de discuter l'interprétation de M. Dalloni : Jurassique sub en place, extrudé. Aucune coupe ne permet d'affirmer que les blocs jurassiques sont en place ou simplement extrudés. Le style tectonique de toute cette zone, à lui seul, nous interdit d'envisager cette hypothèse.

M. Kieken et J. Magné admettent que des blocs jurassiques jalonnent des contacts anormaux. Il ne peut s'agir que de cas particuliers. Les contacts anormaux étant très nombreux dans cette zone, on peut généralement retrouver des accidents importants près de ces blocs, mais rien ne permet d'affirmer qu'il existe des relations entre le Jurassique et les grands accidents; ce serait là aussi méconnaître le style tectonique tout à fait particulier de la région où dominent les contacts anormaux tangentiels résultant de glissements et non de cassures profondes affectant la série jurassique sous-jacente. On peut aussi expliquer la plus grande abondance de blocs au voisinage des contacts anormaux en supposant que les chevauchements ont laminés les séries marnieuses à blocs jurassiques. Ceux-ci seuls ont résisté, ils ont pu être "ratissés" lors des déplacements tangentiels aussi dans les zones très tectonisées ils peuvent représenter le résidu - le squelette - de séries laminées. On peut admettre alors dans ce cas qu'ils soulignent certains contacts anormaux (voir fig. 17)

Ces interprétations n'expliquent pas toutes les observations décrites ci-dessus. Résumons rapidement les faits :

Si on élimine toutes les coupes dont l'interprétation n'est pas immédiate, c'est-à-dire celles qui ne montrent pas de



CARTE SCHEMATIQUE MONTRANT LA SITUATION DES PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS JURASSIQUES

BU LILLE

nets rapports entre le Jurassique et les autres séries, on constate que les blocs apparaissent :

- 1 - associés au complexe triasique,
- 2 - en galets dans des conglomérats de base de l'Oligocène ou du Miocène,
- 3 - en trainées stratifiées dans des marnes que l'on peut rapporter soit à l'Albien supérieur ou au Cénomanién, soit à l'Oligocène.

Cette dernière manière d'être du Jurassique étant, de loin, la plus fréquente.

On conçoit très facilement la présence de blocs jurassiques dans le complexe triasique. C'est, en effet, un phénomène banal d'observer des débris de roches post-triasiques dans les lames de Trias. Lors du diapirisme le Trias a entraîné avec lui des blocs qui se trouvaient sur son passage.

On explique encore simplement la présence de galets jurassiques dans des conglomérats de transgression. La mer oligocène ou miocène s'est avancée sur une série presque essentiellement marneuse (calcaires marneux du Néocomien, marnes et schistes de l'Albo-cénomanién), les seules roches dures étaient représentées par des blocs jurassiques inclus dans ces marnes ; eux seuls ont pu se transformer en galets ce qui explique que l'on retrouve, le plus souvent, dans les zones à blocs de Jurassique exotiques, un conglomérat constitué presque exclusivement par des galets jurassiques.

Par contre, il est plus difficile d'expliquer la présence de blocs jurassiques inclus dans les séries du Crétacé moyen. Les coupes décrites ci-dessus montrent amplement qu'il faut admettre un processus sédimentaire et non tectonique pour expliquer leur mise en place.

Les petits blocs inclus dans les marnes ont pu être roulés les plus gros et ceux ayant gardé des formes anguleuses n'ont pu que glisser sur des pentes marneuses. Il s'agit donc de klippen

sédimentaires telles que le conçoit P. Lamarre. Ces blocs jurassiques ne peuvent provenir que de falaises démantelées. Une partie des blocs a pu être entraînée assez loin du rivage ; les gros blocs ont simplement glissé mais étant donné l'aire de répartition de ces blocs - on les observe dans ma région d'étude sur une superficie de près de 400 km² - ils ont pu être entraînés très loin. Rappelons que l'on connaît des klippes sédimentaires fort importantes résultant de glissements sous-marins de plusieurs dizaines de kilomètres.

Comme la plupart des blocs jurassiques sont inclus - et stratifiés - dans des marnes de l'Albo-cénomaniennes, c'est durant cette période que les falaises jurassiques ont été attaquées par la mer. Les deux niveaux du Kat Ostmane doivent correspondre à deux éboulements majeurs.

Quant aux rares blocs inclus dans l'Oligocène, on peut admettre qu'il s'agit soit de la suite du démantèlement de la falaise jurassique, soit d'un remaniement, lors de la transgression oligocène, de marnes du Crétacé moyen à blocs jurassiques. Ceux-ci inclus dans le Nummulitique, auraient été remaniés deux fois.

On peut aussi admettre, si l'on hésite à supposer l'existence, durant le Crétacé moyen, d'îles jurassiques, que les blocs résultent du démantèlement d'une ou de plusieurs extrusions identiques à celles qui ont fait affleurer le Jurassique de bou-Caïd-Molière. Je préfère pour ma part la première solution. Dans le cas d'extrusions, il serait logique d'observer des blocs représentant toute la série jurassique et non pas seulement le Jurassique supérieur comme c'est le cas ici. Les affleurements ayant fourni les blocs jurassiques devaient seulement être constitués par des roches du Malm ce qui nous incite à supposer que les couches jurassiques n'avaient pas été affectées par d'importants mouvements tectoniques, à moins que les séries antérieures ne soient pas représentées dans la zone où ce sont déposés ces sédiments.

On peut être tenté d'essayer de localiser le ou les affleurements jurassiques d'où proviennent ces blocs en recherchant à délimiter les zones les plus riches en roches jurassiques. Cette étude serait intéressante et fructueuse si on ne savait pas que les rochers jurassiques se trouvent dans des nappes fort complexes. La situation actuelle des blocs ne correspond certainement pas à leur position originelle, ce qui rend impossible tout essai de reconstitution paléogéographique.

Conclusion.

Si on excepte les quelques affleurements dont la situation tectonique est mal précisée, tous les blocs de Jurassique se trouvent dans une même Unité tectonique: celle des Chouala.

Retenons que tous ces blocs appartiennent fort probablement au Jurassique supérieur. Leurs faciès sont nettement différents de ceux des couches de même âge en situation normale visibles au Bechtout et au Bou Rheddou.

Dans la majorité des cas, leur mode de mise en place ne résulte pas d'accidents tectoniques; il s'agit de klippes sédimentaires. Seuls quelques blocs ont pu être arrachés lors des montées diapiriques du Trias. Ainsi, la première explication proposée pour justifier la présence de ces blocs dans le Crétacé, celle de Repelin, n'est exacte.

Je démontrerai plus loin que l'Unité des Chouala est charriée; les blocs de Jurassique se sont donc déplacés avec leur emballage crétacé ou oligocène, ils proviennent d'affleurements situés nettement plus au N que ceux du Bechtout et du Bou Rheddou. Les reliefs émergés au Crétacé moyen devaient être assez nombreux et importants pour assurer un large éparpillement des blocs jurassiques.

On peut résumer ainsi l'histoire de ces blocs exotiques d'âge jurassique:

- I- Dépôts des sédiments du Malm inférieur. La mer est peu profonde, il s'agit de couches à faciès néritique.

moins lithoreux

au tithonique les faciès sont ~~probablement plus profonds~~, les rivages sont plus éloignés, la faune est exclusivement pélagique.

- 2 - formation de reliefs émergés. Ceux-ci ne résultent pas de plissements importants car ce sont les couches du Jurassique supérieur seules qui seront démantelées. (Nous n'avons aucun argument permettant de supposer que le Jurassique ait été recouvert par des sédiments néocomiens pourtant bien représentés dans les Chouala.
- 3 - Destruction des reliefs jurassiques, Transgression albo-cénomaniennne. Les blocs glissent dans la mer et s'éparpillent sur près de 1000 km².
- 4 - Lors de la transgression oligocène, ces blocs sont soit remaniés par la mer oligocène transgressive sur l'Albo-Cénomanienn à blocs jurassiques exotiques, soit arrachés aux reliefs jurassiques non encore disparus.
- 5 - Au Miocène inférieur, la transgression remanie les blocs qui affleurent et constitue avec eux un conglomérat de base.
- 6 - Charriage au Miocène inférieur de l'Unité des Chouala dans laquelle les blocs jurassiques sont inclus. Des glissements à l'intérieur de l'Unité ont pu se condenser le long des contacts anormaux des blocs de jurassiques.
- 7 - Charriage sur cette unité d'une lame sénonienne qui la recouvre complètement.
- 8 - Bombement anticlinal N-S et érosion faisant réapparaître à l'affleurement l'Unité des Chouala et les blocs exotiques de Jurassique.

D - CONCLUSIONS

L'étude du Jurassique de l'Ouarsenis-oranais montre que l'on peut distinguer dans cette zone deux séries de sédiments présentant des faciès différents ; une série autochtone visible dans la bordure sud-tellienne - le Jurassique est de ce fait bien connu dans la partie méridionale de ma région d'étude - et des dépôts allochtones dont on n'observe que des copeaux dans les nappes. Aussi on ignore^{t'on} totalement les caractères du Jurassique dans le Tell proprement dit car on ne sait si les blocs charriés proviennent de cette zone.

Le Jurassique de la bordure sud-tellienne peut être rattaché au domaine saharien quoique les faciès soient ici bien différents de ceux connus plus au S, dans le Nador par exemple. Le Bechtout offre l'affleurement le plus septentrional appartenant aux Hauts-Plateaux.

Quand sa base est visible, le Jurassique apparaît transgressif sur des roches éruptives. Le Lias est probablement absent tandis qu'il est bien représenté au Grand Pic au N et au Nador au S. Le Dogger, absent au Bechtout, est par contre constitué au Bou Rheddou par 90 mètres de dolomies. L'Argovo-Rauracien présente le faciès ammonitico-rosso au Bechtout comme au bou Rheddou. Dans l'O. Merkerlal la série est moins calcaire et azoïque mais elle présente les mêmes teintes. Retenons qu'au Bechtout le faciès rouge, inconnu dans les Hauts-plateaux, présent au Grand Pic, a pu persister un peu plus longtemps. Notons aussi la présence, dans ce faciès considéré comme assez profond, de séries gréseuses (bordure de fosse ou crête profonde). Quant à la partie supérieure du Malm elle présente des faciès fort divers quoique toujours néritiques comme au Nador : calcaire à débris, calcaires grumeleux, oolithiques, etc... . Au Malm correspond cependant dans cette zone un maximum de transgression car, au Lias et au Dogger, des fleuves devaient exister ici tandis qu'au Crétacé inférieur, ce sont des dépôts continentaux qui sont visibles dans la région de Tiaret

La bordure sud-tellienne devait constituer au Jurassique une zone de hauts fonds où les dépôts variaient rapidement dans le temps et dans l'espace. Le Bechtout devait être émergé au Lias et au Dogger, le bou Rheddou par contre a été recouvert par les eaux plus rapidement. L'instabilité du socle dans cette zone se manifestait donc déjà au Jurassique. Notons avec G. Lucas (1952, p. 123) que les sédiments présentent dans l'ensemble des faciès de plus en plus profonds quand on s'avance vers le N.

Le Jurassique contenu dans l'Allochtone présente des caractères assez différents de ceux du Jurassique des Haut-Plateaux. Retenons simplement, afin de ne pas tirer de cette étude des conclusions prématurées, les faits suivants qui m'aideront, après avoir étudié la tectonique, à essayer de tirer des conclusions paléogéographiques :

- 1) - les dépôts anté argoviens paraissent absents
- 2) - Le faciès ammonitico-rosso n'existe pas dans les blocs allochtones tandis qu'il est bien développé au Bechtout et au Grand Pic. Il s'agit ici d'un faciès néritique franc : récifs, calcaires oolithiques, etc...
- 3) - Le Tithonique, par contre, présente un faciès tellien "bathyal" typique, parfaitement connu dans tout le Tell : calcaires à grain fin et à calpionelles. La fin du Jurassique correspond ici encore à une période d'extension de la mer (on sait que, dans la zone calcaire, le Tithonique est transgressif sur le Lias).
- 4) - Enfin, il me paraît utile d'insister sur le mode de mise en place des blocs jurassiques dans l'Allochtone. L'importance des klippes sédimentaires est tout à fait exceptionnelle. Il s'agit, je pense, du plus bel exemple connu dans tout le bassin méditerranéen, ce qui n'a pas été sans dérouter nombre de chercheurs.

CHAPITRE CINQUIEME

Le Crétacé inférieur

LE CRETACE INFERIEUR

INTRODUCTION

Les étages compris entre le Berriasien et l'Aptien se présentent dans le Tell oranais oriental sous un faciès uniforme bien caractéristique. Je les étudierai donc ensemble sous le titre : Crétacé inférieur.

Habituellement, on groupe, pour les décrire, le Valangien et l'Hauterivien ; il m'est apparu difficile de ne pas y joindre le Barrémien qui offre des faciès identiques à ceux du Néocomien (s.s) et qui est toujours associé à ces deux étages. J'éviterai de placer le Berriasien dans cet ensemble bien que M. Dalloni l'ait retrouvé dans la région de Dubineau (1924, p.96), d'une part, parce qu'il paraît absent, ici, dans les zones où affleurent les couches Valanginiennes et d'autre part parce que l'on peut admettre qu'une partie des blocs calcaires en situation anormale décrits lors de l'étude du Jurassique pouvait parfois contenir des faunes s'apparentant à ce premier étage crétacé.

HISTORIQUE

La carte géologique provisoire au 1/800.000^e des Provinces d'Alger et d'Oran par A. Pomel et J. Pouyanne signale la présence du Crétacé inférieur dans notre région d'étude. Malheureusement, le texte explicatif de cette carte est trop vague pour permettre de déterminer exactement dans quelles zones le Crétacé inférieur avait été effectivement observé. Il faut attendre 1880 pour que A. Pomel fournisse des renseignements complémentaires; M a signalé :

Ammonites rouganus d'Orb.

Ammonites infundibulum var. d'Orb.

Ammonites guettardi Rasp.

Ammonites difficilis d'Orb.

Ammonites striatisulcatus d'Orb.

Ammonites néocomiensis d'Orb.

Ancyloceras simplex d'Orb.

Terebratula praelonga

soit une faune d'âge Néocomien et Barrémien

Welsh (1890, p.99) rapporte à tort au Néocomien (s;l.), par suite d'analogies avec les couches des environs de Teniet el Had, toute la série marno-calcaire qui repose sur les roches éruptives du Bechtout. Repelin (1895), quelques années plus tard, place, avec juste raison, ces couches dans le Miocène inférieur. C'est à lui que l'on doit la première étude stratigraphique et paléontologique détaillée du Crétacé inférieur. Il différencie : l'Hauterivien, le Néocomien et le Barrémien à l'aide d'une importante faune d'ammonites. Les gisements qu'il signale et que j'ai pu retrouver, quoique les indications permettant de les localiser soient sommaires, sont les suivants :

- Crétacé inférieur de Mendez;
- Barrémien de Sidi Merzoug ;
- Néocomien des Hallonia Gueraba et des Oul. Farès
- Néocomien des Hallonia Cheraga et des Keraïch

Il a découvert approximativement toutes les zones où le Crétacé inférieur était visible mais il a exagéré considérablement l'importance des affleurements (voir sa carte). Il a confondu le Crétacé moyen - Albien et Cénomaniens - avec le Néocomien et surtout, il n'a pas tenu compte de la tectonique complexe qui affectait ces couches. Aussi, ses contours sont inutilisables.

On doit à M. Dalloni (1914-1924) une étude paléontologique détaillée de ces étages. Celui-ci a recueilli et déterminé un très grand nombre de fossiles qui datent parfaitement tous les niveaux du Crétacé inférieur. Cette étude, fort précieuse, n'est malheureusement pas concrétisée par une carte détaillée.

Au point de vue cartographique, les deux dernières éditions au I/500.000^e de l'Algérie (feuille d'Alger et Oran nord) négligent les affleurements signalés par Repelin dans la vallée du Riou (Néocomien des Hallonia Cheraga et des Keraïch). L'anticlinal de l'O. Melah (Barrémien de Sidi Merzoug) y est curieusement prolongé par une bande de direction NW-SE qui s'avance jusqu'au Bechtout et qui doit représenter - très mal - le Néocomien des Hallonia Gueraba de Repelin.

Une partie du Crétacé inférieur signalé par ce dernier auteur (Crétacé de Mendez) est cartographié au I/50.000^e sur la feuille d'Uzès le Duc. On doit cette carte à M. Dalloni qui s'est efforcé de représenter l'allure assez extraordinaire des affleurements éocrétacés. J'ai retrouvé, dans cette bande drainée par l'O. Krelloug, avec le Crétacé inférieur, de nombreux terrains d'âges bien différents.

Enfin, ces dernières années, le Crétacé inférieur de l'Ouarsenis oranais a fait l'objet de plusieurs publications : J. Signal (1952); J. Magné, J. Polvéche et J. Signal (1954); J. Polvéche (1956). Ces dernières études ne modifient que fort peu la stratigraphie du Crétacé inférieur mais apportent surtout des renseignements d'ordre tectoniques.

SITUATION DES AFFLEUREMENTS-FACIES (Pl. D)

Avant d'aborder l'étude descriptive détaillée des principaux affleurements, je situerai ceux-ci dans leur cadre géographique et tectonique et préciserai rapidement sous quels faciès se présentent les couches éocrétacées. Ceci me permettra de poser les problèmes d'ordres paléogéographiques qui découlent des différences de faciès observés.

1 - Le Crétacé inférieur dans l'Autochtone

a) - S de la bordure sud-tellienne

Pour pouvoir établir des comparaisons il est intéressant

de connaître sous quels faciès se présente le Crétacé inférieur au S de ma région d'étude, c'est-à-dire dans le domaine pré-saharien.

Sur la feuille de Prévost-Paradol, au Sidi Ouadah par exemple, à l'W de Tiaret, on peut attribuer avec Welsch (1895) G. Lucas (1952, p.104) et J.Y. Grégoire, 160 mètres de grès et d'argiles bariolées azoïques au Crétacé inférieur. Cette formation fort probablement continentale (1) (faciès wealdien) est discordante sur le Jurassique. La mer s'est donc, après la transgression jurassique, retirée de cette zone. Rappelons qu'au S, au Dj. Nador (P. Deleau 1948) des dépôts néritiques valanginiens sont connus, il en est de même dans toute la bordure méridionale des Hauts-Plateaux (Néocomien de Tlemcem par exemple).

b) - Bordure sud-tellienne

Au Bou Rheddou le Crétacé inférieur n'est pas visible, le Miocène étant transgressif sur le Tithonique à faciès néritique.

Au Bechtout, j'ai indiqué plus haut que J. Ranoux (1952) et G. Lucas (1952) pensent que les 50 mètres de calcaire noir, dur, graveleux qui reposent sur l'Ammonotico-rosso représentent une succession continue du Portlandien à l'Aptien. Malheureusement les arguments paléontologiques permettant de dater avec précision ces couches sont rares. J'ai supposé, avec doute, que ces sédiments étaient jurassiques. Ici encore le Miocène est transgressif et discordant sur ces calcaires mal datés.

c) - Zone tellienne méridionale

On ne connaît aucun massif autochtone dans la partie tellienne de l'Ouarsenis oranais. Le seul massif autochtone visible dans l'Ouarsenis se trouve à l'E de ma région d'étude et a été étudié récemment par M. Mattauer (1958). Ce sont des calcaires gréseux à patine claire, en petits bancs bien lités avec de rares fossiles pyriteux qui constituent le Néocomien dans le massif

(1) Rapport inédit de la S.N.Repal.

autochtone de l'Amrouma. Le Barrémien est représenté par des schistes bleus à intercalations quartziteuses. L'épaisseur totale de ces dépôts dépasse 1000 mètres. Il s'agit de sédiments déposés sous une lame d'eau peu importante car on trouve dans ces niveaux des bancs de poudingue, des débris végétaux (L. Glangeaud 1952).

d) - Tell septentrional (Zones III, II, I de L. Glangeaud)

J'ai indiqué récemment (1956) quels étaient les principaux affleurements de Crétacé inférieur au N de ma région d'étude. Je rappelle que le Crétacé inférieur est représenté surtout par des dépôts détritiques, grès et schistes, très pauvres en faune.

II - Le Crétacé inférieur dans l'Allochtone

Une seule Unité tectonique contient dans l'Ouarsenis oranaï des dépôts du Crétacé inférieur. Il s'agit de la nappe des Ghouala. Ce sont des dépôts marno-calcaires riches en fossiles pyriteux - ce qui explique que ces séries sont connues depuis fort longtemps - qui constituent le Néocomien (s.l.). Les dépôts éocrétacés sont en contact anormal avec toutes les autres séries stratigraphiques. Ces affleurements sont les seuls visibles dans ma région d'étude.

Retenons que le Néocomien est visible dans l'Unité A de M. Mattauer (1958) au Grand Pic de l'Ouarsenis, où il a été étudié en particulier par L. Calembert (1952). Ce sont des calcaires blanchâtres riches en Calpionnelles et contenant des ammonites pyriteuses du Valanginien, de l'Hauterivien inférieur et du Barrémien. Un peu plus au N, près du barrage de l'O. Fodda, Y. Gourinard (1952) a réétudié récemment le Néocomien du Dj. Larouah ainsi que M. Mattauer (1958). Le Crétacé inférieur est à l'état de calcaires sub-lithographiques bleus à patine blanche qui contiennent des tintinnoïdiens à la base et plus haut des ammonites, ici enco-

re pyriteuse, du Valanginien supérieur (Brives 1925). M. Mattauer admet que les schistes bleus qui surmontent cette série calcaire épaisse de près de 200 mètres sont encore néocomiens. Le Jurassique passe ici sans solution de continuité au Crétacé.

On observe donc dans le Tell proprement dit, sur le même parallèle, des dépôts autochtones (Dj. Amrouna) et allochtones, présentant des faciès fort différents. Faut-il considérer que les séries marno-calcaires à ^{fossiles} pyriteux des Chouala ont une origine fort lointaine (voir J. Polvéche 1956) ou admettre dans le Tell - où les faciès sont pourtant si constants d'E en W - des variations latérales importantes de la nature de ces dépôts ? Je répondrai à cette question après avoir étudié l'ensemble de la tectonique.

DESCRIPTION DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR DE L'UNITÉ DES CHOUALA

A - Généralités

Caractères lithologiques

Tout le Crétacé inférieur est visible sous le même faciès. Ce sont, au Néocomien comme au Barrémien, des marno-calcaires à nombreux fossiles pyriteux qui constituent ces étages; L. Gentil (1908) plus à l'W, M. Dalloni (1952, p.32) et J. Repelin (1895) signalent parfois la présence de grès siliceux dans ces couches. Pour ma part je considère que tous les niveaux gréseux observés dans ces affleurements - bien qu'ils apparaissent parfois en contact apparemment normal avec les séries marno-calcaires - sont tertiaires.

Le Barrémien apparaît parfois légèrement plus riche en bancs calcaires que le Néocomien.

Ce sont généralement des bancs de calcaires épais de 10 à 30 cm bien réglés qui alternent avec les marnes. Ces bancs calcaires présentent toujours une patine très claire, parfois presque blanche, très souvent légèrement verdâtre. La cassure fraîche

est d'un gris bleuté, le calcaire, tendre, apparaît à grain fin. En lame mince dans un ciment argileux sombre apparaît une calcite très finement grenue. Les bancs calcaires se délitent souvent en plaquettes schisteuses assez épaisses qui montrent de belles ammonites aplaties.

Des marnes grises ou noirâtres, parfois elles aussi verdâtres, séparent les bancs calcaires. L'épaisseur de ces couches mameuses, souvent tendres et d'aspect assez argileux, est fort variable ; à certains niveaux elles dominent largement, - dans le Barrémien de la haute vallée du Riou par exemple ; à d'autres endroits elles prennent une importance moins grande que celles des calcaires, elles se durcissent et se délitent alors en plaquettes. Elles contiennent habituellement une macrofaune fort abondante de fossiles pyriteux ainsi que de nombreux microforaminifères. Des filonnets de calcite hachent ces dépôts. Les formations du Crétacé inférieur sont facilement reconnaissables sur le terrain. Les bancs de calcaires blanc verdâtre donnent à ces couches un aspect tout à fait caractéristique qui contraste surtout avec les teintes sombres du Sénonien sus-jacent. Les teintes verdâtres constituent un bon critère permettant de différencier le Crétacé inférieur du Crétacé moyen, riche aussi en lits calcaires feuilletés.

Caractères paléontologiques

Le Crétacé inférieur marno-calcaire de l'Oranais contient - et ceci est commun dans toutes les couches présentant ces faciès - une faune d'ammonites exceptionnellement riche qu'a surtout étudié M. Dalloni. On trouvera ci-dessous la faune recueillie dans ces niveaux par M. Dalloni et par moi-même(1)

(1) J'ai recueilli personnellement les ammonites marquées d'un astérisque ; celles-ci ont été déterminées par J. Somay.

Valanginien

- Phylloceras infundibulum d'Orb. sp.
Phylloceras semisulcatum d'Orb. sp. *
Phylloceras calypso d'Orb. sp.
Phylloceras serum Opperl var. perlobata Sayn
Phylloceras thetys d'Orb. sp.
Protetragonites quadrisolcatum d'Orb. sp.
Lytoceras juilletti d'Orb. sp.
Lytoceras sp. *
Néolissoceras grasianum d'Orb. *
Thurmannites thurmanni Hct. et Camp. sp.
Kilianella roubaudi d'Orb. *
Kilianella peryptychus
Saynoceras verrucosum d'Orb.
Holcostephanus hispanicus Mall
Holcostephanus sp. gr. astieri d'Orb. *
Mortoniceras gaudryi Nick
Platylenticeras nicolasi d'Orb.
Néocomites néocomiensis d'Orb. sp. *
Néocomites aff. teschenensis uhl. *
Néocomites cf. var. premolica Sayn *
Oosterella stevenini
Aptychus didayi Coq.
Belemnopsis bipartitus Blaim.
Duvalia lata Blaim.
Lucina sculpta Phill. (L. Zamma Coq.)

Hauterivien

La faune paraît beaucoup moins riche dans ce niveau. J'ai retrouvé pour ma part que peu d'espèces franchement hauteriviennes. Cet étage doit être peu épais, ce qui explique les mélanges courant de faunes que l'on observe dans ces couches. M. Dalloni signale avec les Phylloceras et Lytoceras, déjà rencontrés dans le Valanginien, de nombreuses espèces que je n'ai pu recueillir :

Lytoceras strangulatum d'Orb. sp.
Néolissoceras grasianum d'Orb. sp.
Hoplites (Neocomilites) angulicostatus d'Orb. sp.
Hoplites (Leopoldia) castellanensis d'Orb. sp.
Holcostephanus (Astiera) astierianicus d'Orb. sp. ✕
Holcostephanus sp. ✕
Holcodiscus intermedius d'Orb. sp.
Oppelia (Streblites) sayni Paq. sp.
Silesites sp. ✕
Néocomites sp. ✕
Bochianites sp. ✕
Saynoceras grossouvrei Nick.
Oosterella cultratae
Hamulina
Crioceras
Lamellaptychus angulicostatus Pict. et de Lor. ✕
Duvalia dilatata Blain ✕

Barrémien

Des sédiments d'aspect fort voisin de ceux du Néocomien contiennent une faune très abondante. Cet étage doit être beaucoup plus puissant que les précédents car c'est surtout des sédiments appartenant à ce niveau que l'on observe en copeaux dans les Chouala. J'évalue à plus de 50 m l'épaisseur du Barrémien. Voici la faune recueillie :

Phylloceras rouyi d'Orb.
Phylloceras baborense Coq. ✕
Phylloceras serum Oppel.
Phylloceras tethys d'Orb. ✕
Phylloceras cf. ernesti uhl. ✕
Phylloceras sp.
Lytoceras quadrisulcatum d'Orb.
Lytoceras crebrisulcatum uhlig.
Lytoceras sp. ✕
Lytoceras cf. strangulatum d'Orb. ✕

- Macroscaphites striatisulcatus d'Orb. ✕
Barremites difficiles d'Orb. ✕
Barremites strettostoma Uhlig. ✕
Barremites gouxi Sayn
Barremites sp. ✕
Uhligella monicae Coq ✕
Uhligella seguenzae Coq
Uhligella cf. seguenzae Coq ✕
Uhligella sp. ✕
Puzosia nabdalsa Coq. ✕
Puzosia angladei Sayn
Puzosia sp.
Silesites seranonis d'Orb.
Silesites interpositus Coq ✕
Spitidiscus intermedius d'Orb.
Spitidiscus alcoyensis Nick. ✕
Holcodiscus astieriformis Sayn
" mengloneusis Sayn ✕
" caillaudianus d'Orb. sp.
" divers - costatus Coq ✕
" cf. divers-costatus Coq ✕
" geronimae Hermite
" sophonisba Coq.
" algius
" sp. ✕
Pulchellia sauvageau Hermite ✕
" changamieri Sayn
" ouachensis Coq ✕
" oehlerti Nick ✕
" (Heinzia) heinzi Coq
" " cf. provincialis d'Orb. ✕
" danremonti Sayn ✕
" cf. coronatoides Sayn ✕
" sp.

Leptoceras sp. gr. cirtae Coq *
 " sp. *

Grioceras sp. gr. thiollieri Ast. *

Silesites sp. *

Heberticeras ?

Lamelleptychus gr. angulucostatus Peters *

Belemmites sp. *

Duvalia cf. dilatata Bla

Duvalia grasi Duv. Jouve

Lucina sculpta Phill.

Nuculana ouachensis Coq

Les conditions de dépôts

M. Dalloni admet que le Crétacé inférieur représente un faciès de type bathyal. On sait en effet que les séries à ammonites pyriteuses ont été considérées fort longtemps comme des dépôts typiquement profonds (Hareg). De très nombreuses observations ont été faites sur la valeur à accorder à cette hypothèse. En particulier, P. Deleau (1938), G. Blant et D. Reyre (1952), G.M. Rutten (1953-1955), H & G. Termier (1954), J. Goguel (1954), O. Hass (1955) et G. Muraour (1955) se sont attachés à rechercher les conditions de genèse des dépôts à ammonites pyriteuses. Avec G. Goguel on peut penser que "le faciès des marnes à ammonites pyriteuses s'étend à toute une série de milieux biologiques et sans doute bathymétriques différents". Rien n'indique ici qu'il s'agit de dépôts profonds. Notons que l'absence de sédiments détritiques grossiers, connus dans les formations autochtones que ce soit au S dans la bordure sud-tellienne ou au N dans le Tell méridional et septentrional, indique que ces séries se sont formées dans une zone plus éloignée que les précédentes des massifs immergés ayant alimenté le Crétacé inférieur autochtone en matériaux détritiques.

Extension et importance des affleurements (voir pl. D)

J'ai déjà signalé que les dépôts du Crétacé inférieur à faciès marno-calcaire n'étaient visibles dans l'Ouarsenis oranais que dans l'Unité des Chouala.

Dans ma région d'étude les principaux affleurements connus se trouvent à l'W, dans la vallée de l'O. Malah (région E de Mendez) près de l'O. Hadja, puis dans la haute vallée du Riou (Dr. Raouraoua)

A l'E, dans l'Ouarsenis oriental, M. Mattauer n'a jamais rencontré de Crétacé sous ce faciès ; celui-ci réapparaît dans le Constantinois. A l'W, toute une série de gisements marno-calcaires jalonnent la bordure sud-tellienne. M. Dalloni (1952) vient d'en rappeler les principaux affleurements. Cette bande paraît relativement continue jusqu'à la côte. Elle se poursuivrait (L. Glangeaud, 1932, p.151) vers le Rif où l'on observe les mêmes faciès. Les coupes de M. Dalloni et en particulier l'étude des levés de cet auteur sur la feuille d'Uzès-le-Duc montrent que les marno-calcaires néocomiens et barrémien visibles dans toute l'Oranie ont subi incontestablement des déplacements tangentiels importants. Il me semble que l'on peut placer ces dépôts, comme ceux de ma région d'étude, dans l'Unité des Couala. C'est donc sur une longueur de plus de cent kilomètres qu'affleurent des dépôts éocrétacés. La largeur de cette bande dépasse parfois 15 km.

Quant à la puissance totale de ces couches, il est impossible de fournir des chiffres précis car aucune coupe n'est complète, même celle de l'O. Malah qui apparaît pourtant bien simple. (M. Dalloni 1924, p.98). On peut évaluer cependant à une bonne centaine de mètres l'épaisseur totale du Crétacé inférieur ; le Barrémien en constitue la majeure partie. Notons que, dans les massifs autochtones telliens, l'épaisseur des couches de même âge doit dépasser 1000 mètres.

B - Description des principaux affleurements

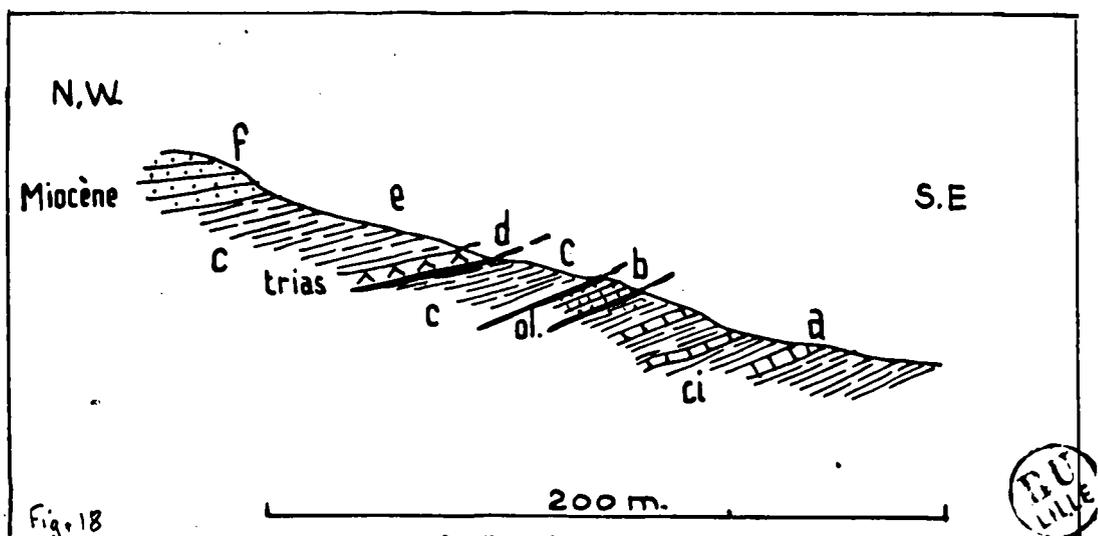
Ce sont toujours dans des coupes fort complexes que l'on peut étudier le Néocomien-Barrémien. Je regrette donc de ne pouvoir donner une série stratigraphique détaillée de ces différents étages. De l'W vers l'E, voici décrits les principaux affleurements que j'ai pu observer.

1 - Le Crétacé inférieur de l'O.Krelloug (feuille d'Uzès-le Duc)

Je n'ai pas étudié en détail cette région qui venait d'être levée par M.Dalloni (la feuille d'Uzès le Duc est parue en 1952). C'est donc fort rapidement que j'ai parcouru cette zone qui se trouve par ailleurs légèrement en dehors de ma région d'étude. J'ai simplement tenu à vérifier si les faciès du Crétacé inférieur y étaient identiques à ceux que j'avais observés plus à l'E.

La description des affleurements de cette zone avait été ébauchée par Pomel (1890) puis par Repelin (1895), qui avait recueilli une faune Valenginienne et barrémienne, avant d'être étudiée par M. Dalloni. Cet auteur a retrouvé tous les horizons du Crétacé inférieur en particulier au Djebel Djaboul avec des faciès comparables à ceux signalés ci-dessus. Malheureusement, comme à l'E, les affleurements néocomiens (s.l.) sont hachés par des contacts anormaux, ignorés des auteurs précédents, que souligne la présence de grès quartzites tertiaires, de roches triasiques, jurassiques, inclus tectoniquement dans la série étudiée. Voici deux coupes qui permettent de se rendre compte de la situation des couches néocomiennes dans cette zone.

- Coupe près de la piste menant de Kenennda à la Maison Forestière de Taassalet, en x:324,75 ; y:258,72 (1) (1)



- f) grès tendre conglomératique ; Helvetien ;
- e) marnes grises sèches contenant de rares boules de calcaire jaune et des blocs non roulés de calcaire oolithique jurassique ; Crétacé moyen probable ;
Épaisseur 5 mètres ;
- d) Cargneules, dolomie ; Trias, 2 mètres ;
- c) marnes grises et boules calcaires, quelques mètres ;
Crétacé moyen ?
- b) grès fin quartzitique ^{en bancs} de 10 à 30 cm avec des traces de pistes en bancs. Épaisseur 10 mètres (niveau lenticulaire). En lame mince on y observe quelques foraminifères tertiaires (2)
- a) bancs de calcaire blanc verdâtre, cireux, en lits de 20 cm intercalés ~~par~~ des marnes noires sèches avec des fossiles pyriteux sur 20 m ; (3)

(1) chaque affleurement décrit est numéroté. Ces chiffres sont reportés sur la planche afin de permettre au lecteur de suivre plus facilement cet exposé.

(2) Détermination J. Magné

(3) Détermination J. Sornay.

Phylloceras semisulcatus d'Orb.

Neolissoceras grasianum d'Orb.

Holcostephanus sp.

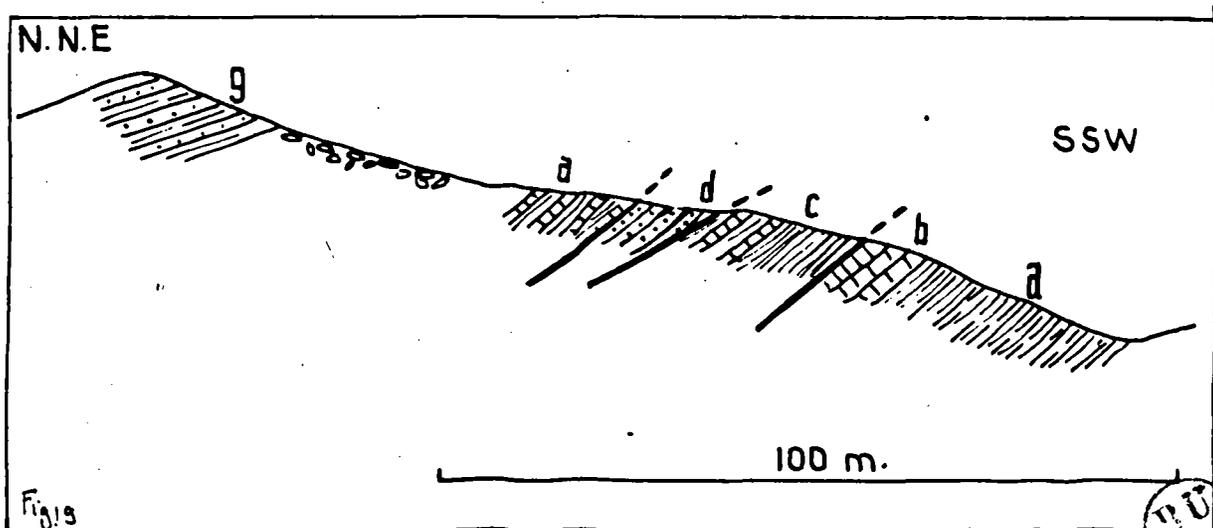
Kilianella ?

Lamellaptychus sp.

Belemmites sp.

Il s'agit donc d'une faune valanginienne. Les fossiles sont rares, souvent usés, mal déterminables. Ce copeau surmonte des marnes noires azoïques et est surmonté de grès probablement oligocènes. Cette coupe permet d'observer - entre autre - les rapports entre l'Autochtone post-nappe (grès de Zemmora) et l'Unité des Chouala.

- Coupe au N de l'O. Krelloug, en x:324,45 ; y:257,15 ; z:418 ,
au S de la précédente (2)



g) grès lenticulaire 20 à 30 cm ; Tertiaire (Miocène pour M. Dalloni) ;

f) éboulis ;

e) calcaire blanc verdâtre en bancs de 15 à 30 cm alternant avec des lits marneux à fossiles pyriteux ;

- d) lentille de grès en bancs de 20 à 80 cm (tertiaire ?) en contact tectonique avec les séries sous et sus-jacentes;
- c) calcaires blanc verdâtre à fossiles pyriteux ;
- b) calcaire à silex : éocène ;
- a) marnes noires (Crétacé ?) .

Les fossiles recueillis de part et d'autre de la lentille gréseuse sont les suivants :

- Phylloceras sp.
- Néocomites sp.
- Holcotephanus sp.
- Puzosia sp.
- Silesites
- Costidiscus ?
- Pulchellia sp. gr. ouachensis Coq.

Il y a donc dans ces couches un léger mélange de faune puisqu'on y rencontre des fossiles barrémiens et valanginiens. La situation tectonique des sédiments dans lesquels ces fossiles ont été recueillis explique facilement cette association. Il me paraît inutile de décrire plus en détail des affleurements de cette zone. Toute la région de l'O. Krelloug présente un puzzle tectonique comparable où j'ai pu observer de nombreux pointements identiques à ceux signalés ci-dessus.

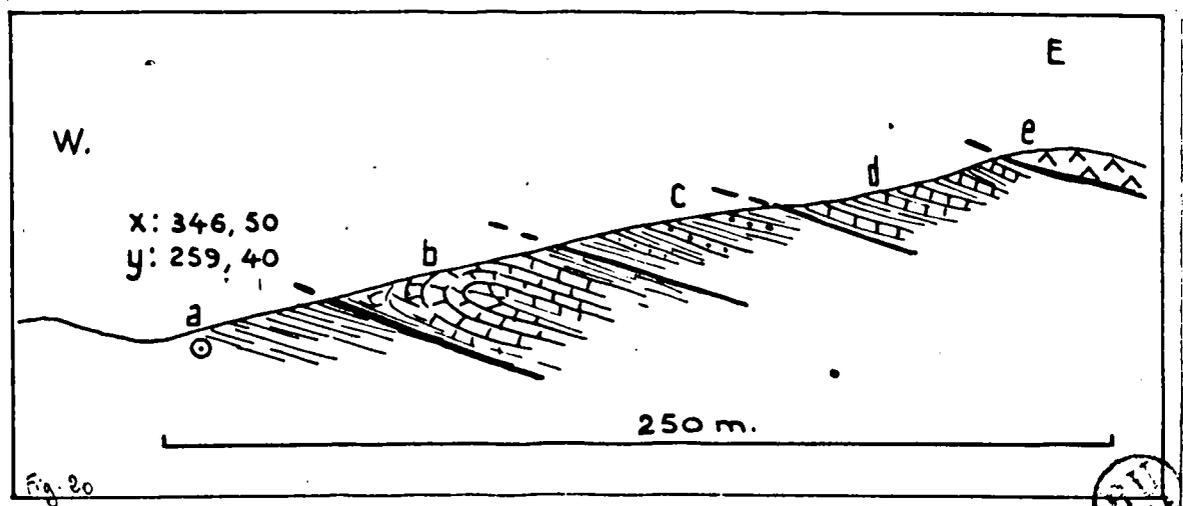
2 - Le Crétacé inférieur del'O. Malah (feuilles de Guillaumet S et de Montgolfier N).

Les coupes dans cette zone sont tout aussi complexes. Le Néocomien et le Barrémien affleurent largement grâce à un anticlinal NS et à l'érosion de l'O Malah, rivière qui suit approximativement l'axe de ce pli. Ce sont surtout des fossiles barrémiens.

que j'ai recueillis dans cette zone. La coupe la plus spectaculaire est visible au S dans la haute vallée de l'O. Malah près du Marabout Sidi Merzoug.

- Coupe près du Marabout Sidi Merzoug.

Repelin (1895, p. 65) puis M. Dalloni ont décrit cette coupe qui est en réalité beaucoup plus complexe que ne le pensaient ces auteurs. Comme je compte la décrire à nouveau lors de l'étude tectonique, j'étudierai ici une coupe que j'ai levée avec M. Deleau visible 300 m. au N du Sidi Merzoug (3)



- e) Trias quelques mètres ;
- d) calcaire blanc verdâtre en bancs de 20 à 30 cm à nombreux fossiles pyriteux, 20 à 30 m ;
- c) grès quartzite roux et schistes noirs (Oligocène ?) en lentille, épaisseur moyenne 10 à 20 m ;
- b) calcaires identiques à (d) avec la même faune un pli couché - Bancs épais de 20 à 40 cm.
- a) marnes noires à microfaune tertiaire.

La faune recueillie dans les niveaux calcaires est uniquement barrémienne (voir les fossiles recueillis par Repelin et par M. Dalloni). On peut admettre que le Barrémien est presque uniquement calcaire, les délits marneux séparant les bancs sont

fort minces ; l'épaisseur de cet étage doit dépasser 40 m. Le Néocomien n'est pas visible ici. Voici les principaux points où j'ai recueilli des fossiles pyriteux.

- En x:342,4 ; y:262 (4), dans un affluent de l'O. el Ouakal, des marno-calcaires blanc-verdâtre surmontant des marno-tertiaires et dans lesquels sont inclus des lentilles de grès oligocènes m'ont fourni (voir coupe p.).

- Holcodiscus cf. divers-costatus Coq.
- Holcodiscus sp.
- Barremites sp.
- Phylloceras cf. baboreuse Coq.
- Lamellaptychus cf. angulicostatus Peters

ces couches à faune barrémienne, visibles sur une épaisseur de 30 m. environ, sont surmontées par une lame de Trias.

- Plus au N, près du confluent des O. Bahbah et Malah (x:342,2 ; y:267,3) une écaille, épaisseur 20 m. environ, de calcaire blanc sé délitant en plaquette contient (5) :

- Phylloceras sp.
- Protetragonites sp.
- Neolissoceras grasianum d'Orb.
- Holcostephanus gr. astieri d'Orb.

Ici la faune est valanginienne. Ces calcaires sont surmontés par des blocs de grès et calcaires jurassiques.

- En avant, plus au N encore, sur la rive droite de l'O. el Ahala, on retrouve, en de nombreux points, des calcaires à pyriteux toujours dans des positions tectoniques fort complexes. En x:344,15 ; y:268,3 (6), au pied du Hassi Adam, on ramasse de nombreux :

- Phylloceras
- Puzosia

malheureusement trop petits pour être déterminés spécifiquement. Notons que l'affleurement le plus septentrional de calcaires barrémiens s'observe en x:344,25 ; y:269,3 (7) près du Sidi Seba Achir ou des calcaires blancs, sous un filon de Trias, contiennent d'abondants Lamellaptychus angulicostatus Peters.

- Retournons vers le S (8) où, près du Kat Rasel Masiof (x:349,75 ; y:264,95), le long d'un chemin, on peut lever une coupe fort complexe. Des lentilles de calcaires blancs se délitant en plaquettes alternent avec des marnes noires schisteuses azoïques, ceci sur près d'un km. Ces calcaires souvent très plissés contiennent de nombreuses ammonites pyriteuses barrémiennes :

Phylloceras sp.

Phylloceras laboreuse Coq

Phylloceras ernesti Uhl.

Phylloceras sp. gr. thetys d'Orb.

Barremites strettostoma Uhl.

Barremites cf. difficilis d'Orb.

Pulchellia oehlerti Nicklès

Pulchellia ouachensis Coq

Pulchellia cf. provincialis d'Orb.

Macroscaphites striatisulcatus d'Orb.

Lytoceras cf. strangulatum d'Orb.

Silesites interpositus Coq

Gaudryceras ?

Pasosia cf. nabdalsa Coq

Uhligella cf. monicae Coq

Uhligella aff. sequensae Coq

- Un peu à l'E, entre le Marabout Sidi Bou Alam et l'O. Gueref Chif, une belle coupe fort instructive (voir coupe n° p.) montre de haut en bas (9) :

f) blocs de jurassiques (Sidi bou Alam) ;

c) schistes ou marnes schisteuses à filonnets de calcite (pas de faune visible) Epaisseur 30 m ;

- d) calcaires blanc-verdâtre parfois en plaquettes, parfois en gros bancs de 40 à 50 cm alternant avec des petits niveaux marneux. La faune est fort abondante ; puissance 30 m ;
- c) marnes blanchâtres passant à des schistes à niveaux légèrement durcis : 20 m ,
- b) calcaires marneux blancs se délitant en plaquettes et alternant avec des marnes grises peu épaisses : 20 m
Pas de faune visible. Ce niveau est plissé.
- a) Schistes marneux bleutés se terminant à la partie supérieure par une couche de 50 cm de plaquettes quartzitiques.

Toutes ces assises sont inclinées de 30 à 40 ° vers le NE. Les marnes schisteuses ne m'ont pas fourni de faune. Les contacts entre les séries calcaires et argileuses ne sont pas nets , cependant il y a tout lieu de croire qu'il s'agit de contacts anormaux car latéralement les niveaux marneux ou schisteux contiennent des faunes du Crétacé moyen.

Si la lentille calcaire inférieure (b) est azoïque, la lentille supérieure est, par contre, fort fossilifère. J'y ai recueilli une belle faune barrémienne :

Holcodiscus menglonensis Sayn

Holcodiscus diverse-costatus Coq

Pulchellia sauvageau Hermite

Pulchellia ouachensis Coq.

Pulchellia cf. provincialis d'Orb.

Pulchellia cf. danremonti Sayn.

Barremites cf. difficiles d'Orb. ou

Barremites strettostoma Uhlig.

Puzosia sp.

Phylloceras baboreuse Coq.

Cette série se coince vers l'E entre des marnes miocènes qu'elle surmonte et des marnes sénoniennes qui occupent le Dj. Tamesguid.

Retenons qu'ici encore, ce sont surtout des calcaires et marno-calcaires de Valangien et du Barrémien qui sont visibles, en copeaux, dans des dépôts fort complexes.

3 - Le Crétacé inférieur de l'O. Bou Hadjar (feuille de Montgolfier)

Repelin a décrit le Crétacé inférieur de cette région sous le nom de Néocomien des Hallonia Guereba et des Oulad Faress. Il signale au Ct Dir Laarad, sous les calcaires à silex de l'Eocène inférieur, des calcaires néocomiens. Cet auteur a recueilli (1895, p.67) :

Hoplites néocomiensis d'Orb.

Holcostephanus astieri d'Orb.

Phylloceras inornatum Sayn.

au Ct el Hadjar.

Il s'agit comme l'a vu Repelin, de la même bande que celle de Mendez et de l'Oued Malah (On se trouve ici à 6 km à l'E du Sidi Merzoug). Il faut donc s'attendre à retrouver les mêmes complications tectoniques.

La carte géologique au 1/500.000^e (1^e et 2^e édition) prolonge l'anticlinal de l'O. Malah dans cette zone et admet que le Crétacé inférieur s'avance ainsi jusqu'au pied du Bechtout. D'après ces contours il faut admettre que le Néocomien est transgressif dans cette zone sur le Jurassique supérieur tandis qu'il est surmonté normalement soit par le Crétacé supérieur, soit par l'Eocène inférieur. Je ferai justice ci-dessous de ces déductions.

Entre le Néocomien de l'O. Malah et celui du Bou Hadjar, on observe des marno-calcaires sénoniens. Les deux séries d'affleu-

rements sont donc bien distinctes. Ce sont des accidents encore mal précisés qui font apparaître des copeaux de calcaire crétacé inférieur dans la zone du Bou Hadjar. J'ai décrit ou décrirai des coupes dans cette région. On peut se reporter aux schémas suivants :

qui illustrent la situation des lentilles calcaires néocomiennes.

- En x:352,32 ; y:256,48 (10), le long de la piste une série de calcaire marnéux blanc en bancs de 15 à 20 cm, alternant avec des niveaux marnéux gris de même épaisseur contient une belle faune valanginienne :

Phylloceras sp.

Phylloceras semisulcatus d'Orb.

Protetragonites sp.

Neolissoceras grasianum d'Orb/

Neocomites neocomiensis d'Orb.

Neocomites neocomiensis var. premolica Sayn.

Neocomites aff. teschenensis Uhl.

Kilianella aff. roubaudi d'Orb.

Holcostephanus sp. gr. astieri d'Orb.

Protancyloceras ? ou Leptoceras ?

Bochianites cf. neocomiensis d'Orb.

Duvalia dilatata Blain.

Cette série très tectonisée, épaisse d'une vingtaine de mètres, repose sur des marnes sénoniennes.

- Un peu plus à l'E, dans le prolongement de ces couches, ce sont des fossiles barrémiens :

Holcodiseus divers-costatus Coq

Phylloceras cf. ernesti Uhl.

que l'on recueille en x:352,90 ; y:256,70 (11) dans des calcaires

mameux en petits bancs coincés entre des marnes sénoniennes et d'énormes blocs de calcaire jurassique, durs, noirs, à Rhynch cf. multiformis.

Ici encore, ce sont surtout des formes du Valanginien et du Barrémien que l'on ramasse dans des copeaux de calcaire mameux blanc. Vers l'E, l'Unité des Chouala disparaît sous le Sénonien. Il faut aller jusque dans la haute vallée de l'O. Riou pour retrouver des affleurements de Crétacé inférieur appartenant à cette Unité.

4 - Le Crétacé inférieur de l'O. Riou

Repelin figure sur sa carte au I/400.000^e une bande fort importante de Crétacé inférieur qui s'avance du Dj. Cheffaïa à l'E jusqu'au confluent des ouedi Tenda et Riou à l'W. J'ai dû réduire considérablement la surface de ces affleurements. Avec juste raison cet auteur constate que le Néocomien de l'O. Riou représente la continuation de la bande de Crétacé inférieur de l'O. Hadjar. Il signale quelques variations de faciès inexactes ce qui s'explique facilement car ce géologue a confondu Crétacé inférieur, Sénonien, Oligocène et Miocène. Les affleurements de Crétacé inférieur sont en réalité fort restreints, seuls les calcaires verdâtres très fossilifères et les marnes vertes, riches en microfaune doivent être attribuées au Néocomien-Barrémien. C'est grâce à la faune recueillie sur le versant sud du Ct Azaba près du Riou que Repelin a pu dater le Crétacé dans cette zone (1).

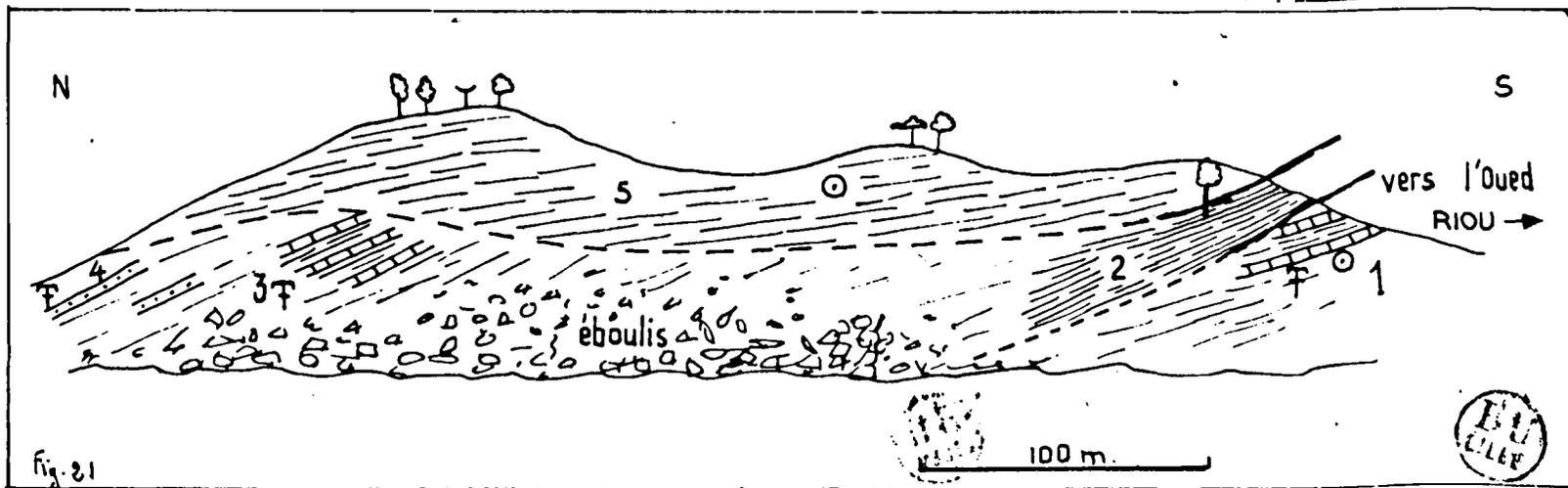
En 1936 (p.14), M. Dalloni rappelle l'existence de ces calcaires à l'E du Riou pourtant les dernières éditions de la carte géologique ne font pas mention de ces flots cependant fort intéressants.

(1) la faune citée est d'âge Valanginien et Barrémien.

Rappelons que j'ai indiqué en 1956 quelle était la situation tectonique de ces affleurements visibles généralement sous des marnes sénoniennes et sur des marnes tertiaires.

a) - Coupe près du confluent des O. Riou et Maya (I2)

Voici la coupe que l'on observe du point x:371,3 ; y:257,1 en regardant vers l'E.



- 5) marnes noires schisteuses, avec des bancs de calcaire lenticulaire broyés. Je n'ai recueilli dans ce niveau aucun fossile mais on peut admettre qu'il s'agit de Crétacé supérieur ;
- 4) un banc de grès glauconieux à petites nummulites, bien visible dans l'oued au niveau des jardins ;
- 3) marno-calcaires et bancs de calcaire blanc verdâtre se délitant en plaquettes. Epaisseur visible 10 m. environ. On recueille dans ce niveau quelques ammonites pyriteuses ;
- 2) schistes noirs et bloc de grès roux - quelques mètres.
- 1) marno-calcaire à microfaune oligocène.

J. Sornay a déterminé la faune suivante recueillie en x:371,35 ; y:257,24 :

Pulchellia ouachensis Coq.

Phylloceras sp. gr. thetys d'Orb.

Desmoceras sp.

Il s'agit d'une faune barrémienne. Cette lentille calcaire n'est pas visible sur la rive W de l'Oued, c'est dire si la tectonique est complexe. De l'autre côté, dans la vallée de l'O. Maya, une lentille calcaire au milieu d'éboulis marneux m'a fourni :

Spitidiscus alcoyensis Nickl ou une faune fort voisine

Barremites sp.

Neolissoceras gresianum d'Orb. etc..

Il y a ici mélange d'éléments valanginiens et barrémiens.

En remontant le cours de l'O. Maya on retrouve, grâce à de petits anticlinaux plusieurs affleurements complexes de calcaire blanc en plaquettes légèrement verdâtres, à nombreux débris de Lamellaptychus cf. angulicostatus, de Belemmites et d'Ammonites mal conservées.

b) Le Crétacé inférieur entre les O. Melah et Raouraoua

Un très large affleurement de marno-calcaires néocomiens est visible dans cette zone mais la tectonique bouleverse encore toutes les séries.

En x:376,35 ; y:260,05 (I3) la coupe que l'on peut lever dans un petit ravin est fort voisine de celle visible au Sidi Merzoug (voir coupe 20 p. 161). Les calcaires et marno-calcaires du Crétacé inférieur de teinte légèrement verdâtre, vus sur 30 m

d'épaisseur, sont intercalés entre des marnes tertiaires et des marno-calcaires sénoniens. Ils contiennent de nombreux débris de pyriteux et une microfaune assez pauvre :

Lenticulina aff. ouachensis R

Lenticulina sp. R

Tristix djaffaensis R

Maisonella sp. R

Epistamina scaphiolocula R

Cette association est d'âge hauterivien-barrémien.

Un peu plus à l'E, près du confluent des O. Raouraoua et Riou, en x:377,75 ; y:259,0 (I4) dans des formations marneuses très bousculées difficilement déchiffrables, j'ai recueilli une belle microfaune barrémienne sur des marnes miocènes :

Discorbis djaffaensis F

Globorotalites ouachensis F

Epis tamina R

Gaudryina cf. chettabaensis F

Heterostomella sp. R

Reophax sp. R

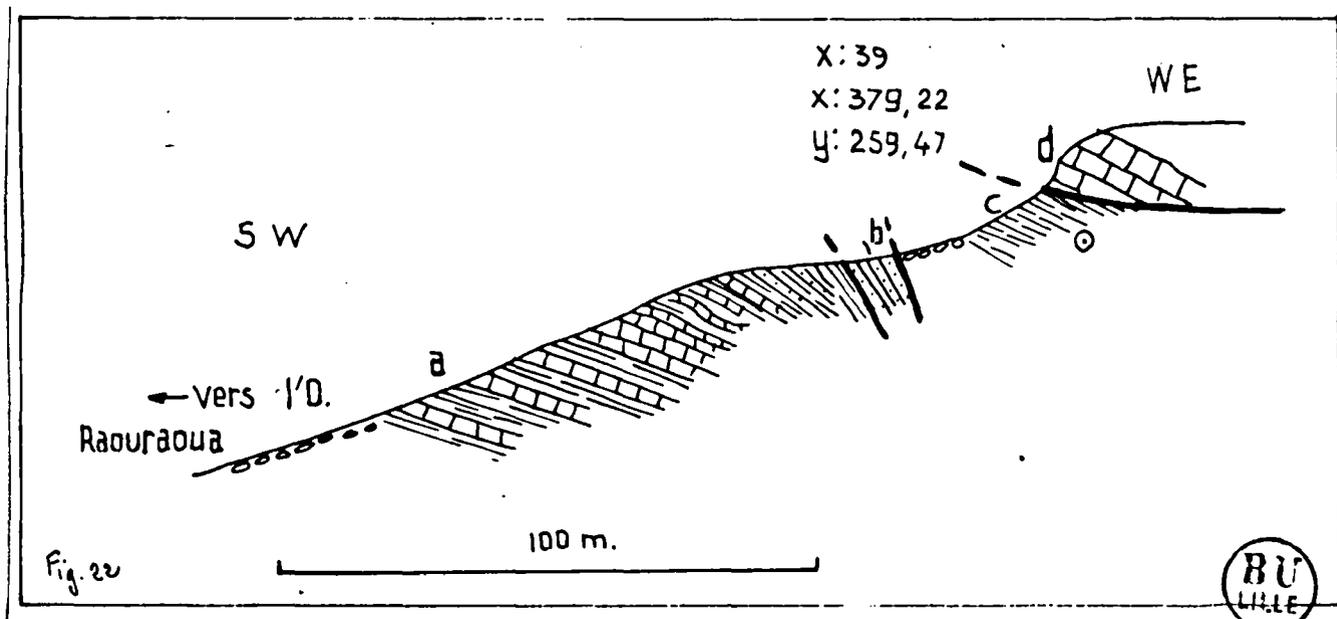
Cristellanes F

Haplophragmium sp. R

rare ostracodes etc..

Sur la rive gauche de l'O. Raouraoua, les calcaires du Crétacé inférieur affleurent le long de la piste sur plus d'un km. On peut recueillir dans cette zone une faune très importante.

Voici la coupe levée en montant au Marabout Sidi A.E.K. (I5)



- d) gros bancs de calcaire blanc à microfaune sénonienne
Ils reposent parfois en biseau sur :
- c) marnes noires schisteuses parfois bleutées dans les coupes fraîches. Epaisseur 10 à 20 m. Ces marnes contiennent une microfaune campanienne ;
- b) grès quartzeux roux en petits bancs verticaux. Ces grès contiennent des débris de belemnites (remaniées) en x:379,22 ; y:259,77. Il s'agit d'un niveau lentillaire épais de quelques mètres. L'affleurement ne permet pas de préciser les contacts avec les séries sus et sous-jacentes ;
- a) calcaires et marno-calcaires blancs à reflets verdâtres. A la partie supérieure les bancs calcaires épais de 10 à 15 cm et les marnes calcareuses se délitent en plaquettes. Cette formation contient de très nombreuses ammonites pyriteuses sur 50 m d'épaisseur. Plus bas la série devient plus calcaire, les bancs sont plus épais et atteignent 60 cm. On n'y rencontre plus sur 20 m que quelques mauvais débris d'ammonites indéterminables avant d'atteindre des éboulis.

J. Somay a déterminé :

Pholloceras laboreuse Coq.

Pholloceras sp. gr. thetys d'Orb.

Barremites difficiles d'Orb.

Barremites strettostoma Uhlig.

Barremites sp.

Spitidiscus alcoyensis Nicklès

Pulchellia sauvageau hermite

Pulchellia sp. gr. coronatoïdes Sayn (grands échantillons)

Pulchellia cf. provincialis d'Orb.

Pulchellia damemonti Sayn (?)

Silesiste sp.

Uhligella monicae Coq.

Uhligella cf. seguenzae Coq.

Crioceras sp. gr. thiollieri Ast.

Leptoceras sp. gr. cirtae Coq

Heberticeras ?

L'ensemble est très tectonisé : failles plates, plis couchés sont fréquents mais toute cette série plonge régulièrement vers le N. Au S, ces couches calcaires reposent sur des grès roux en très gros bancs (tertiaire ?). Ces grès sont recoupés par l'O. Riou. Vers l'E, les dépôts du Crétacé inférieur disparaissent en biseau entre le Campanien et un complexe marno-gréseux tertiaire (Unité Oligo-miocène). On n'a jamais rencontré plus à l'E, dans l'Ouarsenis, des dépôts de cet âge sous le faciès calcaire à fossiles pyriteux.

CONCLUSIONS

La base du Néocomien marno-calcaire est inconnue. Contrairement aux travaux de mes prédécesseurs, on ne peut supposer - faute d'arguments - que le Néocomien est transgressif sur les étages antérieurs. Retenons que l'on observe à l'O. Fodda

un passage progressif du Jurassique au Crétacé, tandis qu'à la limite méridionale des Hauts-Plateaux, le Crétacé est discordant sur le Jurassique.

Le Berriasien n'a jamais été daté dans la bordure sud-tellienne del'Ouarsenis oranais. Il est peut-être connu au N à l'O. Fodda.

Le Valanginien est bien représenté par une série marno-calcaire épaisse de plusieurs dizaines de mètres. Il est daté par une abondante macrofaune.

L'Hauterivien est, par contre, probablement fort réduit car bien que M. Dalloni ait signalé une belle faune de cet âge, je n'ai pour ma part jamais observé d'association faunistique tout à fait caractéristique de cet étage.

Le Barrémien constitue l'étage le mieux développé et le plus connu du Crétacé inférieur. Son épaisseur doit être comprise entre 50 et 100 m. Il est, par contre, difficilement discernable au Grand Pic.

La limite supérieure du Crétacé inférieur peut être difficilement précisée car je n'ai jamais observé de coupe assez simple permettant de supposer qu'il y ait passage progressif du Barrémien à l'Aptien. Pourtant on peut admettre sans risque de se tromper beaucoup que ce dernier étage devait normalement reposer sur les marno-calcaires barrémiens car il perpétue les faciès instaurés au Néocomien.

La faune recueillie dans les couches du Crétacé inférieur est habituellement fort riche, surtout dans les niveaux plus marneux qui se délitent en fines plaquettes. Les ammonites dominent Les petites formes sont toujours en pyrite tandis que les grands échantillons sont en calcaire.

Toutes les associations faunistiques rencontrées sont largement répandues dans le bassin méditerranéen. Notons l'abondance des Aptychus, surtout au Barrémien. Ces formes n'atteignent jamais l'Aptien.

Les Tintinnoïdiens n'ont jamais été rencontrés dans les faciès marno-calcaires de la bordure sud-tellienne tandis qu'ils y abondent dans les dépôts tithoniques. Rappelons que les Calpionelles sont nombreuses dans le Néocomien (s.s.) de l'O.Fodda et qu'elles disparaissent probablement au Barrémien.

Le problème des grès inclus dans le Crétacé inférieur.

J'ai indiqué que les séries gréseuses et schisto-gréseuses que mes prédécesseurs supposaient interstratifiées dans les marno-calcaires devaient être attribuées au Tertiaire. En effet, on peut observer en de nombreux points des lentilles de grès apparaissant parfois nettement interstratifiées dans les dépôts calcaires néocomiens. Une observation attentive montre que les limites grès-calcaires sont en réalité toujours tectoniques. Par ailleurs ces grès contiennent parfois une microfaune indubitablement tertiaire. On imagine très mal, s'il en était autrement, dans quelles conditions auraient pu se sédimenter, au milieu de dépôts calcaires, ces lentilles gréseuses sur lesquelles on observe parfois des ammonites pyriteuses, ammonites qu'il faut bien entendu considérer comme remaniées.

Le problème des blocs jurassiques . Contrairement à l'opinion de Repelin les blocs jurassiques ne sont pas stratifiés dans le Néocomien (s.l.) mais dans le Crétacé moyen. Je crois avoir démontré amplement ces faits lors de l'étude du Jurassique. Ainsi le Crétacé inférieur a été, dans la zone où se sont déposés les dépôts étudiés ci-dessus, une période calme, la sédimentation n'a été perturbée par aucun apport grossier, que ce soit des grès ou des blocs calcaires.

Quel est l'âge des marnes schisteuses azoïques visibles avec les niveaux marno-calcaires?

Repelin plaçait ces dépôts dans le Néocomien; M. Dalloni, quoiqu'il ne signale jamais ce faciès lorsqu'il décrit le Crétacé inférieur, place implicitement ceux-ci, sur la feuille d'Uzès-le Duc, dans les formations éocrétacées. En réalité, l'étude des nombreux affleurements où l'on aperçoit ces marnes schisteuses au contact des marno-calcaires ne permet jamais d'affirmer avec certitude s'il y a continuité de sédimentation. Le contact n'est jamais simple, il est vrai qu'étant donnée l'histoire tectonique fort complexe de ces dépôts, des disharmonies sont normales entre deux séries de plasticité différente. On en est ^{donc} réduit aux hypothèses. Peut-on admettre à l'intérieur du Crétacé inférieur des variations de faciès aussi rapides et d'une telle importance? Connaît-on des dépôts présentant le même faciès que les marnes schisteuses mais bien datés? On peut hésiter avant de répondre à la 1^{ère} question connaissant le précédent des niveaux gréseux qui eux ont été, en définitive, datés. ~~À~~ La deuxième question, il faut répondre par l'affirmative, car en plusieurs points de cette zone, mais malheureusement en dehors des affleurements marno-calcaires, j'ai pu dater des marnes présentant les mêmes caractéristiques que celles observées dans les séries "néocomiennes"; elles contiennent une microfaune cénomanienne. Connaissant l'extrême complexité de la série des Chouala, je n'ai aucun scrupule à placer des contacts anormaux entre les marnes schisteuses et les marno-calcaires à fossiles pyriteux. Dans de telles régions, toute interprétation basée sur des variations de faciès rapides est sujette à caution.

Ainsi, le Crétacé inférieur serait représenté uniquement par des calcaires marneux et des marnes à fossiles pyriteux. Ce faciès ne varie pratiquement pas, non seulement dans la bordure sud-tellienne de l'Ouarsenis mais dans tout l'Oranais. On retrouve d'ailleurs des dépôts d'aspect identique dans le Constantinois.

Ces formations impliquent l'existence d'un bassin sédimentaire allongé d'E en W à travers toute l'Oranie et large d'au moins 20 km. Il devait être caractérisé par une sédimentation calme sans apport détritique grossier. Sa profondeur n'était pas nécessairement élevée mais il était largement ouvert et la subsidence devait y être régulière et faible étant donné l'épaisseur réduite des dépôts. On peut opposer à ces formations où dominent les calcaires, les dépôts continentaux du S et les séries autochtones très épaisses souvent riches en niveaux détritiques qui sont visibles, elles aussi, dans le Tell.

Dans quelle zone ont pu se déposer les séries marno-calcaires ? J'essaierai de répondre à cette question après avoir étudié l'ensemble des sédiments de la nappe des Chouala et la tectonique de cette région.

CHAPITRE SIXIEME

LE CRETACE MOYEN

LE CRÉTACE MOYEN

Si les dépôts du Crétacé inférieur forment dans tout le Tell oranais un ensemble homogène, il n'en est plus de même au Crétacé moyen, car dès l'Aptien - et ~~xxx~~ c'est pour cette raison que j'étudie ici cet étage - apparaissent dans le Tell des séries sédimentaires présentant des faciès fort divers. L'Aptien, l'Albien et le Cénomaniens visibles dans la bordure sud-tellienne offrent encore des faciès marno-calcaires souvent fort voisins de ceux du Crétacé inférieur et on a tout lieu de supposer que les conditions de sédimentation n'ont pas sensiblement varié dans la zone où se sont déposés ces couches du Néocomien au Cénomaniens inclus. A ces séries marno-calcaires du Tell méridional s'opposent les puissants dépôts schisto-gréseux puis calcaires de l'Ouarsenis.

J'étudierai successivement :

1) L'Aptien, l'Albien inférieur et moyen parce qu'il est difficile de dissocier ces étages dans l'Ouarsenis oranais, ceux-ci présentant le même faciès flysch.

2) L'Albien supérieur et le Cénomaniens dont les dépôts offrent des caractères totalement différents de ceux des étages précédents. En effet, la transgression mésocrétacique d'âge albien supérieur a bouleversé les conditions de sédimentation et au flysch schisto-gréseux font suite des couches calcaires. Aussi, la limite Albien moyen - Albien supérieur est-elle particulièrement nette, elle constitue un repère cartographique des plus précieux.

Aptien, Albien inférieur et moyen. (P. E.)

L'Aptien, l'Albien inférieur et moyen se représentent dans le Tell

généralement sous des faciès identiques ou fort voisins. C'est pour cette raison que j'étudierai en même temps les assises qui constituent ces niveaux. La limite de cet ensemble est nette. Elle est marquée par la fin de la sédimentation calcaire et marno-calcaire du Barrémien, toujours très fossilifère. La limite supérieure ~~qui~~ est, elle aussi, généralement bien marquée car la transgression mésocrétacique d'âge albien supérieur bouleverse les conditions de dépôts. Entre ces deux repères, on observe l'Aptien, l'Albien inférieur et moyen sous deux faciès nettement distincts; l'un schisto-gréseux, l'autre à prédominance marneuse.

Le faciès schisto-gréseux est visible surtout dans la partie la plus septentrionale du Tell oranais. Les dépôts marneux s'observent dans la bordure sud du massif de l'Ouarsenis. Ce n'est qu'exceptionnellement, dans le Dr Rouabah, que l'on distingue ces deux faciès sur le même parallèle. A ces formations telliennes charriées s'opposent les séries autochtones sahariennes de type néritique qui affleurent près de Tiaret.

Après avoir rappelé rapidement les caractères des dépôts sahariens, je décrirai l'Aptien, l'Albien ~~supérieur~~ inférieur et moyen, dans les Unités tectoniques du Tell; puis j'aborderai le problème que pose l'existence de galets de calcaire ^{contenus} albo-aptien dans le Tertiaire.

I. - L'Albo-aptien dans les séries autochtones de la zone saharienne.

Welsch (1890, p.148) a étudié en détail les dépôts du Crétacé moyen de la zone saharienne qui borde ma région d'étude. Il admet que le Gault est transgressif sur des séries argilo-gréseuses bariolées (Wealdien?). Il distingue de bas en haut :

- a) marnes à O. Proelonga
- b) calcaires et marnes à gros gastropodes et à O. falco

La faune est composée presque exclusivement d'Ostéaracés. C'est le faciès type des hauts plateaux et des régions sahariennes, faciès que Zittel nommait ; africano-syrien.

L'épaisseur de cette formation, essentiellement néritique, atteint une centaine de mètres.

Les affleurements les plus septentrionaux sont visibles près de Tagdemp, ils sont recouverts par le Miocène de Tiaret.

Il n'existe aucun point de comparaison entre ces dépôts et ceux de même âge que j'ai retrouvés plus au N.

II. - A-t-il existé des dépôts albo-aptiens dans la bordure sud-tellienne ?

J'ai déjà signalé que le Miocène était transgressif dans la bordure sud-tellienne (autochtone pré-saharien) sur le Jurassique ou sur le microgranite du Bechtout. A aucun moment, on ne constate la présence de dépôts albo-cénomaniens et même d'âge Crétacé quelconque, soit en place, soit en galets dans le conglomérat de transgression miocène. J. Lucas ~~xxx~~ admet toutefois que les calcaires sombres que surmontent le Portlandien du Bechtout pourraient appartenir à l'Aptien. J'ai indiqué plus haut ce qu'il fallait penser de cette opinion.

Pour ma part, je suppose que la bordure sud-tellienne était émergée durant le Crétacé. Les mers sahariennes et telliennes ne communiquent pas dans cette partie du Tell.

III. - L'Aptien et l'Albien inférieur et moyen dans les Unités des Chouala et du D^r Rouabah (faciès marno-calcaire).

L'Albo-aptien dans ces unités est représenté exclusivement par des séries marno-calcaires, il s'oppose aux dépôts à faciès flysch de l'Unité albo-cénomaniennne.

Rappelons, pour situer les formations que je vais étudier ci-dessous dans leur cadre tectonique, que l'Unité des Chouala et celle du D^r Rouabah chevauchent des dépôts oligo-miocènes. Il s'agit donc de sédiments charriés. Ceux-ci sont surmontés par l'Unité sénonienne.

HISTORIQUE.-

Repelin n'avait jamais signalé la présence, dans l'Ouarsenis, d'Aptien et d'Albien à faciès marno-calcaire. C'est à M. Dalloni que l'on doit la découverte d'une importante faune d'ammonites aptiennes et albiennes dans des marno-calcaires. Il a montré (1926, p.103) la présence de ces étages sous un faciès soit bathyal, soit mixte. Les faunes sont certes moins nombreuses que dans le Néocomien et le Barrémien, mais M. Dalloni pense que la série éocrétacée ne comporte pas de lacune.

Il a surtout retrouvé une riche faune aptienne à l'W de ma ré-

gion d'étude, sur la feuille d'Uzés-le-Duc (1924, p.104). Dans les Chouala, à l'E de Mendès, il signale (1952, p.20) des marno-calcaires à :

Puzosia angladei

Macroscaphites striatisulcatus

Ptyhoceras loeve

Quant à l'Albien constitué, dans la région de Mendès, par des marnes, il a fourni à M. Dalloni :

Latidorsella latidorsatum

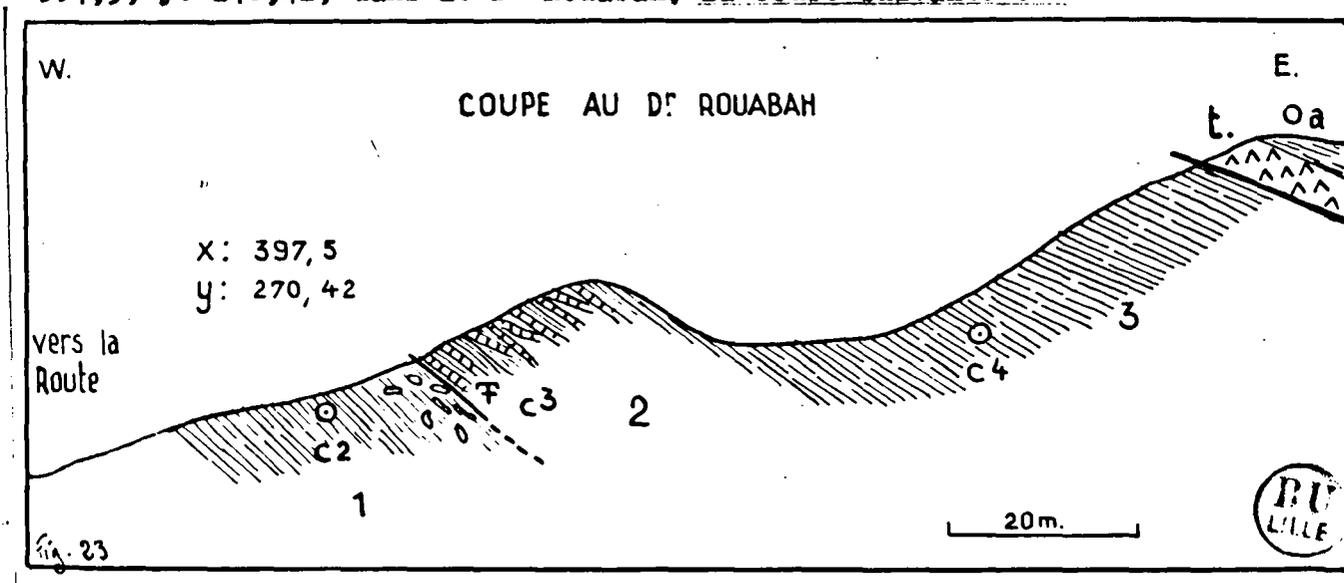
Puzosia mayori

Sauvagesia

Description des principaux affleurements.

1. Unité du D^r Rouabah (Feuille d'Ain Dalia SE).

Je n'ai observé qu'un seul affleurement que l'on peut attribuer à l'Albien inférieur sur la feuille d'Ain Dalia. Il est très intéressant de le signaler car il se trouve très près de la zone des massifs albiens schisto-gréseux. On observe, près de la route Viala-Molière au point x: 397,5; y: 270,42, dans le D^r Rouabah, la coupe suivante⁽¹⁾:



4 - Trias marquant la base de la série numidienne.

3 - Marnes grises ou noires à microfaune du Cénomanién inférieur.

2 - Calcaires en plaquettes : 10^m, à ammonites écrasées, écailles de poisson : Albien supérieur - Vraconien.

1 - Marnes avec quelques boules calcaires supportant des marnes noires

légèrement schisteuses mais tendres à nombreux filonnets de calcite.

Elles contiennent : Globigerina cf. infracretacea f.
Globigerina cf. washitensis r.
Gaudryina f.
Planulina r.
Epistomina (ornée) f.
Gyroidina sp.

Ces marnes appartiennent donc à l'Albien inférieur. L'Albien moyen n'existe peut être pas, ou bien le contact entre les marno-calcaires en plaquettes de l'Albien supérieur et les marnes de l'Albien inférieur est normal, ce qui est possible étant donné la grande fréquence des contacts anormaux dans cette zone.

Notons la présence d'Albien inférieur sous un faciès marneux dans une zone où affleurent d'importants massifs de flysch albien.

L'épaisseur de l'Albien ne peut être évalué car on ne connaît pas la base de cette série. On peut cependant préjuger qu'elle doit être assez réduite car les affleurements sont très rares.

2. Unité des Chouala (feuille de Guillaumet).

Dans la fenêtre des Chouala, sous une série marneuse sénonienne, on observe en plusieurs points des affleurements albo-aptiennes. La tectonique de cette zone excessivement complexe rend tout travail cartographique très long et presque impossible car les contacts anormaux remettent chaque fois en question l'âge des différents terrains rencontrés. De plus, les faciès sont fort homogènes et seule l'étude des ammonites pyriteuses, nombreuses à certains niveaux, mais rares à d'autres, fournissent des indications de valeur.

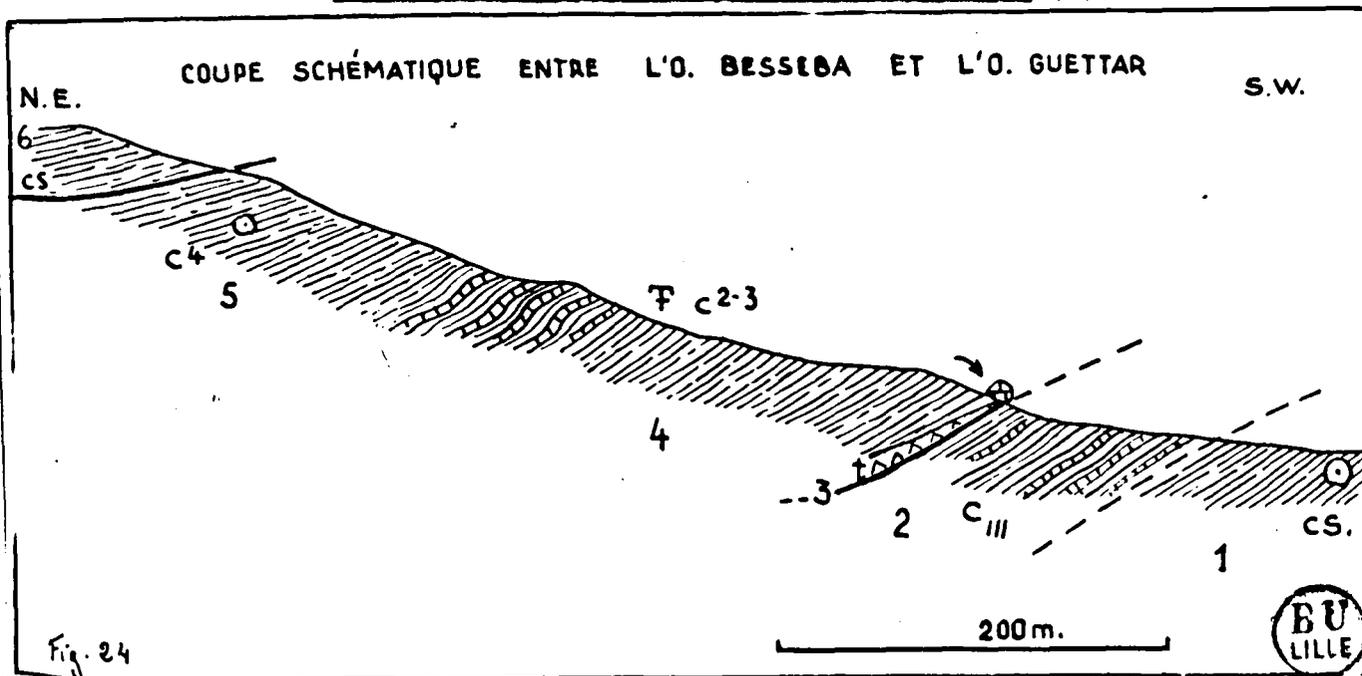
Dans toute cette zone l'Aptien, daté par M. Dalloni, et l'Albien inférieur et moyen présentent le même faciès.

Ces étages sont représentés par des marnes noires ou bleutées parfois schisteuses se délitant en fines aiguilles. A certains niveaux apparaissent des lits durcis plus calcaires; ceux-ci se délitent en plaquettes schisteuses grossières. Les niveaux calcareux présentent une altération

blanchâtre, leur cassure est gris bleuté. Ce sont ces niveaux calcaires qui nous permettent de déceler les accidents tectoniques, car les failles ne sont pas visibles dans les marnes. Je n'ai jamais observé de coupe complète du Barrémien au Vraconien, Cependant, l'épaisseur de l'Aptien et de l'Albien inférieur et moyen doit, si l'on en juge par les mélanges de faunes rencontrées au pied de petits talus, être assez faible. Elle ne dépasse pas 100 mètres.

Il est fort difficile de recueillir dans ces niveaux une faune abondante en place. On doit se contenter généralement de fossiles ramassés sur les pentes; aussi la précision des observations s'en ressent. Dans ces conditions, je ne décrirai pas les affleurements albo-aptien; ~~je~~ ne donnerai ci-dessus qu'un exemple montrant la grande complexité de cette zone.

Coupe entre l'O. Bessaba et l'O. Guettar (2)



De haut en bas on lève la coupe suivante :

- 6 - Marnes noires : Sénonien
- 5 - Marnes noires ou grises : Cénomanién
- 4 - Marnes schisteuses noires ou bleutées avec une série plus calcaire épaisse de 10m. se délitant en plaquettes : Faune albienne
- 3c- Trias : schistes rouges, bloc de calcaire jurassique; 2 à 3m.
- 2 - Calcaire néocomien : 30 m.
- 1 - Marnes noires légèrement brunâtres : Sénonien.

J'ai recueilli dans le niveau 4 :

Leptoceras sp. gr. orebrisulcatum Uhl.

Jauberticeras cf. laterivarinatum Anthula

Puzosia (Latidorsella ?) sp.

Phylloceras sp. gr. velledae d'Orb.

Hysterocheras sp. gr. orbigny Spath.

Hysterocheras sp.

Pervinquieria sp.

Il s'agit là d'une faune albienne nette allant de l'Albien inférieur à l'Albien supérieur.

L'Aptien n'a pas été individualisé mais sa présence a été mise en évidence par M. Dalloni, un peu à l'W. Il est peut-être présent ici ou bien il a pu être laminé car des contacts anormaux nombreux sont visibles. De toute façon, on retrouve dans les Chouala tous les étages du Crétacé inférieur et moyen. La sédimentation a dû être continue du Barrémien au Cénomanién. Les conditions de dépôts n'ont varié que dans de faibles limites. L'Aptien et l'Albien sont visibles ici sous un faciès marneux ou marno-calcaire. Je n'ai pas vu de niveau gréseux pouvant être attribué sans doute possible à ces étages; de toute façon, le faciès flysch n'est pas représenté dans ces séries.

Extension des faciès marneux.

A l'W, M. Dalloni a retrouvé (1952 b) des faciès identiques. Dans ma région d'étude, en dehors de la zone des Chouala et de l'affleurement décrit ci-dessus, je n'ai pas retrouvé de faune nette appartenant à l'Aptien et à l'Albien inférieur et moyen. On peut supposer que, dans la vallée de l'O. Raouraoua, des marnes schisteuses noires azoïques observées entre le Barrémien et le Vraconien puissent être rattachées à ces niveaux. Plus au N, dans la vallée du Riou, sous le Miocène transgressif, j'ai retrouvé des marno-calcaires contenant au S du Dj. Annk el Djemel et à l'A. Ouarsas des faunes de l'Albien (3).

J'ai recueilli en effet de mauvais débris d'Hysterocheras. Les événements m'ont empêché de poursuivre l'étude de cette faune qui paraissait riche de promesses.

Plus à l'E, M. Mattauer n'a jamais rencontré d'Albien sous cet aspect. C'est avec les faciès de son unité B à dominante marneuse, mais encore riche en schistes, que l'on trouve le plus de points de comparaisons.

CONCLUSION.

C'est exclusivement dans l'Unité des Chouala et dans celle du D^r Rouabah que l'on observe des dépôts albo-aptien marneux. Tous ces sédiments sont charriés. Notons que ces marnes appartiennent à la même Unité tectonique que les marnocalcaires du Néocomien. On peut donc supposer qu'il y a eu, dans la zone où se sont déposés ces dépôts, une sédimentation continue, de même type, du Néocomien à Albien supérieur.

Les affleurements assez peu nombreux résultent du fait que l'Unité des Chouala est chevauchée par une nappe à matériel plus souple qui s'est écoulée beaucoup plus loin que les dépôts du Crétacé inférieur et moyen. Les constituants de l'Unité des Chouala étant généralement recouverts par ~~XXXXXXXXXX~~ cette nappe. Aussi, ce n'est qu'à la faveur d'accidents post-nappes qu'apparaissent les séries du Crétacé inférieur des Chouala.

IV. - L'Albien, l'Albien inférieur et moyen dans l'Unité albo-cénomaniennne (faciès schisto-gréseux).

HISTORIQUE.

C'est une fois encore à Repelin que l'on doit les premières descriptions des terrains albo-aptiens de l'Ouarsenis (1895, p.73). Il a décrit les principales masses schisto-gréseuses qu'il a rapportées avec justes raison à l'Albo-aptien. Brives (1925) attribue à l'Albien et à l'Albien le flysch non daté qui affleure au N du Dj. Maïz, sur la feuille d'Orléansville et de Charon. M. Dalloni (1936, p.17) signale qu'il a recueilli dans les vallées du Riou et de l'Oued Sly, "en divers points", des ammonites de l'Albien. Il classe dans l'Albien les "marnes à nodules ferrugineux avec lentilles de quartzite brunâtre qui sont, à Molière, criblés d'orbitolines et de fragments d'ostracés". En 1952, il apporte un peu plus de précisions sur ses recherches, il écrit avoir trouvé sur la feuille d'Orléansville (vallée de l'O. Sly) : Hypacanthoplites milletianus et

Ptychoceras loeve dans la région d'Ammi-Moussa. M. Mattauer (1957), plus heureux, a ramassé dans ces couches réputées presque azoïques une faune caractéristique de l'Aptien et de l'Albien inférieur et moyen.

LITHOLOGIE.

L'Aptien, l'Albien inférieur et moyen sont représentés par une série rythmique schisto-gréseuse qu'avec les autres géologues je nommerai flysch, mais sans donner à ce terme un sens impliquant, comme le font certains, des conditions de genèse déterminée.

Cette série dont l'épaisseur doit dépasser 100^m est constituée presque exclusivement par des grès et des schistes en proportions fort variables. Elle contient exceptionnellement des niveaux plus marneux ainsi que quelques bancs calcaires.

DESCRIPTION DES CONSTITUANTS.

Les grès.- Les bancs gréseux ont des teintes roussâtres ou blanchâtres, leur épaisseur est fort variable et comprise généralement entre 10 et 50 %. On observe aussi quelques grosses lentilles épaisses parfois de 10 à 20^m (Dj. Bouyala). Les bancs, surtout le plus gros, sont très souvent lenticulaires. Les lentilles gréseuses ne s'effilochent pas mais se terminent brusquement par un contour net, subcirculaire. (~~est plan-~~
~~aire~~).

La base et le sommet ^{des bancs} sont généralement nets, il n'existe pas, comme dans les flyschs typiques, de zone de passage progressive du schiste au grès. La partie inférieure des bancs est parfois marquée par des figures de charge net et de fluxion.

En lame mince ces grès apparaissent presque exclusivement constitués par des quartz. Les grains, souvent homométriques, sont généralement petits (de 20 à 40 μ), anguleux. Le grano-classement n'est cependant pas parfait car on distingue souvent à l'échelle de la lame des zones disséminées irrégulièrement, à quartz plus petits ou plus gros.

On distingue exceptionnellement des bancs de très gros quartz, les grains peuvent dans ce cas atteindre 4 à 5 % de diamètre.

Parmi les éléments accessoires, qui sont rares, on distingue : des feldspaths plagioclases, souvent fort frais, des minéraux phylliteux habituellement altérés et des minéraux lourds, tourmaline, zircon, etc...

Le ciment est souvent peu abondant, il peut être constitué par de la calcite ou par des phyllites qui dans ce cas forment une trame fort mince. Certaines lames montrent des quartz nourris, mais les quartzites typiques sont rares.

Les schistes.- Les niveaux schisteux qui séparent les bancs de grès sont plus ou moins développés, leur importance est fort variable et indépendante généralement de leur position stratigraphique. Les schistes présentent une couleur noire franche. Certains niveaux d'enrichissent en éléments calcaires, on observe alors une légère effervescence à l'acide chlorhydrique. Les schistes se délitant en fines aiguilles sèches et fort rarement en plaquettes. Ils ne font généralement pas pâte avec l'eau, il s'agit de grès fins, riches en éléments phylliteux.

J'ai observé sur la feuille d'Ammi-Moussa un niveau de schistes rouges violacés. M. Mattauer signale plus à l'E, un flysch de cette teinte.

AGE DU FLYSCH.

L'étude du flysch de l'Ouarsenis confirme l'âge attribué par les anciens auteurs à cette série épaisse et monotone. Cette série schisto-gréseuse appartiendrait à l'Aptien et à l'Albien inférieur et moyen.

Partout où elle est visible la base du flysch est marquée par un contact anormal. De ce fait on ne connaît pas l'épaisseur de l'Aptien, et rien n'indique que l'Aptien inférieur soit représenté dans nos séries. Rappelons qu'au NE, près de Molière, l'Albien est vraiment transgressif sur le Néocomien.

L'Aptien franc est daté dans notre secteur par :

Ptychoceras loeva⁽¹⁾

Douvilleiceras cornuelianum⁽¹⁾

Le Clansayésien par : Diadochoceras nodosocostatum⁽¹⁾

L'Albien inférieur par : Hypacanthophites milletianus.

On ne signale pas, et je n'ai pas rencontré d'ammonite caractéristique de l'Albien moyen. Mais il doit être représenté car la série schisto-gréseuse passe progressivement à l'Albien supérieur marno-calcaire qui est, lui, bien daté.

(1) Recueilli par Repelin.

La macrofaune quoique très rare, permet cependant d'attribuer le flysch anté-cénomannien à l'Albien inférieur et à l'Aptien supérieur. Pour ma part, je n'ai recueilli que quelques rares ^{et} mauvais débris d'ammonites, des morceaux d'échinodermes indéterminables, des moules de gastéropodes et de lamellibranches. Aucune microfaune n'était contenue dans les schistes marneux que j'ai prélevés en de nombreux points.

C'est donc pratiquement sans le secours d'aucune faune que l'on doit tenter l'étude de l'énorme masse de flysch albo-aptien dont l'épaisseur atteint certainement un millier de mètres.

DESCRIPTION DES PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS.

1 - Feuille de Charon.

L'albo-aptien est recouvert sur la rive droite de l'O. Sly au S de Malakoff par des conglomérats du Miocène supérieur. Il est constitué par des grès quartzites brun foncé, intercalés de schistes au Kat Sefa (feuille d'Orléansville W.); on observe dans cette série les lentilles de calcaire marneux se délitant en plaquettes grossières. Il s'agit de calcaires gris noir à reflets verdâtres. En lame mince, ils se révèlent argileux, à grains très fins, et hachés par de ~~pauc~~ filonnets de calcaire. Ils contiennent une microfaune abondante mais recristallisée et déformée; aussi aucune espèce n'a pu ^{être} déterminée. Ces lentilles incluses dans la série schisto-gréseuse de l'Albien ont parfois une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres. Le terrain ne permet pas de trancher entre lentille tectonique ou sédimentaire.

L'affleurement des couches albo-aptiennes fortement plissées a une direction NE-SW. Il est recouvert au N par le Miocène supérieur du Chelif transgressif au S sur les argiles numidiennes. Rien ne permet d'affirmer, sur la feuille de Charon, ~~que~~ ce dernier contact est normal ou tectonique. D'ailleurs la limite des schistes crétacés et des grès du Numidien est difficile à retrouver. Aux rares points où nous avons pu préciser les contours le contact paraît normal.

Quant à la limite inférieure des schistes, Brives signale qu'ils reposent normalement sur le Jurassique. Je n'ai pu contrôler ce fait.

Aucune faune n'a été recueillie dans cette série, que ce soit sur la feuille de Charon ou sur celle d'Orléansville. A. Brives qui a levé cette

feuille plaçait ces schistes et grès quartzites dans l'Aptien plutôt que dans l'Albien parce qu'on observe des pointements jurassiques, un peu plus au N dans la même bande. M. Dalloni (1952^b, p.10) y aurait reconnu l'Aptien et l'Albien à Hypacanthophites milletianus.

2 - Feuille d'Ammi-Moussa.

Toute la partie E de la feuille montre d'importants affleurements de flysch. Je les décrirai rapidement du N vers le S.

a) Le flysch du Douar Sly.

Sous une série marno-calcaire de l'Albien supérieur le flysch albien affleure en deux points au coeur de deux anticlinaux aigus.

1/ au Kat el Keskas (x: 365; y: 298)

2/ au Kat Korn er Rhezid (x: 370; y: 296) où cet anticlinal se poursuit à l'E sur la feuille de Molière.

L'Albien, visible sur une épaisseur de 50 à 100m, est constitué par une série monotone de grès roux et de schistes noirs. Les bancs de grès sont épais de 20 à 50%. Le flysch est surmonté par des marno-calcaires albiens. Aucune faune n'est visible dans ces niveaux.

b) Le flysch du Dj. Guelmame.

Un important massif de flysch est visible sur près de 30 km² au Dr Menkoura. Il s'agit d'une puissante assise schisto-gréseuse constituée par une série isoclinale. Les pendages s'effectuent vers le N. L'affleurement est orienté E.W. (N 6).

Au N, le long de la piste menant à la maison forestière de Ramka les contacts avec la série marno-calcaire de l'Albien supérieur sont le plus souvent normaux. A l'W, au Dj. bou Faress, le contact devient anormal et au S, dans la vallée de l'O. Tleta, le flysch chevauche nettement les calcaires cénomaniens. De nombreux replis et des contacts anormaux fréquents font apparaître les marno-calcaires du Crétacé moyen en sandwich dans le flysch. De tels lambeaux calcaires, inclus dans la série schisto-gréseuse, sont visibles à l'Aïn el Kermaç à l'Aïn el Merdja. Il n'est pas question ici encore d'établir une série stratigraphique. Retenons la présence de gros bancs de grès quartzite au Tella et Touila, au Dj. Guelmane ainsi que l'existence de lentilles calcaires interstratifiées dans le flysch en particulier au Dr el Ahmed et au point x: 369,2; y: 289,8. Ces lentilles

calcaires épaisses de 1 à 3^m et longues d'une quinzaine de mètres sont constituées par un calcaire noir à grain fin riche en petits quartz souvent nidifiés.

Je rattache à ce massif les affleurements suivants qui en sont séparés :

- a) le flysch du Trabkia (7)
- b) le flysch du Dj. ben Saouda (8)
- c) le flysch du Si Marouf (9)
- d) le flysch du Si ben Kretab (10)
- e) le flysch de l'Aïn Djilah (11)

Il faut interpréter ces divers affleurements situés à l'E d'Ammi-Moussa en klippe car ils reposent sur des marno-calcaires cénomaniens ou sénoniens. Aucun de ces massifs n'avait été jusqu'à présent signalés.

La carte géologique de l'Algérie indique à l'emplacement de ceux-ci soit des marnes cénomaniennes, soit du flysch numidien. Bien que je n'aie jamais rencontré de fossiles dans ces affleurements ils ne peuvent qu'être attribués à l'Albien, parce que :

- 1) le flysch albien est nettement différent du flysch numidien; aucune hésitation à l'échelle de l'affleurement n'est possible.
- 2) Les klippes les plus méridionales se trouvent à quelques centaines de mètres au front du chevauchement du flysch du Dj. Guelmame qui est, lui, daté car il est surmonté sans solution de continuité par les marno-calcaires albiens.

Il apparait donc logique de rattacher ces klippes au flysch de Guelmame.

c) Le flysch de l'O. Madjoubia. (12)

Un seul affleurement de flysch est visible sur la rive gauche de l'Oued Riou, à l'extrémité S de la feuille d'Ammi-Moussa, dans la vallée de l'O. Madjoubia (x: 358; y: 282). On observe à cet endroit 100 à 150^m de flysch assez schisteux dans une série π isoclinale à pendage N de 45° environ. La série schisto-gréseuse que je rapporte au flysch albien est surmontée par des marno-calcaires maestrichtiens et est supportée par des marno-calcaires noduleux qui m'ont livré une microfaune du Cénomalien inférieur.

3 - Feuille de Guillaumet.

1) Le Massif de bou Rokba. (13)

Un dôme anticlinal assez complexe fait affleurer sur 3 à 4 km² des schistes et grès que je rapporte à l'Albien. Cet affleurement est traversé par la piste menant de Guillaumet à la Maison forestière de bou Rokba.

Il s'agit d'une série monotone de schistes et grès dont l'épaisseur visible atteint 200m. Le flysch est surmonté par des marno-calcaires de l'Albo-cénomaniens. C'est pour cette raison qu'on peut considérer l'assise schisto-gréseuse comme albienne car je n'ai recueilli, ici aussi, ni macrofaune, ni microfaune. On y observe parfois de petites lentilles de calcaire gréseux roussâtre.

Le passage de la série schisteuse aux marno-calcaires s'effectue rapidement, sur 4 à 5^m environ : les ~~flysch~~ schistes s'enrichissent en calcaires et passent à des calcaires schisteux.

Le flysch peut parfois arriver contre le Sénonien, dans ce cas le contact est nettement tectonique, un filon de Trias est, à cet endroit, souvent présent.

2) Le Massif du Djebel Aaria (14).

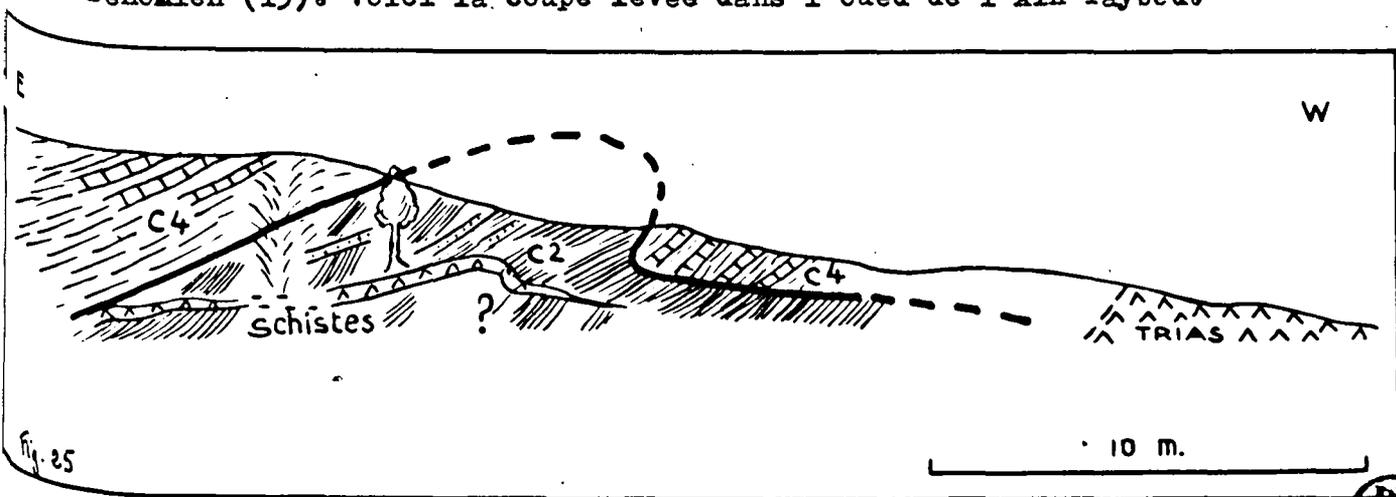
Au SE de l'affleurement précédent, on retrouve dans une région où dominant des marno-calcaires sénoniens des grès et des schistes dont les bancs, orientés EW sont fortement inclinés vers le N. Il s'agit d'une série identique à celle du Bou Rokba. Les grès sont fort abondants au N, le long de la piste bou Rokba-Aouara; au S, la série devient plus schisteuse puis passe insensiblement à des marno-calcaires pauvres en microfaune mais qui doivent très probablement être d'âge albo-cénomaniens. Cette série, qui serait renversée, chevauche les marno-calcaires sénoniens.

On ne retrouve pas, dans ces derniers massifs, les marno-calcaires en plaquettes qui constituent au N les premiers dépôts de la série calcareuse du Crétacé moyen.

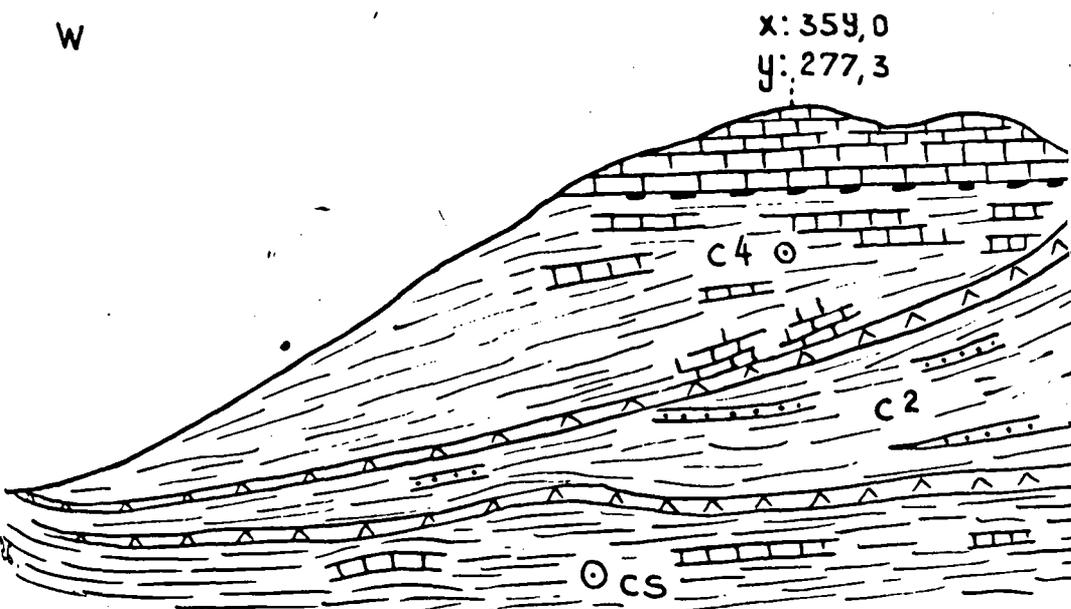
Quelques copeaux de flysch.

En plusieurs points, j'ai retrouvé quelques copeaux de schistes et grès d'âge probablement albien, dans des situations tectoniques fort complexes.

a) affleurant sur une cinquantaine de m² et sur 1 à 4 m d'épaisseur, on observe, à l'W du massif de bou Rokba, au point x: 361,8; y: 277,8 (Aïn Tayeb), un copeau de flysch (x c²) coincé entre le Cénomarien (C⁴ et le Sénomien (15). Voici la coupe levée dans l'oued de l'Ain Taybed.



b) Une autre lentille est visible, toujours entre le Cénomarien et le Sénomien, près du cimetière de Guillaumet; elle est limitée par des filons de Trias (16). La vue schématique ci-dessous montre mieux que tout commentaire, la situation de ces copeaux de flysch.



Enfin, au S de Guillaumet (17), près du Mt Si Mohd ben Chérif (x: 358; y: 272), on retrouve un affleurement de flysch chevauchant les marno-calcaires sénoniens; la tectonique y est aussi fort complexe.

Tous ces copeaux présentent le même faciès que les massifs de flysch bien daté visibles dans cette zone, ils peuvent donc être rattachés à l'Albien.

4 - Feuille de Molière.

On peut observer, en de nombreux points, sur la feuille de Molière, des affleurements de flysch albien d'allure identique à ceux étudiés précédemment. Les séries détritiques qui les constituent passent normalement aux marnes et marno-calcaires de l'Albien supérieur.

Comme je n'ai effectué qu'un petit nombre de tournées sur cette feuille, je ne décrirai pas les affleurements de flysch de cette région.

5 - Feuille d'Ain Dalia.

a) Le flysch du massif d'Aouara.

Il constitue le plus vaste affleurement de flysch schisto-gréseux du Tell oranais aussi, m'attacherai-je un peu plus longuement sur la description de ces dépôts. Il s'agit d'une masse homogène orientée SN qui occupe l'extrémité occidentale de la feuille d'Ain Dalia. La longueur totale de cet affleurement atteint 20km, sa largeur maximum est voisine de 8 km.

Les principaux sommets de cette région sont constitués par ce flysch albo-aptien : Dj. Korn, Mankoura, etc... La maison forestière d'Aouara bâtie dans ce massif bénéficie d'un site d'une exceptionnelle beauté.

L'énorme masse de flysch d'une homogénéité sans faille est constituée par une épaisse série grossièrement isoclinale. Les pendages, généralement forts, s'effectuent dans l'ensemble vers l'E. Une étude détaillée montre l'existence de très nombreux contacts anormaux à l'intérieur de cette série, aussi apparaît-il difficile d'y établir des subdivisions bien que la puissance de ces couches doit dépasser 1.000 m.

A l'E, le massif d'Aouara est surmonté par des marno-calcaires de l'Albien supérieur - Cénomaniens du massif d'Ain Dalia. A aucun moment le contact entre les deux séries n'est simple. Une lame de Trias sépare parfois les formations calcaires des couches schisto-gréseuses.

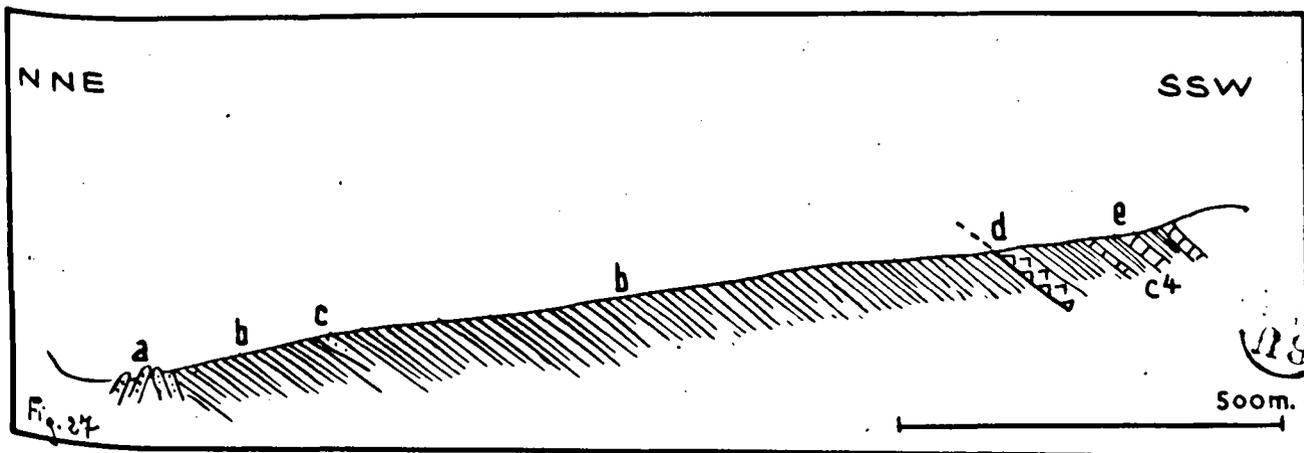
A l'W et au S, le flysch chevauche des marno-calcaires sénoniens et parfois même - ce qui doit nous empêcher de supposer qu'il s'agit d'une simple série monoclinale - des copeaux de calcaire cénomaniens.

Le Massif d'Aouara est presque essentiellement constitué par des schistes noirs et des grès quartzeux blanc jaunâtre. Grès et schistes alternent parfois régulièrement ce qui permet de considérer cet ensemble comme un flysch, mais l'allure rythmique de la série n'est pas constante. En D'énormes bancs de grès d'une épaisseur parfois supérieure à 20m apparaissent à l'intérieur de la série (Dj. Bouyala) (18), ils sont lenticulaires et s'interrompent brusquement sur une distance de 1 à 2m, ce qui n'est pas sans poser des problèmes de sédimentation fort intéressants. Habituellement les bancs de grès, rarement très constants, ont une épaisseur comprise entre 10 à 15 cm. Les schistes seuls constituent rarement des niveaux épais, des bancs de grès s'y intercalent presque toujours.

Dans cette monotone série, se dégagent quelques dépôts présentant des faciès un peu particuliers, nous les décrivons car ils peuvent servir de repère :

1- A l'E, sous les marno-calcaires cénomaniens du Dj. Chaba, au Mt Si Salem, on observe une épaisse formation de schistes marneux, noirs avec d'exceptionnels bancs de quartzite. Les schistes se délitent le plus souvent en plaquettes grossières peu cohérentes ou en grosses frites. L'épaisseur de ces dépôts, hélas azoïques, doit dépasser 100m. On peut étudier ces couches en x: 377,65; y: 276,8 (18) où elles atteignent leur développement maximum. J'ai retrouvé un faciès analogue dans le massif d'Ain Dalia (x: 379,2; y: 271,5).

Voici la coupe que l'on peut lever dans cette zone, à l'Ain Arouk (19).



Ce sont des formations identiques et probablement de même âge

que l'on distingue dans la vallée de l'O. el Kouassem en amont de la Maison forestière de Takouka (20).

On ~~est~~ toujours ce faciès au voisinage immédiat des marno-calcaires cénomaniens du massif d'Ain Dalia. Bien que la limite schistes marneux - marno-calcaires soit souvent tectonique, les dépôts schisto-marneux doivent représenter un faciès de la partie sommitale du flysch. Je n'ai pas retrouvé ailleurs de séries analogues.

2- A l'extrémité occidentale de ce massif, au voisinage ou sur la feuille de Guillaumet, la piste d'Aouara recoupe plusieurs fois de gros bancs de calcaire schisteux interstratifiés dans les schistes et grès albiens (x: 371,4; y: 274,18)(21). Ces bancs, épais parfois de près de 2m, offrent une patine café au lait très caractéristique. Cassés, ils montrent un calcaire très noir à grain très fin. Les accidents fort nombreux dans cette zone - car les niveaux calcareux se trouvent au voisinage du plan de chevauchement de l'Unité albo-cénomaniennne - ne permettent pas de suivre cet horizon. Latéralement, j'ai retrouvé en plusieurs points des formations identiques et plus particulièrement au SW d'Aouara, le long du chemin menant au Dj. Khalga.

Ces niveaux plus calcareux se situent au-dessous des grosses lentilles gréseuses du Kef Bouyala.

3- Près des affleurements calcaires, on peut observer des bancs de grès de 15 à 20% de puissance dans lesquels on recueille de nombreux débris d'organismes malheureusement très mal conservés : gastéropodes, lamellibranches et parfois des débris indéterminables d'oursins. J'ai retrouvé, en plusieurs endroits, mais toujours dans un niveau fort voisin de celui des calcaires marneux, ces couches fossilifères. Elles ~~ne~~ appartiennent probablement à un même horizon : x: 371,15; y: 271,38 (22)
x: 370,12; y: 266,72

Essai d'établissement d'une série stratigraphique.

Il est très difficile de trouver dans les séries de flysch qui, par définition, sont très monotones et très épaisses, des repères stratigraphiques valables. De plus, les faunes pratiquement inexistantes, les plis et accidents très nombreux y rendent cette ~~essai~~ fort délicat à tenter. Néanmoins, je propose, après avoir parcouru longuement l'épaisse série

d'Aouara, la succession suivante :

- a) Schistes marneux. - Sous la série à nodules calcaires (zone de passage du flysch aux marno-calcaires albo-cénomaniens), soit au sommet du flysch, on voit des schistes marneux se délitant en plaquettes grossières avec d'exceptionnels bancs de grès. Vers la base apparaissent de rares gros bancs gréseux probablement lenticulaires et ne renfermant ni microfaune, ni macrofaune. Epaisseur de cette formation supérieure à 100m. Comme cette assise est visible sous l'Albien supérieur, on peut supposer qu'il s'agit de l'Albien moyen.

Le type de cette série peut être pris au Mbt Sidi Salem x: 377,5; y: 266,9, au pied du Dj. Chalba.

- b) Alternance plus ou moins régulière de schistes noirs et de grès rous-sâtres. - Vers la base apparition d'énormes bancs - plus de 100m - de grès lenticulaires. C'est dans ces niveaux que M. Dalloni signale H. milletianus. Repelin y aurait recueilli :

Douvillciceras cornaliatum

Diadochoceras nodosarium

Cette formation appartiendrait donc à l'Albien inférieur et à l'Aptien supérieur (zone de Clansayes).

L'épaisseur de ce flysch serait supérieure à 500 m.

- c) Schistes et grès en petits bancs avec un niveau à gros bancs calcaires et quelques bancs gréseux lumachelliques. - On peut évaluer l'épaisseur de ce niveau à plus de 100 m. Aptien ?
- d) Enfin, pour être complet, signalons que M. Dalloni a observé un peu plus au N une série schisteuse avec bancs de grès subordonnés et quelques niveaux. Il a recueilli dans ce faciès ^{marneux} : Ptychoceras loeve. Cet horizon n'est pas visible dans le massif d'Aouara.

- b) Le flysch dans le massif d'Ain Dalia.

Je signalerai simplement les principaux affleurements de flysch que l'on peut attribuer à l'Albo-aptien sans essayer de comparer les faciès de ces séries à ceux déjà décrits. En effet, les différences observées entre les formations schisto-gréseuses d'Aouara et celles d'Ain Dalia sont en relation avec des accidents tectoniques. Je discuterai donc ce problème lors de l'étude tectonique de cette zone.

J'ai déjà signalé l'existence de flysch sous les marno-calcaires cénomaniens à propos du faciès schisteux de l'Albien moyen du ^{M^{bt}} Sidi Salem, de la maison forestière de Takouka et de l'Ain Arouk. Les autres affleurements se trouvent entre autres :

a) Dans la digitation du M^t Si AEK m'ta el Maacem (23). Dans l'oued qui coule ^{au pied} de ce M^{bt}, un brachyanticlinal fait apparaître des schistes albiens. L'épaisseur visible est voisine de 20^m. Le contact marno-calcaires-schistes est fort diffus. On peut à priori supposer que ce contact est normal.

A l'extrémité occidentale de cette digitation, on observe un flysch plus riche en lits gréseux que le précédent; cet affleurement présente un faciès bien différent de celui qui est visible à quelques centaines de mètres de ~~là~~ là, coïncé entre deux lames de Trias.

Toutes ces couches sont orientées NS; les pendages, réguliers, s'effectuent vers le N.

b) L'Albien du Dar^e ben Melah. (x: 389; y: 271) (24).

Un petit affleurement de flysch albien est visible dans la vallée de l'Oued bou Zigga. Comme le précédent, il est coïncé entre le Cénomanien et le Sénonien. Sur la rive droite, le contact albien - cénomanien est presque normal. La série schisto-gréseuse passe vers le haut à des marnes schisteuses par l'intermédiaire de petits bancs discontinus de calcaires et par des niveaux plus ou moins noduleux. Cette série a des rapports étroits avec celle que l'on observe entre le flysch gréseux et les marno-calcaires albien supérieur de la feuille d'Ammi-Moussa. Bien entendu des disharmonies existent et l'affleurement ne permet pas d'affirmer que le passage flysch - marno-calcaire soit normal.

Sur la rive gauche, par contre, on observe un spectaculaire chevauchement des calcaires cénomaniens en gros bancs sub-verticaux sur un flysch schisteux ~~à rognons~~ rognons calcaires (voir fig. 149). Il s'agit là, je pense, d'un chevauchement local d'une centaine de mètres au maximum car la série schisto-gréseuse contient des rognons calcaires, ce qui incite à placer ce niveau à la partie très supérieure du flysch.

c) Le flysch du Kef Baïa (25).

Ce djebel est constitué exclusivement par des schistes et grès albiens. Il a la forme d'un croissant orienté NS, dont la plus grande

largeur atteint 2 km. Au N comme au S, l'affleurement diminue progressivement d'importance puis disparaît totalement. Le flysch est de type tout à fait classique. Les bancs gréseux alternent régulièrement avec des schistes noirs. On peut évaluer à plus de 200 m l'épaisseur de ces couches; Le flysch surmonte des marno-calcaires sénoniens par l'intermédiaire d'un filon de Trias souvent fort épais.

La limite supérieure est beaucoup moins nette. Au N, près de l'O. bou Zigza, le contact schiste - marno-calcaire semble normal, il existe, sur une vingtaine de mètres, une série de passages schisteuse entre le flysch gréseux typique et les calcaires marneux du Cénomaniens. On observe dans cette zone de nombreuses lentilles, apparemment non tectoniques, de calcaire incluses dans les schistes. Mais les cassures sont nombreuses et les niveaux bréchiques ne sont pas rares, aussi peut-on hésiter avant d'admettre un contact normal d'autant plus que vers le S, dans l'Oued Erroya, le contact devient franchement anormal : les calcaires de l'Albien supérieur reposent par la tranche sur le flysch, un filon de Trias souligne même parfois (rive droite de l'Oued) la limite calcaire-flysch.

d) Dans l'O. Bou Zigza (26) - On observe en x : 382,5 ; y : 368,5, un brachyantiolinal assez complexe de direction EW qui fait apparaître, sous des calcaires marneux du Crétace moyen, 10 m de grés et schistes albiens à altération rougeâtre. Le contact paraît normal entre la série de calcaires marneux mal consolidés et les schistes à lits gréseux. Ici on n'observe pas de série intermédiaire.

CONCLUSION

L'Aptien, l'Albien inférieur et moyen sont constitués exclusivement dans l'Unité A par des dépôts schisto-gréseux très puissants. On évalue généralement à plus de 1000 m l'épaisseur de ces niveaux de flysch. Ces couches à faciès schisto-gréseux s'opposent aux formations de même âge observées dans la bordure sud-

tellienne à l'état de marnes et calcaires marneux à ammonites parfois pyriteuses.

On distingue donc dans le Tell deux séries de couches albo-aptiennes déposées dans des bassins sédimentaires de caractères bien différents : les marno-calcaires à ammonites de l'Unité des Chouala et le flysch de l'Unité A. Retenons que dans le Dr Rouabah, on distingue ces deux faciès côte à côte, ce qui implique d'importants chevauchements si on n'admet pas de variations de faciès rapides, que rien ici ne permet de supposer.

Avant de passer à l'étude des couches plus récentes, je signalerai la présence en plusieurs points, dans des marnes noires schisteuses : probablement oligocènes de galets de calcaire albo-aptien contenant de nombreuses orbitolines. Or nous venons de constater que l'Albo-Aptien présente dans l'Ouarsenis oranais des faciès totalement différents. On peut se demander quelle est l'origine de ces galets constitués par un calcaire sombre, dur, contenant une faunule abondante d'orbitolines.

J'ai recueilli en effet :

1) en x : 390 ; y : 266,45 (Unité sénonienne - feuille d'Aïn Dalia) :

O. discoïdea libanica Henson

O. lenticularis Blum

O. cf. bulgarica

2) en x : 371,75 ; y : 252,7 (Unité oligo-miocène - feuille de Waldeck-Rousseau) :

O. cf. kurdica

O. trochus

O. lenticularis

3) en x : 363,7 ; y : 261,3 (Dr Chekkaea - feuille de Molière) :

O. lenticularis

M. Mattauer, dans sa thèse, note avoir observé des galets de calcaire à orbitolines dans un conglomérat de transgression albien, près du Gd Pic. M. Lys constate pour sa part de grandes analogies entre les galets que je lui ai

soumis et l'Aptien réci al de Terriet el Haad (autochtone). J'avoue qu'il est difficile de préciser l'origine de ces galets, d'autant plus que les marnes qui les contiennent sont charriées. Retenons toutefois qu'il est peu probable que les formations oligocènes dans lesquelles on ramasse ces galets représentent la couverture charriée de l'Unité A car l'Albo-Aptien de cette Unité ne paraît pas contenir, tout au moins dans la zone que j'ai étudiée, de couches offrant le faciès calcaire à orbitoline.

L'ALBIEN SUPERIEUR ET LE CENOMANIEN

La transgression mésocrétacée débute dans l'Ouarsenis oranais à l'Albien supérieur. Dans la partie orientale de cette région, les séries marno-calcaires de l'Albien supérieur et du Cénomaniens reposent sur le flysch. Le passage flysch-calcaire s'effectue lentement par une série de transitions. Les variations dans la sédimentation sont rapides, mais progressives. A l'W, la transgression albo-cénomaniennne n'a que peu modifié les conditions de dépôts : aux marno-calcaires albo-aptien succèdent des marno-calcaires de l'Albo-cénomaniens. Seule, l'étude de la faune permet de séparer ces différents niveaux.

HISTORIQUE.

Repelin (1895) a reconnu le Cénomaniens et implicitement l'Albien supérieur dans le massif de l'Ouarsenis proprement dit (voir sa carte). Il signale en effet : Schloenbachia inflata ^{Sow}
Acanthoceras bothomagense ^{Jors} en plusieurs points.

M. Dalloni augmente l'importance des affleurements que l'on peut attribuer à ces étages en signalant (1924, p.110) un Cénomaniens bathyal dans la vallée du Riou où des marnes à ammonites ferrugineuses affleurent dans l'O. el Retab (W, SW d'Ammi-Moussa). Dans cette même note, il montre la présence du Cénomaniens et du Vraconien dans la région de Mendèg et plus à l'W dans la vallée de l'O. Krelloug. Il rappelle que les marnes céno-maniennes existent encore à l'E. d'Ammi-Moussa, sous les ruines romaines du Ksar et Kaoua à où il a trouvé un échinide intéressant : Lampadoceras sulcatus Cott.

En 1936, puis en 1952, il décrit à nouveau les principaux affleurements de l'Ouarsenis. Malheureusement, il est impossible de localiser avec précision les gisements fossilifères qu'il signale. En résumé, il distingue

a) le Vraconien constitué par des calcaires en plaquettes avec :

Inflatoceras inflatus ^{Sow}

Phylloceras villedae ^{Mich}

Lytoceras sp.

Mantelliceras aumalense ^{Leg}

Oxytropidoceras sp.

écailles de poisson;

b) le Cénomaniens marneux dans la région d'Ammi-Moussa et de Mendès avec :

- Phylloceras cf. seresitense
- Lytoceras dozei *Fabor*
- Turrilites costatus *Lamk*
- Baculites baculoides *Mant*
- Scaphites obliquus *Jow*
- Ptychoceras
- Latidorsen^{sp}na latidorsatum *Hick*
- Puzosia paronae *Kil*
- Puzosia getulina
- Puzosia subplanulata
- Mantelliceras martimpreyi
- Neohibolites ultimus. *Dorch.*

Ces fossiles, appartenant soit à l'Albien supérieur, soit au Vraconien et au Cénomaniens, montrent qu'il ne doit pas exister de lacune importante dans ces séries.

Les principaux faciès (Voi Pl. F)

On distingue trois types de faciès bien distincts en étudiant les affleurements de l'Albo-Cénomaniens. Aucun auteur n'avait à ma connaissance insisté sur ces différences de faciès qui sont particulièrement nettes surtout pour le Cénomaniens. Bien entendu ces ~~différences~~^{différences} sont en rapports avec les unités tectoniques. On peut distinguer par ordre d'importance :

a) Les calcaires et marno-calcaires de l'Unité albo-cénomaniens.

Les marnes sont généralement moins abondantes que les calcaires. On observe toujours dans cette série de nombreux bancs souvent épais de calcaire à patine café au lait ou blanche. Cassés, ces calcaires sont noirs ou bleu ^{très} foncé, Ils se délitent en plaquettes schisteuses grossières. Les niveaux appartenant à l'Albien supérieur fournissent des plaquettes plus fines mais d'aspect voisin. Les marnes, bleues ou noires, exceptionnellement grises, sont toujours très calcareuses, elles se délitent en esquilles grossières ou en plaquettes plus ou moins épaisses. Ces calcaires marneux se reconnaissent très facilement à l'affleurement. Ils se distinguent nettement des calcaires sénoniens beaucoup moins noirs et d'aspect moins schisteux. Les marnes du Sénonien sont aussi plus argileuses, moins

sèches, leurs esquilles sont plus petites et moins dures. Enfin, dans la topographie, les dépôts du Cénomaniens sont bien visibles, les calcaires résistent bien à l'érosion et constituent des massifs fort abrupts : Dj. Anasseur 1163^m, Dj. Chaba 1220^m qui s'opposent aux dépressions où affleurent les marnes et marno-calcaires sénoniens : Oued Guedele 900^m, O. Temellahat 600^m. L'épaisseur de cette série atteindrait 400 à 500^m.

b) Les marno-calcaires du D^r Rouabah.

Dans la partie E de la feuille d'Ammi-Moussa au 1/200.000^e on observe près du Dj. Bameur et de Souk el Haad, toute une série d'affleurements de marno-calcaires appartenant à l'Albien supérieur et au Cénomaniens.

L'Albien supérieur est bien caractérisé par des calcaires blancs se délitant en plaquettes minces grisâtres ou rougeâtre couvertes d'ammonites écrasées et d'écailles de poisson. Ce niveau ardoisier est surmonté par une série de marnes et de marno-calcaires cénomaniens ne fournissant jamais de bancs très épais ; ceux-ci, de teinte blanchâtre, sont toujours subordonnés aux marnes qui apparaissent noires ou grises. Ce faciès s'oppose à celui décrit précédemment ; 1) par un Albien supérieur plus nettement différencié du Cénomaniens : plaquettes calcaires très nettes à faune très riche ; 2) par l'absence de toute série calcaire épaisse. Signalons que ces deux faciès sont visibles côte à côte (voir carte des faciès jointe).

c) Les marnes de l'Unité des Chouala.

L'Albien supérieur est ici constitué par des calcaires en plaquettes. Elles sont un peu moins schisteuses et plus calcaires que dans le faciès du D^r Rouabah. Le Cénomaniens est par contre franchement marneux. Il est présent à l'état de marnes qui, altérées, sont grises ; quand l'affleurement est frais, les teintes sont bleutées. Ce sont des marnes franches ; elles se délitent en plaquettes tendres, grossières. Les bancs calcaires sont tout à fait exceptionnels dans cet ensemble.

La faune.

La macrofaune contenue dans ces niveaux calcaires est généralement assez pauvre sauf dans les niveaux inférieurs c'est-à-dire dans la partie sommitale de l'Albien où l'on rencontre de très nombreuses ammonites très souvent écrasées et donc indéterminables spécifiquement. J. Sornay y a reconnu des Pervinquieria de l'Albien supérieur. La microfaune est habi-

tuellement riche en plankton et m'a permis de dater les affleurements dont l'âge était douteux. On trouvera ci-dessous la liste des fossiles recueillis dans ces couches.

DESCRIPTION DES PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS

I. - L'ALBO-CENOMANIEN DANS L'AUTOCHTONE SUD-TELLIEN.

a) Zone des Hauts-Plateaux (S₄ de Tiaret).

Welsch a mis en évidence l'existence de dépôts albo-cénomaniens au S du Tell. Il s'agit de marnes et marno-calcaire à huîtres (1890, p/45).

C'est donc sous un faciès exclusivement néritique que l'Albien et le Cénomaniens sont visibles dans les Hauts-Plateaux. Les affleurements les plus septentrionaux que j'ai pu observer se trouvent dans la ville même de Tiaret, dans le talus de la vois ferrées.

Il n'existe aucun point de comparaison entre les faciès du Crétacé moyen des Hauts-Plateaux et ceux du Tell.

b) Zone pré-saharienne (N₄ de Tiaret).

Je rappellerai que l'on ne rencontre jamais de couche crétacée entre le Jurassique autochtone et le Miocène transgressif. Les formations allochtones elles mêmes ne contiennent jamais de dépôts crétacés dans cette zone. Pour observer des séries du Crétacé moyen, il faut remonter vers le N, dans l'Unité des Chouala.

L'Albo-Cénomaniens marneux de l'Unité des Chouala et du D^r Rouabah.

a) L'Albo-cénomaniens du D^r Rouabah.

Dans la partie orientale de la feuille d'Ammi-Moussa au 1:200.000^e, on retrouve, au N des Kef Cheffaïa et Ouedjine, en plusieurs points, une série albo-cénomaniens présentant un faciès bien particulier et totalement différent de celui qu'offrent les mêmes niveaux à quelques centaines de mètres à l'W dans l'Unité d'Ain Dalia. A la série albo-cénomaniens calcaire d'Ain Dalia, on peut opposer la série du D^r Rouabah où dominent des marnes et des marno-calcaires.

Ici encore, la tectonique excessivement complexe ne m'a pas permis de lever des coupes stratigraphiques détaillées.

J'ai retrouvé dans une bande NS, de part et d'autre du Dj. Baymeur de nombreux affleurements de marno-calcaires albo-cénomaniens.

L'Albien supérieur.

Plusieurs copeaux de marnes bleutées très calcaires et de calcaires blancs en plaquettes de 5 à 10%, entourés de toute part par des contacts anormaux nets (blancs coupés en biseaux), sont visibles dans la vallée de l'O. Eremelia, au S de la ferme Emirot. Au point x: 398,5; y: 265,6 j'ai recueilli une belle microfaune de l'Albien supérieur (I) (1).

Rotelipora

Ticinella roberti

Epistomina gr. coloni

L'épaisseur visible de cette série atteint 50m environ. Il s'agit de lambeaux coincés dans des marnes tertiaires. Plus au N, le long de la route Vialas-Molière, la barre vraconienne présente un aspect classique qu'a déjà signalé M. Dalloni.

Au point x: 397; y: 270,4 (2) (voir fig. 13, p. 181) on observe une vingtaine de mètres de calcaires blanc en bancs de 10 à 20% séparés par des lits marneux durcis. Ces calcaires et ces marnes se délitent en fines plaquettes ardoisières de teinte grise ou noire, parfois rougeâtre, couvertes d'empreintes écrasées d'ammonites et d'écailles de poisson. Malheureusement ces faunes sont en très mauvais état, et, malgré une abondante récolte, M. Sornay s'est refusé à déterminer spécifiquement des fossiles qu'il rapporte cependant à l'Albien supérieur - Vraconien, étant donné la grande abondance des Pervinquiera, etc.

J'ai retrouvé dans cette zone d'autres affleurements identiques dans la basse vallée de l'O. Errouat, plus au N dans la vallée de l'O. Zeboudj (x: 400; y: 279,3). Dans la vallée de l'O. el Djouz, on retrouve les mêmes niveaux ainsi qu'un peu à l'NE du Toukal.

Le Génomaniien fait normalement suite à cette série marno-calcaire. Il s'agit de marnes grisâtres ou noirâtres. Les coupes fraîches montrent des teintes bleuâtres. ^{on n'observe} ~~pas~~ au pas de banc calcaire mais des niveaux durcis se délitant parfois en plaquettes grossières. Au point x: 397; y: 270,4 (voir fig. , p.), sur les plaquettes de l'Albien supérieur, ~~et~~ les marnes grises contiennent :

(1) Voir carte schématique, ^{pl. F} jointe sur laquelle sont répartis les n° des affleurements.

Rotalipora globotruncanoides F

Rotalipora apennica A F

Osangularis cretacea

Ticinella roberti

Globigerinella F

Globigirina F

J'ai recueilli une microfaune identique près de Souk el Had dans la vallée de l'O. Tamellahat (x: 398; y: 273) (3).

A la partie supérieure du Cénomanién apparaissent de petits lits de calcaire à patine et à cassure blanche. Ces calcaires sont très durs, ils ne sont jamais silicifiés bien que leur aspect macroscopique nous incite à le supposer ~~au~~ premier abord. En lame mince, ils montrent, dans un calcaire microgrenu, de très nombreux radiolaires en calcite et une microfaune assez pauvre du Sénonien. Pourtant, le Turonien est présent dans cette zone. Il pourrait, dans ces derniers cas, exister une fois de plus un contact anormal sous le Sénonien. Dans cette assise les seuls niveaux siliceux pouvant correspondre aux gros bancs silicifiés de la série d'Ain El Dalia ont été rencontrés dans la vallée de l'O. Erroua au point x: 396,3; y: 269,3. On observe à cet endroit une série marno-calcaire, grâce, les bancs calcaires blanc grisâtre contiennent une faune de radiolaires siliceux extraordinairement riche. Le calcaire fait toujours ^{fortement} effervescence à l'acide chlorhydrique, il n'est pas silicifié; on ~~peut~~ n'y distingue aucun silex. Ce niveau serait peu éloigné du Turonien inférieur à Gl. helvetica que j'ai retrouvé à quelques centaines de mètres de là. Rappelons que M. Mattauer a observé à ce niveau un lit de calcaire à silex.

L'épaisseur de l'Albien supérieur et du Cénomanién doit être ici plus réduite que dans les autres unités. J'évalue la puissance totale de ces étages à une centaine de mètres.

Retenons encore que ces dépôts sont charriés puisqu'ils reposent sur des couches tertiaires.

b) Région des Chouala.

L'Albien supérieur - Vraconien est bien représenté dans cette zone très complexe. M. Dalloni a mis en évidence, un peu plus à l'W, sur la feuille d'Uzès (1934-1952), l'existence de dépôts marno-calcaires ap-

partenant à ces niveaux.

L'Albien supérieur est constitué par une barre de calcaire et marno-calcaires épaisse de 15 à 20m. Les lits de calcaires blanc, à grain fin, épais de 10 à 20 %, sont séparés par des marnes schisteuses bleutées. Calcaires et marno-calcaires se délitent en plaquettes plus ou moins fines sur lesquelles on observe de nombreuses empreintes d'ammonites, surtout des Pervinquiera écrasées - et des écailles de poisson. J'ai retrouvé en plusieurs points ces calcaires en plaquettes si caractéristiques : au N de la ferme Joulia (Montgolfier NE) (4) sous un filon de Trias, au Kat Chefa (5) (x: 347; y: 263,8 - Guillaumet) où M. Magné a reconnu des formes du Vraconien :

Ticinella roberti F

Anomalina breggiensis F

Thalmanninella ticinensis F

A l'est (voir p. 184) des marno-calcaires d'aspect très voisin ont fourni des débris de Pervinquiera sous des marnes franchement cénomaniennes et sur des marnes de l'Albien. Cette coupe paraît continue (6).

En dehors de la fenêtre des Chouala mais probablement dans la même unité, j'ai retrouvé au Douar Racuraoua (7) (feuille d'Ain Dalia, x: 375,6; y: 261,2) des marnes et marno-calcaires de l'Albien supérieur - Vraconien datés à la fois par des débris de Pervinquiera et par :

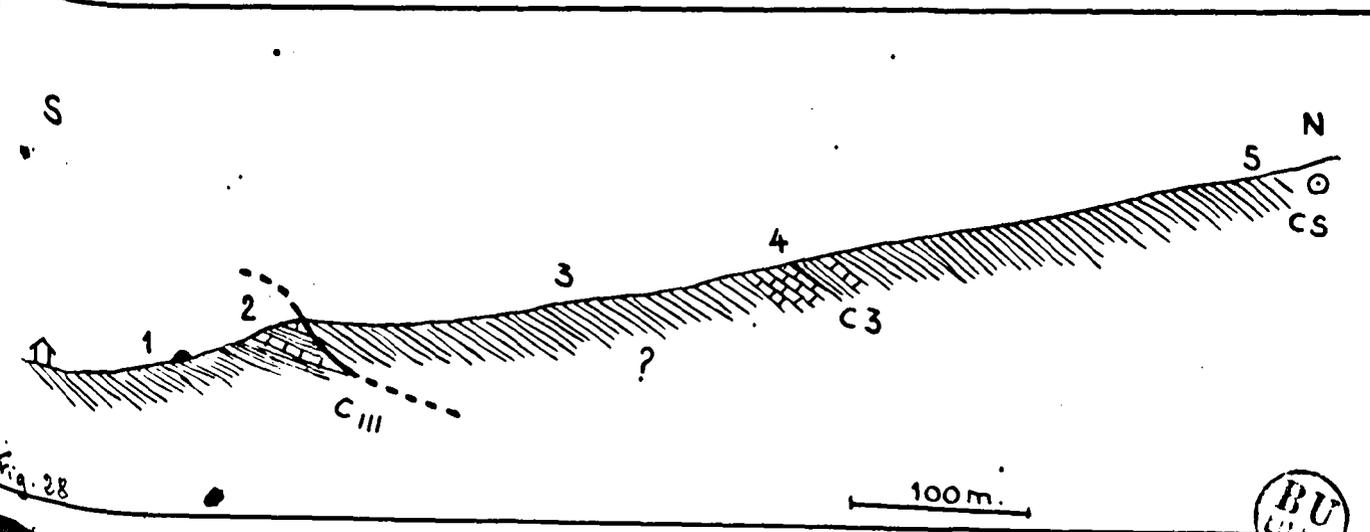
Globigerina F

Thalmannilla ticinensis F

Globigerinella F

Anomalina breggiensis F

Voici la coupe fort voisine de celle levée dans les Chouala.



- 5 - Marnes noires schisteuses. La partie supérieure contient une micro-faune campanienne.
- 4 - Bancs de calcaires marneux en lits de 20 à 30 % séparés par des marnes schisteuses se délitant en plaquettes avec : des débris d'ammonites (Pervinquiera) et une microfaune vraconienne (20 m).
- 3 - Marnes très chiffonnées passant à des marnes franches grises ou noires. Albien ? (100 m).
- 2 - Marno-calcaire et calcaires à Aptynchus : Néocomien (sl).
- 1 - Marnes noires schisteuses (35 m) - Sans faune.

Les marnes sus-jacentes à la série (d) pourraient être cénomaniennes. Le contact marnes cénomaniennes - marnes sénoniennes ne peut être précisé. Il en est de même dans toute la fenêtre des Chouala.

CONCLUSION.

C'est donc au maximum par trente mètres de sédiments calcaires et marno-calcaires qu'est représenté l'Albien supérieur - Vraconien dans l'Unité des Chouala. Il doit faire normalement suite à l'Albien inférieur et passer sans solution de continuité au Céno-manien.

Le Céno-manien.-

Le Céno-manien dans l'Unité des Chouala est représenté presque exclusivement par des sédiments marneux.

Entre les O. Bessaba et Guettar (voir fig.24, p.183), sur l'Albien supérieur, on observe des marnes schisteuses noires d'aspect fort voisin de celui des marnes sénoniennes. Elles contiennent (6) :

Rotalipora appennica F

Rotalipora cf. globotruncanoides R

Globigerina F

Globigerinella F

Cette association caractérise nettement le Céno-manien.

L'épaisseur de cette série ne peut être évaluée car je n'ai pas pu préciser la base de cet étage.

Sous le même faciès, c'est-à-dire à l'état des marnes noires schisteuses, j'ai observé au point x: 343; y: 263,8 sous des calcaires néocomiens et sur des grès miocènes (7) une série d'âge céno-manien épaisse de

30 à 40 m avec : Rotalipora globotruncanoides F

Rotalipora appennica F

Rotalipora cushmani F

Globigerinella aissana F

Globigerina sp. F

Parvella cheniourensis R

Tenterlaria sp. F

Au pied du Dj. Tamesguid, dans la haute vallée de l'O. el Guitoun, le Cénomaniens est très bien développé. Il est constitué par une épaisse série - plus de 100m - de marnes grises, sèches, bleutées à l'état frais.

Elles ont fourni au point x: 354,1; y: 261,3 (8) :

Rotalipora apennica

Rotalipora cushmani

A cet endroit elles sont surmontées par un conglomérat miocène. Cet affleurement se poursuit vers le S, sur la feuille de Montgolfier où l'on observe dans la vallée de l'O. Guitoun au-dessous de ces marnes, un anticlinal de grès miocène !

Il s'agit toujours de marnes grises parfois bleutées, elles ne contiennent qu'exceptionnellement de petits lits de calcaires épais de 2 à 3 % (x: 354,2; y: 260,4) et parfois des blocs de calcaire lenticulaire, aplatis, de teinte blanchâtre ou verdâtre. La microfaune est toujours cénomaniennne (x: 352,75; y: 259,9).

Depuis la vallée de l'O. Guitoun jusqu'au plateau du Dj. Tamesguid, ce sont des marnes identiques parfois plus noires et plus schisteuses à blocs calcaires qui affleurent sur 2 km. On doit se garder de supposer qu'il s'agit d'une série continue car les rares bancs calcaires visibles, souvent cassés, indiquent de nombreux contacts anormaux à l'intérieur de cette assise qui est surmontée par des marnes noires sénoniennes à plaquettes gréseuses.

Plus au S, au pied du Dj. el Menarat, j'ai retrouvé, emballé dans des marnes grises cénomaniennes, un gros bloc de calcaire silicifié très dur rappelant les faciès silicifiés du Cénomaniens supérieur de l'Unité

d'Ain Dalia. Au point x: 353; y: 258,3 les marnes bleutées se durcissent : on y observe des plaquettes calcaires avec des traces d'ammonites écrasées. Il pourrait s'agir du Vraconien.

De l'autre côté du Dj. Manarat, les marnes schisteuses ne m'ont pas fourni de faune; il faut redescendre vers le S pour retrouver près du Kat Osmane, sous des blocs exotiques de Jurassique, des marnes schisteuses noires fossilifères. J'ai recueilli en effet (x: 354,85; y: 254,8) (9):

Rotalipora globotruncanoides F

Globigerinella aissana F

Thalmaninella cf. ticinensis R

Globogerina sp. etc....

il s'agit ici encore de Cénomaniens. Cette bande se poursuit vers le S jusqu'au point x: 353,6; y: 252,45 où, après les pétroliers de la S.N. Repal, j'ai recueilli entre des blocs de calcaire tithonique une microfaune cénomaniennne. Cette série s'enfonce sous les marnes sénono-écènes du Dj. Tefouh.

CONCLUSION.

L'Albo-Cénomaniens est donc bien représenté dans les Chouala par une épaisse série de sédiments presque essentiellement marneux. Les niveaux calcaires sont peu développés ou absents, sauf dans l'Albien supérieur - Vraconien.

Ce sont des marnes grises ou des marnes schisteuses noires qui constituent le Crétacé moyen, visible dans cette zone. Je n'ai aucun argument paléontologique permettant d'établir un ordre de superposition entre les séries noires et grises. Cependant les blocs^{de} calcaires jurassiques sont surtout nombreux dans la série schisteuse noire; celle-ci serait, pour moi, antérieure aux marnes grises.

L'épaisseur totale de l'Albien supérieur et du Cénomaniens est très difficile à évaluer car les accidents sont nombreux. Je pense que l'on peut admettre une épaisseur de l'ordre de 300 m.

Les faunes recueillies montrent que l'Albien supérieur et le Cénomaniens sont présents dans l'Unité des Chouala. La succession des dépôts a dû être régulière. Il s'agit d'une sédimentation dans une zone calme, et relativement profonde. Aucune perturbation importante n'est venue troubler du Néocomien au Cénomaniens, la sédimentation dans la région où se sont dé-

posées ces couches.

A. - L'ALBO-CENOMANIEN DANS L'UNITE A.

L'Unité A ou Unité albo-cénomaniennne est constituée en majeure partie par des calcaires et marno-calcaires cénomaniens.

Ceux-ci^{met} déjà décrits par Repelin et par^{M.} Dalloni qui signalent dans ce massif : P. inflata, A. rothomagense. La faune recueillie est peu abondante. J'ai retrouvé quelques Pervanquiera à la base de la série calcaire, ces fossiles sont toujours écrasés, et de mauvais débris d'Acanthoceras dans les gros bancs calcaires. La microfaune plus riche m'a permis le plus souvent de dater avec assez de précision les niveaux dont l'âge n'était pas évident. Les affleurements cénomaniens couvrent plusieurs centaines de Km², je n'en ferai pas la description qui risquerait d'être fastidieuse et qui, étant donné la grande complexité tectonique, n'apporterait que des coupes stratigraphiques fort fragmentaires. Je signalerai rapidement les affleurements les plus typiques de cette zone. On trouvera sur la carte jointe ^(N.F.) la répartition des séries albo-cénomaniennes dans l'Ouarsenis.

Limite inférieure du faciès calcaire.

Il est intéressant à plus d'un titre d'étudier comment s'effectue le passage du faciès schisto-gréseux de l'Albien inférieur et moyen au faciès calcaire de l'Albien supérieur. Cette étude permet d'observer comment s'est produite la transgression mésocrétacique dans le Tell; malheureusement, la grande complexité tectonique rend difficile l'étude de ce contact qui est rarement normal.

J'ai cru pouvoir distinguer plusieurs types de séries de passage, les voici :

- 1) Passage sans série intermédiaire. On passe sur 3 à 4m du faciès schisto-gréseux typique aux calcaires marneux à délit schisteux de l'Albien supérieur.
- 2) Passage par l'intermédiaire d'une série schisteuse épaisse.
- 3) Passage avec une série intermédiaire à nodules.

I - Passage sans série intermédiaire.

En de nombreux points, le passage du flysch aux marno-calcaires s'effectue sur quelques mètres. Les grès disparaissent, les schistes de-

viennent plus marneux et passent rapidement à des calcaires marneux se délitant en plaquettes grossières. On passe ainsi très vite, sur 3 à 4m généralement, du flysch azoïque aux calcaires à ammonites de l'Albien supérieur. De telles coupes sont visibles :

- a) au Kat el Kerba (x:365,7; y:297,6) (10) et dans les séries albo-cénomaniennes du Dr Sly où les premiers mètres de dépôts calcaires contiennent une riche faune de Pervinquiera;
- b) dans le massif de bou Rokba, en x:362,4; y:277,7 par exemple (11).

Malheureusement la différence de plasticité entre le flysch et les marno-calcaires est responsable de nombreuses disharmonies que l'on observe à ces niveaux.)

Aussi, il est bien rarement que l'on puisse affirmer sans aucun doute l'existence d'un passage normal du flysch aux marno-calcaires.

II - Passage avec série schisteuse intermédiaire.

Au N du Dj. Chaba, près du M^{bt} Sidi Salem, (12) on distingue, entre le flysch typique, schisto-gréseux, du massif d'Aouara et l'Albo-cénomanienn du Dj. Chaba, une épaisse série schisteuse ou marno-schisteuse noire, pratiquement sans banc gréseux. Les sédiments qui constituent ces dépôts se délitent en plaquettes tendres, plus ou moins indurées. Cette formation azoïque, est épaisse de plus de cent mètres. Elle est de transition entre le flysch et les calcaires. J'ai considéré dans le chapitre précédent qu'elle appartenait encore à l'Albien moyen. Autant qu'on puisse en juger, ces dépôts sont concordants sur le flysch et sous les marno-calcaires de l'Albo-cénomanienn bien qu'en plusieurs endroits de franches disharmonies (?) sont visibles dans les zones de transition.

Des dépôts identiques peuvent être observés près de Takouka.

III - Passage avec série intermédiaire à nodules.

1- Au Kef Zeboudj, en plusieurs endroits, et plus particulièrement au point x:367,6; y:289,9 (13) le long de la piste menant à la maison forestière d'Ain Ramka, on observe une très belle série de passage du flysch au calcaire sus-jacent (feuille d'Ammi-Moussa).

Le flysch, en s'élevant dans la série, devient plus schisteux, les bancs de grès se raréfient tandis qu'apparaissent des nodules de calcaire. D'abord épars dans les schistes qui s'enrichissent en marne, les nodules

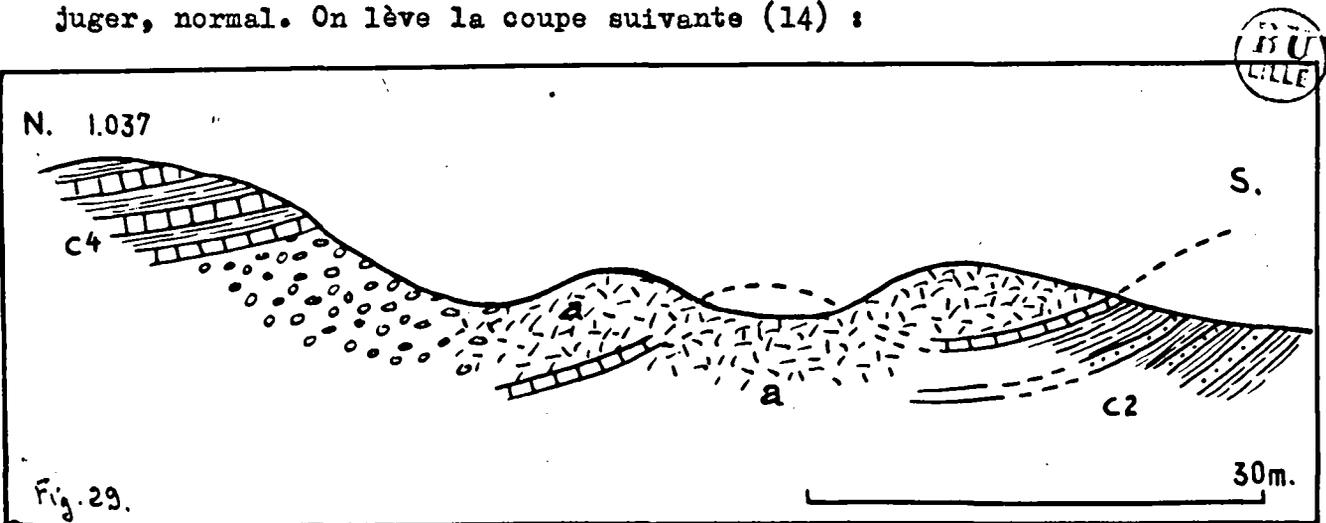
deviennent petit à petit plus nombreux et finissent par constituer la majeure partie du sédiment. Plus haut encore, on passe rapidement aux classiques niveaux de marno-calcaires en plaquettes de l'Albien supérieur par l'intermédiaire d'un calcaire noduleux.

Les rognons calcaires atteignent la taille d'une balle de tennis. Leur forme est sub-sphérique, les contours sont nets (nodules hétéromorphes). A l'affleurement, leur patine d'altération est brun jaunâtre. Casés, ils montrent un calcaire fort noir à grain fin. En lame mince ils apparaissent très finement gremus; pas d'éléments détritiques visibles, pas de traces d'organismes. Seuls, quelques rares petits quartz anguleux rompent la monotonie du fond calcaire.

Cette formation noduleuse résulte, comme le suppose B. Gèze (1947) pour le marbre griotte, d'une instabilité sédimentaire. Il s'agit ici du début de la grande transgression mésocrétacique.

La série de passage doit atteindre 20 à 30m de puissance. Latéralement ces nodules disparaissent, mais les contacts flysch - marno-calcaires ne sont plus normaux. Il s'agit plus de disharmonies que de failles, ceci résulte de la différence de compétence des deux roches.

2- Sur la feuille d'Ain Dalia - au N du Djebel Chaba (y:278; x:376,7), on observe un autre contact apparaissant, autant qu'on puisse en juger, normal. On lève la coupe suivante (14) :



Sur le flysch (C²) apparaît un lit de 5 % de calcaire noir très dur, brèchique, aux éléments plus ou moins arrondis cimentés par de l'oxyde de fer. Au-dessus viennent des marnes noires, schisteuses, se délitant en fines aiguilles et contenant des nodules calcaires identiques à ceux étu-

diés précédemment. Cette série passe rapidement aux calcaires francs, en bancs de teinte blanc jaunâtre.

3- Un peu plus au S, dans la vallée de l'O. bou Zigza (feuille d'Ain Dalia), j'ai retrouvé en x:389,0; y:271,45 (15) dans une zone de contact entre le flysch et les marno-calcaires, une série schisteuse avec de petits et rares nodules calcaires. On doit se trouver, ici encore, dans une zone de transition du flysch aux marno-calcaires, bien que les contacts entre le flysch et les dépôts calcaireux soient très nettement tectonique.

Ces observations montrent que le contact flysch albien - marno-calcaires albo-cénomaniens est loin d'être homogène. L'absence de niveau à nodules n'est pas toujours une preuve de l'existence d'un contact anormal. Par contre, la présence d'une série à nodules au sommet d'un affleurement schisto-gréseux nous amène à supposer qu'il s'agit d'une zone de transition du flysch aux marno-calcaires car les couches à rognons calcaires n'ont été rencontrées qu'à ce niveau.

Notons que la transgression mésocrétacique a eu pour effet de modifier rapidement mais progressivement la sédimentation dans la fosse subsidente où se déposait le flysch. Les conditions de dépôts ont été radicalement transformées à l'Albien supérieur, dans l'Ouarsenis comme dans de nombreuses autres régions de la ^{Péninsule} Berbére.

a) L'Albo-cénomarien dans la région de digitation de l'O. Erroua (16).

L'Oued Erroua (feuille d'Ain Dalia SE) traverse le massif albo-cénomarien à faciès calcaire le plus méridional du Tell oranais. Il s'agit d'une digitation fort importante du massif albo-cénomarien d'Ain Dalia (voir planche).

À l'W, les calcaires et marno-calcaires reposent, soit directement sur des marnes sénoniennes, soit sur le flysch albien du Dj. Baïa. Le contact flysch - calcaire est anormal. On n'est donc pas certain d'avoir en entier la série calcaire du Crétacé moyen. De même, à l'E, un filon de Trias sépare les calcaires du Crétacé moyen des marno-calcaires sénoniens, aussi la partie supérieure du Cénomarien est ^{elle} probablement absente.

La série calcaire débute, dans la vallée de l'O. Erroua par une alternance assez régulière de ^{bancs} calcaires à patine rousse épais de 20 à 30 % séparés par des délits schisto-marneux. Les bancs calcaires se délitent

en grosses plaquettes. Cassées, celles-ci montre un calcaire très noir, très chargé en matières organiques, parfois même légèrement bitumineux. De nombreux débris de fossiles existent dans ces couches malheureusement trop tectonisées pour qu'ils puissent être déterminables; on y reconnaît des Pervinquiera écrasées et des belemnites.

Il s'agit donc de couches appartenant à l'Albien supérieur.

Les niveaux marneux alternant avec les calcaires sont azoïques.

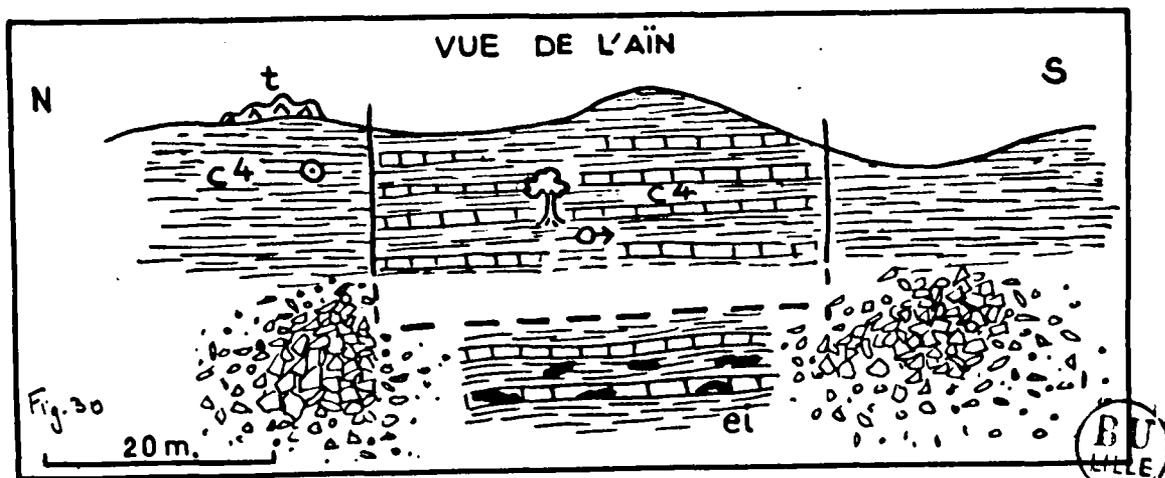
En avançant vers l'E on passe insensiblement au Cénomaniens formé par une épaisse série de calcaires en gros bancs souvent mal consolidés, se délitant parfois en plaquettes grossières. Ces bancs, épais de 40 à 60 cm, sont constitués par un calcaire très noir lui aussi fort riche en matières organiques. Ils alternent avec des marnes calcaires bleutées sèches, à altération grisâtre. Les calcaires constituent généralement la plus grande partie des dépôts. L'épaisseur totale doit dépasser ici 500m.

Je signalerai la présence de marnes noires schisteuses en contact par faille avec les calcaires marneux au point x:392,25; y:263,75. Elles contiennent :

Rotalipora apennica

Rotalipora globotumcanoides.

On peut cependant douter que ces marnes appartiennent à l'Unité albo-cénomaniens car elles se trouvent sous un filon de Trias qui forme habituellement la semelle de cette unité. Voici la coupe que l'on peut lever à ce point :



L'Albo-Cénomaniien de l'Ain Ramka

Après avoir traversé, en remontant vers le N, le D^r Mekmene presque entièrement constitué par des calcaires et marno-calcaires cénomaniens, puis l'Oulad Defeltan dont les plus hauts sommets : le Dj. Chaba, le Kef Boutcha, le Dj. Moh. ben Amar sont eux aussi formés par des calcaires du Crétacé moyen très p^lissés, nous arrivons dans la vallée de l'Oel Ardjem pour retrouver :

- L'Albien supérieur constitué par des calcaires en petits bancs d'une dizaine de cm se délitant en plaquettes grossières et alternant avec des lits de marne grise. Ces bancs à Pervinquiera écrasées surmontent en apparence concordance le flysch albien (x:375,3; y:286). Les pendages très accentués et fort variables ne permettent pas d'apprécier l'épaisseur réelle de ces niveaux (17).

— par des calcaires en bancs de 20 à 30 % séparés par des calcaires marneux se délitant en fines plaquettes (x:371,6; y:283,6 (18). Ici encore, les traces d'ammonites sont nombreuses. Le calcaire est toujours très noir à la cassure, très riche en matières organiques. En lame mince on observe de très nombreux foraminifères (planche VIII).

Ici, ces calcaires qui passent insensiblement au Cénomaniien reposent, par contact anormal, sur le flysch très gréseux. Epaisseur de l'Albien supérieur : 20 à 30m

— Par des marnes noires schisteuses parcourues par de nombreux filonnets de calcite. On observe ce faciès visible sur 10m environ en x: 372,95; y:285,5; (19), sous la barre calcaire cénomaniienne. La microfaune quoique pauvre doit appartenir à l'Albien. J. Magné a déterminé :

Planulina F

Lenticulina F

Gyroidina R

Haplophragmoides R

Epistomina R

Le Cénomaniien.— Une puissante série calcaire et marno-calcaire surmonte normalement les couches à Pervinquiera de l'Albien supérieur. Les calcaires à altération blanche dominent. Les marnes franches sont rares. Dans les niveaux supérieurs apparaissent des calcaires silicifiés déjà observés plus à l'E par M. Dallo-

ni. J'ai pu retrouver ces niveaux à la limite des feuilles d'Ammi-Moussa et de Molière au point x:371; y:284,8 (20), et un peu plus à l'E (x:374,2; y:285). Les nombreuses failles ne m'ont pas permis de suivre ces calcaires silicifiés ni d'observer s'il s'agit ou non d'un même niveau. La silicification est irrégulière dans un même banc, ~~elle n'est pas continue~~, La même barre est ou n'est pas silicifiée.

Les calcaires silicifiés sont toujours très riches en radiolaires. Ceux-ci constituent presque à eux seuls toute la roche. Toutefois j'ai observé de nombreux niveaux à radiolaires non silicifiés.

Quel est l'âge de ces calcaires silicifiés à radiolaires inclus dans les calcaires marno-calcaires cénomaniens? Au point x:374,2; y:285, j'ai recueilli, immédiatement sous une barre épaisse d'une dizaine de mètres de calcaires silicifiés se délitant en plaquettes, la microfaune suivante (21) :

Rotalipora globotruncanoides F

Rotalipora reicheli R

Globigerina sp.

Globigerina paradulia R

Globotruncana stephani

etc....

Cette association est caractéristique du Cénomancien moyen et supérieur. Cette barre est ici incluse dans le Cénomancien, elle ne forme pas comme dans l'Ouarsenis oriental la limite supérieure du Cénomancien (Mat-tauer 1957). Rappelons que plus à l'W, j'ai retrouvé d'autres barres silicifiées peut être plus anciennes et pouvant être rattachées aux niveaux à radiolaires de l'Albien supérieur - Vraconien étudiés par J. Magné et J. Sigal (1953).

En ce qui concerne les bancs silicifiés inclus dans le Cénomancien je signalerai des blocs identiques, observés par M. Dalloni, et que j'ai retrouvés le long de la route à 4 km au NE de Souk el Had (feuille d'Ain Dalia), Au-dessus de ^{ceux-ci} ~~ceux-ci~~ on recueille dans des niveaux plus marneux (x:400,4; y:274,8) :

Rotalipora globotruncanoides F

Rotalipora cushmani A F

Rotalipora turonica A F

Globigerinella aissana A F

Rotalipora reichei A R

Globotruncana stephani var. turbinata A R

Ici encore, il s'agit d'une microfaune du Cénomancien élevé.

Le Cénomancien dans cette zone doit passer normalement au Turonien puis au Sénonien.

L'Albo-cénomancien du D^r Sly (feuille d'Ammi-Moussa).

Une série marno-calcaire moins épaisse que celle d'Ain Dalia est largement visible dans la dépression de D^r Sly. On observe de bas en haut :

- a) Une série de transition, parfois constituée par des rognons calcaires, et qui peut être rapportée à la partie inférieure de l'Albien supérieur. Epaisseur 10m environ sur le flanc N du Dj. Guelmane. Au N, près de l'O. Taflout, cette série de transition n'existe pas.
- b) Des calcaires en petits bancs alternant avec des marnes sèches. L'ensemble se délite en plaquettes. On y observe, sur une vingtaine de mètres, de nombreuses ammonites écrasées surtout des Pervinquiera et l'Albien supérieur. Certains niveaux plus ardoisiers sont riches en écailles de poisson (x: 361,5; y: 289,9).
- c) Une puissante série de calcaires souvent en gros bancs de 30 à 60 % alternant avec des marnes grises, sèches, d'épaisseur fort variable. L'ensemble se délite en grosses plaquettes schisteuses; les marnes dominent parfois. L'ensemble est nettement moins calcaire que dans la coupe de l'O. Erroua. La microfaune recueillie dans ces niveaux est cénomaniennne.

J'ai recueilli en x: 350,7; y: 288,4, dans la vallée de l'O. Tikzel dans une zone à gros bancs calcaires (22) :

Rotalipora cushmani R

Globotruncana stephani var. R

Ticinella roberti

Marssonella sp.

Un peu plus à l'W, des marnes grises ou bleuâtres à délit conchoïde avec de rares niveaux durcis mal consolidés, fournissent en x: 362,5; y: 291,52 (vallée de l'O. Magne) (23):

Rotalipora appenica F

Tristix sp. R

Textularia R

Hastigerinella sp. R

Lenticulina sp.

Sous la barre à silex, des marno-calcaires contiennent (24)
(x:366,0; y:290,8) :

Marssonella

Haplophragmoides

Ammodiscus

Lenticulina

Anomalina

Gyroidina

Tristix

Thalmaninella cf. brotzeni R

Cette faune paraît légèrement antérieure aux précédentes, s'il en était ainsi, il faudrait admettre une lacune du Cénomaniens supérieur dans la bordure E du synclinal de D^r Sly.

L'épaisseur probable de ces dépôts cénomaniens doit être comprise entre 100 et 150m.

d) Calcaire silicifié.

Dans la vallée des O. Si Salah, Djilali, les marno-calcaires se terminent par un niveau siliceux épais. Il est assez constant. J'ai pu le suivre sur toute la bordure S et E du synclitorium du D^r Sly depuis le Ksar el Kaoua (y: 292; x: 365) jusque sur la feuille d'Orléansville.

Il s'agit d'une barre siliceuse épaisse de 4 à 5m. On y distingue nettement la stratification originelle et l'ensemble se délite en plaquettes comme le font les marno-calcaires et calcaires marneux sous-jacents. On peut donc supposer que ces dépôts, s'ils n'étaient pas silicifiés, auraient le même faciès que les calcaires qui les supportent. La calcite a entièrement disparu car on ne constate pas d'effervescence à l'acide. Le passage aux marno-calcaires est très brusque et il n'existe pas de zone intermédiaire.

Ce niveau siliceux d'aspect rougeâtre en altération peut être confondu de loin avec le flysch, c'est probablement pour cette raison que les auteurs de la 2^e édition de la carte géologique ont placé ces couches dans le flysch albien.

En lame mince, on constate que la roche est surtout constituée par des radiolaires silicifiés. La silice qui constitue la coque des micro-organismes, et qui a cristallisé aussi dans la cavité, est à l'état de cal-

cédoine. L'argile contenue dans le sédiment originel a ~~substituée~~ et forme la trame de la roche (voir photo p. VIII)

Quel peut être l'âge de ce niveau ?

Il est visible immédiatement sous des marnes sénoniennes et surmonte des calcaires marneux qui ont fourni une microfau^{ce} ~~céno-~~^{céno-}manienne fort pauvre (voir p. 219).

Des coupes levées dans l'O. Sidi Salah montrent que ce niveau se trouve à une centaine de mètres au-dessus des couches à Pervinquiera. Les sédiments qui constituent ces cent mètres sont formés par une alternance de calcaires marneux et de marnes se délitant en plaquettes plus ou moins grossières. On ne retrouve pas dans cette zone les gros bancs calcaires signalés précédemment, ni les séries surtout marneuses que j'ai observés au SW dans l'O. Magne. La série céno-manienne est ici certainement incomplète, elle est de toute façon fort réduite. Mais je ne dispose d'aucun argument majeur permettant d'affirmer que le niveau siliceux ne constitue pas la tête du Cénomaniens. Je n'ai pas observé ce niveau, pourtant bien caractéristique, dans la partie W du synclinal du D^r Sly ainsi qu'au N d'Ami-Moussa où le Cénomaniens est bien développé. Ces dépôts peuvent être comparés aux lits silicifiés du Cénomaniens supérieur de l'Unité d'Ain Dalia. Rappelons que M. Mattauer (1957) signale dans les Unités A et B de l'Ouarsenis oriental la présence de lits siliceux au sommet du Cénomaniens. Cette silicification serait, on le voit, assez générale. Pour ma part, dans le D^r Sly où les coupes peuvent être facilement interprétées, il existe toujours une lacune au-dessus du niveau silicifié et la série céno-manienne apparaît incomplète.

Quelques remarques sur la gène de ce niveau siliceux.

La silicification est-elle originelle ou acquise? La richesse en radiolaires est elle en rapport avec la silicification? Avant de répondre à ces questions je ferai les remarques suivantes :

◆ Une partie de la silice provient certainement des radiolaires. Il y a eu cependant enrichissement en silice du sédiment car les radiolaires visibles actuellement dans la roche n'ont pu fournir toute la silice nécessaire pour épigéniser ou remplir la masse des organismes. Cet apport a pu être fourni soit directement par l'eau de mer, soit par dissolution d'autres radiolaires. On peut aussi supposer que l'enrichissement en sili-

ce est postérieur aux dépôts.

◆ On observe, un peu plus à l'W, des bancs de calcaire cénomarien incomplètement silicifiés. Les radiolaires sont, soit en calcite, soit en calcédoine.

● On peut se demander si la silicification n'est pas en rapport avec la présence d'une lacune constante au-dessus du niveau silicifié. De plus, bien que l'abondance des radiolaires n'a¹ pas en soi de sens bathymétrique (G. Lucas 1942, L. Cayeux 1925, Routhier 1946) leur abondance au voisinage d'une lacune pourrait résulter d'une modification des conditions de vie qui annoncerait des mouvements plus importants ayant ralenti ou arrêté la sédimentation au Turonien.

◆ L'apport de silice s'il était entièrement originel n'aurait pas manqué de perturber et de modifier la sédimentation, or, il n'en est rien car, abstraction faite de la silicification, les faciès des sédiments cénomariens silicifiés ou non sont identiques.

Tous ces faits militent en faveur d'une silicification secondaire. Les radiolaires originellement siliceux ont été transformés lors de la sédimentation en calcite⁽¹⁾. Ce n'est qu'un peu plus tard probablement que la silice est venue imprégner les sédiments peut être encore mal consolidés. L'existence d'une lacune entre le Cénomarien et le Sénonien en rapport avec un mouvement de surrection général a pu favoriser la silicification en modifiant les conditions chimiques et biologiques du milieu. Celle-ci est à mon avis secondaire mais elle a suivi rapidement le dépôt des sédiments; elle est antérieure très probablement à la transgression sénonienne.

CONCLUSION (voir fig. 31)

Retenons que l'Albo-Cénomarien du Dr Sly est d'épaisseur relativement réduite, que les faciès à l'intérieur de cet ensemble sont variables peut être même y existe-t-il des lacunes et que le Cénomarien se termine par un niveau silicifié au moins sur toute la bordure E de ce synclinal.

L'Albo-cénomarien dans la région d'Ammi-Moussa.

Au S du Dr Sly, dans les vallées de l'O. Tleta et du Riou j'ai

(1) G. Lucas (1942).

retrouvé en de nombreux points des marnes et marno-calcaires cénomaniens. Mais ici ces séries sont très écrasées et il est difficile de reconnaître le Cénomanien qui est partout chevauché par le flysch albien.

Près de M^{bt} Sⁱ Moh^d ben Amar (23), le Cénomanien est daté par (x:359,8; y:287,4) :

Rotalipora globotruncanoides F

Globotruncana stephani F

Il s'agit d'un niveau élevé du Cénomanien.

Il est représenté par des marnes gris-noir contenant de petits lits de calcaire. L'ensemble très faillé est chevauché par le flysch.

Entre le Riou et l'O. Tleta (26) le long de la piste menant à l'Ain Mentila, le Crétacé moyen est représenté par des marnes schisteuses contenant des lits de calcaires blanc-peu nombreux pouvant se déliter en boules. Il contient au point (x:360,7; y:284,3), toujours sous le flysch :

Rotalipora globotruncanoides T A F

Rotalipora sp.

Rotalipora appennica A R

Globigerina

Globigerinella sp.

Sur la rive gauche du Riou, on observe entre l'O. Madjouba et l'Ain Chegga une belle série, visible sur une épaisseur de 15m, de calcaires cénomaniens en contact anormal sous un flysch. Les bancs de calcaire blanc, épais de 5 à 10 % sont séparés par des lits de marnes grises. Les calcaires se délitent en boules. Ils contiennent une belle ~~xxx~~ microfaune du Cénomanien inférieur (27) :

Rotalipora appennica R

Anomalina breggiensis R

Lenticulina sp.

Planulina ~~sp. x F~~ buxtorfi R

Ostracodes

Notons que ces faciès fort divers ne se retrouvent ni dans la région du D^r Sly ni dans les massifs crétacés voisins.

Le Cénomanien de Bou Rokba (28).

A l'E de Guillaumet, réapparaît sur le flysch albien une série

où dominant des calcaires. Le passage du flysch au calcaire marneux s'effectue rapidement sur quelques mètres. Les bancs de grès disparaissent, le schiste s'enrichit en calcaire et passe rapidement à une marne schisteuse dans laquelle naissent des bancs de calcaire noir à patine identique à ceux de l'Albien supérieur - Cénomaniens d'Ain Dalia; les calcaires dominant. Quelques traces de fossiles - débris d'ammonites - morceaux de belemnites, sont visibles à la base de la série. En lame mince, on y distingue dans une calcite finement microgrenue, très sombre, des foraminifères du Crétacé moyen.

La série calcaire est visible sur une centaine de mètres, elle est tronquée par un contact anormal injecté de Trias.

Ces dépôts se rapprochent beaucoup plus des faciès de l'Albo-cénomaniens d'Ain Dalia que des affleurements marneux ou marno-calcaires d'Ammi-Moussa et du Dr Sly.

CONCLUSION.

L'étude qui précède montre que dans l'Unité A, la transgression méso-crétacique a modifié totalement les conditions de dépôt. Bien que la faune recueillie soit pauvre, on doit admettre que les faciès calcaires débutent à l'Albien supérieur. Un niveau à nodules tout à fait caractéristique sert parfois de transition entre les formations schisto-gréseuses et les couches calcaires. L'Albien supérieur, très riche en faune et souvent à l'état de calcaire se délitant en plaquettes, passe insensiblement au Cénomaniens. Cet étage, toujours plus riche en calcaire qu'en marne, offre des faciès assez divers :

- série à gros bancs calcaires dans l'O. Erroua
- série plus marneuse dans le Dr Sly,
- marnes schisteuses et petits bancs calcaires près d'Ammi-Moussa.

Retenons l'existence de niveaux silicifiés à radiolaires situés à la partie supérieure du Cénomaniens. Dans le Dr Sly, là où les coupes sont les plus nettes, on note une lacune au-dessus de la barre silicifiée. Dans cette région, le Sénonien supérieur est transgressif sur le Cénomaniens, partout ailleurs on peut supposer, autant qu'en puisse en juger, x

qu'il y a passage progressif du Cénomanién au Turono-Sénonien.

L'épaisseur de l'Albien supérieur-Cénomanién dépasse parfois 500m
Cette série paraît plus réduite (lacune ?) au Dr Sly.

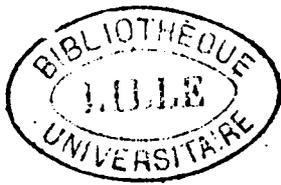


TABLEAU RÉCAPITULATIF MONTRANT LA COMPOSITION DU CRÉTACÉ MOYEN DANS LE TELL

	AUCHTONE SAHARIEN	BORDURE SUD TELLIEUNE AUTOCHT. PRÉ-SAHARIEN	UNITÉ DES CHOULA	UNITÉ D ^r ROUBAH	UNITÉ A		UNITÉ SÉNONIENNE
					O. ERROUA	D ^r SLY	
SÉRIE SUS-JACENTE	MIOCÈNE	MIOCÈNE	TURONIEN	TURONIEN	TURONIEN SÉNONIEN	SÉNONIEN SUPÉRIEUR	
CÉNOMANIEN	MARNES ET CALCAIRES	LACUNE	GRISES MARNES NOIRES	MARNES ET MARNO-CALCAIRES	<i>Niv. silicifié</i> CALCAIRES ET MARNO-CALCAIRES	<i>Niv. silicifié</i> CALCAIRES ET MARNO-CALCAIRES	?
ALBIEN SUPÉRIEUR	MARNEUX À HUITRES	LACUNE	MARNO-CALCAIRES EN PLAQUETTES	MARNO-CALCAIRES EN PLAQUETTES	CALC. ET MARNO-CALC. EN PLAQUETTES	CALC. ET MARNO-CALC. EN PLAQUETTES	?
ALBIEN INFÉRIEUR	MARNES ET MARNO-	LACUNE	MARNES ET MARNO-CALCAIRES	MARNES	FLYSCH	FLYSCH	GALETS DE CALCAIRE À
APTIEN	CALCAIRES À HUITRES	LACUNE	MARNO-CALCAIRES	?	FLYSCH	FLYSCH	ORBITOLINES
SÉRIE SOUS-JACENTE	WEALDIEN (?)	JURASSIQUE	NÉOCOMIEN TERTIAIRE	TERTIAIRE	?	JURASSIQUE ?	