

GEOLOGIE DU HAUT ATLAS

DE RICH (Maroc)

Thèse

*présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour l'obtention du grade de docteur ès sciences*

par

Riccardo BERNASCONI

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Géologie du Haut Atlas de Rich (Maroc)

de Monsieur Riccardo Bernasconi

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel,
sur le rapport des membres du jury,

*MM. les professeurs J.-P. Schaer, P. Persoz,
A. Escher (Lausanne) et A. Michard (Strasbourg)*

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 3 juin 1983

Le doyen:

A. Aeschlimann
A. Aeschlimann

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
But du travail	1
Situation géographique et cadre géologique	1
Résumé	1
Remerciements	3
1. LES ROCHES SEDIMENTAIRES	5
1.1 Introduction	5
1.2 Dolomies et calcaires massifs d'Idikel	7
1.3 Calcaires lités de l'Aberdouz	9
1.4 Alternance calcaréo-marneuse de l'Ouchbis	11
1.5 Calcaires et dolomies massives à Opisoma	15
1.6 Grès et marnes gréseuses de Tagoudite	17
1.7 Marnes et marno-calcaires d'Agoudim	18
1.8 Marnes, calcaires et dolomies oolitiques à polypiers et coraux	22
1.9 Couches Rouges	24
1.10 Calcaires blancs en dallettes	27
1.11 Tertiaire - Quaternaire	29
1.12 Conclusions à l'étude lithologique	29
Entre pages 32 - 33 : Figures 1 S à 15 S	
2. FORMATION INFRALIASIQUE	33
2.1 Introduction	33
2.2 Occurrence	33
2.3 Description lithologique	34
2.4 Description pétrographique	38
2.5 Résumé des particularités	48
2.6 Discussion	49
Entre pages 52 - 53 : Figures 1 Tr à 40 Tr	
3. PHENOMENES DIAGENETIQUES	53
3.1 Introduction	53
3.2 Description des coupes	53
3.3 Evaluation de l'enfouissement par la cristallinité de l'Illite	58

3.4 Mesures de réflectométrie	64
3.5 Néoformations de tectosilicates	65
3.6 Les carbonates	67
3.7 Conclusions	68

Entre pages 68 - 69 : Figures 1 D à 19 D

Analyses des argiles + Coupe 1, 2 et 6

4. TECTONIQUE 69

4.1 Introduction	69
4.2 Description structurale	70
4.3 Preuves de mouvements synsédimentaires	71
4.4 Le clivage de dissolution (CD)	80
4.5 Le chaînon Takellalt - Akerbab	89
4.6 Relations socle - couverture	91
4.7 Conclusions - Evolution structurale	92

Entre pages 96 - 97 : Figures 1 T à 28 T

5. ANNEXE 97

5.1 Dosage roche totale	97
5.2 Résidu argileux	97
5.3 Résidu quartzo-feldspathique	98

BIBLIOGRAPHIE 99

But du travail

Cette étude a été entreprise au Maroc, dans le cadre des levés pour l'établissement de la moitié sud de la carte géologique de la coupure Rich à l'échelle 1: 100'000, la moitié Nord étant confiée aux soins de M. Brechbühler. Le travail de cartographie m'a amené à examiner la plupart des aspects géologiques caractérisant cette région de sorte que les pages qui suivent ont le caractère d'une monographie.

Situation géographique et cadre géologique de la zone étudiée

Le Haut Atlas est une chaîne intracontinentale large entre 40 et 80 km s'étendant d'Ouest en Est sur près de 2'000km, depuis le bord de l'Atlantique à la Tunisie.

Au Maroc, elle est subdivisée en un Haut Atlas Occidental dont la limite orientale est représentée par la vallée du Rdat. Son ossature est constituée par le Massif ancien composé d'un socle précambrien et de terrains primaires plissés à l'hercynien, la couverture mésozoïque y est très mince. Sa continuation vers l'Est, le Haut Atlas Central voit la couverture mésozoïque s'épaissir progressivement. Les roches du jurassique inférieur à dominante calcaire y constituent l'ossature des anticlinaux, alors que les sédiments à dominante marneuse, puis gréseuse du Jurassique moyen y constituent les synclinaux; les sommets atteignent fréquemment les 3000 m. Le Haut Atlas Oriental s'étend à l'Est de la vallée du Ziz, des anticlinaux moins accusés sont séparés par des vastes zones synclinales tabulaires.

La feuille 1: 100'000 Rich se situe à la limite orientale du Haut Atlas Central qu'elle couvre presque entièrement sur une transversale (Fig. II). La moitié méridionale empiète partiellement sur la "hammada" présaharienne de la plate-forme Sud, elle est limitée au Nord par la haute vallée du Ziz.

Résumé

Le début de la subsidence mésozoïque du domaine atlasique se marque au cours du Trias, période pendant laquelle se forment des bassins orientés SW - NE disposés obliquement à la future chaîne. Dans ces cuvettes se déposent des sédiments argilo-gréseux associés à des évaporites et à des coulées basaltiques. La poursuite de la subsidence conduit à l'installation de conditions marines franches aux dépôts carbonatés. Dès le Lias inférieur on assiste à l'individualisation de la future chaîne du Haut

Atlas sous la forme d'un sillon qui s'enfonce à la faveur de deux failles normales conjuguées E - W le séparant de deux zones de plate-forme.

Au Toarcien inférieur on assiste à l'accentuation de la tectonique synsédimentaire qui correspond à l'installation de conditions de sédimentation à dominante terrigène et à l'oblitération de la paléogéographie précédente. A partir de l'Aalénien le mouvement qui en est responsable est un cisaillement sénestre qui se manifeste au niveau de l'ensemble de la chaîne. Après les récurrences calcaires du Bajocien, la sédimentation redevient terrigène au Bathonien. On enregistre alors la mise en place des filons et petits plutons gabbroïques. Je propose de faire intervenir à ce moment la destruction d'une zone sous-compactée qui s'était formée dans les dépôts argileux "triasiques" pendant la sédimentation rapide des formations jurassiques. Les saumures chaudes et minéralisées, issues de cette zone en surpression, s'échappent à la faveur des mêmes fissurations qui ont permis la mise en place des intrusions. Elles provoquent non seulement l'altération de ces dernières, mais aussi un métamorphisme hydrothermal le long de leur cheminements ainsi que la formation de gîtes métallifères dans les zones hautes des exutoires hydrauliques.

Au Cénomanién tout le domaine est recouvert par une transgression marine de faible bathymétrie formant les derniers dépôts connus dans cette région et déterminant l'état d'enfouissement maximal du Haut Atlas. L'analyse de la cristallinité de l'illite nous a permis de déterminer que l'épaisseur de la pile sédimentaire y a dépassé les 8 km de puissance en déterminant les conditions épizonales (env. 300° C) à la base de la pile lithologique.

Il a également été possible de mettre en évidence une importante authigénèse du quartz et du feldspath dans les sédiments marnocalcaires et calcaires. Celle-ci apparaît déjà dans des sédiments enfouis de 1000 m. seulement : ce phénomène s'accroît avec l'augmentation de la surcharge.

Dès la fin du Miocène le Haut Atlas subit une compression intense qui provoque sa mise en horst (orogénèse atlasique) à laquelle je rattache les plus intenses déformations internes observées dans les sédiments jurassiques. Cet événement est notamment responsable de la formation de la schistosité subverticale et du rejeu en failles inverses des accidents anticlinaux ainsi que des déformations subies par les roches intrusives.

Remerciements

Je tiens à remercier ici les professeurs, collègues et amis qui m'ont aidé à réaliser ce travail dans des conditions optimales.

Je suis particulièrement reconnaissant au Professeur J-P. Schaer de m'avoir fait profiter de son expérience de terrain et de ses critiques tenaces. Tout au long de ce travail il a su me communiquer son enthousiasme et ses connaissances par des discussions stimulantes. Je remercie aussi:

- le Professeur B. Kübler de m'avoir consacré de son temps en me faisant part de ses conseils dans les analyses des phyllosilicates.
- le Professeur F. Persoz pour la disponibilité avec laquelle il a toujours analysé mes problèmes dans le domaine de la pétrographie sédimentaire et métamorphique.
- le Docteur O. A. Pfiffner pour ses suggestions compétentes dans le domaine de la déformation finie.
- Messieurs les Professeurs A. Escher et A. Michard pour avoir accepté de faire partie du Jury.
- Monsieur R. du Dresnay a non seulement déterminé une bonne partie des ammonites récoltées mais m'a aussi fait profiter de ses vastes connaissances de la géologie du Haut Atlas.
- le Professeur J. Guex qui a bien voulu déterminer une partie des ammonites du Toarcien.
- Monsieur Y-A. Brechbühler qui en tant que collègue de travail m'a grandement stimulé par les nombreuses discussions et comparaisons.
- Messieurs G. Bloch, P. Heitzmann, J. Jenni, M. Monbaron et M. Studer avec lesquels j'ai pu échanger les points de vue en permettant une meilleure compréhension de la géologie de l'Atlas.
- Madame M. Lemrich pour avoir soigné la bibliographie.
- Madame C. Grétillet pour avoir réalisé les diffractogrammes RX.
- Mesdames I. Bourquin et M. Jaquet pour les travaux de secrétariat.
- Monsieur M. Magrandville, préparateur de l'Institut de géologie de Neuchâtel pour son aide qualifiée.
- les chauffeurs du Service Géologique du Maroc ainsi que les porteurs berbères.
- Madame et Monsieur M.-A. Bétrix qui ont mené à bien le travail de dactylographie et de reproduction photographique.

Cette thèse a été réalisée grâce au soutien financier du Fonds national suisse de la recherche scientifique (requêtes 2.771 - 0.77; 2.450 - 0.79; 2.206 - 0.81) de l'Université de Neuchâtel et du Ministère de l'Energie et des mines du Maroc.

M. Bensaïd, Directeur de ce dernier, a grandement facilité mes missions sur le terrain par son empressement et son efficacité.

1.1 INTRODUCTION

1.1.1 Résumé

Les dépôts rencontrés dans la région étudiée ont des âges compris entre le Trias moyen et le Crétacé. Ils reposent sur un socle hercynien constitué de micaschistes et de quartzites paléozoïques.

Au Trias, une fracturation intense associée à l'ouverture de l'Atlantique amorce la subsidence de la bordure N de l'Afrique. Le domaine de l'Atlas se trouve en périphérie du bassin mésogéen, la paléogéographie y est marquée par des bassins et des seuils orientés SW-NE dans lesquels se déposent des sédiments continentaux et évaporitiques associés à des coulées de basaltes. (Fig. 1 Tr).

Dès le Jurassique inférieur se constitue un golfe allongé, qui préfigure les limites de la future chaîne du Haut Atlas. Au cours du Lias inférieur et moyen, le sillon est envahi par la Tethys à la faveur d'une subsidence plus rapide et généralisée conduisant au dépôt de sédiments carbonatés.

Dès le Toarcien inférieur, associée à des mouvements synsédimentaires, la sédimentation acquiert un caractère plus terrigène. La subsidence se poursuit, mais elle n'arrive plus à compenser l'apport sédimentaire et le bassin est progressivement comblé par de puissantes séries marneuses qui deviennent de plus en plus gréseuses au cours du Jurassique moyen.

Une nouvelle transgression se marque au Crétacé, la mer se retire définitivement de l'Atlas à la fin de cette période.

1.1.2 Les formations lithostratigraphiques (Fig. 25)

Les formations lithostratigraphiques des faciès de bassin du Haut Atlas Central ont été définies par Studer (1980) et je les ai reprises en les complétant par de nouvelles observations. Parallèlement, j'ai défini les équivalents de ces formations dans les faciès de la plate-forme Sud.

La formation continentale Infraliasique fait l'objet d'un chapitre séparé.

FACIES DE BASSIN (Studer 1980)

Dolomies et Calcaires massifs d'Idikel

(Hertangien ? - Sinémurien)

Calcaires lités de l'Aberdouz

(Sinémurien - Carixien)

Altérance calcaréo-marneuse de l'Ouchbis

(Carixien - Toarcien inf.)

Grès calcaires et marnes gréseuses de

Tagoudite (Toarcien inf.)

Marnes et

(Toarcien moyen - Aalénien)

Marnes et marnocalcaires d'Agoudim

(Aalénien - Bathonien)

FACIES DE PLATE-FORME

Calcaires et Dolomies massifs à Opisoma

(Sinémurien ? - Toarcien inf.)

Marnes et

(Toarcien moyen)

Calcaires et Dolomies oolithiques

à polypiers et coraux

(Toarcien sup. ? - Bathonien ?)

"Couches rouges"

(Bathonien ? - Cénomanién)

Calcaires blancs en dallettes

(Cénomanién - Turonien)

1.1.3 Situation géographique des coupes (Fig. 1 S)

Coupe N° 1 (Fig. 3 S) prélevée à l'Ouest de Rich, transversalement à la vallée du Ziz.

Début: Col au Sud de Rich. Coord: 568.0 / 181.5

Fin: Au NE de Mzizel Coord: 568.0 / 186.0

Coupe N° 2 (Fig. 3 S) Près du douar de Ait ben Akki, transversalement à l'Oued

Début: Isk n' Ait Maraou Coord: 566.0 / 162.0

Fin: Tizi n' Tamlelt Coord: 563.5 / 166.0

Coupe N° 3 (Fig. 3 S) Depuis le "Tunnel de la Légion" en direction du NW dans la plaine de Seddour.

Début: "Tunnel de la Légion" Coord: 579.0 / 175.5

Fin: Gara Seddour Coord: 583.0 / 175.0

Coupe N° 4 (Fig. 4 S) Transversale à l'Amane Ouisdrane à la hauteur de Gara Seddour

Début: Coord: 584.0 / 170.0

Fin: Coord: 582.0 / 173.0

Coupe N° 5 (Fig. 4 S) Transversale à l'Amane Ouisdrane à la hauteur de Ain Soubri

Début: Coord: 570.0 / 164.5

Fin: Coord: 568.0 / 166.0

Coupe N° 6 (Fig. 3 S) A l'ENE du village de Idelssène, dans les gorges du Safsaf

Début: Coord: 573.0 / 156.5

Fin: Coord: 573.5 / 160.0

Coupe N° 7 (Fig. 5 S) A l'ouest de la "Cité des cadres" (Errachidia)

Début: Coord: 585.5 / 155.0

Fin: Coord: 583.5 / 156.5

1.2 Dolomies et calcaires massifs d'IDIKEL (Fig. 2 S, 3 S)

Stratotype (Studer 1980) Epaisseur: 350 - 800 m

Rich Epaisseur: 160 - 350 m

1.2.1 Lithologie

A la base de la formation, les calcaires ou dolomies à minces laminations et à cassure bleu-noir dominant toujours sur quelques dizaines de mètres. On peut y observer des brèches synsédimentaires associées à des niveaux de loferites.

Le reste de la formation est composé de calcaires spathiques et dolomies en bancs plurimétriques, à patine beige-ocre. On y trouve fréquemment des restes ou fantômes d'oursins silicifiés.

1.2.2 Extension latérale

Alors que parallèlement à la chaîne, faciès et épaisseur offrent une bonne continuité, ces paramètres varient rapidement entre la bordure et le centre du bassin. En effet les 350 m d'épaisseur observés dans la coupe N° 1 se réduisent à 160 m dans la coupe N° 2 située au passage plate-forme - bassin. Le même type d'évolution a été décrit sur la bordure N par Studer (1980).

1.2.3 Microfaciès (Fig. 6 S)

La base de la série est souvent recristallisée. Dans les "laminites" calcaires de la base on peut reconnaître des lamachelles à bivalves ou des biomicrosparites ainsi que des structures stromatolitiques. Les dolomies sont entièrement recristallisées en dolsparites et on peut même y observer une porosité de rétraction due à la dolomitisation (Echantillon R 186, fig. 1 S). Dans les calcaires massifs les oomicrites alternent avec des biomicrites et biopelmicrites. De belles aiguilles plurimillimétriques de quartz noir idiomorphe, ainsi que des prismes tabulaires millimétriques de feldspath authigène sont très fréquents dans toute la formation, mais plus particulièrement à sa base. Un seul échantillon (R 183) provenant de la coupe N° 2 contient de la glauconie.

1.2.4 Faune (Fig. 6 S)

Les "laminites" de la base de la formation peuvent contenir passablement de bivalves (ostracodes, brachiopodes); par contre dans les dolomies, on ne distingue que des fantômes d'échinodermes et de bivalves silicifiés; les calcaires massifs contiennent des spicules de spongiaires du groupe des Hexactinellidés (du Dresnay et al. 1978), des foraminifères agglutinés tels que Ammodiscidae, Hormosinidae, et des hyalins tels que des Nodosaridae. Aucune ammonite n'a pu y être récoltée.

1.2.5 Age

Dans ces séries de base, les seuls repères chronologiques sont constitués par les formations encadrantes étant donné que je n'y ai découvert aucun fossile facilement et précisément datable.

Les premiers sédiments carbonatés sont certainement liasiques car ils succèdent aux basaltes altérés et pélites violettes attribués au Carnien et à l'Hettangien (du Dresnay 1979) (cf. 2.3).

Les premières ammonites récoltées appartiennent déjà à la formation suivante et indiquent un âge Lotharingien inférieur. L'âge de la formation d'Idikel se trouve ainsi compris entre l'Hettangien probable et le Lotharingien inférieur.

1.2.6 Sédimentologie - Milieu de dépôt

Les critères sédimentologiques et paléontologiques indiquent un approfondissement progressif du sillon hautatlasiq pendant la sédimentation de cette formation (du Dresnay 1979, Studer 1980). Les calcaires à laminations et à loferites sont caractéristiques d'un milieu supra à intertidal. Ils peuvent en effet être interprétées comme des dépôts supratidaux de sédiments fins emprisonnés par des tapis algaires lors des marées hautes (Passeri 1976); d'autre part les structures stromatolitiques visibles au microscope indiquent un milieu intertidal. Du Dresnay (1979) signale de l'anhydrite et du gypse dans les interlits des calcaires à laminations de l'Atlas oriental.

La recristallisation due à la dolomitisation oblitère partiellement les indices bathymétriques, on y trouve toutefois de la glauconie et la fraction biodétritique prend de l'ampleur dans les biomicrites à spongiaires du toit de la formation. Ces faciès correspondent probablement à un milieu subtidal décrit actuellement aux Bahamas (Supko et al. 1970).

Les biohermes de spongiaires qui apparaissent localement au sommet des calcaires massifs, indiquent d'après du Dresnay (1972) une profondeur supérieure à la zone d'agitation des vagues et à celle de la zone photique. Ces observations confirment l'hypothèse de Evans et Kendall (1977) et Choubert et al (1962) qui admettent une évolution rapide d'un milieu supratidal à un environnement nettement plus profond.

1.3 CALCAIRES LITHES DE L'ABERDOUZ

(Fig. 2 S, 3 S)

Stratotype (Studer 1980)

Épaisseur 350 - 500 m

Rich

Épaisseur 150 - 260 m

1.3.1 Lithologie

Ces calcaires sont constitués d'une alternance de micrites à cassure bleu-noir, disposées en bancs ondulés décimétriques qui se moulent les uns aux autres.

Ils sont séparés par des horizons millimétriques de marnes, violacées à la base et grises au sommet de la formation. Dans l'ensemble de celle-ci une silicification abondante se développe, elle est plus particulièrement marquée dans les assises basales où elle aboutit à la formation de silex et à l'épigénèse de fossiles. La limite inférieure est marquée par une lumachelle à brachiopodes (*Rhynchonella* sp.) particulièrement développée au droit des biohermes de spongiaires de la formation précédente.

1.3.2 Extension latérale

Le long de la chaîne du Jebel Bou Hamid, la lithologie et l'épaisseur de la série restent très constantes. Deux pitons récifaux font l'exception. Le premier de forme conique et de taille hectométrique est situé sur le flanc N sous le sommet de Bou Hamid (Point coté 1834); le deuxième de taille kilométrique et allongé N - S se trouve à l'extrémité du même chaînon juste au SE de Ksar Agoudim. Les récifs s'enracinent dans les calcaires massifs de la formation d'Idikel et leur base est constituée de biohermes de spongiaires. Des polypiers en position de vie y apparaissent dès le Sinémurien supérieur (présence de *Paltechioceras*).

Au Sud par contre, le long du chaînon du Tunnel de la Légion, la formation est moins épaisse et sujette à d'importantes variations latérales de lithologie. Les faciès récifaux et biodétritiques y sont très développés et il n'est pas toujours facile d'établir la limite avec la formation sous-jacente.

Dans la région de Seddour, les faciès lités passent latéralement à des faciès massifs peu lités et même à des biohermes, comme c'est le cas du massif récifal de Seddour. Ce dernier a une forme en pain de sucre de base elliptique avec un axe NS de 1500 m et EW de 500 m (Fig. 7 S).

Un autre de ces récifs est situé en flanc N du Jebel Serdrar (543,0/ 157,0) où sa forme de cône "perce" les calcaires lités du Sinémurien et du Carixien (du Dresnay, 1975) (Fig. 13 S).

1.3.3 Microfaciès (Fig. 6 S)

Ces calcaires de l'Aberdouz sont essentiellement des micrites et des biomicrites, une seule recurrence de dolomicrite est à signaler au milieu de la coupe N° 2.

Quartz et feldspath idiomorphes sont souvent visibles au microscope, concentrés dans les intraclastes; en revanche aucune trace de glauconie n'a pu être décelée.

1.3.4 Faune (Fig. 6 S)

Radiolaires et spicules de spongiaires épigénisés par la calcite sont abondamment représentés de même que Tintinomorphes, encrines, lamelliibranches et ostracodes. On y reconnaît également beaucoup de foraminifères hyalins tels que *Nodosaria*, *Lenticulina*, et quelques agglutinés. Les ammonites sont abondantes dans les niveaux de la base de la formation (flanc N du Jebel Bou Hamid) où j'ai récolté *Paracoronicer* et *Astéroceras* dans des couches riches en goethite rappelant un niveau condensé. Dans le haut de la formation, j'ai découvert de grands *Aegastéroceras sagittarium* (Blake, in Wright) et *Oxynoticeras* sp.

1.3.5 Age

La formation est datée par la présence d'ammonites du Sinémurien: *Arnioceras* et *Paracoronicer* à la base et *Paltéchioceras* et *Oxynoticeras* au sommet.

1.3.6 Sédimentologie - Milieu de dépôt

Ces calcaires contiennent des faunes de milieu marin franc: Ammonites, radiolaires et foraminifères hyalins, mais aussi passablement d'organismes benthiques tels que les foraminifères agglutinés, échinodermes et ostracodes. Sur cette base et sur l'observation de granoclassement vertical et de stratifications obliques, Studer (1980) a attribué la genèse des roches de cette formation à des turbidites distales positives. La présence de turbidites distales associées localement à des récifs pose un problème qui sera analysé dans un travail ultérieur (Brechtbühler, thèse en préparation).

Vers la plate-forme Sud, les calcaires lités deviennent partiellement massifs au profit d'un cordon récifal bordant les faciès de plate-forme proprement dits.

1.4 ALTERNANCE CALCAREO-MARNEUSE DE L'OUCHBIS (Fig. 2 S, 3 S)

Stratotype (Studer 1980) Epaisseur 130 - 700 m

Rich Epaisseur 80 - 230 m

1.4.1 Lithologie

A l'échelle de l'affleurement, la lithologie ressemble à celle de la formation précédente (cf. 1.3.1.) sauf que les interlits marneux se développent conférant une rythmicité à

la pile sédimentaire. En même temps, le caractère ondulé des bancs ainsi que la teinte bleu-noir de la cassure disparaissent au profit de bancs décimétriques de calcaires gris-bleu à la surface inférieure plane. Les marnes séparant ces bancs ont des épaisseurs variant de 1 cm à plusieurs décimètres, leur cassure est également gris-bleu et la patine gris verdâtre. Les bancs possèdent un granoclassement normal et, d'une manière générale, la proportion de marnes augmente du bas vers le haut de la formation. Dans la partie sommitale de la formation on observe l'apparition de turbidites bioclastiques qui se distinguent sur le terrain par leur patine brun-rouge; la surface de ces bancs est particulièrement riche en pistes de vers. Les ammonites abondent dans les marnes.

La limite supérieure de la formation est marquée par un brusque changement de sédimentation : l'arrivée dans le bassin de dépôts gréseux.

1.4.2 Extension latérale

Le faciès et l'épaisseur sont à nouveau relativement constants parallèlement à la chaîne, à l'exception du récif de Ksar Agoudim dont les calcaires massifs à spongiaires et polypiers traversent toute la formation.

Les variations d'épaisseur et de lithologie sont en revanche considérables au bord de la plate-forme Sud. La formation atteint à peine 80 mètres d'épaisseur entre le récif de Seddour (584,5/ 170,0) et Soubri (568,5/ 165,5), la puissance augmente progressivement en direction d'Amellago (535,0/ 150,0) en même temps que les faciès deviennent particulièrement marneux. L'épaisseur augmente aussi en allant du récif de Seddour vers l'Est, pour atteindre près de 800 m au niveau du Tunnel de la Légion. Elle s'accompagne de faciès marneux à forte composante biodétritique.

Dans le chafon du Tunnel de la Légion, à la limite entre les faciès de plate-forme et de bassin, on observe que les sédiments de bassin sont alimentés par de nombreuses masses de sédiments glissées issues de la plate-forme (Fig. 14 S). Les sédiments glissés sont généralement contemporains de la sédimentation mais parfois ils comportent du matériel de la formation sous-jacente (Fig. 15 S). A la base de certains bancs, on peut observer des érosions et des stries spectaculaires de glissement de blocs ("sole marks"). Les bancs conglomératiques issus du remaniement de calcaires de la plate-forme sont fréquents (Fig. 12 S)). Signalons encore le bioherme en forme de pain de sucre de Seddour (Fig. 7 S) qui est la plus belle manifestation récifale présente dans cette région.

Ce récif apparut au cours du Lias inférieur (cf. 1.3.4), traverse la formation de l'Aberdoux et s'est maintenu pendant le dépôt de l'alternance calcaréo-marneuse de l'Ouchbis. Il n'a cessé de croître qu'à l'arrivée du matériel terrigène de la formation de Tagoudite. La partie externe du récif est caractérisée par des niveaux riches en ammonites limonitisées, souvent emballées dans des marnes de couleur lie de vin. Ces dépôts rappellent un "ammonitico rosso" et ont déjà été décrites par Duhar (1960-62) et du Dresnay (1971, 1976) qui les ont interprétées comme des faciès de "fore reef". Les tout premiers bancs sédimentaires, qui recouvrent le récif, sont des "mass flows" dont la matrice biomicritique à biodétritique enrobe des Mégalo-dontes et des Opisoma menckhoffi remaniés. Ces fossiles, en position de vie, abondent sur la plate-forme (cf. 1.5.6).

1.4.3 Microfaciès (Fig. 6 S)

Les sédiments de cette formation sont surtout constitués de micrites et biomicrites. Dans le haut de la formation, on rencontre souvent de packstones correspondant aux bioturbidites. La glauconie fait une apparition généralisée.

1.4.4 Faune (Fig. 6 S)

Le contenu bioclastique est très semblable à celui de la formation précédente : radiolaires, spicules d'éponges, échinodermes, et quelques foraminifères. Les ammonites sont très abondantes surtout dans les derniers bancs de la série où abondent des Dactylioceras. Des empreintes à réseau hexagonal de Paléodictyon se marquent souvent sur les bioturbidites à patine brune du sommet de la série.

1.4.5 Age

Les ammonites récoltées à la base de la formation (Cruciloboceras et Tropidoceras) indiquent un âge Carixien; Fuciniceras et Protogrammoceras indiquent un âge Domérien; les derniers bancs appartiennent déjà à la base du Toarcien comme l'indique l'abondance de Dactylioceras dans les derniers interlits marneux.

Cette formation m'a d'autre part livré une Phricodoceras Hyatt, 1900 (du Dresnay dét.) ammonite plutôt rare au Maroc. Je l'ai récoltée au NE de la terminaison orientale du Jebel Serdrar (500.0/161.0) où affleurent les assises appartenant au milieu de la formation de l'Ouchbis. M. R. du Dresnay m'a indiqué que la détermination du genre Phricodoceras était fort bien au point en Italie alors que l'âge y était mal connu.

Pour ce dernier, il fallait plutôt consulter les récentes publications paléontologiques marocaines (Dubar, 1978) où l'état des connaissances était dans la situation inverse.

Description: l'exemplaire récolté près d'Ismouma est constitué par un tour incomplet de 18 mm de diamètre. La forme est involute et déprimée, avec une zone ventrale large et faiblement convexe. Les flancs sont convexes avec ombilic profond. Les côtes principales, étroites et saillantes, sans être très accusées, sont faiblement proverses et pourvues de quatre épines équidistantes. Alors que les épines ventrales persistent sur le tour, les latérales se confondent progressivement dans les côtes en les accentuant à cet endroit. En même temps que les épines latérales disparaissent, les côtes s'espacent et deux côtes discrètes et sans épines s'y intercalent; le phragmocône change sa géométrie en devenant comprimé. Cette ammonite correspond à Phricodoceras venzoj décrite dans Fantini - Sestini (1978) qui l'attribue au Domérien sans plus de précision.

En revanche, ce genre est connu depuis longtemps dans le Haut Atlas (Dubar, 1960) et il est possible de formuler un âge plus précis. Dubar et Mouterde (1978) signalent *Ph. imbricatum*, *Ph. paronai*, et *Ph. lamellosum* (Fucini) récoltés dans les "faciès d'Amellago" ou "faciès mixtes". Or ce *Phricodoceras lamellosum* n'est rien d'autre que le *Aegoceras Taylori* (Bettoni) redéfini par Fantini - Sestini comme étant *Phricodoceras venzoj*. Cette ammonite se trouve dans le Haut Atlas en association avec *Fucinoceras conjungens* (Fucini) au sommet du Domérien inférieur.

1.4.6 Sédimentologie - Milieu de dépôt

L'abondance en ammonites et radiolaires, la pauvreté en organismes benthiques suggère que l'approfondissement qui s'est marqué pendant le dépôt de la formation précédente s'est poursuivi lors du dépôt de la formation de l'Ouchbis.

L'origine turbiditique, au sens large de l'alternance calcaréo-marneuse ne fait aucun doute : les bancs calcaires montrent presque toujours une base tranchée, un grano-classement vertical diffus, des laminations sédimentaires et ils deviennent de plus en plus marneux vers le haut de leur cycle décimétrique. Ils contiennent de la glauconie et des intraclastes. Ces turbidites calcaires sont à interpréter comme distales positives (Evans et Kendall, 1977; du Dresnay, 1979; Studer, 1980).

Les turbidites biodétritiques et gréseuses du sommet de la formation et qui sont particulièrement développées au Sud du Rich ont une origine proximale, indiquée par l'hétérogénéité du matériel et le fort diamètre des grains, ainsi que par les "flute casts" à la base des cycles. Ces faciès envahissent la formation dans la région du

Tunnel de la Légion et s'étalent dans le bassin selon un "fan" sous-marin alimenté par un "canyon" situé à l'emplacement des gorges actuelles du Ziz. Cette voie permettait au biodétritisme issu de la plate-forme d'envahir périodiquement le bassin. Les glissements synsédimentaires et les "sole-marks" observées le long de la bordure de la plate-forme Sud indiquent une zone de talus à pente assez forte délimitant les deux domaines paléogéographiques.

1.5 CALCAIRES ET DOLOMIES MASSIVES A OPISOMA

(Fig. 2 S, 3 S)

Epaisseur 220 m et plus

1.5.1 Lithologie

Cette formation est caractérisée par une lithologie essentiellement carbonatée dans laquelle abondent les grands lamellibranches. Elle constitue l'équivalent néritique des calcaires liasiques qui affleurent dans le bassin où ils ont pu être subdivisés en trois formations différentes. Ces dernières sont définies dans 1.2, 1.3 et 1.4.

La formation des calcaires et dolomies massives à Opisoma a été étudiée dans les gorges du Safsaf (Fig. 1 S, coupe No 6 et Fig. 1 T) où elle affleure sur 220 mètres. Le mur de la formation n'y affleure malheureusement pas. Les premiers 200 mètres de la coupe ont un faciès très homogène constitué de calcaires massifs et dolomies massives contenant de gros lamellibranches à test épais. Les assises sont généralement spathiques et oolitiques avec localement une stratification oblique. Les derniers mètres, au toit de la formation, sont formés de bancs de 20 à 30 cm d'épais contenant beaucoup de gros lamellibranches en position de vie, accompagnés de quelques gastéropodes. Le dernier banc qui a été par la suite uniformément recouvert par une croûte ferrugineuse présente des traces d'érosion : des portions de fossiles ont été arrachées.

1.5.2 Extension latérale

Ce type de faciès est répandu le long de la bordure Sud de l'Atlas au Nord d'Errachidia (Dubar, 1960-62).

1.5.3 Microfaciès (Fig. 6 S)

"Packstones" et "grainstones" à intraclasts, oolites et quelques grains de quartz sont les faciès dominant.

1.5.4 Faune (Fig. 6 S)

Coraux, bryozoaires, échinodermes et quelques spicules d'éponge accompagnent les gastéropodes et les grands lamellibranches tels que *Mégalocondontes* et *Opisoma menchikoffi*.

1.5.5 Age

Aucune ammonite n'y ayant été découverte je ne puis apporter aucun nouvel élément de datation par rapport aux études de Dubar (1948) qui attribue cette formation au Lias inférieur et moyen. Pour cet auteur, les faciès particulièrement riches en *Opisoma* du haut de la coupe sont, dans cette région de l'Atlas, un faciès typique du toit des formations de plate-forme et constituent d'après du Dresnay (1979) un faciès régional typique particulièrement bien représenté au sommet du Lias moyen.

Les ammonites du Toarcien moyen récoltées dans la formation sus-jacente constituent une limite supérieure compatible avec l'âge attribué aux faciès massifs.

1.5.6 Sédimentologie - Milieu de dépôt

L'épaisse masse de calcaires bioclastiques et oolitiques est à interpréter comme des dépôts de milieu subtidal à forte énergie.

Les bancs à gros lamellibranches du sommet de la série indiquent un milieu à énergie encore plus forte, en effet du Dresnay (1975) observe au récif du Bou Dahr: "Les *Opisoma menchikoffi*, peut-être à cause de leur robuste coquille, se trouvent à proximité de la crête récifale ..."

Dans la région étudiée ces bancs se suivent sur une zone tabulaire très étendue qui devait être balayée par des forts courants qui empêchaient le dépôt des particules plus fines. Les derniers dépôts des calcaires à *Opisoma* ont été marqués par une faible érosion résultant de courants de violence extrême ou à une faible érosion accompagnée de la formation d'un encroûtement ferrugineux.

1.6 GRES ET MARNES GRESEUSES DE TAGOUDITE

(Fig. 2 S, 3 S)

Stratotype (Studer 1980)

Epaisseur 200 - 230 m

Rich

Epaisseur 35 - 70 m

1.6.1 Lithologie

Par rapport aux formations sous-jacentes cette formation témoigne d'un changement de sédimentation brusque et généralisé. Des turbidites calcaréo-gréseuses de couleur brun-vert, épaisses de quelques millimètres à 8 cm, alternent avec des marnes et argilites gréseuses de même coloration. Les bancs de grès calcaires présentent, malgré un bon tri granulométrique, un granoclassement ainsi que des stratifications obliques, "ripple-marks" ou laminations sédimentaires. (Fig. 9 S). Le tiers supérieur de la formation est beaucoup plus pélitique, les assises sont constituées de marnes et d'argilites gréseuses plaquetées assurant un passage progressif à la formation marneuse suivante tout en perdant leur coloration brune caractéristique.

1.6.2 Extension latérale

Cette formation constitue, par son épaisseur réduite, par la lithologie particulière et par son extension régionale, le meilleur repère lithostratigraphique du Haut Atlas centro-oriental d'extension régionale.

L'épaisseur de la formation, celle des bancs individuels, ainsi que la taille des grains diminuent en direction du Sud.

Cette formation n'existe pas sur la plate-forme Sud.

1.6.3 Microfaciès

Les calcaires gréseux se révèlent être surtout des packstones, de granulométrie homogène constitués de grains de calcite (3/10 mm) dans lesquels le quartz et le feldspath ne représentent que le 5 à 20 % du volume. La roche est donc bien moins gréseuse qu'il n'apparaît sur le terrain. Ces calcarénites gréseuses contiennent aussi de la glauconie et des micas détritiques.

1.6.4 Faune

Pour Studer (1980) cette formation est azoïque. J'y ai néanmoins découvert plusieurs Dactylioceras et des petits poissons du genre Leptolepsis (R 540) (Déterminé par

Mme Beltan, Museum, Paris). Les observations en lame mince m'ont permis d'y voir également des palinomorphes.

1.6.5 Age

Le mur est constitué par un banc où abondent les Dactyloceras du Toarcien basal, quelques exemplaires de cette ammonite se trouvent également dans les bancs gréseux au milieu de la formation. Au toit de la formation, on trouve des faunes appartenant au Toarcien moyen. L'âge Toarcien inférieur attribué à cette séquence de turbidites gréseuses se trouve ainsi confirmé.

1.6.6 Sédimentologie - Milieu de dépôt

Les structures sédimentaires, le granoclassement vertical ainsi que le caractère cyclique de la sédimentation permettent d'attribuer la genèse de la formation à des courants de turbidité. La composante gréseuse et la couleur brune lui a d'ailleurs valu, par analogie avec les "flyschs", le terme de "série flyscholite".

La direction moyenne des ripple marks mesurée en 5 points de la zone étudiée indique des courants à 170° ; la diminution de l'épaisseur en direction du Sud et l'absence de ces dépôts sur la plate-forme méridionale confirment l'hypothèse de Studer (1980) selon laquelle les apports détritiques venaient du Nord, plus précisément du paléoseuil de la Haute Moulouya.

1.7 MARNES ET MARNO-CALCAIRES D'AGOUDIM (Fig. 2 S, 3 S)

Stratotype (Studer 1980)

Epaisseur 4500 - 5000 m

Rich

Epaisseur conservée 1100

1.7.1 Lithologie

Cette formation est caractérisée par une sédimentation à dominante argileuse contenant à espacements irréguliers, des assises biodétritiques. Ces dernières augmentent en fréquence et épaisseurs en s'élevant dans la série.

Dans la partie S de la feuille Rich, la formation d'Agoudim peut être décomposée en deux membres encore mieux individualisés que dans la localité-type :

- l'un, inférieur, essentiellement marneux
- l'autre plus calcaire et biodétritique

La limite entre ces deux lithologies est marquée, dans la région étudiée, par une série de turbidites organogènes, réparties sur une vingtaine de mètres. Aux environs de Rich, une de ces turbidites particulièrement épaisses atteint 5 m de puissance par endroits; ailleurs il s'agit généralement de plusieurs bancs pluridécimétriques, dont la surface supérieure est couverte d'empreintes de Zoophycos. Cette série de bancs massifs dessinent dans la morphologie une cuesta brune et bien accusée qui joue le rôle de repère cartographique utile et connu dans cette partie de l'Atlas avec la dénomination de "Calcaires à Cancellophycus".

Le membre inférieur est formé d'une série monotone de marnes gris-bleutées, dans lesquelles sont intercalées quelques rares bancs de calcaires biodétritiques noduleux ne dépassant pas 8 cm d'épaisseur.

Le membre supérieur possède une lithologie plus variée et une tendance à devenir de plus en plus calcaire au cours du temps. Dans le détail, il s'agit de cycles débutant par des calcaires lumachelliques décimétriques à stratification oblique et se terminant par des marnes biodétritiques, épaisses de plusieurs mètres. Lithologie et épaisseurs relatives sont toutefois très variables. On y trouve souvent des glissements synsédimentaires et des phacoïdes structurés en boules et coussins plurimétriques spectaculaires (Fig. 9 S, 10 S) qui sont constitués de paquets de calcaires marneux replissés en accordéon. Cette partie de la pile sédimentaire présente de nombreux biseautages et discordances progressives. (Crf. 4.3.3).

Au sommet des coupes que j'ai pu lever, on trouve une corniche de calcaires massifs puissantes d'une centaine de mètres. Des lumachelles et des marnes à brachiopodes forment les premiers mètres de leur base, des calcaires oolithiques à polypiers constituent l'essentiel de la corniche. Elle contient très fréquemment des alignements de biohermes métriques à décamétriques visibles sur le pourtour de la plupart des synclinaux perchés de la zone étudiée. L'exemple le plus connu (Stanley, 1975), bien visible depuis la route reliant Rich à Errachidia, est celui du Jebel Assameur n'Ait Fergane (590.0 / 187.0) situé à l'E de Rich. Des affleurements semblables existent sur le pourtour du synclinal perché de Seddour.

1.7.2 Extension latérale

Le membre marneux de la formation d'Agoudim ne montre pas d'importantes variations de faciès dans la région étudiée, on retrouve les mêmes marnes grises sur la plate-forme Sud. Le membre supérieur, par contre, présente de multiples variations locales de lithologie et il s'amincit d'une manière générale en direction de la plate-forme tout en devenant plus calcaire et biodétritique. Tout le long de la bordure Sud du bassin, j'ai observé des variations latérales importantes sur des coupes espacées de quelques kilomètres (Fig. 4 S). L'épaisseur la plus réduite y coïncide avec des calcarénites conglomératiques à stratification oblique. Celles-ci disparaissent rapidement et se confondent latéralement avec les calcarénites à Zoophycos.

1.7.3 Microfaciès (Fig. 6 S)

Les marnes du membre inférieur sont entièrement constituées de micrites. En s'élevant dans la série les "wakestones" d'abord puis les "packstones" augmentent en importance. La présence de peillets, d'intraclastes et d'oolites est fréquente alors que quartz et glauconie sont omniprésents.

1.7.4 Faune (Fig. 6 S)

Le membre marneux est très riche en petits lamellibranches (*Posidonya*) et en ammonites limonitisées. Les lames minces ont révélé des débris d'échinodermes, des radiolaires ainsi que des foraminifères hyalins et agglutinés. Dans le membre supérieur, les ammonites deviennent rares alors que les brachiopodes, les lamellibranches et gastéropodes surtout, ainsi que les bryozoaires, les échinodermes et les coraux sont abondamment représentés.

1.7.5 Age

Le nombre et la variété des ammonites permet une datation précise du membre inférieur qui est rapporté au Toarcien moyen grâce, en particulier à *Hildoceras semipolatum* et *Lytoceras* sp. Le toit des marnes a livré des *Osperlioceras*, *Alocolytoceras*, *Dumortieria*, *Hammatoceras* et *Catullocceras* attestant le Toarcien supérieur. Le passage au membre marno-calcaire est en fait mal daté; il ne me semble du reste pas se faire selon une isochrone. La présence de *Lioceras*, *Pleydellia* et *Bredyia*, selon les coupes considérées, indiquent un âge qui s'étend de l'Aalénien au Bajocien. Si le niveau repère à *Cancellophycus* constitue une limite lithologique utile, il ne semble pas un bon repère chronostratigraphique. Il se place plutôt à la fin de l'Aalénien étant

en général immédiatement suivi par des assises à *Tmetoceras*. Peu d'ammonites, souvent mal conservées, permettent d'attribuer avec certitude une bonne partie du membre supérieur au Bajocien inférieur et moyen: *Tmetoceras*, *Graphocératinae* et *Sonninidae*.

Signalons que dans le synclinal d'Anemzi Studer (1980) décrit une *Micromphalites clydocromphalus* (Arkell) qui indique que cette formation a pu localement se déposer au moins jusqu'au début du Bathonien.

1.7.6 Sédimentologie - Milieu de dépôt

Cette formation témoigne des grandes variations locales de la paléogéographie qui se sont produites dans cette partie de l'Atlas; globalement elle atteste une diminution progressive de la bathymétrie au cours du temps.

La richesse en ammonites et foraminifères planctoniques dans le membre inférieur indiquent que la sédimentation se fait encore dans un milieu hémipélagique dans lequel le matériel benthique (oursins, gastéropodes, bivalves et foraminifères agglutinés), le quartz détritique et la glauconie sont déversés par les courants turbiditiques.

En s'élevant dans la formation, on constate une diminution relative de la composante pélagique de même qu'une augmentation de la fréquence des turbidites proximales à matériel grossier et mal trié.

Les nombreux phacoïdes observés dans le membre marneux (Fig. 9 S, 10 S) sont l'équivalent des "structures en boules et coussins" de Pettijohn (1964) ou des "Jellyroll" de Stanley (1975). Ces structures sont interprétées comme étant issues de glissements synsédimentaires, qui s'accordent bien avec les discordances progressives, les variations des faciès observées et autres signes de la tectonique synsédimentaire qui sera présentée en détail en 4.3.3.

Au sommet de la séquence, on assiste à une rapide augmentation de la proportion de matériel organogène avec débris d'organismes constructeurs.

Les biohermes s'installent nombreux à l'époque à laquelle se sont formées les corniches calcaires indiquant que le milieu de sédimentation est devenu franchement peu profond et ressemble à une vaste plate-forme qui s'étend au travers de tout ce qui était l'auge atlasique. Cette conclusion s'accorde avec celle de Stanley (1975, 1981) qui a étudié la distribution des petits récifs en pain de sucre sur le pourtour du synclinal perché à l'Est de Rich. Il admet que la séquence représente un "shoaling upwards" de la tranche d'eau sous laquelle s'est déposée la formation d'Agoudim.

Ce même auteur (1975) a aussi émis l'hypothèse que les "calcaires à *Cancellophycus*" seraient des chenaux de distribution de courants de densité. Cette hypothèse n'est pas confirmée par mes observations puisque l'extension latérale d'échelle régionale ne peut s'accorder avec des chenaux dont la direction d'apport était, du moins aux bordures du bassin, transversales à celui-ci. Il faut plutôt les interpréter comme des turbidites d'intensité exceptionnelle, hypothèse appuyée par les observations dans le secteur de l'Azag N'Oufelloussene (cf. 4.3.3). Il est très probable que les secousses associées à la tectonique synsédimentaire très marquée qu'on y observe ont été un déclencheur de courants de turbidité particulièrement puissants.

1.8 MARNES, CALCAIRES ET DOLOMIES OOLITIQUES A POLYPIERS ET CORAUX

(Fig. 2 S, 3 S)

Marnes 50 - 100

Calcaires 320 m

1.8.1 Lithologie

Cette nouvelle formation englobe les faciès marneux et calcaires de la plate-forme Sud qui sont l'équivalent de la formation d'Agoudim qui a été définie dans le bassin. La séparation de la formation en deux membres peut aisément être maintenue, du fait de la présence de deux lithologies encore mieux contrastées que dans le bassin.

Les marnes du membre inférieur, quoique moins épaisses, ont la même lithologie et faciès que dans le bassin. Elles reposent directement sur la surface rougie des calcaires à *Opisoma* qui sont agencés en horsts et grabens synsédimentaires orientés E - W (Fig. 2 T, 573.0/157.0, voir aussi 4.3.2).

La base du membre supérieur se marque par un brusque changement de lithologie. La première moitié de celui-ci est formée par des calcaires biodétritiques en bancs pluridécimétriques ondulés à stratification oblique; elle se termine par des horizons marneux généralement plus minces. Dans cette partie les lamellibranches sont particulièrement abondants, même dans les interlits marneux. Les dernières assises présentent des traces d'algues et des pistes de fousseurs. La deuxième moitié du membre supérieur est en revanche entièrement calcaire: des calcaires oolitiques et spathiques surmontés de calcaires biodétritiques à débris de coraux.

On peut y voir quelques constructions récifales de petite taille en position de vie. Les tout derniers bancs sont des calcarénites oolitiques à brachiopodes et stratification entrecroisée ou des lumachelles à gastéropodes (R 392). La limite supérieure de la formation, constituée par le conglomérat de base de la formation suivante est particulièrement nette.

1.8.2 Extension latérale

Cette formation n'a pas été étudiée sur une grande surface. Quelques observations au Nord d'Errachidia permettent néanmoins d'affirmer que ces faciès sont assez constants sur la plate-forme Sud de l'Atlas. Dans les gorges du Ziz, j'ai notamment observé les mêmes faciès marneux de la base ainsi que de petites colonies de polypiers dans les derniers bancs du membre calcaire. Entre ces bancs et les conglomérats des "Couches Rouges" apparaît un niveau décimétrique continu à gros cristaux plurimillimétriques enchevêtrés de calcite pure que j'interprète, au vu de sa position stratigraphique (entre des dépôts néritiques et des dépôts continentaux), comme étant le résidu d'une formation évaporitique assurant le relai entre les deux précédentes.

1.8.3 Microfaciès (Fig. 6 S)

Les "mudstones" et "wackstones" du membre marneux s'opposent aux "packstones" et "grainstones" du membre calcaire. A signaler que dans la partie récifale du membre calcaire on a aussi des "packstones". Intraclasts, oolites, pellets et grains de quartz détritiques apparaissent dans toutes les lames minces observées, souvent aussi du feldspath néoformé (cf. 3.4) et de la glauconie. Les extraclasts font leur apparition dans le dernier banc.

1.8.4 Faune (Fig. 6 S)

De nombreuses ammonites et brachiopodes ont pu être récoltées dans le membre marneux ainsi que dans les premiers bancs du membre calcaire; celui-ci contient surtout des gastéropodes, des bivalves, des oursins, des algues, des bryozoaires et des coraux. Les foraminifères agglutinés (*Trochammina* et *Textularia*) et hyalins (*Nodosaria* et *Lenticulina*) sont également présents.

1.8.5 Age

Les ammonites récoltées à la base des marnes (*Hildoceras Lewisoni*, *H. bifrons* et *H. semipolitum*) indiquent un âge Toarcien moyen. La partie basale du membre marnocalcaire contient également des *Hildoceras* et il n'a pas été possible de préciser le passage à l'Aalénien. Aucun nouvel argument de datation ne m'a permis de préciser l'âge des faciès calcaires qui d'après Dubar (1960-62) et du Dresnay (1979) sont attribués à l'Aaléno - Bajocien (- Bathonien pro parte ?) .

1.8.6 Sédimentologie - Milieu de dépôt

Les sédiments marneux à ammonites, reposant sur les calcaires massifs à *Opisoma* indiquent qu'au cours du Toarcien inférieur, un changement radical de bathymétrie s'est produit sur la plate-forme. Au faciès à gros lamellibranches indiquant un milieu subtidal très agité fait suite le faciès hémipélagique du Toarcien moyen. En l'absence de faciès intermédiaires, il faut admettre que cet approfondissement s'est fait brutalement. Les nouvelles conditions de dépôt ne se sont toutefois pas maintenues longtemps puisque la sédimentation monotone des marnes a été rapidement dérangée par l'arrivée de courants turbiditiques qui ont déposé des calcarénites et des marnes chargées de faune benthique. Par la suite, la profondeur d'eau diminue et les conditions subtidales s'installent à nouveau. Le banc de calcite saccharoïde issu probablement de la précipitation chimique, suggère un épisode évaporitique entre le dépôt des calcaires et celui de la formation continentale suivante.

1.9 "COUCHES ROUGES" (Fig. 2 S, 5 S)

Epaisseur 280 m

Remarque: Le terme "Couches rouges" a été attribué par Jenni, et al. (1981) aux dépôts continentaux rouges, intercalés entre les calcaires aaléno-bajociens et les marnes aptiennes affleurant dans le Haut Atlas de Beni MellaL Ce terme, qui ne sous-entend aucune attribution chronostratigraphique précise regroupe des dépôts présentant des analogies de faciès, il s'applique parfaitement aux dépôts continentaux rouges de la plate-forme Sud.

1.9.1 Lithologie

La formation débute par 30 m de conglomérats et grès grossiers de couleur rouge-brun reposant en concordance sur les calcaires massifs à polypiers de la formation précédente. Les assises à grain grossier sont séparées par de minces interlits d'argilites gréseuses également rouges. Les éléments sont bien arrondis et calibrés, les galets ont fréquemment un diamètre compris entre 1 et 3 cm, rarement davantage. Le matériel est très hétérogène, comprenant des galets de quartzite, de grès rouges, de silts ainsi que des galets de calcaires gris-verts à polypiers qui ne peuvent être rattachés à aucune formation connue dans la région.

En s'élevant dans la série, la granulométrie s'affine en même temps que la fraction argileuse augmente, des bancs décimétriques de grès alternent avec des niveaux plurimillimétriques d'argilites. A partir du premier tiers de la pile, les sédiments deviennent très argileux et on y trouve plusieurs horizons pluridécimétriques de gypse stratifié. Au milieu de la coupe les sédiments redeviennent progressivement très gréseux jusqu'à s'exprimer par une corniche décamétrique de grès massifs à stratification oblique. Le dernier tiers de la coupe est représenté par des argilites gréseuses rouges dont l'homogénéité n'est perturbée que par des bancs de gypse massif qui peuvent atteindre deux mètres d'épaisseur.

1.9.2 Extension latérale

Ces sédiments présentent un faciès très constant dans la région de mes observations, au NW d'Errachidia et au N d'Idelsène, il n'est malheureusement pas possible d'en étudier l'évolution en direction du bassin atlasique, faute d'affleurements. Les sédiments versicolores de la "formation d'Anemzi" (Studer 1980) en constituent probablement l'équivalent latéral, incomplet à cause de l'érosion. Dans la région d'Anemzi, les sédiments ont une granulométrie fine et sont très marneux ce qui indiquerait qu'une différence sédimentologique entre le bassin et la plate-forme subsistait encore à cette époque. D'après Studer (1980), les mille mètres actuellement conservés dans le synclinal d'Anemzi ne seraient qu'une petite partie de l'ensemble des sédiments gréseux versicolores qui ont dû se déposer dans le Haut Atlas Central. Cet auteur fait remarquer que près de Tounfite des sédiments appartenant à la formation d'Anemzi présentent un faciès plus bordier et atteignent pourtant les 2000 m d'épaisseur. Notons à ce propos que, dans l'Atlas de Beni Mellal, l'ensemble des "Couches rouges" a pu être subdivisé en trois formations, on y observe de fortes variations latérales d'épaisseur et une puissance pouvant dépasser le kilomètre.

1.9.3 Microfaciès

Je n'ai pas entrepris l'étude du microfaciès dans ces sédiments.

1.9.4 Faune (Fig. 6 S)

Dans la coupe étudiée, la formation est azoïque si on excepte quelques débris de bois et des bivalves dans les tout premiers niveaux.

Les "Couches rouges" de Anemzi (Studer 1980) contiennent des niveaux biodétritiques à lamellibranches, brachiopodes, gastéropodes, et échinodermes.

Dans l'Atlas de Beni Mellal, cette formation a livré des pollens, des écailles de poisson ainsi que de nombreuses traces et ossements de vertébrés.

1.9.5 Age

Dubar, (1960-62) avait attribué le membre inférieur plus gréseux à un "jurassique rouge" alors que les argilites à gypse du membre supérieur constituaient l' "Infracénomien".

Dans la région étudiée, les "Couches rouges" se placent entre des roches qui sont rapportées au Toarcien moyen (peut-être Bajocien pour les calcaires à polypiers) et les calcaires blancs du Cenomanien (Dubar 1960-62). Dans l'Atlas de Beni Mellal (Monbaron et al. 1981) et dans le Moyen Atlas (du Dresnay, 1963) ont pu montrer que la base des "Couches rouges" avait un âge Bathonien, qu'elles s'étendaient dans le Jurassique moyen, éventuellement dans le Jurassique supérieur. Dans l'auge atlasique, légèrement au NW de la région que nous avons étudiée, Studer (1980) a pu montrer que d'épaisses séries gréso-argileuses (plus de 1000 m) marquent le sommet de la série stratigraphique conservée (Formation d'Anenzi). Ce sont probablement des sédiments d'âge Bathonien dans lesquels se reflètent, en s'élevant dans la série, des conditions de plus en plus continentales. Du fait que jusqu'à ce jour la documentation paléontologique concernant les "Couches rouges" donne un âge Jurassique moyen (Monbaron 1982), nous retiendrons également cette datation pour celles qui sont conservées sur la plateforme Sud, cela d'autant plus qu'elles paraissent faire suite au Jurassique marin sans discordance sérieuse.

1.9.6 Sédimentologie - Milieu de dépôt

La grande quantité de matériel silicate qu'est contenue dans les sédiments de cette formation pose un problème quant à sa provenance. Il est en effet difficile de le faire parvenir des zones de plate-forme au S et au N puisqu'on n'y connaît pas de grands

domaines de soubassement cristallin, ou de roches gréseuses qui auraient été soumis à l'érosion pendant le Jurassique moyen, seule la Haute Moulouya pourrait constituer une des sources de matériel quartzeux, mais son étendue limitée ne tient pas la proportion avec l'énorme volume envisagé pour les grès des couches rouges. Le sens des apports interprété par Studer (1980) à partir des figures sédimentaires ainsi que les galets que j'ai récoltés (roches cristallines et sédiments probablement paléozoïques) indiqueraient que les apports terrigènes proviennent en grande partie de l'Ouest. Ce transport parallèle à la chaîne permet d'ailleurs d'expliquer le bon arrondi des galets ainsi que leur nature pétrographique inconnue dans la région.

Du point de vue du milieu de dépôt, la formation a un caractère "transgressif" : les conglomérates grès et argillites azoïques se sont certainement déposés dans un milieu supratidal; les argilites à gypse du toit de la formation suggèrent le retour des conditions marines qui s'établiront dans le domaine au crétacé supérieur (cf. 1.10.6).

1.10 CALCAIRES BLANCS EN DALLETES

(Fig. 2 S, 5 S)

Epaisseur conservée: 100 m

1.10.1 Lithologie

Des calcaires blancs en bancs décimétriques reposent directement, et sans discordance angulaire, sur les argilites rouges à gypse. Les premiers 50 m de la formation présentent une lithologie alternée de bancs calcaires et de marnes également de couleur claire et très riches en gros lamellibranches. Dans la moitié supérieure de la formation, la proportion de marnes diminue rapidement et les bancs calcaires décimétriques sont séparés par de minces joints. A l'intérieur de ces bancs, apparaissent quelques niveaux silicifiés ainsi qu'un niveau bitumineux très continu épais de 10 à 30 m.

1.10.2 Extension latérale

Dans la transversale de Rich cette formation n'existe que sur les plate-formes au N et au S du Haut Atlas. A l'intérieur de la chaîne, son absence est certainement due à l'érosion. Plus à l'W, on rencontre cette formation sous forme de lambeaux,

en particulier à Aghbala, Ait Attab et Ouauizaght. En tous ces points, parfois éloignés de plusieurs centaines de kilomètres, les calcaires blancs en dalles présentent une très grande homogénéité de faciès et contiennent toujours un niveau bitumineux (Agard, 1960). L'analogie de cet ensemble conduit à proposer une grande continuité de la formation qui devait recouvrir l'ensemble du Haut Atlas.

1.10.3 Microfaciès (Fig. 6 S)

Les calcaires blancs se révèlent être surtout des packstones à débris de lamellibranches, oursins, brachiopodes, et beaucoup de foraminifères benthiques.

Des pellets et des intraclasts accompagnent les grains de quartz dans la lithophase.

1.10.4 Faune (Fig. 6 S)

Je n'y ai découvert aucune ammonite en revanche ces assises sont très riches en lamellibranches tels que *Exogyra*, *Ostrea*, etc, en oursins et brachiopodes.

On y trouve également un grand nombre de foraminifères agglutinés (*Trachammina*, *Lituolidae*, et *Rzehakinidae*).

1.10.5 Age

Dubar (1979) attribue ces calcaires au Cénomanien et au Turonien grâce à la découverte de *Hoplitoides mirabilis* (Perv) et *Mammites* sp. Les *Rzehakinidae* observées en lame mince sont des foraminifères apparaissant au Crétacé et n'apportent pas de précision supplémentaire pour la datation.

1.10.6 Sédimentologie - Milieu de dépôt

Ces sédiments riches en faune benthique suggèrent le retour d'un milieu marin franc, quelque peu profond. La pauvreté en matériel terrigène ainsi que la grande homogénéité de faciès entre des coupes très éloignées et placées dans des contextes très différents à l'égard des accidents synsédimentaires, indiquent sans doute une transgression généralisée qui s'est développée dans un paysage sans reliefs. Dans l'Atlas Occidental (Monbaron, 1981) ou dans le Moyen Atlas (Michard, 1976) signalent à la base du crétacé une discordance cartographique très faible. Nous y voyons un argument pour l'interpréter comme le résultat d'une surface de transgression plane faiblement inclinée, plutôt que l'indice de basculements tectoniques.

I.11 TERTIAIRE - QUATERNAIRE

Aucun dépôt d'âge Tertiaire n'a été identifié dans la région étudiée.

Pour le Quaternaire, j'ai utilisé les mêmes subdivisions que celles proposées par Studer (1980).

Le "Quaternaire ancien" désigne les lambeaux de hautes terrasses indurées et préservées de l'érosion. Il subsiste sur les flancs des anticlinaux et des synclinaux perchés, souvent au droit de sources actuelles.

Avec "Quaternaire moyen" on désigne les terrasses plus récentes et situées topographiquement en-dessous des précédentes.

Par "Quaternaire récent" on entend les éboulis de pente et les alluvions des fonds d'Oued.

I.12 CONCLUSIONS A L'ETUDE LITHOLOGIQUE (Fig. 8 S)

La subsidence ayant affecté le golfe atlasique a débuté au Trias et s'est poursuivie jusqu'au Bajocien.

Au cours de l'Hettangien ou au début du Sinémurien, les dépôts lagunaires à dominante terrigène de l'Infralias cessent au profit de dépôts marins carbonatés. (Cf I.2.6).

Pendant le Sinémurien inférieur les sédiments appartiennent surtout au milieu intertidal, aucune variation de faciès ne se marque à travers l'Atlas. Dès le Sinémurien supérieur, s'individualisent par contre deux domaines à subsidence différente: une zone de faciès de plate-forme longeant au Sud une gouttière orientée E - W dans laquelle se déposent des faciès hémipélagiques peu profonds. Cette paléogéographie se maintient inchangée jusqu'à la fin du Domérien. La plate-forme a une vitesse de sédimentation qui excède la subsidence, le surplus de boue est acheminé dans le bassin par des turbidites. Celles-ci sont issues principalement de celle longeant le bassin au Nord. La distribution des épaisseurs et de la granulométrie confirment l'hypothèse (Studer 1980) que les faciès marneux d'Amellago ne sont que l'expression de la fraction la plus fine et distale des turbidites descendant depuis la Haute Moulouya au Nord. Les apports provenant du bord Sud sont moins abondants et n'affectent que localement la sédimentation du bassin. Tel est le cas du cône turbiditique domérien du Tunnel de la Légion, dans lequel des turbidites proximales sont accompagnées de bancs riches en argiles, olistolites et blocs glissés.

Quelques biohermes isolés se maintiennent dans le bassin indiquant que la tranche d'eau ne devait pas dépasser la zone photique. Ces récifs affleurent actuellement dans les anticlinaux et ont été interprétés par du Dresnay (1964) comme la preuve de l'existence de paléorides domériennes à l'emplacement des anticlinaux actuels. En fait, il s'agit d'une hypothèse de travail puisque l'inverse n'est pas observable: on ignore en effet si sous les sédiments aaléno-bajociens des synclinaux se trouvent dissimulés d'autres récifs du même type. Ceux-ci pourraient alors suggérer une paléogéographie indépendante des zones hautes actuelles. L'étroite coexistence de récifs et de turbidites pose un problème qui demande à être étudié en détail, (cf. 1.3.6).

Au Toarcien inférieur le caractère de la sédimentation change entièrement. Une série peu épaisse de turbidites à dominante terrigène se dépose dans le bassin; la formation de Tagoudite. Il a été démontré que ces dépôts provenaient encore du paléoseuil de la Haute Moulouya. L'arrivée dans le bassin de ces turbidites gréseuses correspond à l'extinction des récifs liasiques isolés qui avaient survécu dans le bassin jusqu'à cette époque. En même temps la plate-forme Sud est soumise à une tectonique à composante distensive qui crée des crevasses, des horsts et des grabens. Ces observations suggèrent un événement épirogénique aux caractères contrastants: les apports terrigènes abondants indiqueraient la création de reliefs (qui pourrait être provoquée par une compression) alors que l'ennoyage et l'envasage de la plate-forme Sud traduit une subsidence (distension). Les études structurales (voir Chap. 4) vont montrer que ces observations sont complémentaires et compatibles avec une tectonique synsédimentaire décrochante conduisant à la formation de rides et de bassins.

Simultanément à l'enfoncement de la plate-forme, on doit envisager que les zones récifales ont dû migrer plus à l'extérieur du bassin vers les terres fraîchement immergées pour y former une nouvelle plate-forme. Cette paléogéographie se serait maintenue au cours du Toarcien moyen, seuls les sédiments très pélitiques se sont déposés dans le bassin. Mais dès le Toarcien supérieur, les zones de plate-forme se rapprochent de nouveau de l'axe du bassin et la sédimentation, toujours turbiditique, s'y fait plus calcaire. Cette tendance s'accroît encore au cours de l'Aalénien et du Bajocien; slumps et biseautages stratigraphiques prouvent la poursuite des mouvements synsédimentaires. A la fin du Bajocien, la subsidence est désormais compensée par la sédimentation qui réduit la tranche d'eau et les biohermes se généralisent dans le bassin.

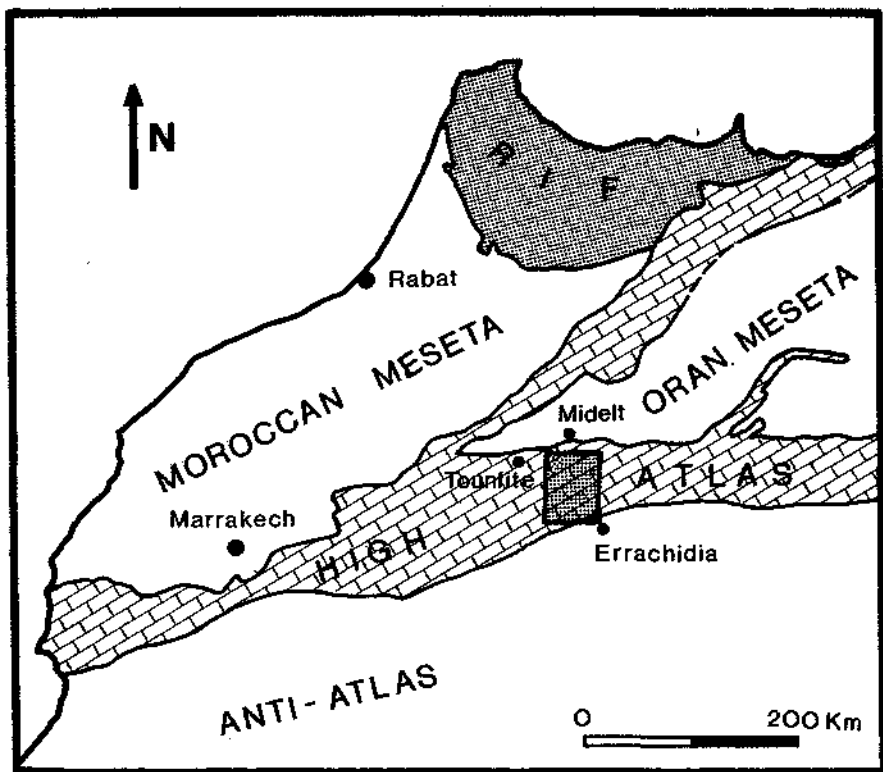
Au cours du Bathonien, le bassin acquiert progressivement un caractère supratidal, les sédiments deviennent brusquement gréseux traduisant probablement une accentuation de la tectogénèse. Les zones de plate-forme sont, le siège d'une sédimentation

réduite en épaisseur mais de granulométrie plus grossière. Alors que dans le bassin, la sédimentation de la formation d'Agoudim évolue progressivement à celle de la formation d'Anemzi (Studer, 1980), sur la plate-forme, le conglomérat de base des "Couches rouges" constitue un changement sédimentologique net par rapport aux calcaires à polypters sous-jacents, il souligne probablement une accordance dont la lacune n'est pas connue mais nous l'estimons de courte durée (cf 1.9.5). Par la suite, au cours du dépôt de la séquence argileuse des "couches rouges", des intercalations évaporitiques, signes d'une nouvelle transgression marquent avec des espacements de plus en plus minces, la fin des dépôts rouges.

Sur la bordure méridionale de l'Atlas, les prochains dépôts à caractère marin sont attribués au Cénomaniens alors que sur la bordure septentrionale et dans l'Atlas occidental, les conditions de mer ouverte ont régné depuis l'Aptien. La lithologie méso-crétacée des affleurements conservés tout autour de l'Atlas est extrêmement constante et dépourvue de détritisme. Ces faits indiquent que la paléogéographie de cette époque était dépourvue de relief et que la transgression crétacée s'est avancée sur une surface plane. Les sédiments marins légèrement plus vieux vers le NW indiquent que la transgression s'est faite depuis cette direction.

Contrairement à tous les auteurs qui m'ont précédé (du Dresnay, 1979; Monbaron, 1981, etc.) je ne vois pas la nécessité de placer une discordance jurassico-crétacée, cela d'autant plus qu'elle n'apparaît pas sur le terrain.

La série des "Couches Rouges", dont l'âge est compris entre le Bathonien et le Cénomaniens, représente une série sédimentaire transgressive continue dans son évolution sédimentologique et dépourvue de discordances angulaires majeures. Je propose donc de considérer les "Couches Rouges", du moins celles de l'Atlas de Rich, comme étant une série sédimentaire réduite représentant la fin du Jurassique moyen, le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur.



Situation géographique et géologique de la coupe régulière au 100'000 Rich.

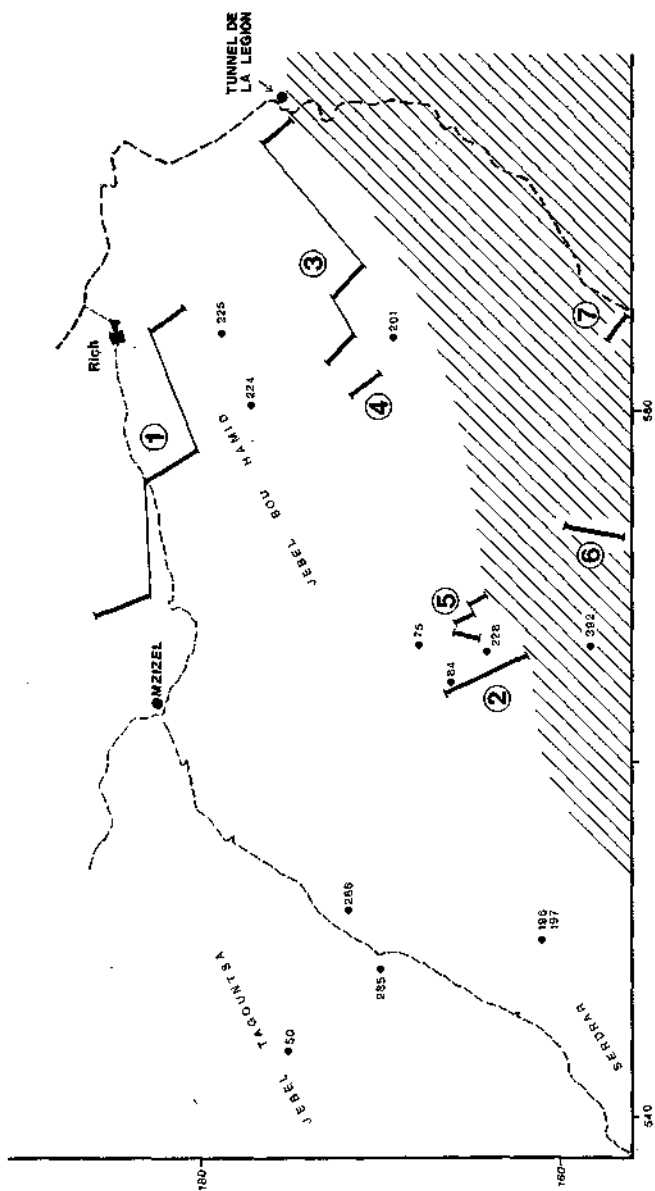


Figure 1 S : Situation des coupes stratigraphiques et des échantillons isolés. La partie hachurée indique la zone de plate-forme.

LISTE DES AMMONITES DETERMINEES

No ECHANTILLON		d'après MOORE (1965)
50	<i>Stephanoceras humphresianum</i>	Bajocien moyen
75		Bajocien
84	<i>Ludwigia</i> (+ <i>Goniomya</i>)	Bajocien inf.
176	<i>Dumortiera</i> , <i>Catullocceras</i>	Toarcien sup.
196	<i>Phricodoceras venzoi</i> , <i>Fuciniceras conjugens</i>	Domérien inf.
197	<i>Lytoceras</i> , <i>Protogrammoceras</i>	Domérien
201	<i>Paltechioceras</i>	Sinemurien sup.
214	<i>Bredya</i> (dét. Bernasconi)	Bajocien inf.
218	Graphocératines	Bajocien moyen
224	<i>Hammatoceras</i>	Toarcien sup.
225	(Faune)	Toarcien moyen
228	(Faune)	Carix-Domérien
229	<i>Astérocceras</i>	Sinemurien
230	<i>Aegastérocceras sagittarium</i>	Lotharingien inf.
231	<i>Cruciloboceras</i> ?	Sinemurien sup.
285	(Faune)	Toarcien moyen
286	(Faune)	Toarcien inf.
311	<i>Hildoceras bifrons</i> , <i>H. semipolatum</i>	Toarcien moyen
312	Hildocératides	Toarcien moyen
355	<i>Hammatoceras</i>	Toarcien sup.
356	Dactylocératides	Toarcien
357	<i>Catullocceras</i>	Toarcien sup.
373	Graphocératines	Bajocien moyen
382	<i>Dorsetensia</i>	Bajocien moyen

LÉGENDE DES FIGURÉS UTILISÉS

LITHOLOGIE



ARGILITE À GYPSE



MARNE



MARNOCALCAIRE



CALCAIRE MARNEUX



" LUMACHELLIQUE



" OOLITHIQUE



" À POLYPIERS



" MICRITIQUE



SILEX



DOLOMIE



RECIF



LAMINITE CALCAIRE



GRES, CONGLOMERAT



PELITE



BASALTE

BIOPHASE

⑥ ammonites

④ gastéropodes

④ brachiopodes

④ lamellibranches

☆ échinodermes

④ ostracodes

④ algues

④ zoophycos

* coraux

④ radiolaires

④ spongiaires

④ bryozoaires

④ tintinnomorphes

④ foraminifères hyalins

④ " agglutinés

△ intraclastes

▲ extraclastes

④ oolites

● pellets

④ coprolites

/// stratification oblique

~ ripple marks

▬ laminations

✱ fentes de dessiccation

④ granoclasement

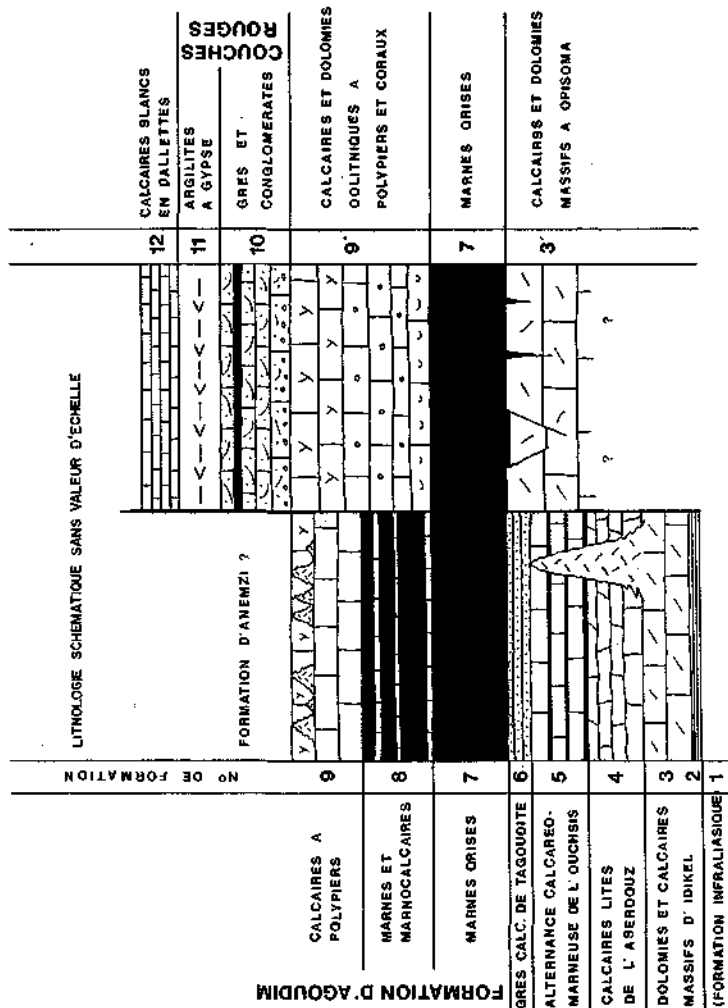


Figure 2 S : Tableau stratigraphique synoptique corrélant les formations du bassin à celles de la plate-forme.

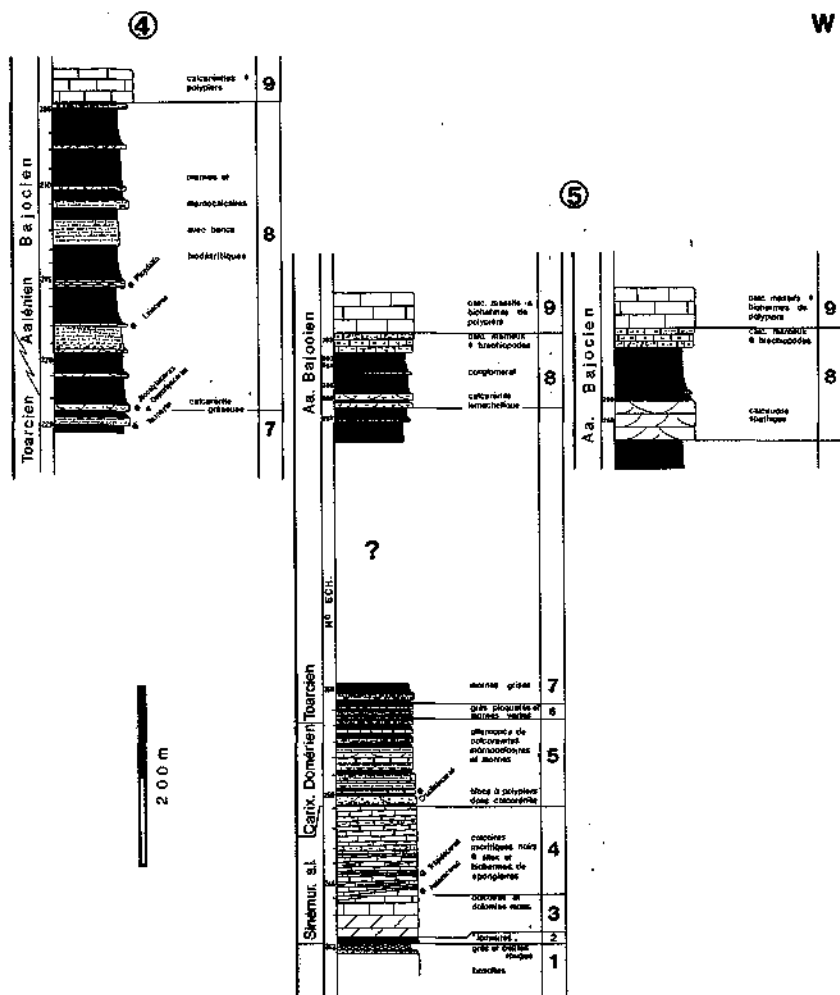


Figure 4 S : Coupes lithostratigraphiques No 4 et 5 montrant les variations lithologiques affectant le Jurassique moyen de la région de Soubri (Situation, voir Figure 1 S).

Figure 3 S : Lithologie comparée des coupes stratigraphiques No 1, 2, et 6. Leur situation est indiquée en Figure 1 S.

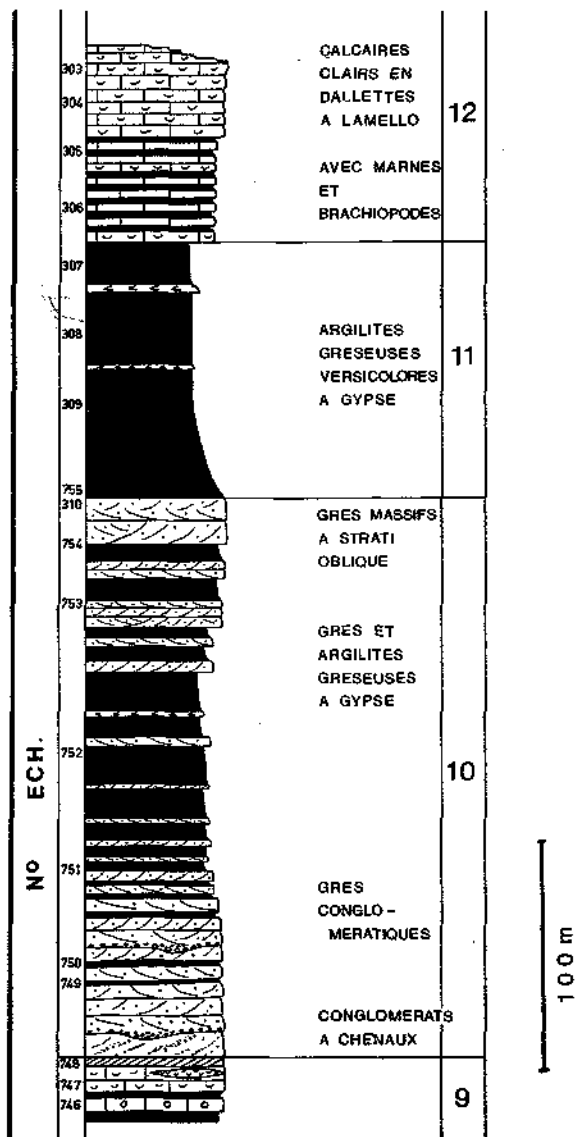


Figure 5 S : Coupe No 7 illustrant la lithologie des "Couches Rouges" et du Mésocrétacé (Situation, voir Figure 1 S).

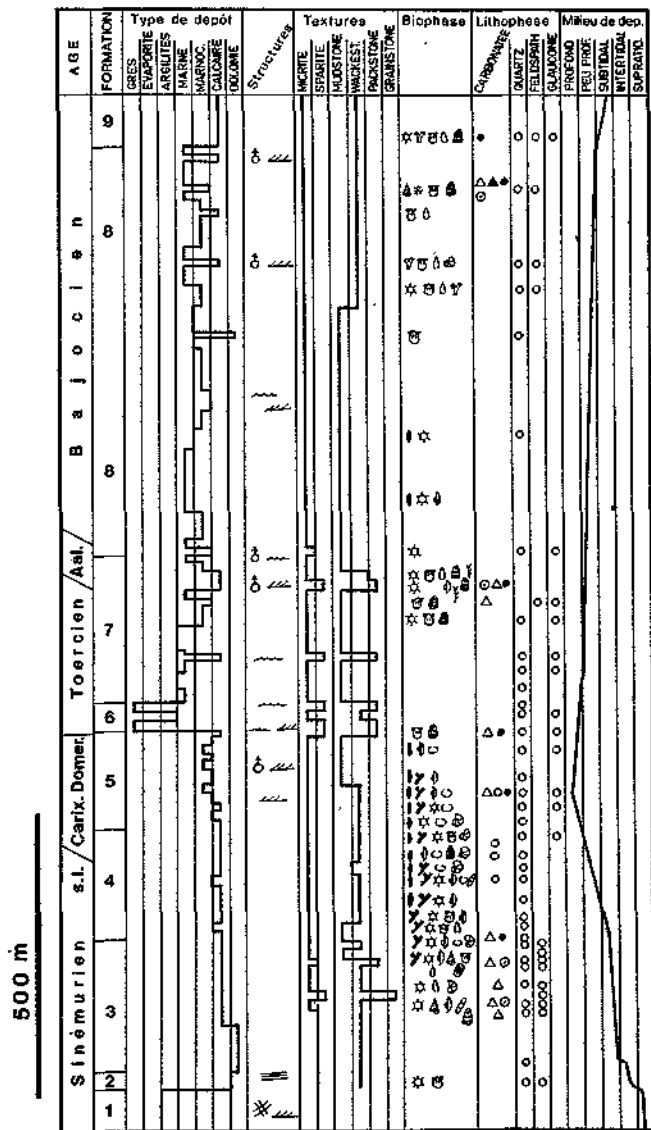


Figure 6 S : Schéma synoptique des critères dynamiques et biologiques des roches sédimentaires de la coupe No 1 (symboles, voir Légende)

500 m

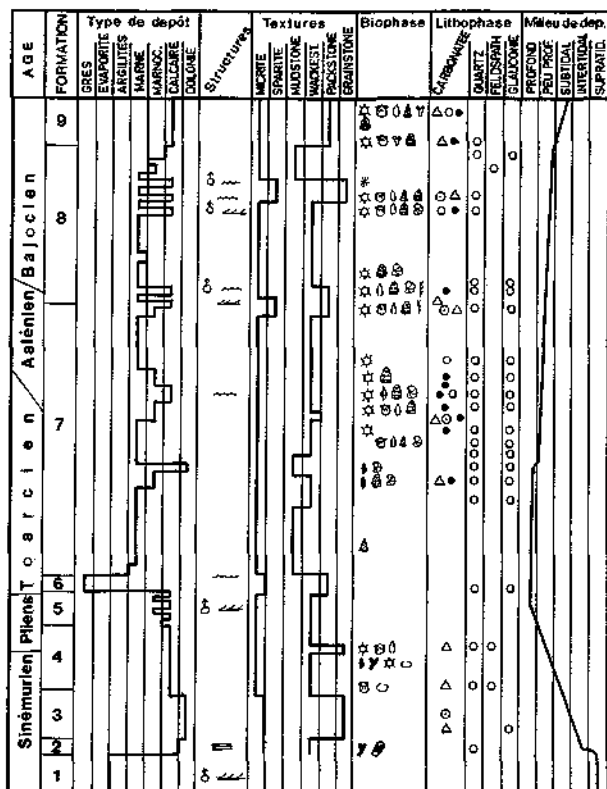


Figure 6 S: (suite) Schéma synoptique des critères dynamiques et biologiques des roches sédimentaires de la coupe No 2 (symboles, voir Légende)

500 m

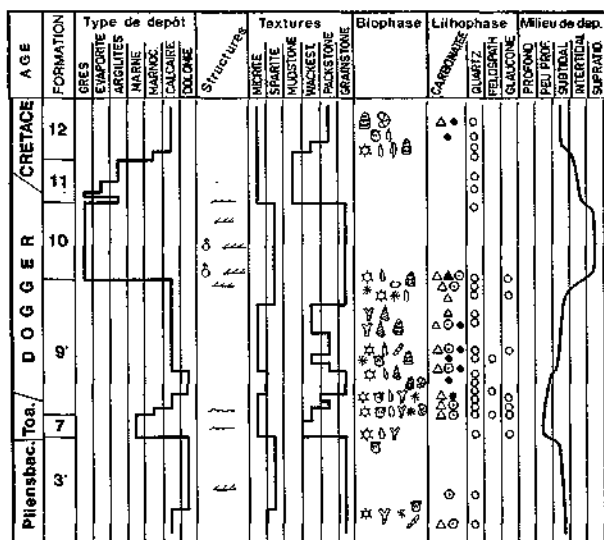


Figure 6 S : (suite) Schéma synoptique des critères dynamiques et biologiques des roches sédimentaires de la coupe No 6 (Symboles, voir Légende).

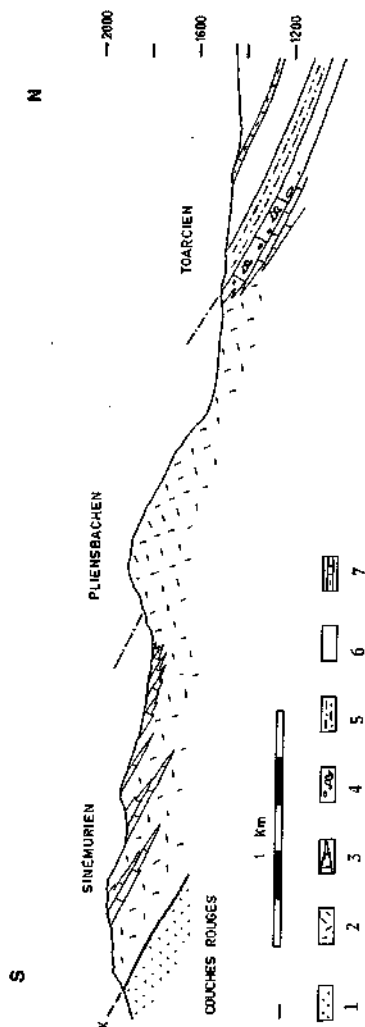


Figure 7 S : Coupe du récif de Seddour.

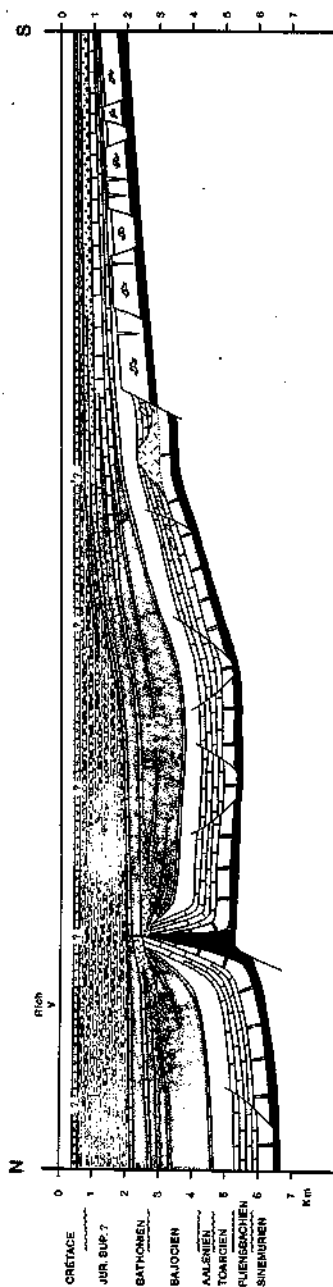


Figure 8 S : Section schématique illustrant la distribution des formations lithologiques dans le bassin atlasique au Crétacé. On y tient compte des estimations de l'épaisseur totale des sédiments basée sur la cristallinité de l'illite (3.3) et de la tectonique synsédimentaire qui a ébauché les anticlinaux dès la fin du Lias. Les corrélations lithostratigraphiques sont décrites à la Figure 2 S.

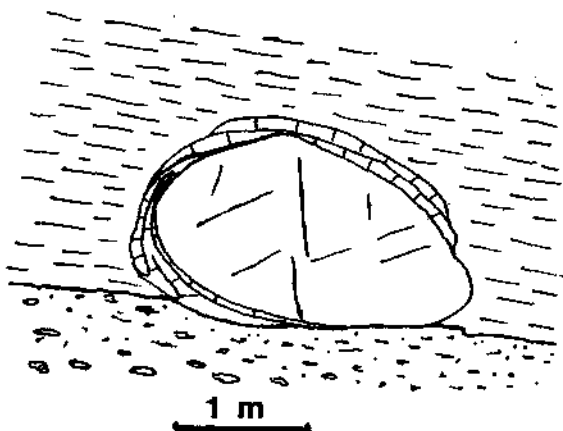


Figure 9 5 : Membre marno-calcaire de la formation d'Agoudim avec structures en "boules et coussins" près de l'Azag n'Oufelloussene (coord. 588.0./193.0) vus depuis dessus.

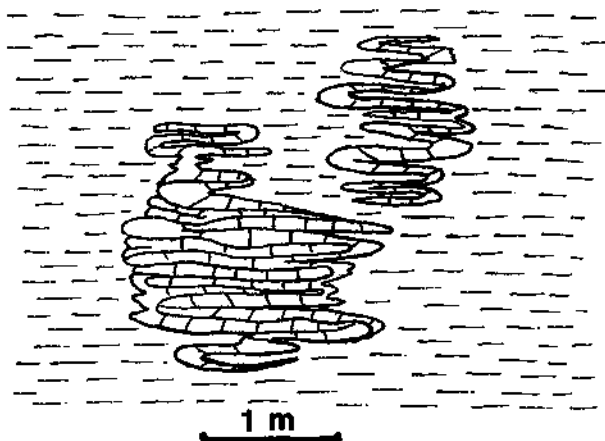


Figure 10 5 : Membre marno-calcaire de la formation d'Agoudim avec structures en "boules et coussins" près de Aït Ben Akki (coord. 560.5 / 167.0). La vue en coupe permet de voir le plissement souple et serré d'un banc marno-calcaire qui donne lieu à cet étrange "peloton", phénomène fréquent dans les sédiments Bajociens de l'Atlas de Rich.



Figure 11 S : Banc gréseux de la formation de Tagouldite présentant la stratification oblique caractéristique (plaine de Seddour, coord. 588.0 / 175.0).



Figure 12 S : Assise conglomératique à granoclassement vertical observée près du "Tunnel de la Légion" dans la formation de l'Ouchbis (coord. 597.3 / 176.5).

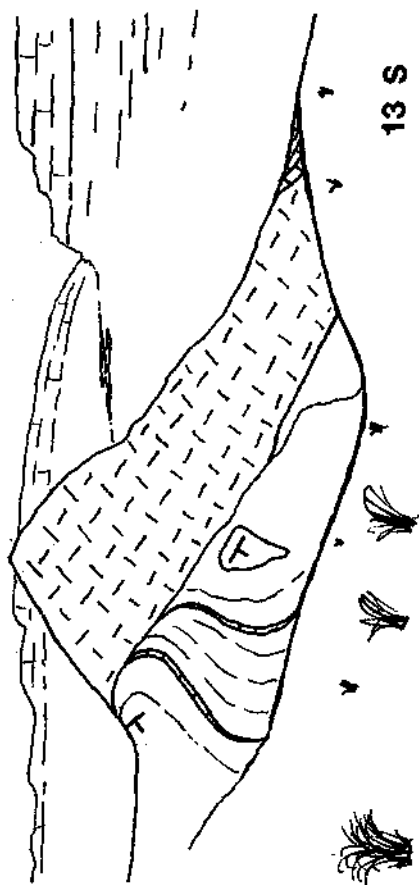


Figure 13 S : Vue panoramique en direction du SW montrant le récif conique du Jebel Serdrar (coord. 542.8 / 157.0). Sur le croquis sont indiquées les relations (stratigraphiques) entre la masse récifale et les couches de la formation de l'Ouchbis qui épousent la forme en pain-de-sucre du récif.

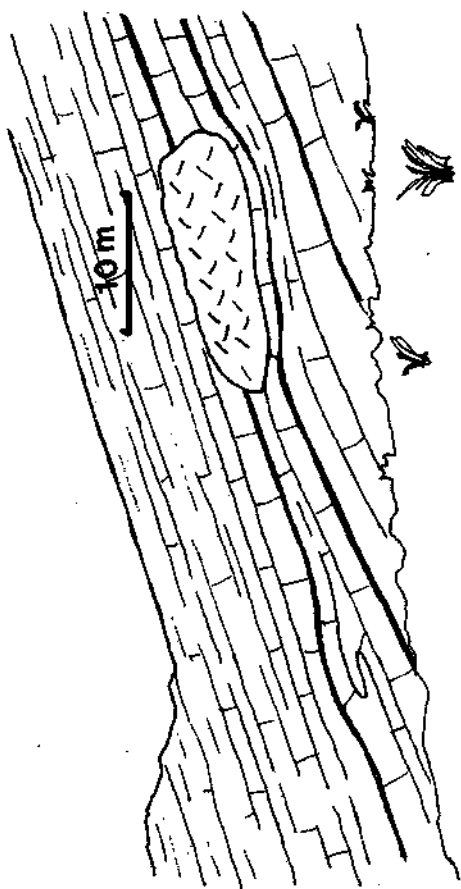


Figure 14 S : Olistolithe de calcaires récifaux pris dans les calcaires rythmés de la formation de l'Ouchbis (Pente N du Isk n'Ait Maraou, coord. 560,0 / 162,0).

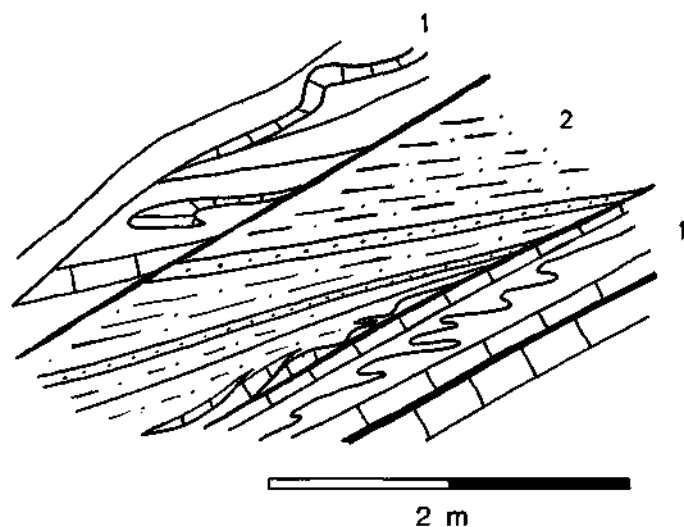


Figure 15 S : Glissements synsédimentaires qui ont imbriqué les sédiments de la formation de l'Ouchbis (1) et ceux de la formation de Tagoudite (2). Près du récif de Seddour coord. 587,5 / 170,0).

2.1 INTRODUCTION

Du fait que la plupart des chercheurs qui ont travaillé dans le Haut Atlas Central n'ont pas fait du Trias le thème principal de leur recherche, la documentation à ce sujet peut être qualifiée de dispersée. Après l'activité du groupe des géologues de Neuchâtel, tout particulièrement Bloch (1980) et Studer (1980) qui ont déjà groupé de nombreuses observations et interprétations sur ce sujet, il est apparu intéressant et peut-être nécessaire de tenter une synthèse partielle en donnant tout son poids à l'hypothèse formulée par plusieurs de nos prédécesseurs : le Trias a joué dans le Haut Atlas le rôle d'une zone souscompactée qui a été active pendant le plissement.

Le "Trias" hautatlasique est constitué de grès et pélites rouges associées à des coulées de basalte et localement à des évaporites. Du point de vue stratigraphique, il est compris entre le socle paléozoïque et les carbonates massifs du Lias inférieur. Puisque les dépôts "triasiques" sont très mal datés et qu'on ne connaît pas leur limite chronostratigraphique inférieure, nous avons opté pour le terme de "formation infraliasique".

2.2 OCCURRENCE

2.2.1 Dans la boutonnière paléozoïque de Gourrama (Fig. 2 Tr)

Dans ce secteur, l'infralias présente une partie basale gréseuse qui est suivie par des assises plus argileuses et qui se termine en général par des basaltes. Ceux-ci manquent localement (cf. aussi carte Rich 1:200'000); c'est cette situation qui existe dans la terminaison NW de la boutonnière paléozoïque de Gourrama (Fig.2 Tr) où la série s'appuie sur deux petites antiformes de schistes paléozoïques.

L'érosion intense maintient à jour des coupes fraîches permettant des observations lithologiques précises que je vais présenter dans le paragraphe suivant (cf 2.3).

2.2.2 Le long des failles principales

La plupart des accidents tectoniques majeurs orientés EW à ENE/WSW sont soulignés par un liseré de matériel dont l'appartenance à la formation infraliasique ne laisse

aucun doute (cf aussi 4.2). Les roches infraliasiques s'y trouvent souvent dans un état de bréchification intense : les basaltes et les pélites rouges surtout sont pulvérulentes ou très faiblement cimentées, injectées dans toutes les discontinuités de l'encaissant, celui-ci présente alors toujours une teinte anormale orangée à brunâtre. Les accidents principaux empruntent de règle, le plan axial des anticlinaux (cf. 4.2) qui, par leur style éjectif présentent généralement un "coeur" dans lequel affleurent les plus vieilles couches plissées : le Lias inférieur. Dans cette situation, le matériel infraliasique se trouve dans sa position stratigraphique, tout en faisant abstraction de son faciès bréchifié. Mais, lorsque l'anticlinal se termine et que la trace de la faille se poursuit dans des sédiments de plus en plus jeunes, l'occurrence de pélites roses ne trouve plus d'explication simple, surtout lorsqu'on est dans les sédiments du Dogger et que le matériel infraliasique a alors dû remonter plusieurs milliers de mètres le long du plan de faille. Signalons que parfois, on observe des lames verticales de calcaires liasiques bréchifiés (N de Rich, coord. 193.7 / 589.0 Fig. 5 T) qui soulignent, avec les pélites roses, le tracé de la faille au milieu des sédiments aaléniens : elles sont un indice de la puissance ascensionnelle des injections infraliasiques.

2.2.3 Dans les synclinaux

Ce type d'occurrence très particulier a déjà été signalé par Destombes (1951) puis par Studer (1980). Il s'agit de filons subverticaux remplis de pélites gréseuses violettes tels des filons neptuniens. Leur taille est limitée à quelques mètres de longueur et quelques décimètres de largeur. (Fig. 9 Tr). Ces filons apparaissent dans les synclinaux où ils sont disposés en échelon le long d'un tracé parallèle à l'axe synclinal. Dans le détail, on peut observer que les épontes des marnocalcaires encaissants sont bréchifiées et colorés en rouge-brique. L'analyse chimique a confirmé l'origine infraliasique du matériel (Studer 1980).

2.3 DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

2.3.1 Séquence sans basaltes (Fig. 3 Tr)

Epaisseur: 130 m

La base de la formation infraliasique est formée par un conglomérat polygénique épais de deux à trois mètres. La plupart des éléments sont des dragées quartzofeldspathiques

blanches dont le diamètre est bien calibré entre un et deux centimètres. La matrice est sabloargileuse de couleur rouge lie de vin, le ciment est carbonaté et ferrugineux. Les conglomérats passent rapidement à des sédiments gréseux plus fins, possédant la même teinte rouge violacé. Ils sont suivis par 40 m de grès à niveaux finement conglomératiques, stratification oblique et fentes de dessiccation, qui alternent avec des argilites gréseuses dont la proportion augmente en s'élevant dans la série.

Dans cette première partie de la série infraliasique, la stratification et les caractéristiques sédimentaires se reconnaissent très bien. Dans l'ensemble pélique (environ 50 m) qui fait suite et qui termine la formation, la stratification n'est plus conservée. On est en présence d'une masse à faible cimentation possédant une porosité élevée qui apparaît clairement au MEB (Fig. 12 Tr) qui est généralement encadrée par deux niveaux de calcaires vacuolaires jaune beige épais de 20 à 50 cm. Ces horizons, dont l'un se situe immédiatement sous les calcaires massifs du Lias, rappellent par leur aspect, les corniules vacuolaires : je vais dorénavant les désigner par le terme de "corniule" utilisé dans un sens purement descriptif. Ils sont constitués d'une matrice carbonatée spongieuse, dans laquelle sont emballés des éléments anguleux d'argilites gréseuses de couleur verdâtre. Un examen attentif des éléments permet de reconnaître les caractères des roches de la formation infraliasique ordinaire, seule une réduction du fer y intervient à en changer la couleur.

Lorsque le niveau inférieur de "corniule" fait défaut, on peut faire des observations complémentaires. En effet, un début de bréchification apparaît en même temps que la proportion argileuse augmente dans les sédiments (env. 35% d'argiles) et se fait par étapes. Les assises argilo-gréseuses sont traversées de veines millimétriques de calcite à hématite disposées en charpente tridimensionnelle et isolant ainsi des polyèdres de sédiment dans lesquels les structures sédimentaires originelles sont conservées. (Fig. 6 Tr). La fréquence des veines augmente verticalement de sorte que, en s'élevant de quelques mètres, la formation acquiert l'aspect d'une bouillie de sédiments (Fig. 7 + 8 Tr) dans lesquels la stratification sédimentaire est entièrement détruite, elle est alors remplacée par un clivage horizontal, subparallèle à la stratification des assises sous-jacentes. Il en résulte des lithons de 20 à 30 cm d'épaisseur aux contours onduleux (Fig. 6 Tr). En continuant de s'élever dans la séquence, le matériel devient de plus en plus fin, la bréchification s'intensifie et confère aux pélites l'état pulvérulent dépourvu de cohésion décrit plus haut. Dans ce matériel, un semblant de stratification est marqué par des horizons verdâtres indiquant un état réduit du fer.

Epaisseur: 150 m.

La majorité des affleurements infraliasiques présentent des roches effusives intercalées au toit de la séquence détritique rouge. La formation débute alors aussi par les conglomérats à dragées et les grès à stratification entrecroisée. La partie supérieure argileuse y est réduite au profit des basaltes. Ceux-ci se présentent en une série de coulées décamétriques superposées sur une épaisseur de 50 m. environ. Chévrement (1975) a décrit les deux principaux faciès de ces basaltes:

- un faciès homogène à grain fin,
- un faciès amygdaloïdes où ces dernières formées de quartz surtout, peuvent atteindre quelques centimètres (Fig. 15 Tr). Localement, on reconnaît un débit en orgues (Fig. 13 Tr) et j'ai également reconnu à la Boutonnière de Gourrama, des débris en boules qui évoquent d'anciens épanchements aquatiques (Fig. 14 Tr). Du matériel grésopélitique rouge est parfois injecté dans les basaltes selon des géométries très diverses, il souligne aussi généralement, sous la forme d'un mince liseré, le contact entre les basaltes et les calcaires massifs du Lias inférieur.

Partout dans l'Atlas de Rich, où nous avons étudié les affleurements de la formation infraliasique, nous avons observé un banc de calcaire siliceux plaqueté épais de 60 à 80 cm encadré par deux coulées de basaltes (Fig. 16 Tr). Ces calcaires souvent riches en sulfures présentent des signes évidents de métamorphisme (Schaer et Persoz, 1976; Bloch (1980) tels que talc et tremolite. Ce dernier minéral peut former des gerbes centimétriques qui se reconnaissent déjà sur le terrain. Ces paragenèses parfois développées près des intrusions gabbroïques existent également où ces roches intrusives ne sont pas présentes.

Sur le flanc S du Isk n'Ait Maraou (5650 / 1615 Fig. 5 Tr) affleure, remonté par une faille inverse, la partie supérieure de la formation épaisse de 120 m. Les premières assises, qui affleurent sur quelques mètres, sont des pélites gréseuses au-dessus desquelles reposent 100 m de basaltes dans lesquels sont interstratifiés deux niveaux de calcaires siliceux à laminations ce qui fait une exception au cas général. Les basaltes sont à leur tour recouverts par 10 m d'une alternance de grès et pélites gréseuses. Au contact coulée/pélites, la surface des basaltes est fragmentée en morceaux anguleux enrobés dans les pélites rouges.

2.3.3 A la base des calcaires du Lias

Les calcaires à laminations, situés à la base de la formation d'Idikel (cf. 1.2), sont parfois affectés par une série de phénomènes qui altèrent leur lithologie originelle. Habituellement compacts, ils peuvent présenter une structure vacuolaire qui s'exprime de deux façons :

- des calcaires très vacuolaires dans lesquels la charpente résiduelle conserve les laminations sédimentaires typiques de la base du Lias. (Fig. 11 Tr).
- une matrice carbonatée vacuolaire beige enrobe des éléments gréseux et basaltiques, cette roche présente une grande similitude avec le niveau calcaire type "cornieule" décrit sous 2.2.2 (Fig. 10 Tr). C'est dans ce type de roches qu'on trouve les plus fortes imprégnations de halite exploitée par les bergers.

2.3.4 Extension latérale de la formation

La formation infraliasique présente une très grande homogénéité de faciès à l'échelle régionale. En effet, même dans les coeurs d'anticlinaux et dans les failles, on trouve toujours le même type de matériel: pélites rouges et basaltes altérés avec banc de calcaire siliceux intercalaire.

Au NE de la ville de Midelt, la formation infraliasique de la Haute Moulouya a une épaisseur comparable à celle observée à l'intérieur du Haut Atlas. Les basaltes coiffent les argilites gréseuses qui ont une bonne cohésion et ne présentent pas de bréchification. Les conglomérats de la base contiennent des galets fort mal arrondis.

Les faciès infraliasiques ont fait l'objet de nombreuses études à l'échelle du Magreb (Van Houten 1977; Kulke 1978) concluant toutes à une grande homogénéité des faciès au niveau du Maroc. Seule l'épaisseur est sujette à des variations importantes. D'après les schémas paléogéographiques (Kulke 1978), il apparaît que la région du Haut Atlas se trouvait en bordure S de l'influence marine de l'époque triasique et qu'à l'échelle régionale, il faut s'attendre à des dépôts mixtes: évaporitiques et continentaux. La sédimentation y avait lieu dans une série de cuvettes et petits bassins orientés ENE, WSW et probablement disposés en échelon au droit du futur golfe du Haut Atlas comme le laisse supposer la paléogéographie indiquée en Fig. 1 Tr.

Dans ces bassins, se sont accumulés des dépôts plus épais comme en témoignent certains forages: TT₁ à l'E de Midelt (Kulke 1978) a traversé une série infraliasique de 800 m d'épaisseur dont 200 m de basaltes et 500 m d'argilites salifères.

2.3.5 Age de la formation

Dans les assises calcaires surmontant notre série infraliasique, nous avons récolté des ammonites qui indiquent un âge Sinémurien supérieur (cf. 1.3). Les calcaires siliceux intercalés dans les basaltes ont livré les brachiopodes *Avicula* et *Anoplophora* (Lucas, 1952) et se seraient donc déposés au Carnien. Manspeizer et al. (1978) ont effectué des datations radiométriques sur les coulées de basaltes altérés; les valeurs sont quelque peu dispersées mais présentent toutefois un maximum de fréquence entre 180 et 200 m. a. ce qui correspond au Lias inférieur. Les sédiments rouges du couloir d'Argana ont livré des vertèbres (Dutoit, 1966) ainsi que des palinomorphes (Cousminer et Manspeizer, 1976) concordant pour un âge Carnien.

Les grès et conglomérates de la base de la formation ne sont pas datés, se seraient-ils déjà déposés au Permien ?

2.3.6 Sédimentologie - Milieu de dépôt

Les premiers dépôts conglomératiques, dont les interlits argileux présentent des fentes de dessiccation, sont à attribuer à un milieu supratidal de type deltaïque (Lorenz 1976).

Celui-ci, au cours du temps, semble se rapprocher inexorablement des conditions marines franches. Il y aura d'abord la série grésopélitique, puis les influences de caractère lagunaire. Les basaltes avec leurs orgues mais aussi leurs pillows évoquent déjà un pays peu accidenté. Le niveau calcaire intercalaire, par sa large extension régionale est également un indice des faibles reliefs. Il faut signaler que sa lithologie est son allure plaquetée est déjà une bonne préfiguration des laminites de la formation de base du Lias inférieur.

2.4 DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

2.4.1 Introduction

L'étude pétrographique des roches de la formation infraliasique a été effectuée sur lame mince et par diffraction RX. Cette dernière a permis d'analyser la roche totale selon la méthode des poudres isogranulométriques. Les argiles ont été étudiées par la méthode des plaquettes orientées. Une attention particulière a été accordée

à l'étude du résidu quartzofeldspathique à l'aide du microscope électronique à balayage (MEB). Le détail des différentes techniques employées est fourni dans l'Annexe.

Ce chapitre est divisé en deux volets. Dans le premier je décrirai les résultats pétrographiques obtenus à partir du matériel des coupes échantillonnées à la boutonnière paléozoïque de Gourrama. Dans le deuxième, je présenterai la pétrographie des roches ignées et des sédiments jurassiques ayant été mis en contact tectonique avec du matériel infraliasique.

2.4.2 Dans les sédiments infraliasiques

(Fig. 3 Tr)

Le quartz est le plus important constituant de la roche. Sa proportion s'élève à plus de 60 % à la base de la formation où il est plus abondant que dans le socle sous-jacent (52 %). Sa teneur diminue progressivement en s'élevant dans la série, mais une nouvelle augmentation se marque au toit de la formation. L'origine détritique de ce minéral ne fait aucun doute particulièrement dans les assises conglomératiques à dragées. L'étude au MEB m'a permis de mettre en évidence une forte autigénèse. Alors que les niveaux conglomératiques de la base ne présentent que très peu de néoformations celles-ci deviennent importantes dès les premières assises bréchifiées et sont particulièrement répandues dans les niveaux vacuolaires du milieu et du toit de la séquence (Fig. 17, 20 Tr). Certains prismes de quartz autigène, recouverts à leur tour de rosettes de SiO_2 néoformés, indiquent la possibilité de plusieurs étapes d'autigénèse (Fig. 21 Tr).

L'Albite est aussi un composant abondant dans les sédiments de la base de la formation où elle est en même proportion (31 %) et de même composition que dans les schistes paléozoïques. D'une manière générale, sa présence diminue rapidement dès qu'on aborde la zone bréchifiée et disparaît complètement à l'intérieur de celle-ci où elle semble être remplacé par le feldspath potassique.

Dans la "cornieule" inférieure (E 704), j'ai pu identifier un prisme tabulaire d'albite autigène (Fig. 22 Tr) qui a pu être déterminée comme une "Low Albite" en mesurant la distance des réflexes 131 et 131 sur le diffractogramme RX (cf.3.4.2).

Le Feldspath potassique apparaît uniquement dans la partie sommitale de la formation et suit la disparition de l'albite. Sa présence coïncide avec celle de la dolomite et de la halite. Les observations au MEB permettent de voir que la totalité du feldspath potassique se trouve sous forme de cristaux néoformés. Leur détermination par la mesure de l'indice de triclinicité (Tröger, 1971) sur le diffractogramme RX indiquerait qu'il s'agit de microcline intermédiaire.

La Calcite est présente dans toute la formation. Quantitativement, elle évolue à l'inverse du quartz en représentant les 5 % de la roche dans les conglomérats et de 30 à 70 % au sommet de la formation. En lame mince, on voit qu'elle ne constitue que le ciment des conglomérats et des grès, mais que, dans les roches de la zone bréchifiée, elle remplit les fissures et une partie des vacuoles en association avec le quartz.

La Dolomite accompagne la calcite dans le haut de la formation s'il y a présence de Na Cl.

La Halite apparaît en traces dans la partie sommitale de la série et dans les roches vacuolaires à la base des calcaires liasiques. Notons encore qu'au Sud de Seddour au coeur de l' "anticlinal" du Tunnel de la Légion (587,0 / 169,0)affleure un mélange de sel et pélites utilisés pour les troupeaux. De plus, la source de Kerrando (595,5/ 184,5) qui sort de la faille anticlinale du Jebel Bou Hamid avec une température voisine de 37° C est riche en chlorure de sodium. L'analyse chimique de l'eau a donné (R744):

Ca ⁺⁺	54,5	mg/l
Na ⁺	396,0	mg/l
K ⁺	3,05	mg/l
Mg ⁺⁺	26,4	mg/l
SO ⁻	83,0	mg/l
Cl ⁻	329,0	mg/l

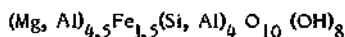
L'Hématite est un minéral accessoire toujours présent dans les sédiments de cette formation sous forme de belles tablettes à l'éclat métallique. Elle paraît abondante à l'oeil nu, mais, en fait ne représente que 3 à 9 % du poids de la roche. Des rosettes idiomorphes peuvent être identifiées au MEB (Fig. 18 et 19 Tr).

Les argiles sont abondantes dans la moitié supérieure de la séquence où elles constituent le 25 à 45 % de la roche. Il s'agit essentiellement d'illite et chlorite, souvent accompagnées de smectite.

- La chlorite, comme l'avait déjà signalé Lucas (1962), est présente dans tous les échantillons de la formation infraliasique. Son pourcentage est très faible dans les assises gréseuses, mais augmente très rapidement dans la partie plus argileuse où elle représente près de la moitié du volume argileux. La chlorite ne surpasse largement

l'illite que dans un seul échantillon (R 687). Les deux échantillons prélevés à Mibladène (NE de Midelt) ne contiennent pas de chlorite et en cela ils constituent une exception. Le chimisme des chlorites a été approché par la méthode de Oñuma et al. (1972). Toutes les valeurs se regroupent dans le volet gauche du domaine trioctaédrique ce qui indique une composition magnésienne des chlorites avec un excès (E) de cations bivalents dans la couche silicatée (Fig. 23 Tr).

Formule approximative :



Les échantillons prélevés et analysés par Bloch (1980) ont une composition encore légèrement plus magnésienne (Fig. 24 Tr). Les échantillons (R 233, R 234, Fig. 5 Tr) issus des lithologies gréseuses ont livré de la corrensite.

Si on compare les résultats de la fraction inférieure à 16 microns avec ceux de la fraction inférieure à 2 microns (Fig. 26 Tr), on constate que dans un même échantillon, la chlorite de la fraction la plus fine a une composition plus magnésienne que celle de la fraction plus grossière. En opposition avec ces chlorites très magnésiennes, on constate que les chlorites des schistes paléozoïques sont au contraire ferrifères avec un faible excès de Fe^{++} dans la couche hydroxyle (Fig. 26 Tr). L'alignement constaté dans le diagramme d'Oñuma entre les domaines des deux fractions granulométriques et les chlorites des schistes me paraît significatif. Il confirmerait l'héritage des chlorites, ainsi que le reste du matériel, à partir du socle sous-jacent, au cours de la sédimentation et de la diagénèse, ces phyllosilicates détritiques ont dû évoluer dans un milieu riche en Mg qui a surtout marqué les particules les plus fines et a, dans certains cas, abouti à la formation de corrensite, minéral typique des milieux à forte activité de magnésium.

- L'illite est le phyllosilicate le mieux représenté dans la formation infraliasique et constitue plus de la moitié du matériel argileux. En déduisant la tendance chimique d'après la méthode de Rey et al. (1982), (Fig. 29,30 Tr), il apparaît que les échantillons se groupent à la limite des plages des illites et des phengites de référence avec une tendance vers le pôle des biotites. Cela traduit un taux de remplacement élevé du K^+ par H_2O (illite) ainsi qu'un certain remplacement de Al^{+++} par Fe^{++} et Mg^{++} . En comparant les résultats de la fraction inférieure à 16 microns et celle inférieure à 2 microns, il apparaît que la fraction plus grossière est plus phengitique que la fraction fine; cette dernière apparaît un peu plus riche en fer et magnésium. J'ai analysé les micas de quelques échantillons provenant du socle paléozoïque.

Ils sont représentés en Fig. 31 Tr. Dans la représentation proposée par Rey, les résultats se placent au milieu du domaine des phengites de référence. Pour l'illite également on peut envisager un héritage à partir du socle, il serait compatible avec la tendance observée: phengites détritiques sédimentées dans un milieu à forte activité du fer et du magnésium.

La cristallinité de l'illite des échantillons infraliasiques prélevés dans la boutonnière de Gourrama est comprise entre 0,25 et 0,45° 2 téta, elle n'évolue pas le long des profils. L'analyse de quelques échantillons prélevés sur la plate-forme N et en bordure de celle au S permettent de présenter la Fig. 32 Tr qui montre que l'évolution à travers le bassin de la cristallinité de l'illite trahit les conditions diagénétiques imposées par la surcharge sédimentaire (cf. 3.3).

- La smectite est un minéral argileux fréquent dans la fraction argileuse de l'Infralias hautatlasique. Sa proportion est très variable mais elle est généralement plus forte dans la partie très argileuse de la formation. La présence de smectite dans des sédiments où la cristallinité de l'illite indique des conditions anchimetamorphiques (cf. 3.3) est surprenante puisqu'on admet que les smectites sédimentaires disparaissent au cours de la diagénèse (Kübler, 1980). Cette occurrence sera discutée plus loin (2.4.5).

Dans le calcaire siliceux intercalé dans les basaltes, on retrouve le même cortège argileux que celui des pélites gréseuses (Fig. 24 Tr), auxquels viennent s'ajouter du talc (R 237) et de la trémolite en belles gerbes (E 707). Cette dernière a parfois cru dans des cristaux de calcite où elle se dispose perpendiculairement à l'axe d'ordre 3. L'apparition de ces deux minéraux ne présente pas de relation directe avec des roches intrusives.

2.4.3 Dans la base des calcaires du Lias

Le Lias inférieur n'est pas seulement affecté par les phénomènes de dissolution décrits sous 2.3.3, mais on y constate aussi des néoformations et des minéralisations métallifères limitées aux secteurs en contact direct avec la formation infraliasique.

Bien que le quartz en prismes idiomorphes soit répandu dans toute la série jurassique, sa fréquence et sa taille sont beaucoup plus grandes à la base du Lias. Les aiguilles hexagonales plurimillimétriques noires constituent jusqu'à 15 % du poids de la roche. Leur forme extérieure est parfaite mais l'intérieur est formé d'un résidu carbonaté enrichi en matière organique, ce qui confère aux prismes la couleur particulière. Ces aiguilles peuvent coexister avec des horizons de silice (R 204).

La smectite, normalement absente de la partie inférieure de la séquence sédimentaire jurassique (cf. 3.2.4), fait souvent apparition dans les calcaires du Lias inférieur. Il est connu (Kübler 1980) que la smectite sédimentaire (dioctaédrique, Kübler, comm. orale) disparaît au cours de la diagenèse aux alentours de 3 km d'enfouissement. Notre matériel a subi au moins 5 km de surcharge, les smectites qu'ils contiennent sont donc très probablement d'origine "hydrothermale" (trioctaédriques, Kübler comm. orale).

Au petit col situé au S de Rich (586.0 / 181.5), j'ai observé un fort enrichissement en fer dans les premiers 20 cm de calcaires du Lias. L'analyse aux rayons X a permis de déterminer de la Goethite.

Les calcaires massifs du Lias inférieur et plus rarement les faciès récifaux du Dogger à condition que ceux-ci aient été mis en contact avec la formation infraliasique sont fréquemment le siège de minéralisations plombo-zincifères. J'ai fait quelques observations sur deux exploitations artisanales situées dans la zone étudiée (543.5 / 174.7 et 565.1 / 164.0).

Les minéralisations s'y présentent principalement en trois modes de gisement:

- en mouchetures dispersées dans la carapace périphérique des masses récifales, minéralisées surtout en galène.
- en filons épais de 10 cm à 1 m alignés E-W et à pendage variable mais principalement verticale. Ceux-ci se situent au droit de certains anticlinaux éjectifs et sont minéralisés en calcite, galène, blende, plus rarement pyrite et chalcopryite.
- en poches karstiques plurimétriques qui empruntent les fractures parallèles à la faille principale. Les sulfures sont amassées en blocs emballés dans de la calamine terreuse, des argiles et de la calcite. La minéralisation consiste surtout en galène, blende, cérusite, et calamine.

La province plombo-zincifère du Haut Atlas Central a fait l'objet de plusieurs études métallogéniques (J. Cañal, D. Bazin et M. Leblanc, 1968) qui ont conduit aux conclusions suivantes:

- origine hydrothermale des filons ainsi que des sulfures des poches karstiques,
- indices de ségrégation des minéralisations régie par un gradient thermique permettant à la galène de migrer plus loin que la blende. Les minéralisations des zones anticlinales se seraient formées à des températures de l'ordre de 250° C au coeur des structures, elles ont pu s'atténuer jusqu'à 110° C dans les zones les plus éloignées,
- présence de minéralisations diffuses dans la pile sédimentaire, principalement dans

les niveaux condensés associés aux hauts-fonds,

- remplissage des poches karstiques par des argiles venant des zones altérées situées au-dessus,

- absence de liaison directe entre les intrusions basiques et les gîtes métallifères,

- proposition de la succession génétique suivante (Leblanc 1968, p. 173):

- a) minéralisation syngénétique de sulfures sur les hauts-fonds,

- b) remobilisation hydrothermale des précédentes, accompagnée de mouvements tectoniques conduisant à la formation de filons épigénétiques,

- c) continuation des mouvements permettant la karstification des épontes de certains de ces filons,

- d) colmatage par des argiles.

2.4.4 Dans les roches jurassiques associées

Dans ce chapitre, je décrirai la minéralogie des roches sédimentaires et ignées jurassiques qui présentent sur le terrain des relations directes ou probables avec la formation infraliasique sous-jacente. Il s'agit en particulier des épontes de taille injectées de matériel pélitique rouge ou des tracés de failles majeures toujours soulignées par une coloration orangée à brunâtre étendue aux sédiments immédiatement avoisinants. Ce phénomène se révèle utile au cartographe mais suscite aussi l'intérêt du pétrographe, parce que les sédiments apparaissent minéralisés et indurés de la même manière qu'aux abords des filons basiques.

Je présenterai également les analyses effectuées sur les roches sédimentaires en contact direct avec les corps intrusifs.

2.4.4.1 Dans les sédiments en bordure de faille

Le quartz est présent dans presque tous les échantillons; il est là plus abondant que dans les sédiments prélevés à l'écart des accidents: des géodes à calcite et quartz en cristaux centimétriques bien formés s'observent fréquemment au droit des failles.

L'Albite apparaît comme néoformation dans la plupart des sédiments du Haut Atlas de Rich, je n'ai pas testé une éventuelle augmentation au droit de ces discontinuités.

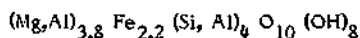
L'Illite, un des constituants argileux les plus fréquents dans la séquence sédimentaire jurassique, (cf. 3.2) subit aux abords des failles et des contacts d'intrusions des

transformations à la fois chimiques et minéralogiques. Ainsi la cristallinité de ce minéral s'améliore nettement aux abords des accidents, par rapport à celle qu'on observe dans les zones qui en sont éloignées (Fig. 36 Tr).

Les "micas" extraits des roches sédimentaires jurassiques qui présentent des indices de forte transformation (métamorphisme aux épontes des intrusions gabbroïques, roches transformées près des failles), ont été analysées suivant la méthode proposée par Rey et Klibler (1982). Dans la Fig. 34 Tr on constate que les micas des sédiments de référence du Jurassique non transformés coïncident environ avec le domaine des illites. Les micas des roches métamorphiques se séparent en deux groupes : l'un se place au droit du domaine des biotites, il contient uniquement des échantillons prélevés en bordure d'intrusion; l'autre se situe environ dans le domaine des phengites, il contient surtout les échantillons provenant des bordures de faille. Studer (1980) avait déjà observé ce comportement en examinant dans un diagramme d'Esquevin (1969) les micas d'une coupe métamorphique au contact d'un gros filon. Il avait ainsi constaté que les micas diagénétiques se déplaçaient d'abord vers le domaine dioctaédrique, puis disparaissaient au profit des micas trioctaédriques en se rapprochant du contact des filons. La figure 35 Tr construite à partir de notre matériel conduit aux mêmes conclusions.

La nature chimique et minéralogique de la chlorite est aussi influencée par les failles majeures et les contacts intrusifs. Dans le triangle de Ohtuma (1972), ces minéraux occupent un domaine très étalé mais restent confinées au volet gauche du domaine des chlorites trioctaédriques (Fig. 27 Tr).

Formule approximative :



La Figure (28 Tr) permet de comparer leur évolution par rapport aux chlorites diagénétiques de départ et par rapport au domaine des chlorites de la formation infra-liaïque. Alors que le domaine des chlorites des sédiments jurassiques s'individualise mal de celui des chlorites infra-liaïques, l'influence "métamorphique" sur les chlorites des sédiments jurassiques se traduit par une dispersion vers le centre du diagramme. Cette tendance indique une répartition plus équilibrée des cations bivalents entre les feuillets tétraédriques et octaédriques (Ohtuma et al., 1972).

La smectite est un minéral rare dans les sédiments marneux et marnocalcaires du centre du Haut Atlas. Elle est, au contraire, un minéral néoformé caractéristique de la paragenèse des épontes des grandes failles. Sa nature trioctaédrique a été mise en évidence par Studer (1980).

On notera encore deux manifestations accompagnant failles et filons : nodules de prehnite, amas de barytine, ainsi aux abords d'une petite colline située à la terminaison orientale d'un filon (589.0 / 198.6). Les marnocalcaires sont très indurés sur une dizaine de mètres et on observe l'apparition de nodules centrimétriques de prehnite, l'apparition d'une patine ocre qui suggère un enrichissement en fer.

C'est dans ce contexte qu'affleure une lentille de Ba SO_4 en gros cristaux blancs.

2.4.4.2 Le métamorphisme en bordure des intrusions

Les corps intrusifs ont provoqué un métamorphisme de contact qui se développe toujours dans les épontes de filon alors qu'il se développe plus rarement en bordure des grandes intrusions malgré le plus grand volume de ces dernières (Schaer et Persoz, 1976; Studer, 1980). Une étude très soignée effectuée par Studer (1981) en bordure des filons basiques a conduit, dans mon optique, à une découverte aussi singulière que fondamentale: malgré ce métamorphisme qui a causé, dans les sédiments marneux, une série de réactions de décarbonatation, les équilibres minéralogiques indiquent une pression partielle du CO_2 se maintenant en-dessous de 0,1 (Fig. 37 Tr).

L'auteur envisage un apport de H_2O provenant des sédiments environnants. Les derniers stades métamorphiques sont également caractérisés par une forte pression partielle de H_2O engendrant des minéraux metasomatiques tels que hibschite, prehnite, smectite ainsi que des interstratifiés gonflants.

2.4.4.3 Les roches intrusives (Fig. 38 et 39 Tr)

Ces roches ont fait l'objet d'études attentives de Chèvremont (1977), Bloch (1980) et Studer (1980) et qui ont conduit aux conclusions suivantes:

- la composition initiale du magma était comprise entre celle d'un basalte et celle d'une andésite,
- de la périphérie vers le centre des massifs, donc probablement au cours du temps, les roches éruptives diminuent progressivement en basicité et augmentent leur teneur en alcalins,
- gabbro à olivine - diorite - plagioclase - syénite quartzreuse,
- la mise en place des plagioclases et syénites induit d'importants phénomènes metasomatiques sur les termes plus basiques, les transformant en épidiories,

- le métasomatisme intense conduit au développement de feldspath potassique, de quartz ainsi qu'à un enrichissement en fer qui se ferait à la faveur d'un flux d'eau allant du sédiment vers l'intrusion.

2.4.5 Origine des smectites

Sans être abondantes, les smectites se rencontrent assez souvent dans le Haut Atlas Central. Dans le contexte régional que nous avons décrit l'origine de ce minéral argileux présente quelques problèmes. Rappelons que les smectites peuvent avoir trois origines possibles :

1. - altération récente en climat humide confiné
2. - sédimentaire
3. - métamorphisme hydrothermal

1. - Nous croyons pouvoir exclure que la smectite observée dans nos roches puisse être attribuée à l'altération. Le climat atlasique, le drainage régional ne sont pas des facteurs favorables à une telle évolution.
2. - Lorsque les formations grésopélitiques contiennent des smectites, celles-ci disparaissent au cours de la diagenèse si l'enfouissement dépasse 3000 m (Monnier 1979) ou peut-être 4000 m (Kübler 1980) dans les formations calcaires ou marnocalcaires les smectites semblent pouvoir persister lors d'enfouissements plus importants (Persoz 1982).

Pour le Haut Atlas, on peut faire remarquer que dans les séries calcaires de la bordure de l'auge, les smectites sont présentées au sommet de la coupe, elles accompagnent là les illites mal cristallisées; on peut admettre que ces smectites sont détritiques. Dans le reste de l'auge, les smectites sont en général peu abondantes (cf. 3.2, Fig. 1-3 D). Elles ne sont pas liées à une lithologie particulière ni à des formations d'un âge précis. Les roches sédimentaires contenant ce minéral sont presque toujours situées dans des zones de grands accidents tectoniques ou proches des intrusions gabroïques. Dans ces contextes particuliers, la smectite devient localement fréquente et peut même être abondante dans la fraction argileuse (Fig. 36 Tr a-c). En nous basant sur les observations sus-mentionnées, nous pensons que la smectite des sédiments jurassiques "normaux" est d'origine sédimentaire à laquelle vient s'ajouter une smectite hydrothermale lorsque ces roches se situent dans l'un des deux contextes métamorphiques typiques dans le Haut Atlas : failles importantes ou bordures d'intrusion.

3 - L'origine de la smectite présente dans les grès et pélites de la formation infraliasique du Haut Atlas est plus aisément déterminée :

- Les deux échantillons (R 770, R 771) de Trias prélevés sur la plate-forme N, qui ont subi une surcharge qui peut être estimée à 2000 m au plus, ne contiennent pas ce minéral argileux; il semble donc qu'on puisse admettre que les grès et phyllites infraliasiques ne contenaient pas de smectites au moment de leur dépôt.
- Les sédiments infraliasiques prélevés dans la partie centrale du Bassin Atlasi-que, soit au N de Gourrama où ils sont dans leur position stratigraphique origi-nelle, soit dans les failles anticlinales de l'Atlas de Rich contiennent fréquem-ment beaucoup de smectites (Fig. 3 Tr et 35 Tr d).

Nous pouvons exclure l'origine sédimentaire des smectites du Trias, ceci à plus forte raison qu'au centre du bassin elles auraient disparu, à la suite des fortes surcharges sédimentaires (8000 m au moins, cf. 3.3). Il faut donc faire appel à un hydrotherma-lisme qui a conduit à la néotormation de smectites dans les sédiments Infraliasiques du centre du bassin atlasique.

2.5 RÉSUMÉ DES PARTICULARITÉS

Plusieurs phénomènes décrits plus haut à propos de la formation infraliasique, sont étonnants et n'ont pas trouvé d'explication à ce jour :

- bréchification à l'intérieur de la pile lithologique de la formation infraliasique, cette zone pouvant être encadrée par deux horizons de "carnieules",
- basaltes transformés dans le faciès schistes verts avec apport de Na ils sont alté-rés sur toute leur épaisseur,
- occurrence de matériel infraliasique pulvérulent dans les plans de faille qui affectent la couverture jurassique, et sous forme de filons dans les synclinaux,
- transformations minéralogiques le long de ces failles indiquant des circulations hy-drothermales,
- métamorphisme de contact limité dans l'espace et affecté d'une forte pression partielle de H_2O malgré les réactions de décarbonatation,
- important métasomatisme dans les roches intrusives.

2.6 DISCUSSION

Les observations inhabituelles pour la plupart, qu'on vient de résumer se trouveraient expliquées par une seule hypothèse: la formation infraliasique aurait été à une époque de son histoire, une zone sous-compactée.

La sous-compaction est un phénomène tristement connu par les foreurs ayant travaillé au Sahara. Le "Trias" y est aussi constitué de basaltes et de pélites rouges. Ces dernières ont une pression hydrostatique anormalement élevée à cause de leur très faible perméabilité qui empêche l'eau de quitter les pores. Une partie de la charge lithostatique est alors supportée par le liquide dont la pression augmente, (Terzaghi et al., 1939). A ce propos, Kulke (1979) décrit des porosités de 25 % dans des pélites enfouies à 7 km de profondeur alors qu'on s'attendrait à des valeurs inférieures à 1 %. Les forages pétroliers du Sahara ont montré que lorsqu'on perce une zone sous-compactée, le sédiment s'échappe violemment sous forme de boue après avoir éjecté le train de tiges. Il est très séduisant de faire appel au même phénomène pour imaginer la formation des injections par voie ascensionnelle de matériel infraliasique dans les discontinuités de la couverture jurassique. Il a, en effet suffi que les mouvements tectoniques provoquent des déchirures dans la couverture jurassique pour que l' "infralias" souscompacté s'y engouffre et remonte à la surface en provoquant une éruption comparable à celle du forage saharien. On peut aussi faire intervenir le phénomène inverse: une zone sous compactée à une densité faible à cause de sa teneur élevée en eau, elle peut donc être un moteur de diapirisme en "peçant" d'elle même, les cheminements vers la surface.

Nous avons, d'autre part, montré qu'il existe de bons indices d'une présence de sel à l'intérieur du Haut Atlas plissé alors que le "Trias" de la plate-forme N (Mibladen) et S (Errachidia) n'est pas salifère. Il semble donc exister une liaison entre paleogéographie (Jurassique) / zones plissées / occurrence de matériel infraliasique injecté.

Ce qui suggère que :

- Les faciès salifères se trouvaient limités au domaine du futur bassin atlasique suggérant qu'il constituait déjà au Trias, une zone plus subsidente. Signalons que Ovtchacht (1980) envisage que le "Trias" hautatlasique comptait plusieurs milliers de mètres aujourd'hui disparus. Bien qu'en accord sur le fonds, nous estimons que les quantités que cet auteur envisage sont excessives,
- la présence de sel selon des horizons continus, a pu favoriser la souscompactation en réduisant la perméabilité,
- contrairement aux affirmations de Schaer et Persoz (1976), la formation infraliasique était à même de permettre une importante zone de décollement qui a pu faciliter la tectogénèse dans le bassin.

2.6.1 Chronologie des événements

Dans le cas du Haut Atlas, je propose l'évolution suivante:

Au cours du Trias et du début du Lias inférieur se dépose une série argillo-gréseuse avec occurrences évaporitiques et basaltiques au toit de la formation. Dans le milieu sursalé, les argiles détritiques se sont coagulées en flocons à structure en château de cartes (Little - Gadow, 1974), garantissant une porosité élevée.

Pendant la période allant du Sinemurien au Bathonien, ces sédiments sont recouverts par une série épaisse de 8 km. La vitesse de sédimentation élevée (0,3 mm/ an) ne permet pas aux pélites gorgées de saumures de se compacter normalement à cause de leur faible perméabilité. Les niveaux évaporitiques constituant l'imperméable régional peuvent avoir joué un rôle important dans cette évolution. La série infraliasique est ainsi devenue une zone sous-compactée.

A la fin du Jurassique moyen, (cf. 4.3.) toute la pile sédimentaire est traversée par des roches intrusives basiques à la faveur d'une tectogénèse importante. La fracturation tectonique, ainsi que l'effet thermique des magma à haute température sur les pélites où règne déjà une surpression d'eau, augmente le déséquilibre hydro-lithostatique. La zone sous-compactée subit alors une fracturation hydraulique aboutissant à la bréchification interne observée et permet aux pélites de s'échapper brusquement à l'état de boue par les discontinuités tectoniques dans la couverture jurassique. Les filons "triasiques" observés dans les synclinaux et les injections dans les plans de faille majeure se forment ainsi.

Les saumures provenant de la zone sous compactée étaient riches en CaCO_3 , SiO_2 , NaCl et probablement aussi en KCl et sulfates. Elles contribuent ainsi à modifier le magma non seulement par l'apport d'eau mais aussi par les sels précités, provoquant l'affinité alcaline des derniers stades magmatiques ainsi que le métasomatisme et l'altération qui ont affecté les intrusions. Les épontes de ces dernières constituaient, par la fracturation qui les affectait, des zones relativement perméables. Elles permettaient probablement aussi une circulation préférentielle des saumures ce qui expliquerait la faible pression partielle du CO_2 qui marque le métamorphisme de contact ainsi que les associations hydrothermales.

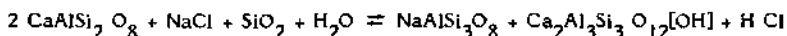
Là où la fracturation était encore plus intense, les circulations plus fortes ont pu contrecarrer l'effet thermique des roches plutoniques et empêcher l'établissement d'auréoles de contact. C'est notamment le cas des intrusions en situation anticlinale, elles se trouvent sur le tracé des décrochements synintrusifs (cf. 4.3.4.) et au droit de structures jouant le rôle de collecteurs hydrodynamiques.

La contemporanéité de la mise en place des roches ignées et des injections de pélites violettes est par ailleurs appuyée par la minéralogie. Lorsque ces sédiments se trouvent en inclusion dans les massifs intrusifs ou injectés le long des épontes, ils peuvent acquérir une teinte blanche et contenir du talc (Studer 1980) qui doit aussi être attribué à l'hydrothermalisme.

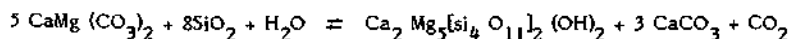
2.6.2 Les minéralisations

Si on admet la chronologie des événements exposée ci-dessus, une nouvelle hypothèse métallogénique peut être proposée (Fig. 24 Tr). Les saumures s'échappant de la zone sous-compactée étaient saturées en Na Cl puisqu'elles étaient en équilibre avec du sel cristallisé; or, les expériences de Barnard & Christopher (1966) et de Hegelson (1964, 1969) ont montré que les chlorures peuvent jouer un rôle fondamental dans le transport des sulfures. En effet, contrairement à ces derniers, les complexes chlorés sont solubles, ils permettent au minerai de migrer à l'état de chlorure métallique. La solubilité de PbS, ZnS dépend de la concentration de Na Cl et de la température, la valeur géologiquement significative (7 ppm/ litre) est atteinte dès 250°C dans une solution de NaCl 1M et dès 220°C dans une solution 3 M.

La source de sulfures la plus probable est représentée par les coulées basaltiques hettangiennes. Sous 6 à 8 km d'enfouissement, les saumures, chargées en Na Cl, atteignaient des températures de 200 à 250°C au moins, (mais probablement plus fortes si on tient compte de la paragenèse talc-trémolite fréquente dans les calcaires siliceux décrite sous 2.4.2) leur permettant de mettre en solution les sulfures métalliques et d'albiler le basalte selon la réaction de saussuritisation :



Tandis qu'une autre réaction avait lieu dans les calcaires dolomitiques interstratifiés:



Les deux réactions tendent à acidifier les saumures et les rendent agressives face aux calcaires dans lesquels elles pourront augmenter la perméabilité en "karstifiant" les voies de circulation et en provoquant les phénomènes de dissolution observés à la base des calcaires liasiens.

Les circulations hydrothermales étaient régies par un gradient de pression issu de la destabilisation de la formation infra-liasique sous-compactée, les fluides tendaient alors à s'échapper verticalement. Le cheminement offert par les anticlinaux-failles, véritables collecteurs naturels, était certainement la principale voie hydrothermale.

Les niveaux argileux du Lias moyen et surtout supérieur rendaient en effet difficile une migration à travers la pile stratigraphique. Par contre, le Lias massif fracturé et la formation infra-liasique elle-même permettaient plutôt une migration "horizontale". Les saumures chaudes qui remontaient vers la surface entraient en contact avec un milieu de plus en plus froid et arrivaient probablement même au contact d'une nappe phréatique. La baisse de température entraînait ainsi la précipitation des sulfures dans les poches de dissolution et fractures des roches structuralement élevées. Les calcaires massifs liasiques qui forment les lèvres des anticlinaux et parfois les faciès récifaux du Dogger qui les coiffent.

Des voies de circulation secondaires existaient aussi au niveau des fentes d'extension provoquées dans les synclinaux par la tectonique décrochante active à cette époque. Elles ont abouti à des veines hydrothermales ainsi qu'au métamorphisme observé au droit des grandes failles EW.



Figure 1 Tr : Schéma de la distribution des faciès et de la structure tectonique du Trias (supérieur) au Maghreb (synthèse largement basée sur Bossellini & Hsü, 1973; Busson, 1972; Mauthe, 1970; Salvan, 1974; Tortochaux, 1968; Van Houten, 1976; Vllard, 1973).

- | | |
|--|--|
| a : Limite de région soumise à l'érosion | c : Trias «gesmanique» (1 ₂ : halite, surtout au Keuper) |
| b : Faciès continental clastique (à droite : granulométrie très grossière) | d : Roches carbonatées néritiques |
| - f.k. pour le Maghreb seulement : | e : Faciès d'eau profonde |
| f : Faciès à prédominance argilo-sableuse | i : Sel gemme (très) puissant |
| g : Faciès argileux - anhydritique - halitique | j (pour le Sahara oriental) : Isopaques du Trias |
| h : Anhydrite (très) puissante | k : influx probable d'eau de mer |
| - 1-8 : Structures tectoniques du Saltère : | |
| 1 : Sel peu puissant, faiblement enfoui et horizontal | 4 : Diapirs (s.l.) à déplacements verticaux plus ou moins grands |
| 2 : Sel puissant, horizontal, enfouissement > 1 km | 5 : Ascension du sel préférentiellement le long de failles |
| 3 : Structures (proto-) diapiriques à faibles déplacements verticaux | 6-8 : Sel comme oiseau de glissement sous : - des plis «autochtones» (6), - des écaillés tectoniques (7), des nappes de glissement (8) |
| B.G. : Bou Ghedou (horst du socle) | G.K. : Grande Kabylie |
| D : Bassin de Doukkala | G.R. : Ghar Rhouban (horst du socle) |
| F.D. : Fosse de Dorbane | M : Méséta marocaine |
| F.Dj. : Fosse de Djellara | N.F. : Nazareg Filinois (horst du socle) |
| G : Bassin de Guercif | R : Rif oriental |

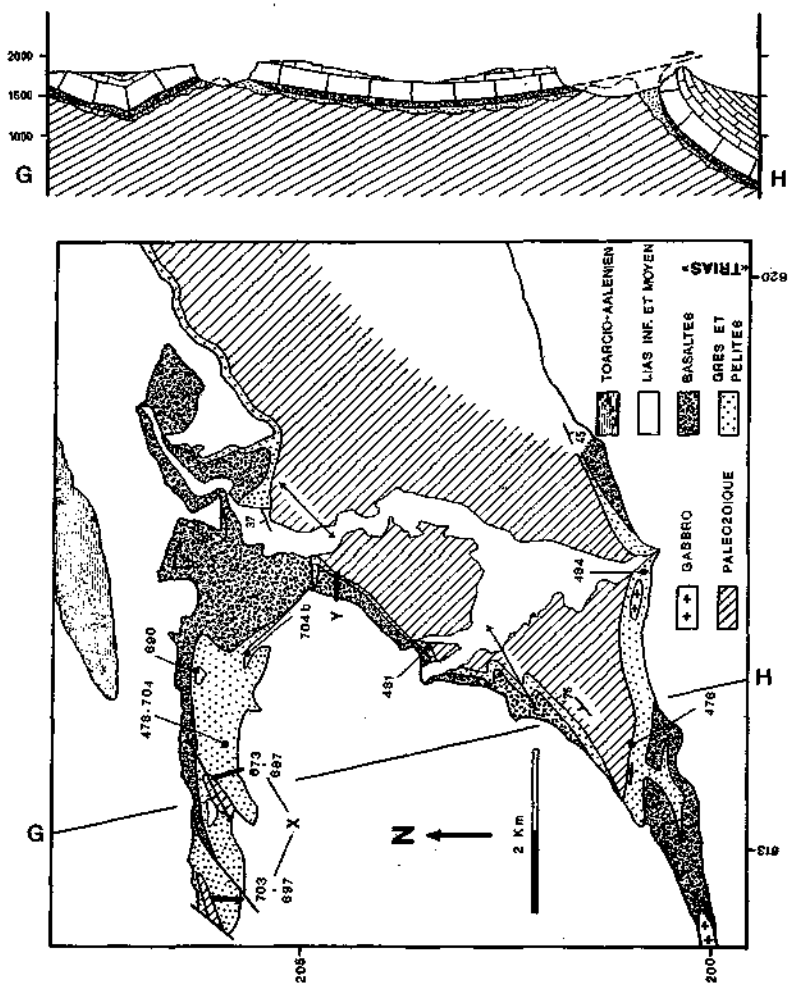
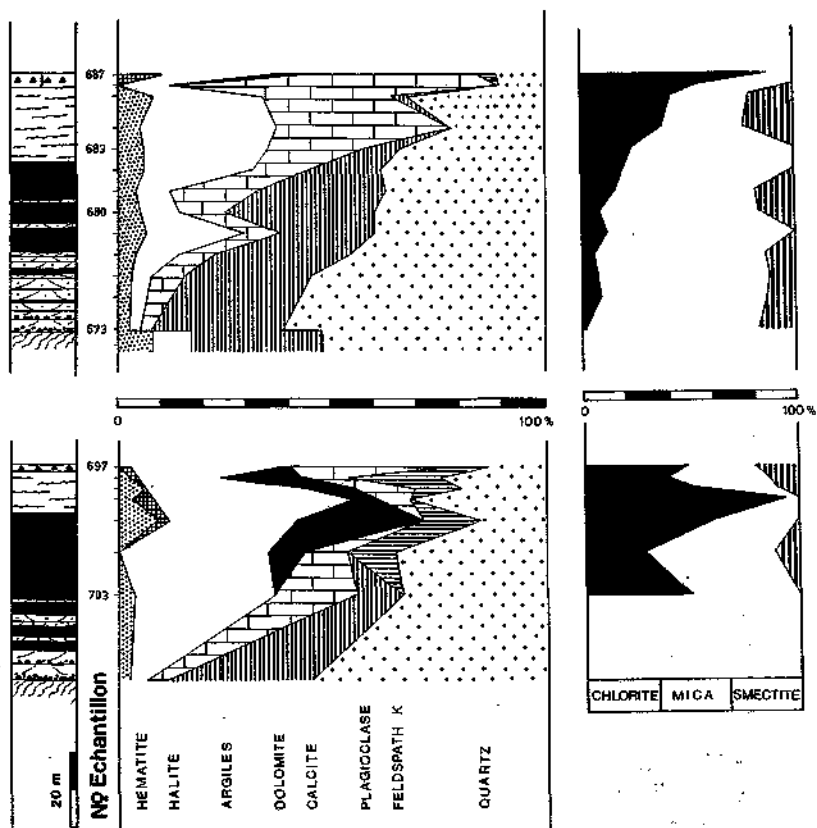


Figure 2 Tr : Carte et coupe géologique de la terminaison occidentale de la boutonnière paléozoïque de Gourrama. Situation des échantillons (Le figuré du socle est schématique).



2 COUPES A LA LOCALITE X

Figure 3 Tr : Dosage quantitatif des minéraux composant les sédiments de l'Infralias (coupes sans basaltes).

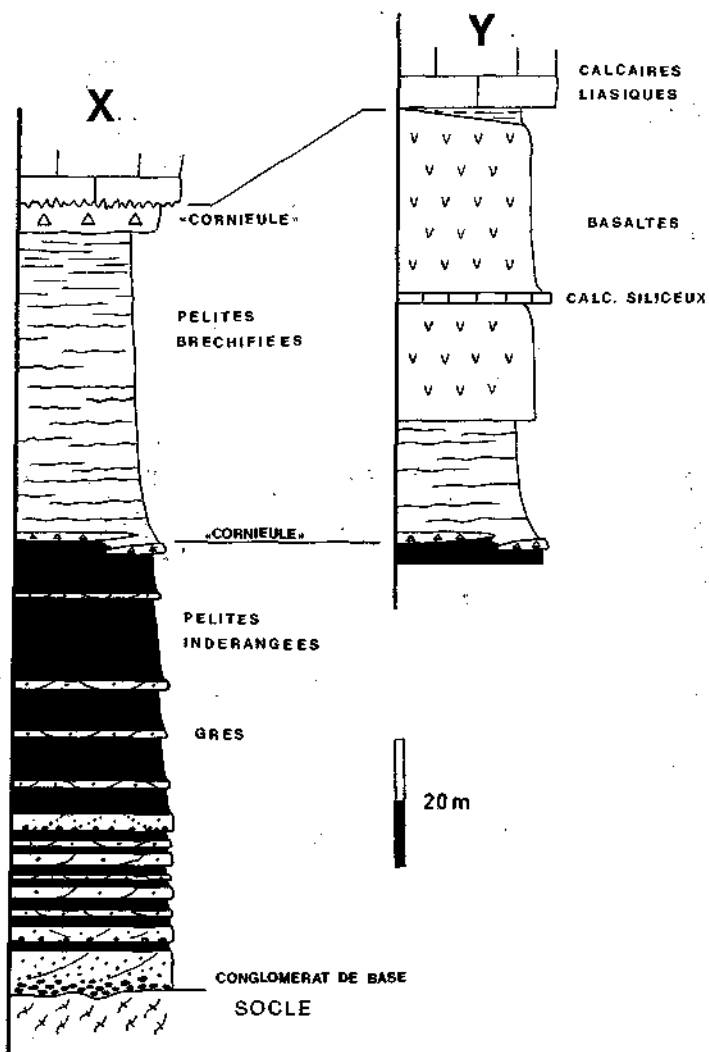


Figure 4 Tr : Profils lithologiques-type de la formation infraliasique.

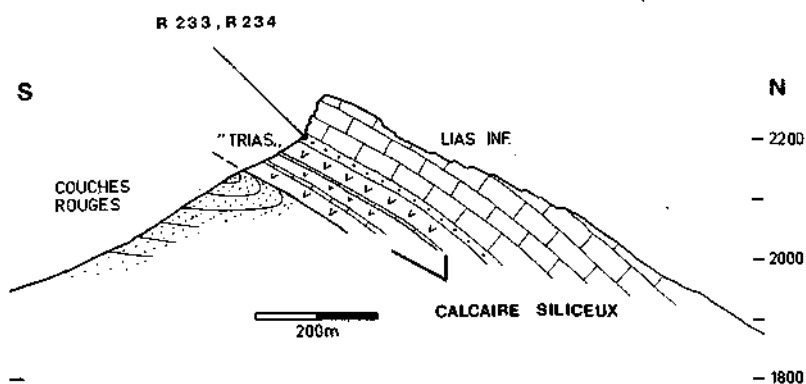


Figure 5 Tr : Coupe transversale à l'Isk n'Ait Maraou (565.0 / 162.0) illustrant la présence de deux niveaux calcaires dans les basaltes infraliasiques (même figurés que Figure 4 Tr).



Figure 6 Tr : Progression selon une verticale de la destruction de la structure sédimentaire dans les pélites gréseuses infraliasiques. Les assises finement litées au bas de la photo sont traversées par des diaclases-remplies de calcite qui délimitent des éléments de taille centimétrique à décimétrique juxtaposés sans avoir subi de rotation. Celles au sommet de la photo sont débitées en éléments millimétriques à centimétriques, la structure de la roche apparaît entièrement remaniée comme l'illustre la figure suivante (terminaison NW de la boutonnière paléozoïque de Gourrama, coupe X).



Figure 7 Tr : Vue de détail du faciès caractéristique de la brèche monogénique qui apparaît dans les lithologies gréséo-argileuses du milieu de la formation infraliasique (Terminaison NW de la boutonnière paléozoïque de Gourrama, coupe X).

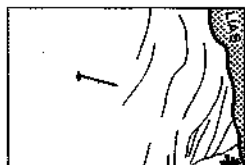


Figure 8 Tr : Vue en coupe de la partie sommitale de la formation infraliasique dont le matériel est très pélitique (pélites gréseuses). Les horizons de coloration claire ne représentent pas la stratification sédimentaire mais sont des horizons de précipitation de carbonates qui sont d'ailleurs discordants par rapport à la base du banc de calcaire liasique susjacent. (Terminaison NW de la boutonnière paléozoïque Gourramà, sommet de la coupe X).

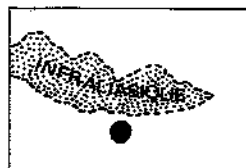
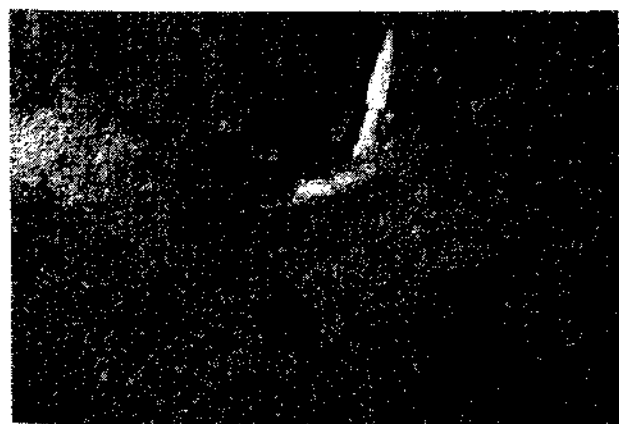


Figure 9 Tr : Vue en plan d'une injection filonienne de matériel infraliasique dans les marnocalcaires aaléniens (au N de Rich, coord: 585.0 / 202.2).



Figure 10 Tr : Détail des roches carbonatées vacuolaires qui apparaissent fréquemment à la base des calcaires du Lias inférieur (Terminaison NW de la boutonnière paléozoïque de Gourrama, échantillon R 687).



Figure 11 Tr : Laminites calcaires du Lias inférieur désolidarisées du reste de la séquence liasique, déformées et emballées dans la brèche infraliasique. Les calcaires présentent à la fois des dissolutions qui rendent la roche spongieuse et des précipitations de calcite blanche dans les diaclases (Terminaison de la boutonnière paléozoïque de Gourrama, échantillon R 704).

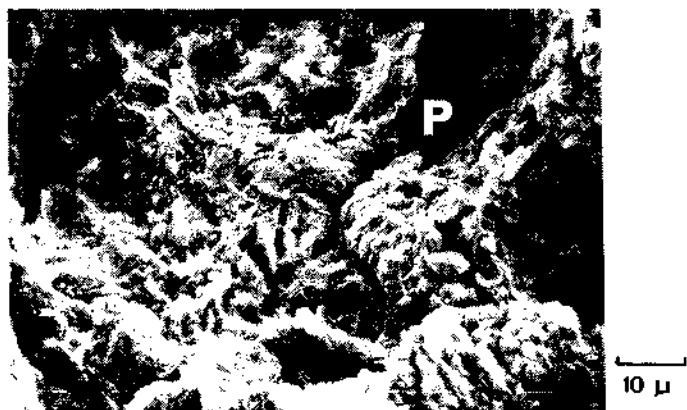


Figure 12 Tr : Photo au MEB illustrant la porosité très élevée qui caractérise les pélites gréseuses bréchifiées (R 683).

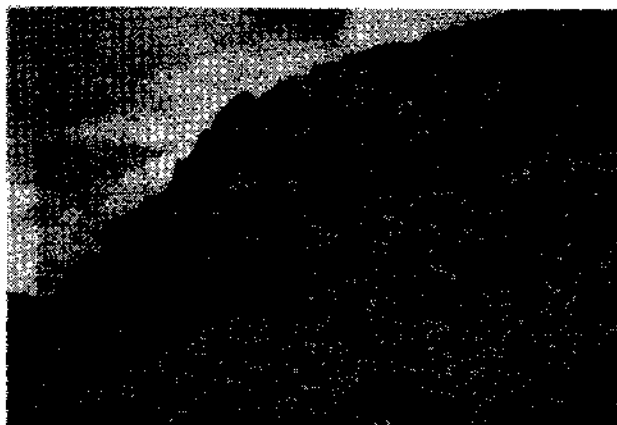


Figure 13 Tr : Vue de l'empilement de basaltes infraliasiques. Une des coulées présente le débit en orgues typique (Bout. pal. de Gourrama, coord.: 622.5 / 209.5).



Figure 14 Tr : Détail d'une autre coulée contenant des boules basaltiques (pillow?) pourvues d'une carapace. Elles sont emballées dans du matériel basaltique à grain fin rappelant une hyaloclastite (Même situation que 13 Tr).

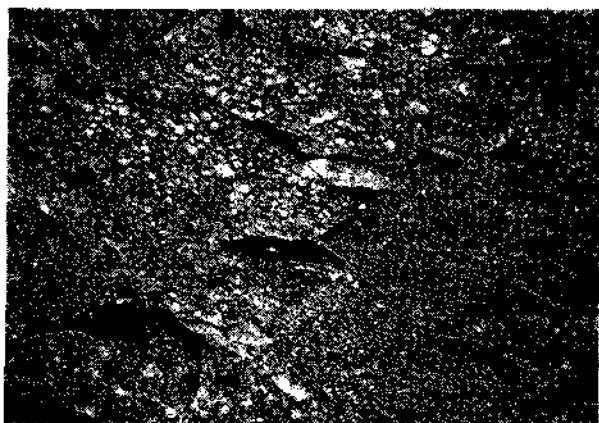


Figure 15 Tr : Faciès des basaltes à amygdales (Faciès vacuolaire de Chèvremont, 1975) (Isk n°Ait Maraou, coord.: 565,0 /162,0).

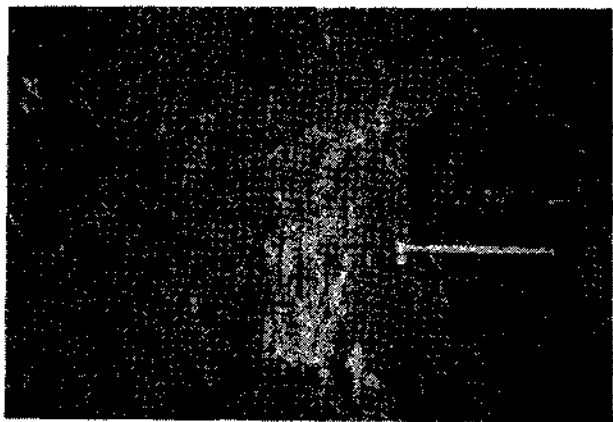


Figure 16 Tr : Vue des calcaires siliceux intercalaires dans les basaltes infraliasiques
(Même situation que 15 Tr).



Figure 17 Tr : Photo au MEB illustrant la formation infraliasique basale: des grains de quartz très anguleux (en haut, au milieu) accompagnent des agglomérats de phyllosilicates (en bas au milieu) (R 675).



Figure 18 Tr : Photo au MEB illustrant la formation infraliasique sommitale: quelques néoformations incomplètes de quartz (bord droit de la photo) et de feldspath potassique (tablette au centre de la photo) sont associées aux phyllosilicates et à l'hématite (centre gauche de la photo) (R 683).



Figure 19 Tr : Photo au MEB illustrant le niveau type "cornieule". Les néoformations sont très importantes, l'hématite est au centre de la photo, le quartz constitue par exemple le prisme hexagonal dans la partie droite de la photo (R 704).



Figure 20 Tr : Les prismes de quartz allongés et aux formes parfaites sont très fréquents dans les calcaires vacuolaires à la base du Lias ("cornieule" supérieure R 687).

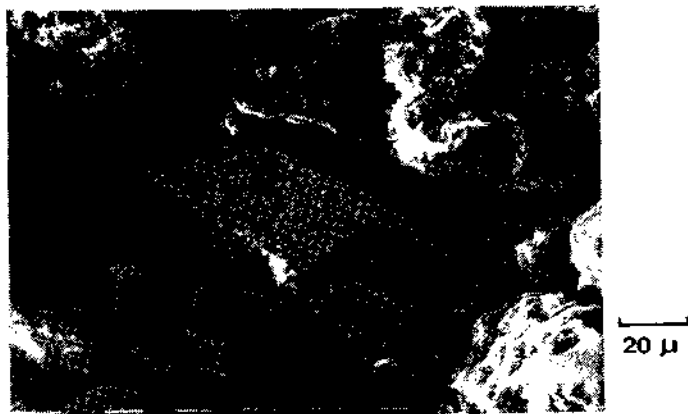


Figure 21 Tr : Détail d'un prisme idiomorphe de quartz recouvert par des fleurs de silice appartenant au niveau carbonaté vacuolaire situé au milieu de la formation infraliasique ("cornieule" inférieure, R 704).



Figure 22 Tr : Une des rares albites authigènes observées dans le niveau type cornieule inférieure (R 704).

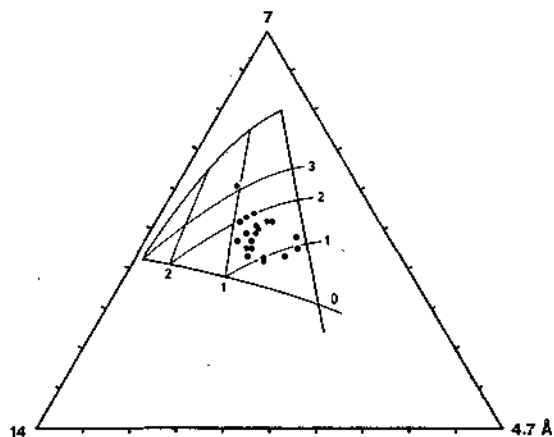


Figure 23 Tr : Les chlorites de la formation infraliasique (fraction inférieure à 2 microns) placées dans un diagramme d'Oñuma.

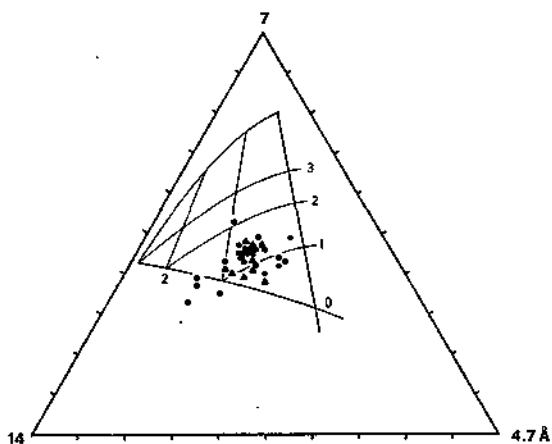


Figure 24 Tr : Diagramme d'Oñuma des chlorites (inf. 2 microns) des échantillons prélevés par Bloch (1980) dans le "Trias" d'un anticlinal au N de Rich.

● grès et pélites

▲ calc. siliceux intercalés dans les basaltes infraliasiques

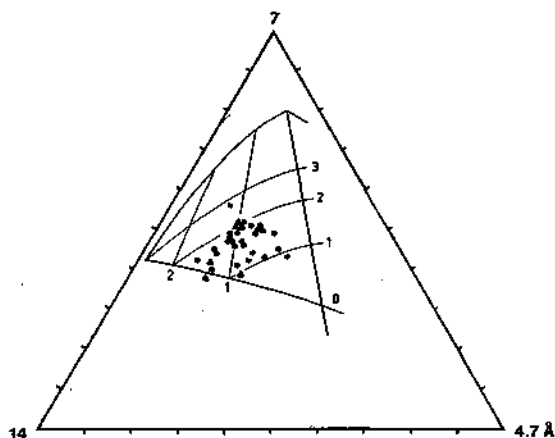


Figure 25 Tr : Les chlorites de la formation infraliasique (fraction inf. à 16 microns) placées dans un diagramme d'Oshuma.

● grès et pélites

▲ calc. siliceux intercalés dans les basaltes infraliasiques

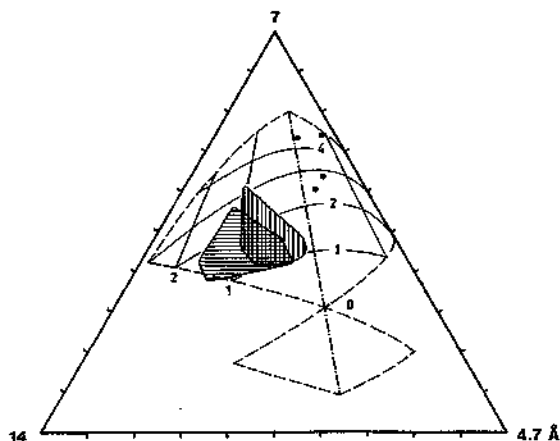


Figure 26 Tr : Schéma synoptique permettant de comparer dans un diagramme d'Oshuma la localisation relative des chlorites du "Trias" (2 fractions granulométriques) et celles du socle paléozoïque.

● échantillons du socle



domaine de la fraction inférieure à 2 microns



domaine de la fraction inférieure à 16 microns

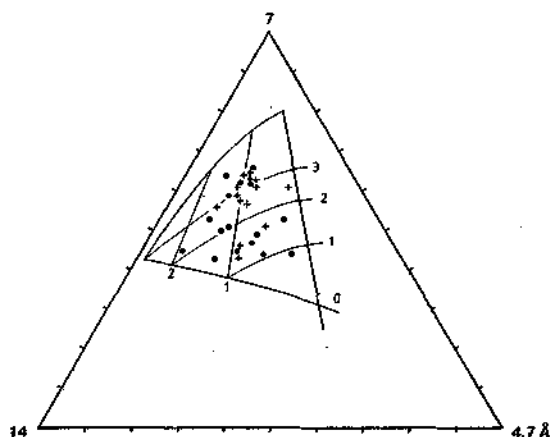


Figure 27 Tr : Chlorites (fraction inf. à 2 microns) des zones "métamorphiques" placées dans un diagramme d'Oñuma.

+ épontes d'intrusion

• zones de faille

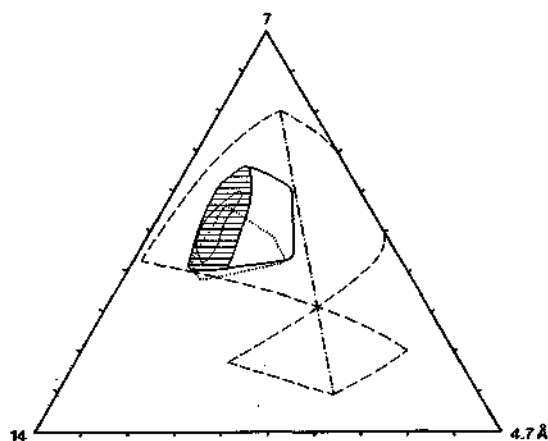


Figure 28 Tr : Schéma synoptique permettant de comparer dans un diagramme d'Oñuma la situation relative des chlorites (inf. à 2 microns) des sédiments jurassiques, du "Trias" et des zones "métamorphiques".



Séd. jurassiques (avec domaine contenant le 90 % des valeurs)



"Métamorphique"



"Trias"

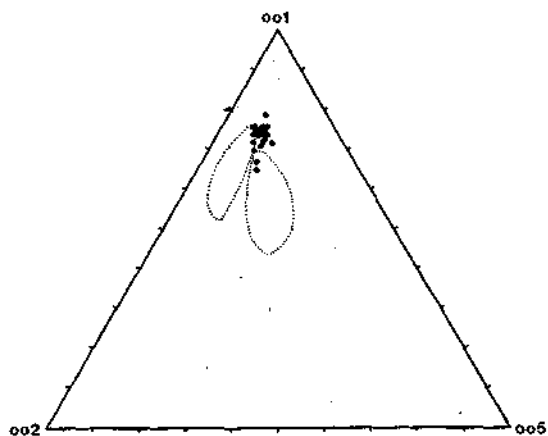


Figure 29 Tr : Micas de la formation infraliasique (fraction inf. à 2 microns) placés dans le diagramme ternaire de Rey et al. (1982). Signification des plages, voir à la figure 34 Tr.

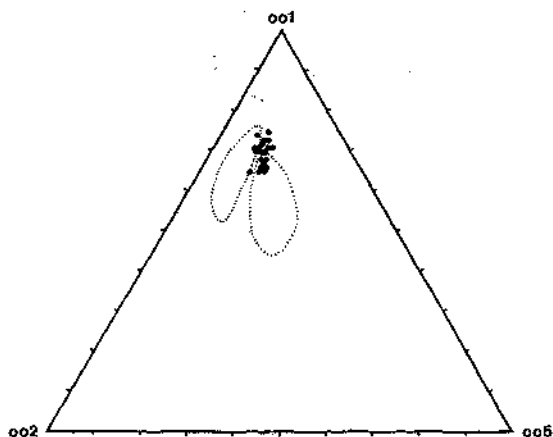


Figure 30 Tr : Micas de la formation infraliasique (fraction inf. à 16 microns) placés dans le diagramme ternaire de Rey et al. (1982). Signification des plages, voir à la figure 34 Tr.

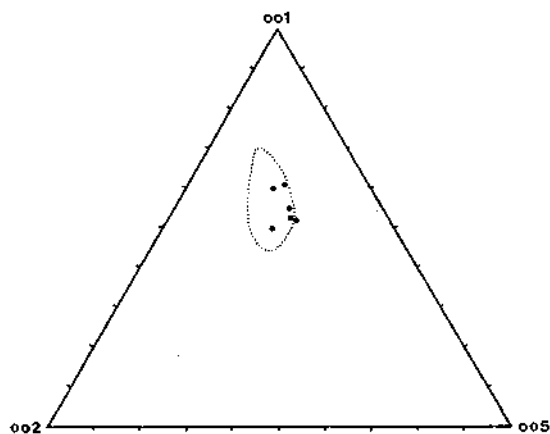


Figure 31 Tr : Micas du socle paléozoïque placés dans le diagramme de Rey et al. (1982). Significations des pages, voir à la figure 34 Tr.

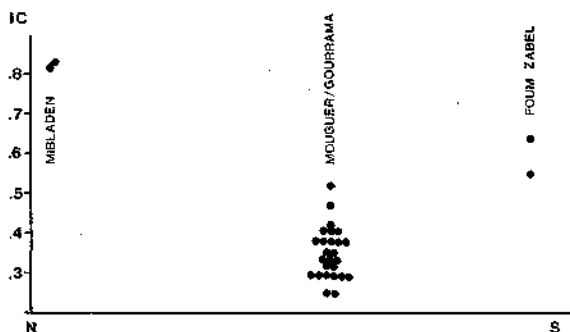


Figure 32 Tr : Répartition géographique de la cristallinité de l'illite (fraction inf. à 2 microns) des sédiments infraliasiques.

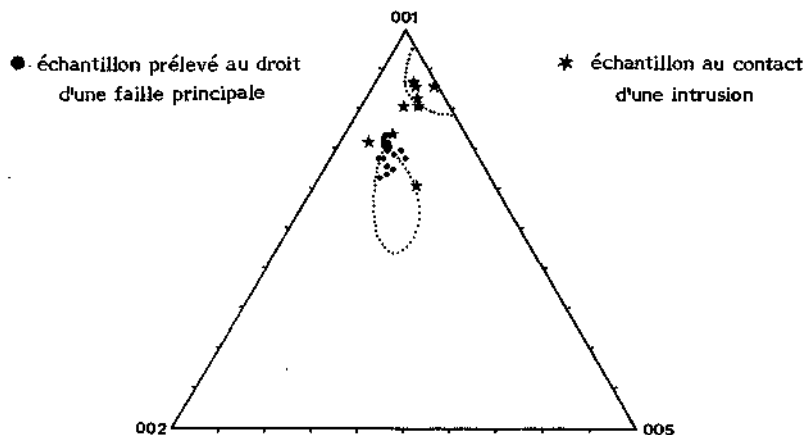


Figure 33 Tr : Micas de sédiments jurassiques situés dans un contexte "métamorphique" (au contact d'intrusions gabbroïques ou au droit des failles principales) placés dans un diagramme de Rey et Kübler (1982). Les échantillons situés au contact d'intrusions se placent dans le domaine des biotites.

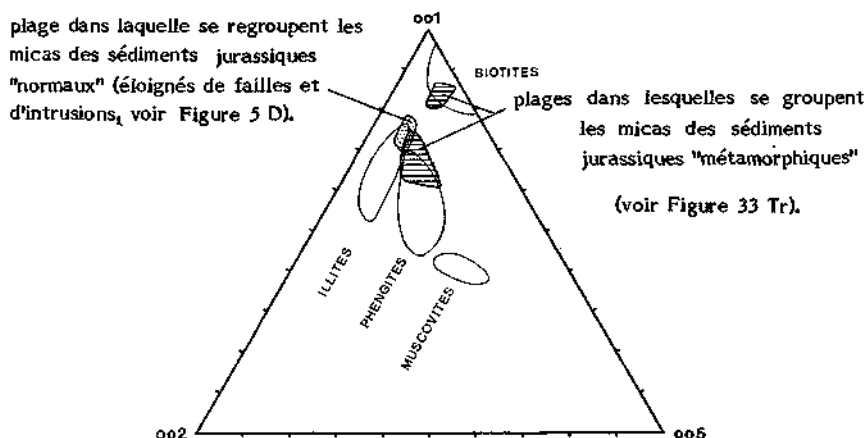


Figure 34 Tr : Schéma synoptique illustrant les positions relatives des micas des sédiments jurassiques "normaux" et des sédiments jurassiques prélevés dans un contexte "métamorphique", par rapport aux plages de référence proposées par Rey et Kübler (1982).

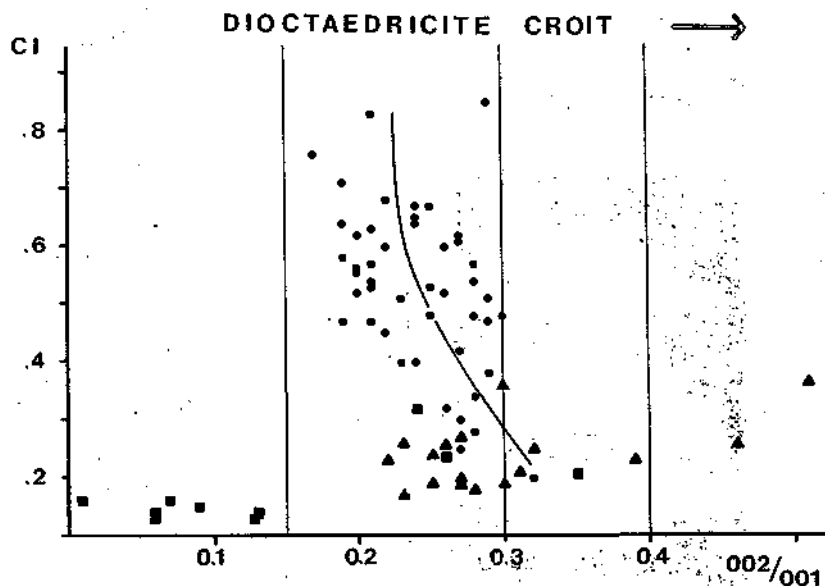


Figure 35 Tr : Micas des roches sédimentaires jurassiques représentés dans un diagramme d'Esquevin (1969).

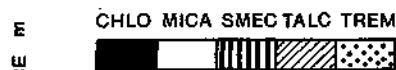
Echantillon "normal"

● prélevé à l'écart de faille ou intrusion

Echantillons "métamorphiques"

■ prélevé au contact d'intrusion gabbroïque

▲ prélevé au droit d'une faille principale



CI 0.29

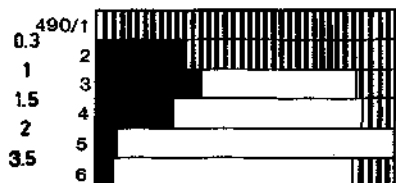
EPONTE



.13 a)

Coupe métamorphique au contact de l'intrusion de Mouguer/Ait el Abbas (coord. 2010/528.0).

EPONTE



.16 b)

Coupe métamorphique au contact du filon au S de l'intrusion de Mouguer.



.27 c)

Echantillons des zones de failles importantes. Les sédiments équivalents éloignés de la faille ont une CI inf. à 0.45 et ne contiennent que rarement de la smectite (Atlas de Rical).



d)

Niveau de calcaire siliceux intercalé dans les basaltes infraliasiques (Atlas de Rich).

Figure 36 Tr : Composition de la fraction argileuse et cristallinité de l'illite et de quelques échantillons significatifs.

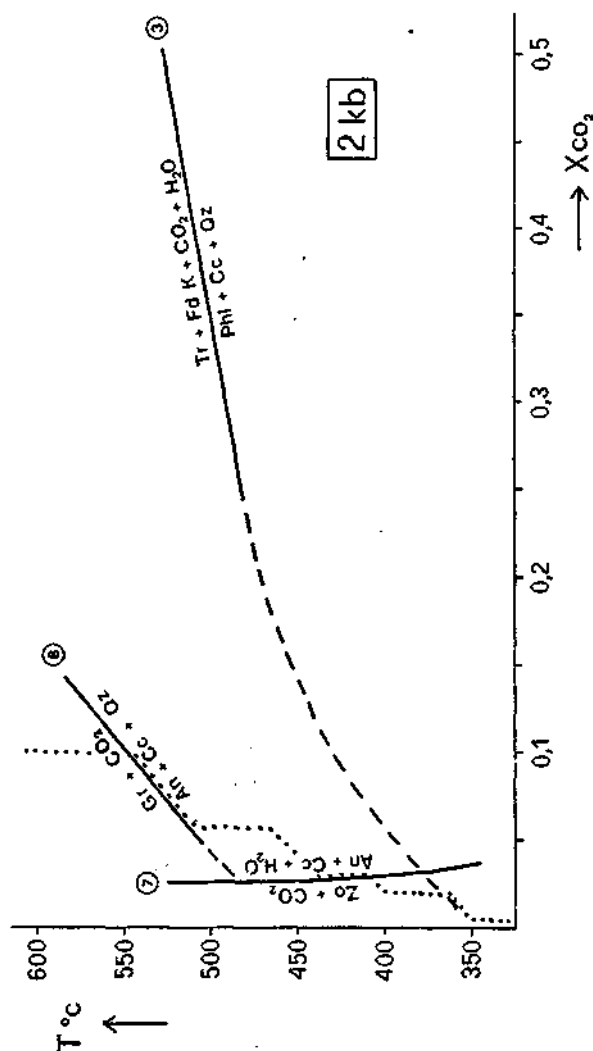


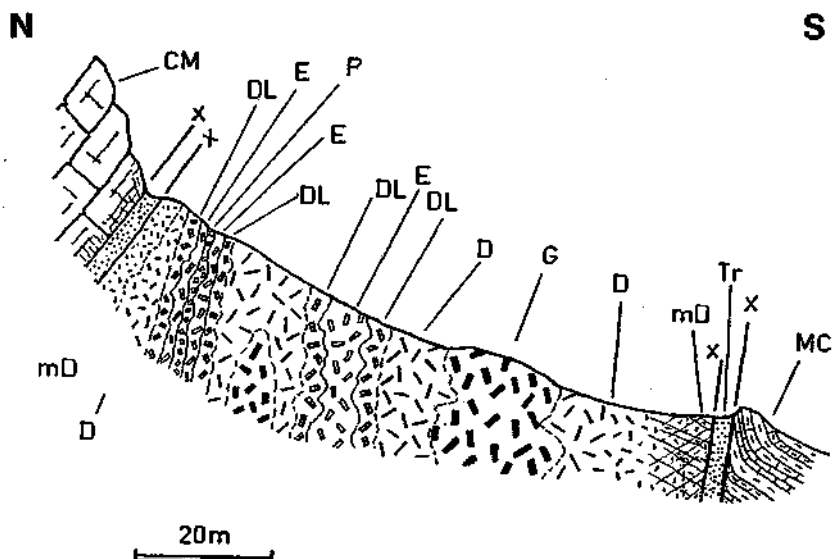
Figure 37 Tr : Evolution de la composition des fluides pendant le métamorphisme de contact (d'après Studer, 1980).

Réaction 3 : d'après Hoschek (1973)

Réaction 7 : d'après Winkler (1975)

Réaction (: d'après Gordon et al. (1971)

: évolution de la composition des fluides



- MC : marnocalcaire du Dogger
 CM : calcaires massifs du Lias inférieur
 Tr : pélites gréseuses triasiques
 G : gabbro
 D : diorite
 mD : microdiorite
 DL : diorite leucocrate
 E : épisyrénite
 P : plagioclase

Figure 38 Tr : Représentation schématique d'un complexe intrusif (d'après Bloch, 1980)



Figure 39 Tr : Photo illustrant l'altération en boules qui affecte fréquemment les gabbros et les diorites des corps plutoniques.

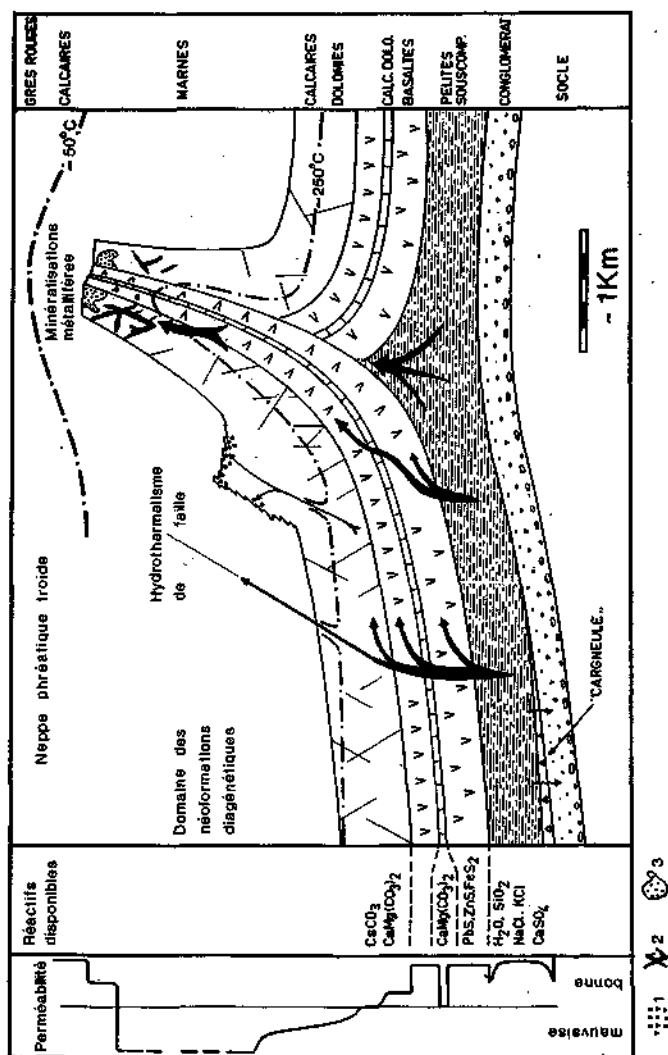


Figure 40 Tr : Schéma métallogénique interprétatif tenant compte du rôle qu'ont pu jouer le gradient de pression et l'apport en fluides de la formation infraliasique sous-compactée.

Figurés : 1. sulfures dispersés 2. sulfures massifs 3. poches de calamine terreuse

3.1. INTRODUCTION

L'étude systématique du contenu argileux des sédiments hautatlasiques fut entrepris d'abord en m'inspirant des travaux de F. Persoz (1982). En analysant systématiquement plusieurs coupes, cet auteur a pu établir, grâce à la découverte de plusieurs horizons isochrones possédant un contenu minéral particulier, une minéralostratigraphie dans les sédiments de la bordure Sud-Est du Jura. L'établissement d'un tel outil de datation se révèle très utile dans des séries pauvres en fossiles. Il paraissait intéressant d'utiliser cette méthode pour l'analyse des faciès de plate-forme, ainsi que ceux du Dogger du bassin atlasique.

Le but consistait à analyser systématiquement le cortège argileux de plusieurs profils lithologiques situés dans des domaines paléogéographiques différents. Les corrélations espérées devaient être vérifiées par la paléontologie et de ce fait, elles auraient permis la datation des séries en se basant uniquement sur le contenu minéralogique. Très rapidement, je me suis rendu compte que l'évolution diagénétique a probablement détruit les associations primaires et que la paragenèse monotone chlorite-illite rend impossible toute minéralostratigraphie du Haut Atlas.

A ce moment, j'ai employé les analyses effectuées à une étude diagénétique où une attention spéciale a été consacrée à l'évolution de la cristallinité de l'illite.

3.2 DESCRIPTION DES COUPES

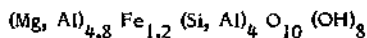
3.2.1 Coupe N° 1 (bassin) (Fig. 1 D, Localisation cf. Fig. 1 S).

L'analyse minéralogique quantitative des roches est représentée sur la Fig. 1 D. La forte teneur en carbonates est certainement renforcée par un effet d'échantillonnage préférentiel des niveaux résistants calcaires, alors que les assises marneuses moins bien affleurantes ont été par trop délaissées. On peut toutefois apprécier la faible proportion de dolomite dans l'ensemble de la coupe. Seuls deux échantillons, l'un (R 114) prélevé dans les laminites de la base du Lias, le second (R 380) prélevé dans un banc, dont la nature turbiditique ne fait aucun doute, sont dolomitiques.

Le quartz est omniprésent et représente le 1 % pondéral dans les calcaires liasiques et jusqu'à 16 % dans les lithologies marneuses. Les feldspaths, absents dans la base de la coupe, à l'exception de R 604 prélevé dans le Lias massif, apparaissent en proportion décelable à partir du Domérien. La teneur en argiles suit, à quelques exceptions près, l'évolution quantitative du quartz; les proportions relatives des différents minéraux argileux est représentée séparément. L'illite est le minéral argileux dominant dans les calcaires massifs du Lias inférieur (85 %), sa teneur relative diminue au cours du dépôt des calcaires lités et ne représente plus que le 40 % du stock argileux à l'intérieur de l'alternance calcaréo-marneuse. Elle tend de nouveau à augmenter dans le haut du profil. La Fig. 5 D permet d'apprécier tout au long de la coupe, l'homogénéité de l'illite qui se situe à la limite du domaine des phengites et illites de référence.

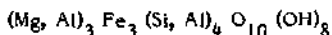
La mesure de la cristallinité (cf 3.1.) a été effectuée systématiquement sur l'ensemble des échantillons, elle est représentée en Fig. 1D. On constate une évolution linéaire depuis des bonnes cristallinités, (.30) mesurées à la base du profil, jusqu'à des cristallinités moyennes (.55), au sommet de la coupe. Les lithologies plus calcaires présentent, à même niveau, une meilleure cristallinité que les lithologies plus argileuses encadrantes. Un chapitre particulier sera consacré à ces analyses.

La chlorite n'apparaît que rarement et en faible proportion dans les calcaires massifs du Lias, mais, à partir des calcaires rythmés du Domérien, elle partage le stock argileux avec l'illite. Sa proportion diminue dans les assises calcaires du sommet de la coupe. Sa minéralogie, interprété d'après la méthode de Oihuma indique qu'il s'agit de chlorite trioctaédrique à tendance magnésienne, (Fig. 6D). Les pics à 4,7 Å sont alignées sur une proportion de 15 % ce qui indique un excès de cations bivalents dans la couche silicatée. Le groupe de points situés dans la partie inférieure du diagramme proviennent tous du Lias inférieur et moyen; ils indiquent qu'il s'agit de chlorites fortement magnésiennes dont la composition approximative est :



Feurer (1978) avait déjà fait remarquer que les chlorites du Lias se singularisent par leur richesse en magnésium.

Les chlorites du reste de la coupe ont une composition approximative comprise entre la précédente et :



La corrensite est limitée aux calcaires liasiques, où, parfois elle côtoie la chlorite magnésienne.

La smectite est présente dans plusieurs échantillons de la coupe, en particulier les R 330 et 331 prélevés au toit des calcaires massifs du Lias, le R 372 (37 % de smectite) provient des marnocalcaires aaléniens. Dans l'ensemble la nature de ces smectites n'a pas été étudiée en détail, cependant l'analyse à la microsonde de l'échantillon R 372 (effectuée à l'Université de Berne par R. Oberhänsli, que je tiens à remercier), a toutefois indiqué qu'il s'agit de smectite riche en aluminium donc à structure dioctaédrique. L'origine des smectites dans les sédiments jurassiques est discutée sous 2.4.5, où l'on conclut que les smectites des sédiments Aaléno - Bajociens sont très probablement sédimentaires alors que, par contre, celles du Lias pourraient être d'origine hydrothermale. Signalons que ces résultats s'accordent d'une communication orale de Kübler qui propose que les smectites d'origine hydrothermale sont trioctaédriques alors que les smectites sédimentaires sont dioctaédriques.

3.2.2 Coupe N° 2 (Localisation cf. Fig. 1 S)

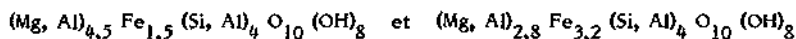
La Fig. 2 D présente l'évolution quantitative des minéraux dans cette coupe. Elle met en évidence l'abondance relative de la dolomite non seulement dans les assises du Lias, mais tout au long de la coupe. Des roches à structure turbiditique (R 178) peuvent contenir plus de 70 % de dolomite alors que les sédiments encadrants sont marneux. L'échantillonnage serré et aléatoire permet de visualiser l'évolution pulsative du contenu minéral qui correspond aux variations lithologiques observées sur le terrain.

Le quartz peut représenter jusqu'à 25 % du poids de la roche dans la formation de Tagoudite, 20 % dans les autres assises marneuses, mais sa teneur diminue sensiblement dès que la proportion de carbonate augmente. Les feldspath n'apparaissent en proportion décelable qu'à partir du Domérien. Ils représentent environ le 10 % pondéral dans les sédiments marneux et disparaissent à nouveau dans les lithologies calcaires du Dogger. Les argiles représentent fréquemment plus de 50 % de la roche dans les assises les plus marneuses, leur composition est la suivante: illite, chlorite, corrensite et smectite.

L'illite domine ici sur la chlorite et représente en moyenne le 70% de la fraction argileuse. La méthode des trois pics permet de constater que les illites de la fraction inférieure à 2 microns ont une composition homogène située à la limite (côté 001) du domaine des illites de référence, (Fig. 5 D). Les mesures de cristallinité effectuées sur les échantillons de cette coupe présentent une grande dispersion. La droite de régression linéaire, tracée en tenant compte de toutes les valeurs, possède un coefficient de corrélation de 0,7 et une pente de .21 Cl/Km. Les valeurs de cristallinité se situent entre .40 et .75Cl.

Puisque la CI de ce profil était entâchée d'une grande dispersion et pouvait se trouver influencée par la présence d'une intrusion (cf. 4.3.4.2), une nouvelle coupe (No 3) a été prélevée là où n'existait aucun corps intrusif. Les résultats de la mesure de la cristallinité (Fig. 10D) présentent une évolution plus linéaire et moins dispersée, quoique de même pente que dans le profil N° 2. La droite de régression linéaire avec un coefficient de corrélation de 0,8 évolue entre des cristallinités de ,30 et de ,75 sa pente est de 21 CI/Km. Pour cinq assises domériennes, j'ai pris soin d'échantillonner séparément la partie turbiditique et la partie de marne pélagique. J'ai ainsi pu vérifier une nette différence de cristallinité des illites contenues dans ces deux lithologies qui ont pourtant subi les mêmes conditions diagénétiques. La partie turbiditique calcaire présente en moyenne une cristallinité de ,08 meilleure que les marnes pélagiques, (Fig. 10 D).

La chlorite représente en moyenne le 27 % de la masse argileuse; sa proportion reste assez constante tout au long de la coupe mais présente toutefois un maximum (47%) dans les assises très argileuses du Toarcien moyen et supérieur. La présence de chlorite dans les calcaires massifs du Lias n'est basée que sur deux échantillons et la généralisation du phénomène devra être interprétée avec prudence. La minéralogie approchée d'après la méthode de Oinuma (Fig. 6 D) indique qu'il s'agit de chlorites trioctaédriques à tendance magnésienne. Les valeurs se placent sur la ligne des 12% d'intensité du pic à 4,7 Å. Ce fait indique un fort excès de cations bivalents dans les couches silicatées. Selon cette méthode, la composition chimique approximative de ces chlorites paraît être comprise entre :



La corrensite n'apparaît que dans un seul échantillon (R 163) prélevé dans un banc dont la nature turbiditique est prouvée par les structures sédimentaires.

La smectite se trouve exclusivement dans les assises biodétritiques et récifales du Bajocien, au sommet du profil. Bien que leur nature n'ait pas été étudiée, il s'agit probablement de smectite dioctaédrique.

3.2.3 Coupes N° 6 et 7 (Plate-forme) Localisation (Fig. 1 S)

Les résultats de l'analyse quantitative des minéraux composant ces roches sont représentés en Fig. 3 D. On y confirme la proportion élevée des carbonates dans les laciès massifs de la plate-forme et l'abondance relative des dolomies.

Dans le Jurassique, seules les marnes toarciennes contiennent une forte proportion de minéraux terrigènes. Un changement minéralogique radical se marque à partir des "Couches Rouges" par la forte proportion de matière terrigène et la présence de gypse.

Les carbonates s'épanouissent à nouveau dans les assises en dalles du Mésocrétacé.

L'illite représente en moyenne plus du 80 % de la fraction argileuse, et le 100 % dans les grès des couches rouges. Les illites se placent dans la même plage du diagramme ternaire (Fig. 5 D) que celle occupée par les illites provenant du bassin, on peut donc proposer une minéralogie comparable. Les mesures de cristallinité révèlent une évolution très rapide depuis les valeurs de la diagenèse profonde jusqu'à des valeurs élevées indiquant, à l'intérieur des feuillets, un fort désordre typique des illites de surface.

La chlorite représente le 10 à 15 % de la fraction argileuse, sa proportion atteint presque 30 % dans les marnes du Toarcien. La minéralogie interprétée d'après la méthode d'Oinuma se révèle identique à celle observée dans la coupe N° 2 (Fig. 6D).

La corrensite apparaît en proportion inférieure à 10 % dans deux échantillons et est en accord avec la forte tendance magnésienne observée pour les chlorites.

La smectite apparaît dans un échantillon (R 310) des "Couches Rouges".

La kaolinite abonde (80 %) dans l'échantillon R 306 et constitue ainsi une particularité minéralogique des calcaires du Mésocrétacé.

3.2.4 Conclusion

Le feldspath est le seul minéral qui présente une certaine corrélation stratigraphique puisqu'il apparaît massivement dès le Domérien.

L'étude pétrographique met en évidence les différences minéralogiques entre plate-forme et bassin. La dolomite, très abondante sur la plate-forme, n'est que rarement présente dans les sédiments du bassin. Elle y apparaît dans les calcaires massifs du Lias ou alors dans les turbidites des formations sus-jacentes ce qui suggère qu'une dolomitisation précoce a lieu sur la plate-forme.

L'illite est le phyllosilicate dominant dans les faciès carbonatés. Elle constitue la majorité du stock argileux dans le Lias inférieur et dans toute la pile sédimentaire de la plate-forme. Sa proportion, par rapport aux autres argiles, diminue dans une même formation, lorsqu'on se dirige vers le bassin. La fraction inférieure à 2 microns de tous les échantillons se regroupe dans un petit domaine situé à la limite supérieure (côté 001) de la plage des illites de référence. La comparaison avec la fraction inférieure à 16 microns (Fig. 7 D) montre que la fraction la plus grossière occupe un domaine plus étalé et situé entre les plages des illites et des phengites de

référence, ce qui évoque éventuellement un "héritage phengitique". Les néoformations, plus abondantes dans la fraction fine, tendent à s'enrichir en fer et magnésium donc à se rapprocher du domaine des biotites (cf. Fig. 34 Tr).

L'évolution quantitative de la chlorite est inverse de celle de l'illite, elle prend donc de l'importance dans les assises marneuses et en direction du bassin. Ceci confirme les observations de Studer (1980) qui indique que la chlorite est le minéral argileux dominant dans les sédiments du centre du bassin hautatlasique. Kübler, (communication orale, 1979), avait fait remarquer que la cristallographie des chlorites sédimentaires du Haut Atlas était bizarre puisque leur pic de diffraction à $14 \text{ \AA}$ était trop intense par rapport à celui de $7 \text{ \AA}$. La méthode d'Oinuma a permis l'interprétation de cette anomalie; elle nous a conduit à proposer qu'on est en présence d'un excès de cations bivalents dans la couche silicatée avec tendance magnésienne très marquée, particulièrement dans les échantillons de plate-forme et de bordure du bassin. Les diffractogrammes d'échantillons traités à l'éthylène-glycol présentent un épaulement vers les grands angles du pic à $14 \text{ \AA}$ de la chlorite, ce qui est typique des précorréensites. Ces dernières coexistent d'ailleurs souvent dans le même échantillon avec de la corréensite présente dans des roches dolomitiques. C'est l'une des occurrences couramment observées: un milieu sursaturé en Mg. La smectite est surtout présente dans les roches calcaires du Dogger du sommet des coupes où l'enfouissement trop faible (3 km pour Kübler 1980) n'a pas été suffisant pour provoquer leur disparition. Quelques occurrences situées dans les parties basses des coupes sont discutées dans 2.4.5.

3.3. EVALUATION DE L'ENFOUISSEMENT PAR LA CRISTALLINITE DE L'ILLITE (CI)

Avertissement : Cette étude a été entreprise en collaboration avec Y.A. Brechbühler (Thèse en préparation).

3.3.1 Introduction

L'évolution de la CI dans le Haut Atlas a déjà fait l'objet de plusieurs études qui ont conduit à des conclusions contradictoires.

Schaer et Persoz (1976) étudient un anticlinal associé à une petite intrusion basique située près de Ait el Abbas (cf. Fig. 3 T). Ils mesurent dans les sédiments marneux et marnocalcaires de cette structure, des CI correspondant à l'épizone métamorphique,

valeurs pour lesquelles on admet des températures de l'ordre de 280° C (Kübler 1966, Frey et al. 1980). Comme ils estimaient à 3 km seulement l'épaisseur totale de l'enfouissement, ils attribuèrent les cristallinités observées dans cette structure et aux alentours à un fort effet thermique des corps intrusifs.

Dans la région de Tounfite, située à 70 km à l'ouest du secteur de la précédente étude, Studer (1980) a pu échantillonner un profil lithologique de 8 km d'épaisseur. En mesurant la CI, il a pu montrer que celle-ci évolue d'une façon très continue depuis les sédiments les plus jeunes du profil (Bathonien) jusqu'aux plus anciens (Sinémurien), là la CI s'accorde avec un métamorphisme épizonal. En tenant compte de la portion de sédiments érodés au sommet du profil considéré, Studer conclut que toute l'évolution des CI observées dans ce profil et dans la région, doivent avant tout être attribuées à l'effet de l'enfouissement dans un régime géothermique normal.

Plusieurs raisons nous ont incité à entreprendre cette étude :

- Nous disposions d'un grand nombre d'analyses d'argiles,
- La région de notre étude se situe géographiquement entre celles des deux travaux cités plus haut et il nous paraissait intéressant d'éclaircir la controverse,
- Nous avons cherché à déterminer un critère permettant d'estimer l'enfouissement subi par les sédiments du Haut Atlas par la seule mesure de la cristallinité de l'illite qu'il contient. Dans la région étudiée, la couverture sédimentaire préservée de l'érosion ne dépasse jamais les 3000 m d'épaisseur. On pouvait se demander s'il était possible d'y envisager un remplissage comparable à celui qu'avait existé dans la région de Tounfite ou si des conditions fort différentes avaient prévalu au niveau de la partie S de l'auge atlasique.

3.2.2 Résultats

La CI a été mesurée systématiquement dans un large secteur qui traverse le Haut Atlas au SE de Midelt et correspond à la coupure régulière 1: 100'000 Rich. La méthode de mesure de la CI est décrite dans l'Annexe.

3.3.2.1 Transversement (Fig. 9 D3)

La formation grés-argileuse de Tagoudite (cf. 1.6) ne constitue pas seulement un excellent repère stratigraphique régional, mais elle possède aussi une lithologie très constante à travers tout le domaine étudié. Cette homogénéité sédimentaire

permet d'interpréter les éventuelles variations de CI en excluant un effet lithologique (Burst 1959). Nous avons ainsi échantillonné cette formation depuis la plate-forme N, à travers le bassin jusque sur la plate-forme S comme sur cette dernière, la formation de Tagoudite est absente, nous avons utilisé pour la comparaison les marnes de la formation suivante, qui ont l'avantage d'offrir une lithologie très analogue.

La Fig. 9 D3 présente la variation de la CI dans la formation de Tagoudite selon une transversale NS. On peut y reconnaître trois domaines majeurs correspondant parfaitement avec les domaines paléogéographiques reconnus sur le terrain. Le bassin s'individualise par rapport aux plate-formes par des bonnes CI qui marquent un maximum dans sa zone centrale. Les plate-formes sont caractérisées par des mauvaises cristallinités typiques de la diagénèse précoce.

3.3.2.2 Verticalement (Fig. 9 D1)

L'analyse de la CI du matériel provenant des coupes lithologiques (A à F en Fig. 9 D1 et 2; cf. aussi 3.2) situés dans la zone axiale du bassin, le talus et la plate-forme Sud conduit aux commentaires suivants :

- dans chaque profil, la CI s'améliore progressivement du sommet jusqu'à la base.
- l'amélioration de la CI en fonction de la profondeur est plus rapide dans la partie inférieure des profils (calcaires liasiques) que dans la partie supérieure (marnes et marnocalcaires post-toarciens),
- dans les différents profils les pentes marquant l'évolution générale sont semblables: 0,40 IC/ km dans la partie inférieure et 0,18 IC/ km dans la partie supérieure (exception profil F),
- chaque profil décrit une portion de l'évolution de la CI: ceux du bassin décrivent l'évolution anchizonale (0,25 à 0,42 CI) ceux du talus et de la plate-forme traduisent une évolution diagénétique (plus que 0,42 CI).

3.3.3 Discussion

La CI évolue en fonction de l'enfouissement (donc pression et température) mais la relation mathématique qui les lie n'est ni linéaire ni universelle (Kübler 1980): les courbes CI/enfouissement déterminées dans un bassin sédimentaire quelconque ne peut pas être transposée sans autre à un nouveau cas. Chaque bassin présente en effet ses particularités liées au type de sédiment, au gradient géothermique, à la migration des fluides etc.; ces paramètres complexes influencent la CI (Kübler 1966). Le seul

point constant c'est que dans chaque bassin la CI s'améliore avec l'enfouissement croissant selon la courbe représentée en Fig. 11 D dont l'échelle des profondeurs demande à être déterminée dans chaque cas. Dans cette tâche, nous nous sommes heurtés à deux difficultés :

- alors que normalement la fonction CI / profondeur dessine une courbe continue, nos courbes présentent un coude (Fig. 9 DI),
- du fait de l'érosion nos courbes sont limitées (jamais plus de 3 km) et nous ne disposons pratiquement jamais des roches qui en ont constitué les formations les plus jeunes

Le changement de pente qui détermine le coude dans l'évolution de la CI de nos profils trouve une explication géologique simple qui tient à l'échantillonnage : le coude marqué le net changement de lithologie qui sépare les sédiments marneux post-toarciens et les calcaires liasiques; ces derniers affleurent uniquement en situation anticlinale où des intrusions basiques ont parfois pris place (cf. 4.3.4.2) et pourraient y avoir augmenté le gradient thermique. Chaque profil a donc été séparé au niveau du Toarcien inférieur (formation de Tagoudite) en deux parties :

- une partie supérieure comprenant les sédiments marneux post-Toarciens qui affleurent dans les synclinaux,
- une partie inférieure comprenant les sédiments calcaires du Lias inférieur et moyen qui affleurent dans les anticlinaux.

Pour chacune de ces parties et pour chaque profil local, nous avons calculé la droite de régression (contrairement aux Fig. 1,2,3 et 10 D où nous en avons calculé une seule). En utilisant les parties supérieures des six profils disponibles, nous avons établi la Figure 12 D. Celle-ci a été dressée en utilisant :

- les parties supérieures des profils B et C qui sont équivalentes (leurs droites de régression se superposent); elles décrivent l'évolution de la CI entre 0,30 et 0,38 le long d'un segment de 2 km de l'enfouissement total,
- le profil d'où la CI évolue entre 0,35 et 0,55. Entre 0,35 et 0,38, il y a donc chevauchement avec le profil C, la zone de recouvrement permet d'effectuer leur assemblage et on connaît ainsi l'évolution de la CI sur une partie plus étendue de l'enfouissement total,
- les intersections avec les parties supérieures des profils E et F ont été effectuées de la même manière,
- le profil F présente des valeurs de CI typiques de sédiments qui ont subi un enfouissement très faible. Les calcaires crétacés au sommet de la coupe permettent d'estimer que l'épaisseur des sédiments érodés est au maximum de 1000 m.

Le point d'enfouissement "zéro" se situerait donc 1 km au plus au dessus du profil F.

La courbe composite ainsi obtenue (Fig. 12 D) représente la progression de la CI en fonction de la profondeur d'enfouissement. Puisqu'elle a été obtenue en utilisant les valeurs mesurées sur les sédiments marneux des synclinaux, elle reflète les conditions thermodynamiques des cuvettes synclinales du Haut Atlas dans le secteur étudié. Selon cette courbe, les meilleures cristallinités observées (0,25) sont atteintes dans ces sédiments lorsque ceux-ci ont subi un enfouissement de 8 km.

Sur le même diagramme, nous avons représenté la droite de régression linéaire calculée d'après les valeurs obtenues sur la série de Tounfite. Là les termes à mauvaise cristallinité ne sont pas présents du fait d'une érosion estimée à 2 km. La figure 12 D fait apparaître une concordance particulièrement satisfaisante entre les courbes d'évolution de la CI en fonction de la profondeur à Tounfite et à Rich. Dans les deux cas la pente moyenne est comparable et la CI de 0,25 s'obtient à des profondeurs comparables (8 km environ). Ainsi dans le Haut Atlas de Rich, dans les zones synclinales une subsidence aussi importante qu'à Tounfite a permis l'accumulation d'une série sédimentaire de puissance comparable. Dans ces secteurs, on peut définitivement exclure l'influence thermique des intrusions.

En disposant de la corrélation CI/enfouissement dans les sédiments marneux du Haut Atlas, il nous est maintenant possible d'interpréter l'évolution de la CI sur la transversale hautatlasique (Fig. 9 D3) qui a été mesurée dans le niveau marno-gréseux du Toarcien inférieur. Le résultat est présenté schématiquement par la Fig. 9 D4 :

- sur les plate-formes les marnes Toarciennes ont des CI auxquelles correspondent des surcharges inférieures à 2 km. Les valeurs de CI observées sur la plate-forme 5 sont très constantes ce qui confirme qu'elle s'est maintenue horizontale au cours de toute la sédimentation dans le Haut Atlas,
- dans le bassin les épaisseurs d'enfouissement ont été nettement plus élevées : 4 km aux bordures, 8 km au centre du bassin,
- au vu de la nette différence de CI, respectivement d'épaisseur des séries de plate-formes et bassin (Fig. 9 D3), nous avons introduit deux failles conjuguées comme l'avait déjà proposé du Dresnay (1975).

La courbe de la Fig. 12 D nous permet également d'estimer le gradient géothermique qui a régné dans les sédiments marneux des synclinaux du Haut Atlas au cours de leur diagénèse. Les marnes qui ont subi une surcharge de 8 km atteignent la limite anchizone/épizone (CI 0,25), pour laquelle on admet une température de l'ordre de 280° (Kübler 1966, Frey et al. 1980). On en déduit un gradient géothermique de 35°C/km

Les parties inférieures des profils (Fig. 9 D1) ont été échantillonnées dans les calcaires liasiques qui affleurent toujours en zone anticlinale. On y constate une évolution de la CI deux fois aussi rapide que dans les marnes des zones synclinales; elle peut être attribuée à différents facteurs :

- a) Amincissement tectonique post-diagénétique des flancs anticlinaux qui conduit au resserrement des isogrades.
- b) Effet de la lithologie plus calcaire des sédiments liasiques.
- c) Gradient géothermique plus élevé par effet thermique.

Le facteur a) peut être négligé puisque on n'observe presque jamais d'étirement et amincissement des flancs anticlinaux; il ne peut en tout cas pas à lui tout seul expliquer le gradient de CI observé.

Le facteur b) intervient généralement dans les premiers stades de la diagenèse où, à enfouissement égal, les calcaires présentent des meilleures CI que les marnes (Kübler 1980, Persoz 1980). Ce fait est interprété par Kübler (comm. orale) par la conservation des micas détritiques dans la "porosité fermée" des calcaires. Cette discrimination disparaît généralement dans des conditions métamorphiques croissantes au delà de l'anchizone, cas dans lequel se trouvent la plupart de nos profils.

Dans le bassin hautatlasique au N de Rich, Brechbühler (thèse en préparation) a pu montrer, en s'affranchissant de la lithologie, que le facteur c) joue le rôle principal. Nos analyses entreprises sur les sédiments infraliasiques (2.4.4.1) aboutissent aux mêmes conclusions.

3.3.4 Conclusion

La CI mesurée dans les séries carbonatées du Haut Atlas de Rich a donné des résultats cohérents et corrélables. L'évolution générale de la CI en fonction de la profondeur d'enfouissement a ainsi pu être construite à partir de plusieurs segments complémentaires, issus de profils lithologiques situés dans des niveaux diagénétiques différents. L'évolution ainsi obtenue concorde remarquablement avec celle observée 70 km plus à l'ouest, dans la région de Tounfite. Elle confirme des conditions diagénétiques semblables, ainsi qu'une surprenante homogénéité de la subsidence dans le bassin atlasique.

Les zones anticlinales présentent une évolution CI/ épaisseur plus rapide et il a pu être démontré qu'elles sont le lieu d'influences thermiques autres que celles attribuables à l'enfouissement seul, (Brechbühler, thèse en préparation et 2.4.4.1).

Une influence de la lithologie reste toutefois possible dans des sédiments qui n'ont pas atteint l'anchizone (profil E et F; Fig. 3 D et 10 D).

Les études précédentes citées en début de chapitre se révèlent ainsi complémentaires, chacune ayant considéré un des domaines séparément.

3.4 MESURES DE REFLECTOMETRIE

Pour essayer de tester par une méthode indépendante notre interprétation de l'analyse de la CI dans la région de Rich, tout particulièrement la partie "superficielle" de la courbe CI / enfouissement, nous avons essayé d'utiliser les mesures de réflectance de la vitrinite. A cet effet, nous avons récolté une vingtaine d'échantillons qui contenaient des débris charbonneux visibles à l'œil nu. Ce matériel a été analysé en réflectométrie par l'INRS, Georessources du Québec que nous tenons à remercier. Malheureusement les échantillons analysés n'ont révélé que très peu de vitrinite, alors que les inertinites étaient prédominantes. Dans la plupart des échantillons, il y a co-existence de fragments de bois et de "pyrobitumes" dont les pouvoirs réflecteurs sont très différents. L'ensemble des résultats a toutefois été présenté sur la Fig. 13 D. Le volet gauche représente la courbe CI / profondeur, telle que nous l'avons déterminée pour cette région de l'Atlas; le volet droit présente les valeurs de réflectance des différentes matières organiques (MO). Les échantillons, faisant partie des coupes D, E et F utilisées pour obtenir le diagramme CI / enfouissement (Fig. 12 D), sont reliés par un trait à la courbe de la CI. La position d'enfouissement des autres échantillons prélevés en dehors des coupes stratigraphiques mesurées, a été déterminée d'après leur CI. (En les plaçant en face de la valeur de CI correspondante sur la courbe, on se situe dans une marge d'erreur de ± 500 m selon la pente de la fonction CI / enfouissement). Il y apparaît une corrélation floue entre CI et R_o . Cette situation provient en grande partie probablement du nombre limité de mesures effectuées sur un même type de MO. Les trois valeurs obtenues à partir de la vitrinite s'alignent, elles, bien selon une droite. L'échantillon R 302 prélevé dans les calcaires mésocrétacés de la plate-forme Sud contient de la matière organique dispersée agglomérée à la matière minérale. Cet agglomérat est fluorescent dans le jaune orangé et semble donc très immature. Les rares fragments de "bitumes" altérés ont un pouvoir réflecteur (PR) de 0,2 - 0,3 %. Ceci tend ainsi à confirmer que la surcharge sur la plate-forme a été modeste et que la limite maximale de 1000 m que nous avons proposée (cf. 3.3.3) est une valeur raisonnable.

3.5 NEOFORMATIONS DE TECTOSILICATES

3.5.1 Introduction

Les analyses quantitatives (cf. 3.2) ont révélé que les sédiments carbonatés et marneux de l'Atlas de Rich contiennent toujours du quartz et très fréquemment du feldspath.

Schaer et Persoz (1976) affirment que dans les échantillons qu'ils ont analysés la taille du quartz et du feldspath ne dépasse jamais les 60 microns. Estimant que ces minéraux étaient détritiques, ces auteurs émettent l'hypothèse qu'il s'agirait de matériel arrivé dans le bassin à la faveur d'un transport éolien, proposition qui avait l'avantage d'éviter de faire transiter ces minéraux à travers la plate-forme presque purement carbonatée.

Les chercheurs qui ont travaillé par la suite dans l'Atlas de Rich (Feurer 1978; Bloch 1980; Studer 1980) ont remarqué qu'une partie des tectosilicates étaient de néoformation et que les oolites liasiques présentaient fréquemment un remplacement de la calcite par le quartz et le plagioclase acide. Ils envisagent cependant que le matériel quartzo-feldspathique a une origine détritique et serait parvenue dans le bassin par des courants de turbidité; une partie de ce matériel aurait ensuite subi une remobilisation donnant lieu aux épigénèses et néoformations.

3.5.2 Résultats

L'étude des lames minces m'avait déjà permis d'observer des individus de quartz et feldspath idiomorphes (cf. 1.3.3). Mais c'est surtout lors de l'étude des argiles par la méthode des plaques orientées du résidu de décarbonatation que j'ai constaté que les diffractions X du matériel feldspathique présentait toujours une anomalie dans l'intensité relative des réflexes. Le réflexe (040) en particulier de albite est toujours trop intense par rapport aux valeurs données par les tables (Fig. 14 D), ce qui suggère une orientation préférentielle des grains-cristaux selon la face (010). Cet arrangement peut provenir de l'expression du clivage selon le plan (010) lors du broyage de la roche (voir annexe) ou alors de cristaux idiomorphes couchés sur la grande face du prisme (010). Le quartz ne présente pas d'anomalie, indiquant une bonne proportion de grains isométriques. J'ai choisi des échantillons présentant l'anomalie décrite plus haut et situés tout au long de l'évolution diagénétique qui a pu être établie grâce à la CI.

Les résidus de décarbonatation d'échantillons contenant ces feldspaths ont subi une concentration des minéraux en grains (voir Annexe) qui ont ensuite été étudiés aux RX et au Microscope Electronique à balayage (MEB).

La diffraction X a été effectuée sur poudre désorientée pour obtenir des diffractogrammes "normaux" sur lesquels il est à la fois possible d'identifier les minéraux présents ainsi que de déterminer précisément la nature du feldspath (Fig. 15 D).

Le feldspath potassique est caractérisé par les pics 002 et 040 à $27,4^{\circ}$ 2 téta épaulent le pic du quartz. Les pics d'albite s'en séparent nettement en formant un pic individuel à $28,0^{\circ}$ 2 téta. Le diffractogramme du feldspath potassique analysé correspond exactement à celui de l'orthose parfaite d'après Jones & Taylor (1961) et Colville & Ribbe (1968), (Fig. 15 D). Les diffractogrammes de l'albite correspondent à celui d'une albite de basse température (Ribbe, Megaw et Taylor 1969) (distance entre le réflexe 131 et $\bar{1}\bar{3}1$ voisine de $1,1^{\circ}$ 2 téta), (Fig. 15 D).

La distribution albite/orthose a été indiquée sur les Fig. 1 D à 3 D. Une très bonne corrélation existe entre la présence d'orthose et le caractère carbonaté de la lithologie, ce résultat confirme les données de Feurer (1978) et Bloch (1980). Ces auteurs avaient remarqué que le feldspath potassique est caractéristique du Lias carbonaté alors que le plagioclase apparaît dans les sédiments marneux.

Les observations au MEB m'ont permis d'apprécier qualitativement le degré de néoformation (Fig. 16 D). Alors qu'à la base de la pile sédimentaire jurassique, les albites ont des formes cristallographiques parfaites et sont presque dépourvues de lacunes de croissance, leurs formes deviennent de plus en plus vagues lorsqu'on s'élève et se rapproche des roches qui n'ont connu que les conditions de la diagénèse superficielle. Dans les échantillons provenant de la plate-forme Sud, on observe le début des néoformations qui ont lieu autour de grains détritiques de quartz (Fig. 17 D); dans le bassin, ce minéral se présente sous forme de baguettes hexagonales idiomorphes. La néoformation du feldspath semble, par contre, se nourrir directement du matériel argileux pour ébaucher une charpente tridimensionnelle sommaire (Fig. 18 D). Dans ces conditions de diagénèse superficielle, j'ai découvert de la chlorite en accordéon (Fig. 17 D).

3.5.3 Conclusion

La pile sédimentaire de l'Atlas est caractérisée par une intense néoformation des tectosilicates, dont l'intensité peut être qualitativement corrélée avec la profondeur de l'entouissement. Le quartz de néoformation forme des couronnes autour des grains détritiques dans les niveaux les plus élevés, des baguettes idiomorphes dans les niveaux les plus enfouis.

Le feldspath suit aussi une progression entre des individus que n'évoque qu'une vague charpente imparfaite (Fig. 13 D), jusqu'aux cristaux idiomorphes qu'on trouve dans les niveaux les plus transformés, (Fig. 19 D).

Leur chimisme est lié à la lithologie, en effet, indépendamment du degré d'enfouissement, le feldspath potassique est associé aux calcaires et semble incompatible avec la présence de smectite; l'albite, par contre, se trouve dans les assises marneuses, donc riches en chlorite. Ces observations correspondent aux connaissances actuelles sur la néoformation des feldspaths. D'après Kastner (1971), on sait qu'en présence des éléments nécessaires, les feldspaths commencent à se former entre 25 et 100° C déjà, en donnant bien des individus de composition stoechiométrique et d'ordre interne parfait. L'activité du Na⁺ est plus forte dans les sédiments argileux et conduit à la formation préférentielle d'albite. L'activité du K⁺ l'emporte par contre dans les calcaires et permet la transformation des smectites en illites et la néoformation de feldspath potassique. A cet égard, l'échantillon R 330 (Fig. 1 D) constitue une exception puisque ce calcaire liasique a une paragenèse à albite, smectite et illite qui indique que l'activité de Na⁺ l'emportait. Ce fait pourrait trouver une explication dans l'hypothèse formulée sous 2.4.5 selon laquelle ces saumures chaudes et saturées en NaCl, issues de la formation infraliasique ont influencé les minéralisations dans les calcaires du Lias.

On pourrait aussi imaginer que la transformation de la smectite en illite est prioritaire : seulement s'il reste encore du potassium disponible il y aura formation d'orthose.

La néoformation de tectosilicates dans les sédiments calcaires et marneux du Haut Atlas est une réalité. Il est fort peu probable qu'elle se superpose à un apport éolien. Il faut plutôt envisager des redistributions de silice biodétritique, éventuellement terrigène, et de solutions alcalines pour la croissance de ces minéraux.

En raison de l'abondance des néoformations, les observations au MEB n'ont pas permis de confirmer une éventuelle composante éolienne dans le matériel détritique.

3.6 LES CARBONATES

Lors de l'analyse des diffractogrammes X de la roche totale en vue de la détermination qualitative et quantitative des minéraux (cf. 3.2), j'ai remarqué l'existence d'un pic à 30,85 ° 2 θ . Il apparaît surtout dans les échantillons de la plate-forme et son intensité est toujours relativement faible par rapport à celle du pic de la calcite ou de la dolomite. Il ne fait aucun doute qu'il s'agit aussi d'un carbonate, la position de ce pic correspondrait à celle de l'ankérite (Lippmann 1973).

J'ai aussi remarqué la tendance du pic de la calcite ($29,30^\circ$ 2 téta) à se déplacer en direction de celui de la dolomite. En mesurant ce déplacement par rapport à l'étalon interne constitué par le quartz, j'ai pu constater que celui-ci tend à augmenter en s'élevant dans la séquence lithologique. L'étude de ce phénomène nécessiterait un complément d'analyses à la microsonde par exemple.

3.7 CONCLUSIONS

La fraction argileuse du Haut Atlas de Rich est, indépendamment de la paléogéographie ou de la diagenèse, très monotone car composée essentiellement de chlorite magnésienne et d'illite.

Dans les illites la fraction inférieure à 16 microns indique une composante héritée à partir de phengites ou même de muscovites, alors que la fraction inférieure à 2 microns, davantage marquée par la néoformation, indique une composition très homogène d'illite à tendance ferromagnésienne. La mesure systématique de la cristallinité de cette dernière évolue en fonction de l'enfouissement avec une bonne corrélation et permet d'établir la courbe CI/ enfouissement depuis les valeurs de surface jusqu'au début de l'épimétamorphisme.

Cette méthode conduit à proposer que l'auge atlasique a recueilli durant le Jurassique et une partie du Crétacé, à la faveur d'une subsidence active, plus de 8 km de sédiments dans les synclinaux, dont 5 ont à ce jour été érodés.

Quartz et feldspaths présentent des formes idiomorphes qui soulignent l'importance des cristallisations authigènes. Dans le cas du quartz, les croissances se sont parfois faites sur des grains détritiques à la faveur d'apports provenant des spicules d'éponges et de radiolaires actuellement épigénisées en calcite. Tous les feldspaths semblent néoformés à partir du matériel argileux et des alcalins des eaux de formation.

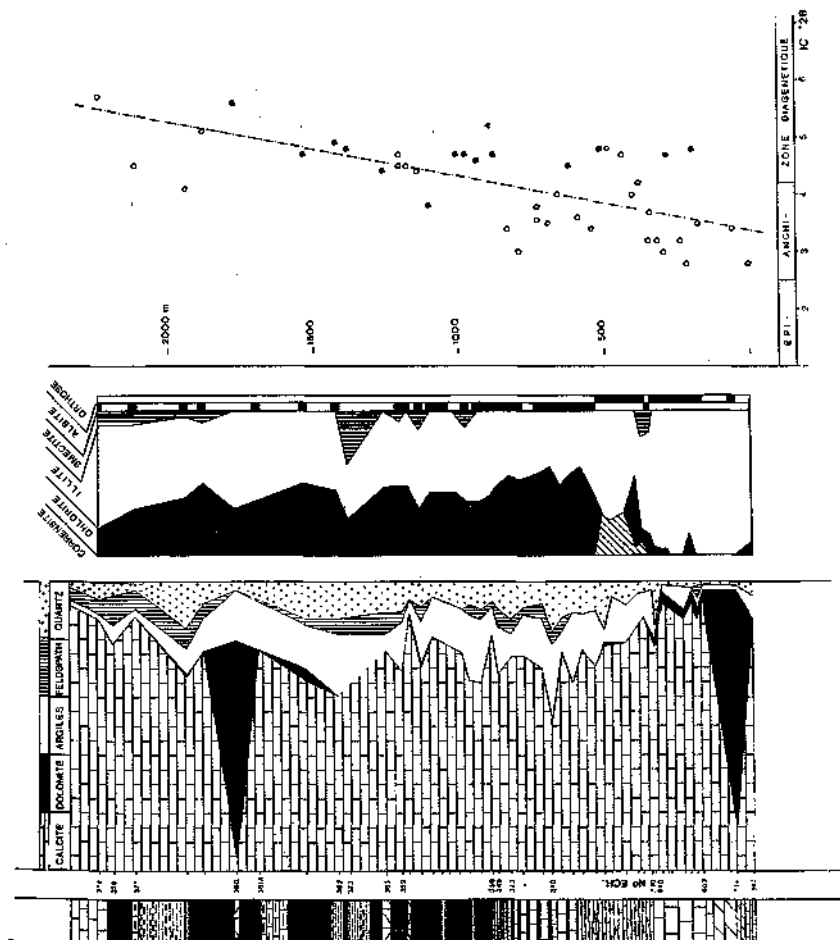


Figure 1 D : Dosage quantitatif des minéraux composant les sédiments de la coupe No 1, corrélié avec l'évolution de la cristallinité de l'illite.

○ calcaires ● marnocalcaires ▲ marnes

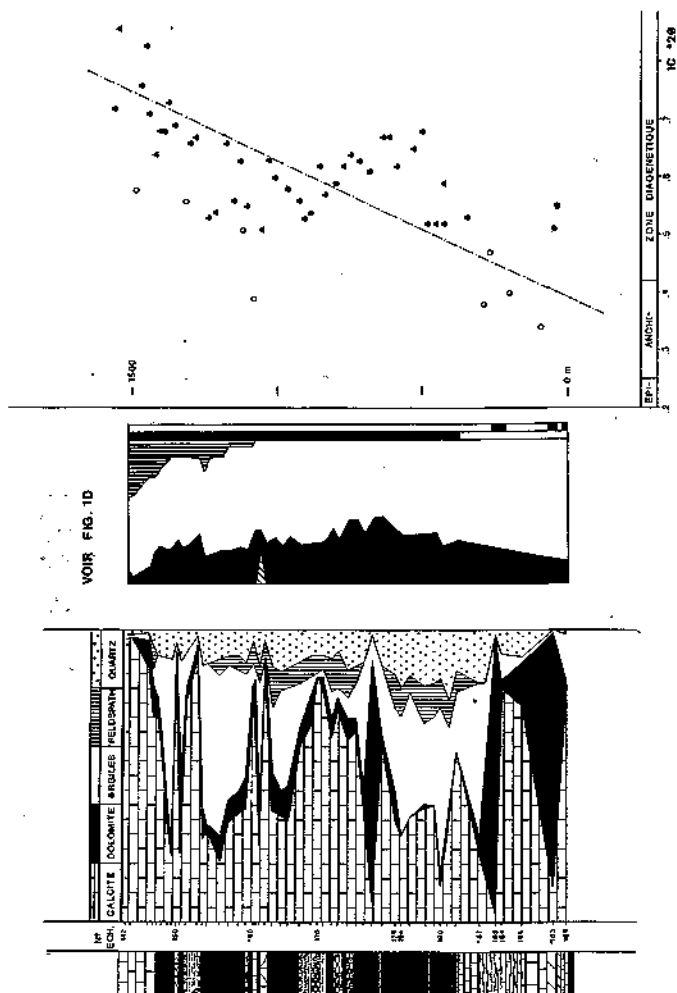


Figure 2 D : Dosage quantitatif des minéraux composant les sédiments de la coupe No 2, corrélié avec l'évolution de la cristallinité de l'illite.

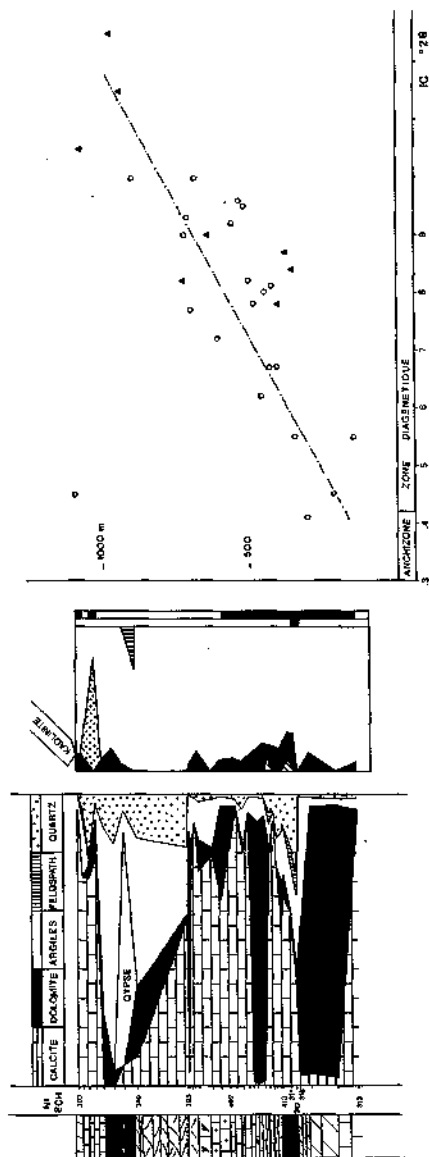


Figure 3 D : Dosage quantitatif des minéraux composant les sédiments de la coupe No 6, corrélé avec l'évolution de la cristallinité de l'illite.

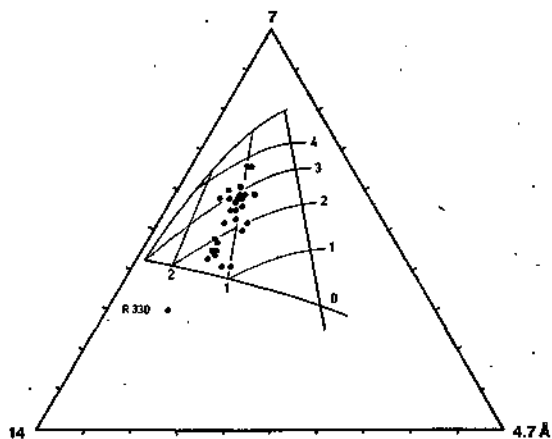


Figure 4 D : Les chlorites (fraction inf. à 2 microns) des échantillons de la coupe No 1 placées dans un diagramme d'Ohnuma et al. (1972).

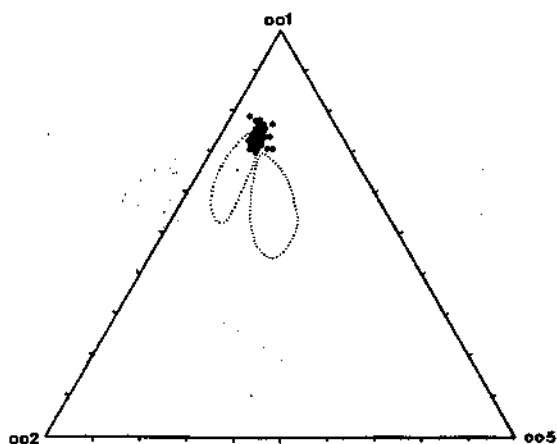


Figure 5 D : Les illites (fraction inf. à 2 microns) des échantillons des coupes 1, 2 et 6 placées dans un diagramme de Rey et Kübler (1982).

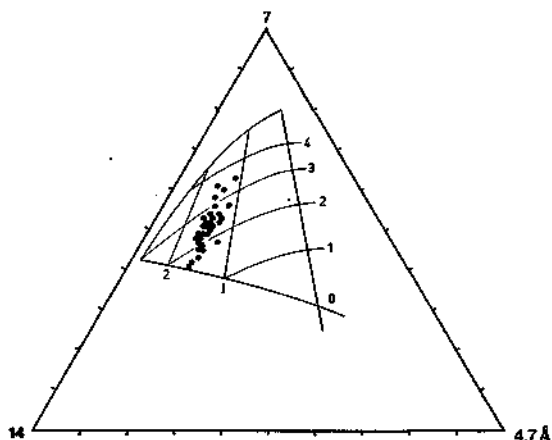


Figure 6 D : Les chlorites (fraction inf. à 2 microns) des échantillons de la coupe 2 placées dans un diagramme d'Oinuma et al. (1972).

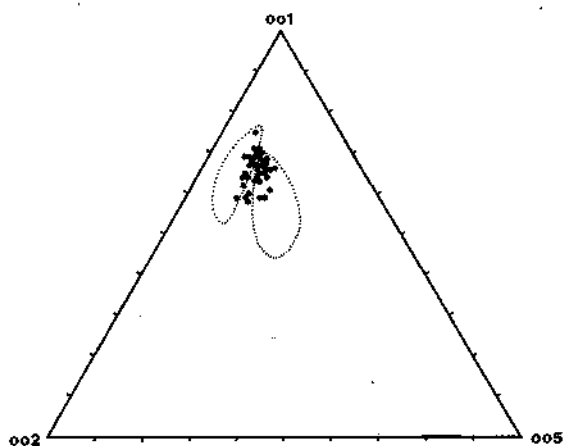


Figure 7 D : Les micas (fraction inf. à 16 microns) des coupes 1,2 et 6 placées dans un diagramme de Rey et Kübler (1982).

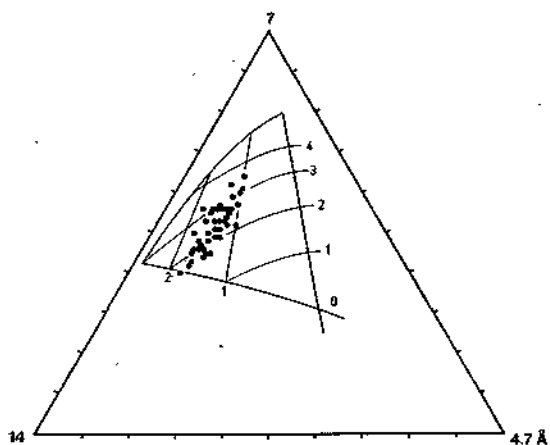
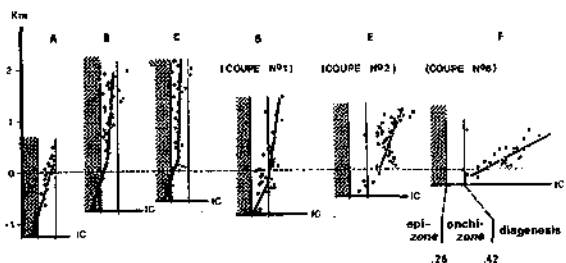
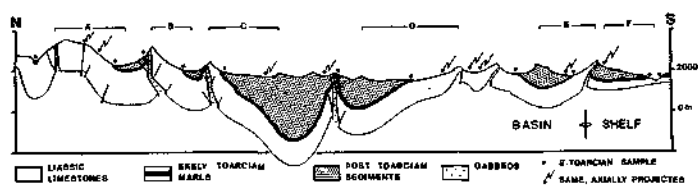


Figure 8 D : Les chlorites (fraction inf. à 16 microns) des échantillons des coupes 1, 2 et 6 placées dans un diagramme d'Ohuma et al. (1972).

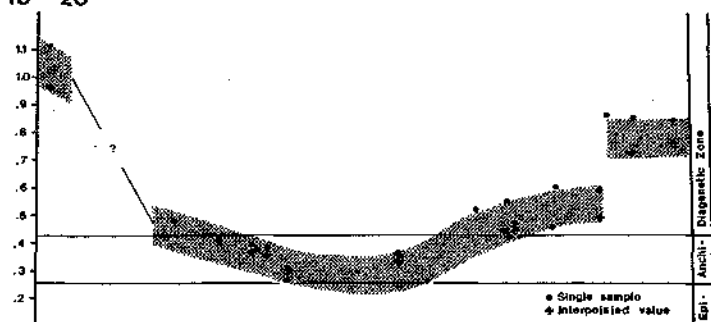


1

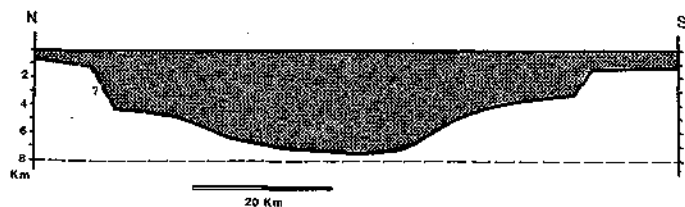


2

IC ° 20



3



4

Figure 9 D

←
Figure 9 D :

1) Evolution de la cristallinité de l'illite le long de la colonne sédimentaire dans les 6 profils locaux dont la situation est indiquée en 2). Les profils sont alignés (ligne traitillée) au niveau des marnes du Toarcien inférieur (isochrone régionale) qui marquent une rupture dans la pente de la droite de régression $CI = f$ (enfouissement).

△ marnes

○ calcaires

2) Profil géologique schématisé (échelle verticale doublée) à travers le Haut Atlas de Rich avec la situation des profils locaux et des échantillons prélevés dans le niveau marneux du Toarcien inférieur.

3) Evolution de la CI dans les marnes du Toarcien inférieur à travers le Haut Atlas de Rich. Les illites des marnes du centre du bassin présentent des bonnes cristallinités caractéristiques de la limite anchizone-épizone; les illites des échantillons prélevés sur les plateformes N et S s'en détachent nettement par les mauvaises cristallinités typiques de diagénèse précoce.

4) Estimation de l'enfouissement subi par les marnes du Toarcien inférieur lors de la surcharge sédimentaire maximale au Crétacé. Cette figure, qui correspond à une coupe à travers le bassin, est obtenue à partir de la précédente (3) à l'aide de la Figure 12 D qui détermine le lien entre CI et enfouissement dans l'Atlas de Rich.

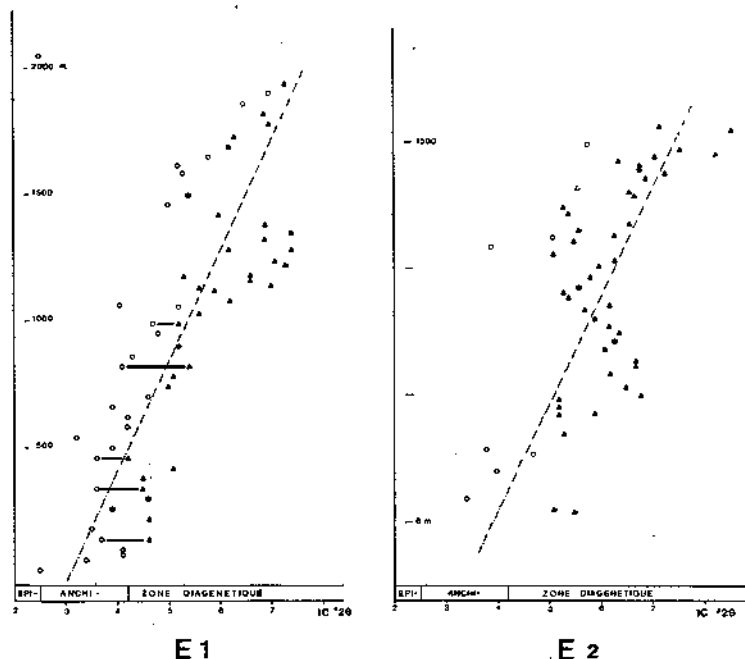


Figure 10 D : Evolution de la CI de la coupe 3 (E1) comparée à celle de la coupe 2 (E2) faisant ressortir la similitude de la pente de la droite de régression linéaire (---). Celle-ci a été calculée en tenant compte de tous les échantillons de la coupe. Dans le profil E1 on a relié par un trait les valeurs mesurées sur la partie turbiditique calcaire et marno-pélagique.

○ calcaires ● marnocalcaires ▲ marnes

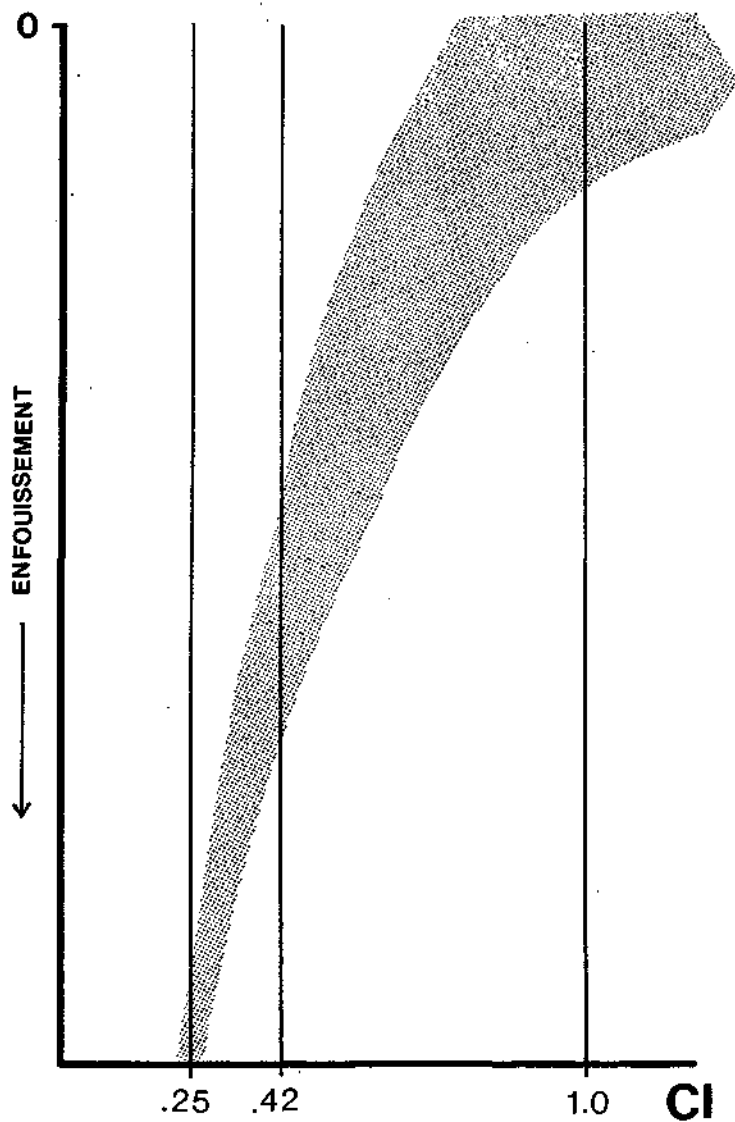


Figure 11 D : Schéma général de l'évolution de la CI en fonction de la profondeur d'enfouissement (d'après Kübler, 1966).

PROFONDEUR D'ENFOUISSEMENT
Km

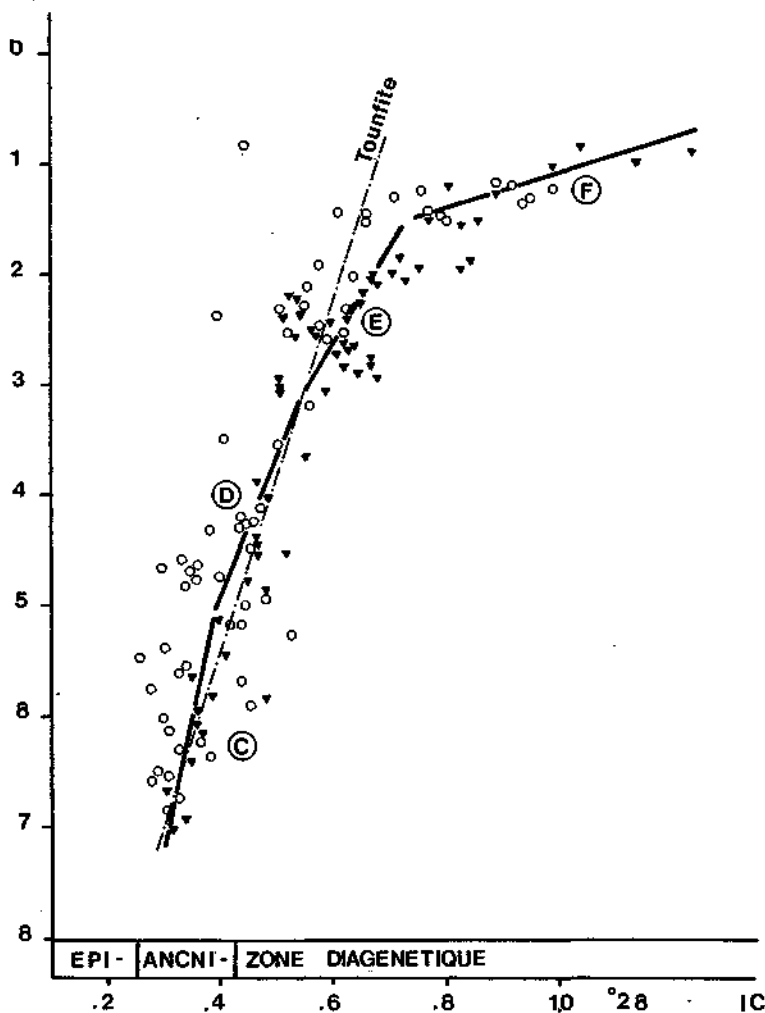


Figure 12 D : Evolution de la CI dans les sédiments marnocalcaires des synclinaux atlasiques, construction graphique à partir de 4 profils différents. En traitillé la droite de régression du profil de Tounfite (Studer, 1980).

○ calcaires ▲ marnes

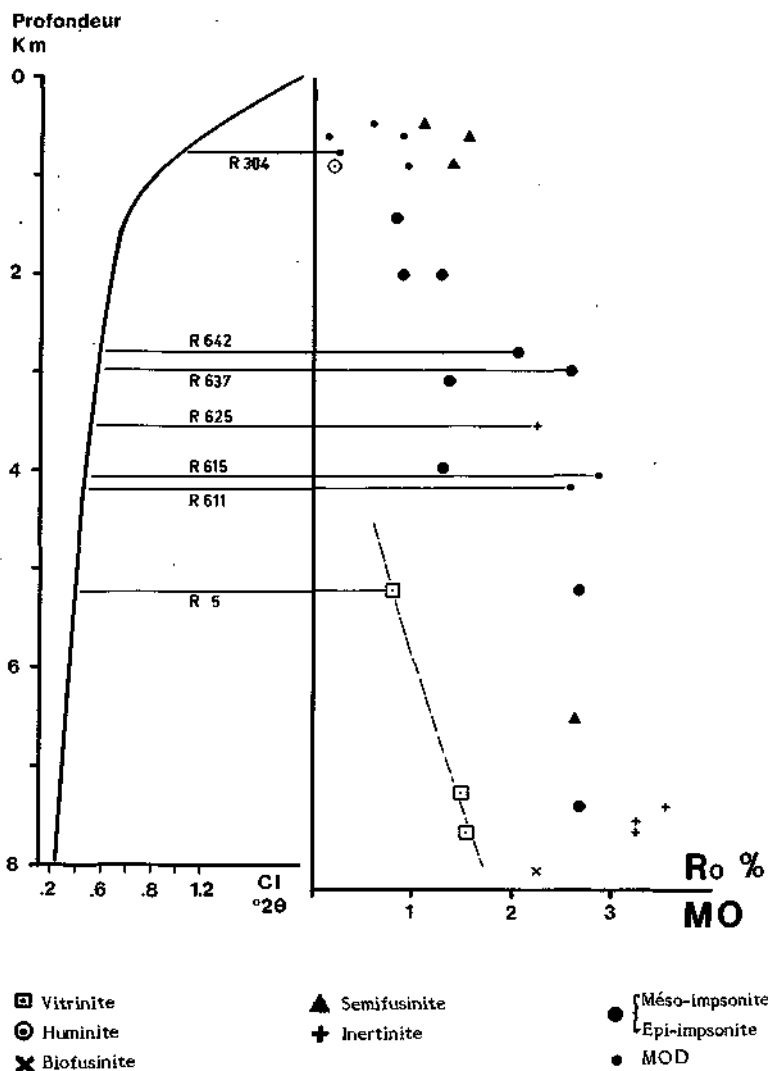


Figure 13 D : Comparaison de l'évolution de la matière organique par rapport à celle de la CI. Les échantillons reliés à la courbe de la CI font partie des coupes sédimentaires étudiées, les autres ont été placés d'après leur CI.

LISTE DES ECHANTILLONS

N° Echantillon	CI	Matière organique	Ro %	Localité
R 5 A	0,38	Méso-impsonite Vitrinite	2,66 0,80	Coupe N° 1
R 304 A	1,10	M.O.D.	0,25	Coupe N° 7 (Crétacé Plate-forme S)
R 611 A	0,30	M.O.D. isotrope	2,56	Coupe N° 3
R 615 A	0,33	M.O.D. isotrope	2,88	Coupe N° 3
R 625 A	0,42	Inertinite	2,24	Coupe N° 3
R 637 A	0,53	Méso-impsonite	2,60	Coupe N° 3
R 642 A	0,57	Epi-impsonite	2,06	Coupe N° 3
R 772 A	?	Albertite	0,59	Crétacé de la plate-forme N (Aouli)
		Semi-fusinite	1,09	
R 773 A	1,40	Epi-impsonite	0,93	Atlas de Beni Mellal
		Sémifusinite	1,60	
		M.O.D.	0,15	
R 774 A	1,14	Huminite/ Albertite	0,23	Atlas de Beni Mellal
R 774 B	1,14	Vitrinite et		
		Pseudovitrinite	0,96	Atlas de Beni Mellal
		Semi-fusinite	1,40	
R 775 A	0,78	Albertite ou		
		Epi-impsonite	0,82	Atlas de Beni Mellal
R 776 A	0,48	Epi-impsonite	1,29	Atlas de Beni Mellal
R 777 A	0,57	Epi-impsonite	1,37	Atlas de Beni Mellal
R 778 A	0,66	M.O.D.	1,27	Atlas de Beni Mellal
R 778 B	0,66	M.O.D.	0,91	Atlas de Beni Mellal

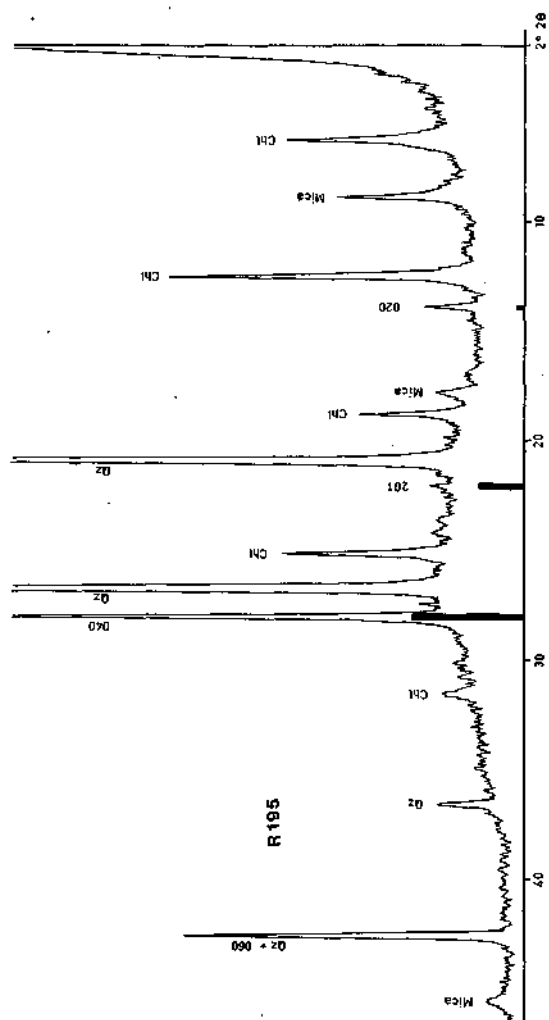


Figure 14 D : Diffractogramme RX d'une plaquette à matériel orienté illustrant l'intensité anormale du pic 020 (et ses multiples) de l'albite comparée aux intensités habituelles des pics principaux (traits noirs).

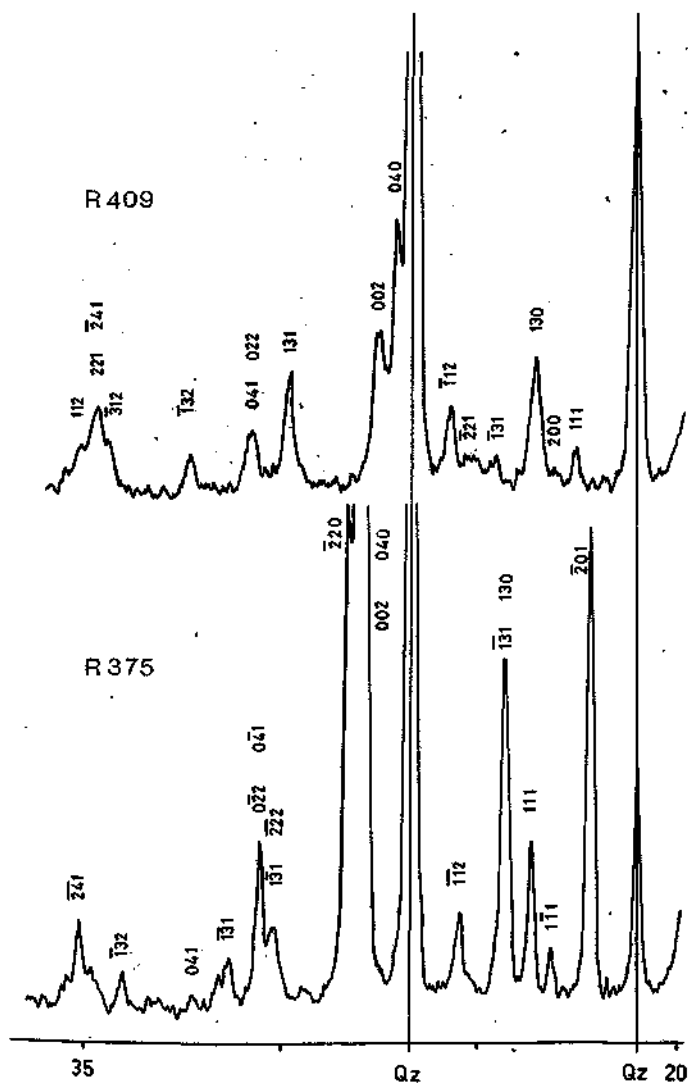
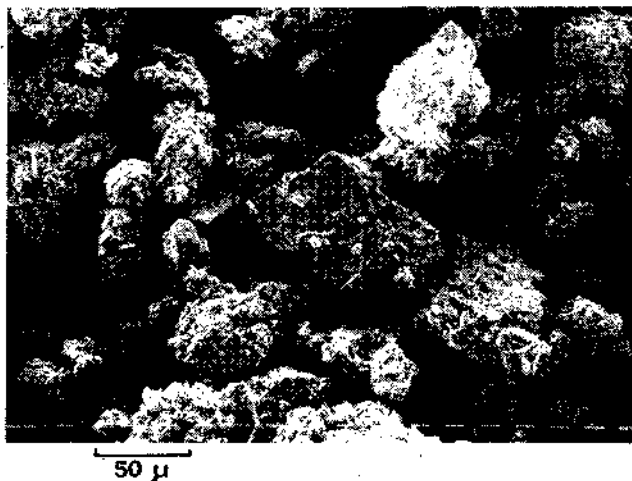


Figure 15 D : Portions de diffractogrammes RX de préparations désorientées illustrant les pics caractéristiques de feldspath potassique (R 409) et de l'albite (R 375).

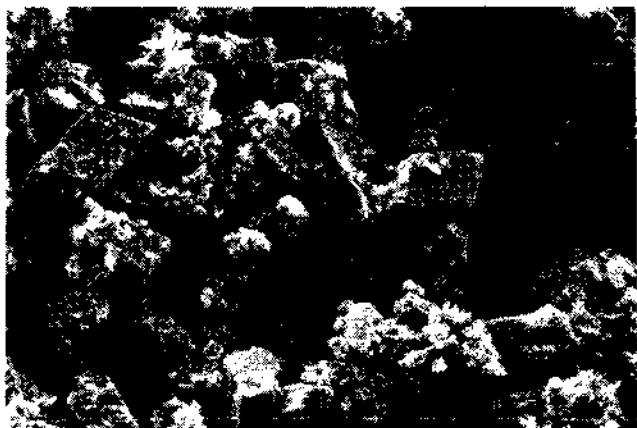
Figure 16 D : Photos au MEB des résidus de décarbonatation (feldspaths) illustrant la progression de l'authigénèse en fonction de l'enfouissement



A) de l'échantillon R 751, dont l'enfouissement maximum n'a pas dépassé 1 km.



B) de l'échantillon R 320, dont l'enfouissement maximum peut être estimé à 2,5 km.



50 μ

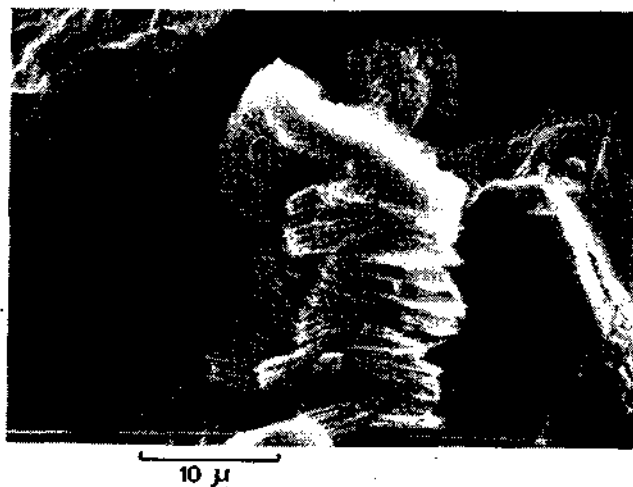
Figure 16 D :

C) de l'échantillon R 377, dont l'enfouissement
est évalué à 4 km.

Figure 17 D : Photos au MEB des résidus de décarbonatation, détail de l'échantillon R 751 prélevé dans les "couches rouges" de la plateforme S (enfouissement voisinant le km.)



A) grain de quartz détritique avec couronne de néoformation



B) paquet de chlorite néoformée en accordéon

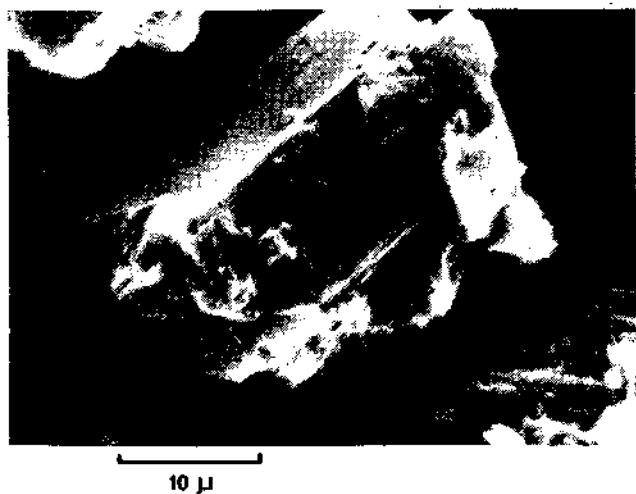
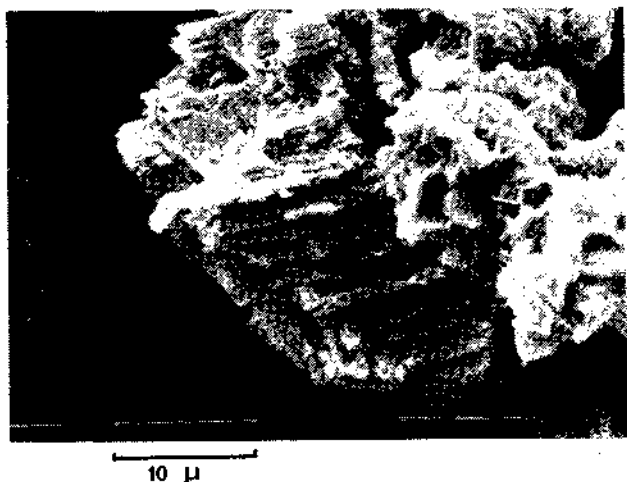


Figure 18 D : Photos au MEB du résidu de décarbonatation de l'échantillon R 409 prélevé dans les calcaires aaléniens de la plateforme S, illustrant des stades précoces et incomplets de l'authigénèse de feldspaths potassiques (enfouissement voisinant 2 km).

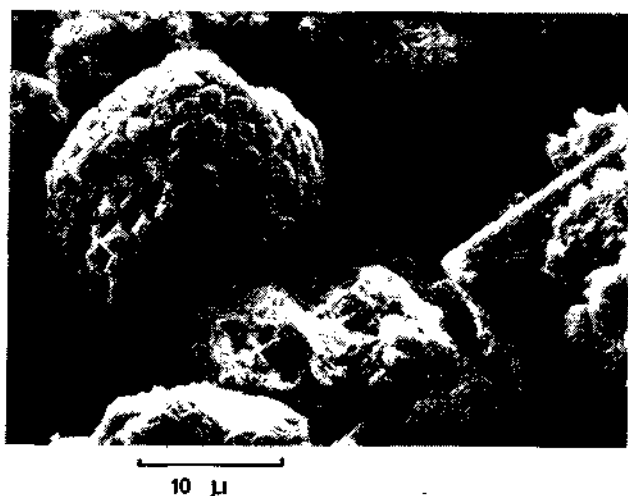


Figure 19 D : Photos au MEB du résidu de décarbonatation de l'échantillon R 375, prélevé dans les calcaires bajociens du bassin, illustrant les formes idiomorphes d'une néoformation d'albite ainsi qu'une sphérule de sulfure (sulfure framboïdal) (enfouissement voisinant 4 km).

ANALYSES DES ARGILES (Fraction inférieure à 2 microns)

COUPE N° 1

N° Echantillon	CHLORITE			ILLITE				DIVERS	ECART (mètres)		
	Cristallinité	14 Å	7 Å	Cristallinité	001 Å	002 Å	005 Å				
367				2,7					60		
114				3,6	72	12	16	.16	163		
603				3,5	72	19	9	.26	20		
604				4,8	69	22	9	.31	25		
605				2,8					25		
606				3,2	67	22	11	.33	43		
607				4,7	71	20	9	.28	10		
608				3,0	72	19	9	.26	20		
609				3,2	65	24	11	.37	25		
610				3,7	73	18	9	.24	10		
330	4,4	57	30	13	3,2	72	18	10	Corrensite Smectite	10	
331					4,2				Corrensite Smectite	30	
332	2,6	38	40	22	4,0				Corrensite	20	
333					4,7			.29	Corrensite	40	
334					4,8			.30	Corrensite	50	
335	5,4				4,8	74	19	7	.25	25	
336	2,7	40	41	19	3,4					43	
337	2,4	40	44	16	3,6					35	
338	2,2	28	56	16	4,5			.28		35	
339	2,4	30	55	15	4,0	71	17	12	.23	Corrensite	35
340	1,7	26	59	15	3,5					35	
341	2,9	40	45	15	3,8					65	
342	2,3	42	43	15	3,0	72	19	9	.27	40	
343	3,1	40	45	15	3,4					45	
349	2,2	27	59	14	4,7					40	
350	2,7	30	58	12	5,2				Smectite	40	
351	2,5	29	60	11	4,6					40	
352	2,6	32	58	10	4,7				Corrensite Smectite	35	
353	2,4	29	57	14	4,7	74	16	10	.21	90	
356	2,8	31	55	14	3,8					40	
357	2,9	38	47	15	4,4				Smectite	40	
358	3,0	31	50	19	4,5					25	
359	2,2	31	53	16	4,5				Smectite		
383	3,2	34	52	14	4,4					55	
372	3,4	38	48	14	4,8	72	20	8	.28	Smectite	125
382	2,8	28	58	14	4,9					40	
381	2,2	22	66	12	4,7					110	
380	3,0	24	59	17	5,6					240	
379	2,3	21	66	13	5,1				Smectite	110	
378	2,1	29	52	19	4,1	71	19	10	.27	Smectite	60
377	2,5	26	61	13	4,5	76	17	7	.22	Smectite	175
375	3,0	27	58	15	5,7	76	16	8	.21	Smectite	125

ANALYSES DES ARGILES (Fraction inférieure à 2 microns)

COUPE N° 2

N° Echantillon	CHLORITE			Cristallinité	ILLITE				DIVERS	ECART (mètres)
	14 Å %	7 Å %	4,7 Å %		Cristallinité	001 %	002 %	005 %	002/001	
143					7,6	77	13	10	.17	15
146	29	60	11		8,3	79	17	4	.21	13
147	30	56	14		7,1	78	15	7	.19	20
148	35	54	11		6,4				.19	15
149	37	53	10	3,6						13
150	35	53	12	1						15
151	39	49	12	2,8						20
152	37	52	11	3,6						15
153	33	53	14	3,4						20
154	47	41	12	3,6						15
155	45	42	13	4,9	6,7	73	18	9	.25	45
156	40	49	11	4,1	5,3	73	18	9	.25	25
157	36	51	13	4,2	5,4	77	16	7	.21	40
158	38	51	11	4,3	6,6					25
159	40	48	12	3,6	5,6					20
160	40	49	11	3,9	6,3	78	16	6	.21	10
162	33	54	13	3,4	5,1	74	17	9	.23	35
164	46	41	13	3,8	3,9					30
165	41	47	12	4,3	5,1	71	20	9	.29	25
166				4,8	6,3					25
167	41	47	12	4,4	6,0	75	17	8	.22	40
168	41	45	14	4,9	5,8	77	15	8	.19	40
169	41	48	11	3,7	5,6				.20	20
170	43	43	14	4,3	5,3					20
171				4,7	5,4				.28	30
173	41	46	13	4,2	5,7				.28	35
174	41	46	13	4,2	5,9	72	19	9	.26	30
175	38	49	13	4,4	6,2	72	19	9	.27	25
176	36	52	12	4,5	6,4	74	18	8	.24	30
177				4,7	6,3				.32	35
178	37	50	13	4,4	6,1	72	20	8	.27	45
179	34	52	14	4,2	6,7	74	18	8	.24	50
193	3,9	37	51	12	6,2	75	17	8	.20	55
192	3,0	32	58	10	6,5	74	17	9	.24	30
191	3,1	25	63	12	6,8	76	17	7	.22	20
190	3,4	40	48	12	5,2	71	19	10	.26	30
189	2,8	30	61	9	5,2	74	15	9	.20	25
188	3,0	33	56	11	5,6	71	16	13	.20	80
187					5,3	76	16	8	.21	55
186					4,0	74	18	8	.24	20
185					3,8	70	20	10	.29	70
184					4,7	78	15	7	.19	100
183					3,4	71	20	9	.28	45
182	3,4				5,1					

ANALYSES DES ARGILES (Fraction inférieure à 2 microns)

COUPE N° 6

N° Echantillon	CHLORITE			ILLITE				DIVERS	ECART (mètres)	
	Cristallinité	14 A %	7 A %	4.7 A %	Cristallinité	001 %	002 %			005 %
303					4.5					15
304	3.8				10.5			.33	Smectite	20
305										25
306	1.8								Kaolinite	25
307	3.4							.25		35
308					13.5			.24		35
309					11.5					45
310					10.0				Smectite	45
395					8.2					170
396					9.0					5
397					9.3					10
398					7.7					15
399					10.0					45
400					9.0					30
401					7.2					30
402										20
403					9.2					25
404	5.5				9.6					20
405	5.0				9.5					15
406	4.3				8.2					15
407	4.4 44 38 18				7.8					25
408	2.9				6.2					15
409	6.9				8.0				Corrensité	10
410	5.2				6.7					15
411	5.2				7.9					15
412	4.8				6.7					5
413					7.8					25
311	5.2 40 52 8				8.7				Corrensité	20
312	3.6 22 60 18				8.4					10
316					5.5					10
315					4.1					40
314					4.5					90
313					5.5					70

4.1 INTRODUCTION

Au cours de ces dernières années, la Haut Atlas a été l'objet de plusieurs études de caractère régional où l'histoire de l'évolution tectonique représentait l'un des thèmes centraux (Laville 1978; Studer 1980; Monbaron 1982). Tous ces travaux soulignent le caractère synsédimentaire des mouvements qui ont dessiné les éléments de la chaîne et s'accordent sur l'importance des mouvements décrochants qui en sont responsables. Par contre, à l'échelle de la chaîne comme de l'Afrique du N en général, l'âge des déformations ne fait pas l'unanimité. Un résumé des différents modèles proposés à ce jour a été présenté par Monbaron (1982).

Dans la région de Rich, la chaîne est formée d'une suite de larges surfaces subtabulaires en forme d'auges synclinales peu marquées qui sont limitées par des zones anticlinales fortement redressées. Au coeur de ces dernières structures dissymétriques ont pris place des intrusions basiques dont l'âge et surtout les relations avec la tectogenèse de l'Atlas sont toujours discutées. Sur le pourtour de l'une d'elles, Schaer et Persoz (1976) ont remarqué l'existence d'une schistosité subverticale que ces auteurs ont mis en relation avec le régime thermique et les contraintes qui ont accompagné la mise en place de ces masses ignées. La signification de la schistosité dans le Haut Atlas, les phénomènes des déformations, l'évolution dans le temps, ses liens avec les intrusions a reçu des solutions diverses qui ne sont souvent pas compatibles entre elles. Afin d'aborder ce problème d'une façon différente, nous avons pensé qu'il était utile d'apporter des informations nouvelles, en tenant une étude attentive de la schistosité. Celle-ci offre dans le Haut Atlas quelques particularités qu'il était nécessaire de préciser. Cela nous a conduit à montrer que les calcaires et surtout les marnes ont souvent subi des déformations intenses qui ont fortement modifié la forme des objets (ammonites). Bien que ces mécanismes de déformation ne sont pas encore connus, il faut, dans le Haut Atlas, admettre des déformations ductiles fort différentes de ce que l'on connaît dans les plis de pays de couverture déformée sous faible surcharge, ce qui était normalement admis pour l'Atlas.

Notre démarche reprendra tout d'abord des généralités sur la structure; nous nous arrêterons ensuite, quelque peu, sur les déformations que le Haut Atlas a connus tout au long de l'histoire sédimentaire de son auge subsidente. Dans cette perspective, nous examinerons l'influence des intrusions basiques puis nous aborderons les questions liées au développement de la schistosité dans la chaîne. Nous terminerons, avant de développer nos conclusions, par quelques observations de caractère général.

4.2 DESCRIPTION STRUCTURALE

Dans la partie centrale du Haut Atlas, où se situe la région étudiée, l'orientation générale de la chaîne est presque E - W. Les anticlinaux, les synclinaux et les failles principales sont généralement orientés selon deux orientations structurales prédominantes : l'une à 070° est très constante, l'autre peut varier entre 010° et 040°. Une troisième apparaît parfois à 140°.

La direction 070°, n'est que légèrement oblique à celle de la chaîne, elle est matérialisée par la direction axiale des synclinaux, par la trace du plan axial des anticlinaux et par les failles en terminaison de ceux-ci.

Les synclinaux sont des structures très larges, en moyenne 8 km, au fond faiblement ployé, dont l'axe se prolonge sur plusieurs dizaines de kilomètres (synclinal de Gara Seddour). Les sédiments qui y affleurent sont les marnes et marnocalcaires d'Agoudim souvent coiffés par une corniche récifale résistante qui contrôle la vitesse d'érosion et permet de maintenir de vastes synclinaux perchés dont la direction axiale est généralement 070° E. Quelques synclinaux sont presque aussi larges que longs, ils se présentent comme des cuvettes de forme losangique de taille plurikilométrique; leurs bords suivent, deux à deux, respectivement l'orientation 010 - 040° E et 070° E. (Azag n'Oufelloussene, coord. : 588.0 / 185.0, Fig. 5 T).

Les anticlinaux peuvent être subdivisés en :

- anticlinaux principaux ou plis-faille
- anticlinaux secondaires ou adventifs

Les anticlinaux principaux forment des structures étroites (en moyenne 2 km) aux flancs redressés; ils peuvent s'étendre longitudinalement sur plus de cent kilomètres. Ces structures ne présentent jamais de voûte anticlinale continue puisque leur plan axial est toujours matérialisé par une faille à fort pendage, parfois chevauchante vers l'extérieur de la chaîne. Le plan de faille est généralement souligné par des roches de la formation infraliasique bréchifiées (cf. 2.2.2), parfois par des intrusions gabbroïques lenticulaires qui seront discutées plus loin. Il ne s'agit donc pas d'anticlinaux au sens classique du terme, mais plutôt d'anticlinaux - faille de type éjectif auxquels la notion d'axe ne peut théoriquement pas être appliquée. L'orientation de ces structures peut néanmoins être définie par la trace du plan de faille : la tendance prédominante est 070° E avec de courts segments peuvent s'ordonner selon la direction 040° E (Fig. 2 T : coord. 555.0 / 160.0; Fig. 9 T : 600.0 / 207.0 ...).

Les terminaisons des plis-faille, ou anticlinaux principaux, présentent généralement un fort "plongement axial" (40 - 60°) qui se marque par la brusque disparition de

l'ossature calcaire liasique, qui forme le coeur de l'anticlinal, sous les marnes aaléniennes de la formation d'Agoudim. Ces dernières ne sont pas plissées en une structure comparable à celle formée par les calcaires liasiques, mais elles sont dérangées par un accident vertical qui se place sur la prolongation de la faille axiale de l'anticlinal. L'accident se poursuit dans les formations du Dogger sur plusieurs kilomètres, voire dizaines de kilomètres, en allant fréquemment rejoindre une autre structure anticlinale. C'est le cas de la faille reliant la terminaison E du Jebel Bou Hamid (coord. : 595.0 / 184.0) avec le petit anticlinal du Jebel Amrhar (604.0 / 191.0, Fig. 9 T) ou de celle qui relie la terminaison de l'Aari Mdourt (584.0 / 200.0) et l'anticlinal de Mouguer-Ait el Abbas (coord. : 589.0 / 201.5, Fig. 5 T).

Signalons que dans la partie W de la feuille Rich (Fig. 2 T) quatre terminaisons anticlinales sont alignées selon la direction 010° E. Il s'agit de la terminaison E du Jebel Serdrar (coord. : 549.9 / 159.0), de la terminaison W du Chaïnon du Jebel Bou Hamid (550.0 / 166.0), de la terminaison E du Jebel Tagountsa (coord. : 550.0 / 178.0) et de la terminaison W de Ikhef n'Oujane (coord. : 554.0 / 187.0). Cette ligne s'anastomose dans la branche SW - NE du chaînon Assamer - Afadai (coord. : 555.0 / 198.0). Les deux derniers anticlinaux sont situés dans la moitié N de la feuille Rich étudiée par Brechbühler (thèse en préparation).

Par anticlinaux secondaires, nous désignons des anticlinaux longs entre 10 et 15 km qui apparaissent, telles des structures adventives, sur le flanc des anticlinaux principaux. (Takellalt - Akerbab, coord. : 560.0 / 174.0). Ils ont la même orientation axiale moyenne que celle de la structure dont ils sont les hôtes et, fait intéressant, ils présentent une voûte continue. L'anticlinal du Takellalt - Akerbab est présente en détail sous 4.5.

4.3 PREUVES DE MOUVEMENTS SYNSEDIMENTAIRES

Toute l'histoire sédimentaire du bassin atlasique a été perturbée par des mouvements qui se marquent par des discordances progressives des grabens, des érosions et conglomérats. Cette activité synsédimentaire est également responsable des glissements sous-marins et des courants de turbidité (du Dresnay 1975; Studer 1980; Monbaron 1982).

4.3.1 Pendant la sédimentation carbonatée

D'après du Dresnay (1975), le sillon hautatlasique était séparé des deux plateformes N et S par des failles normales conjuguées; celles-ci auraient été actives pendant la subsidence différentielle qui est apparue dès le Lias moyen. Dans le secteur étudié,

le passage de la plateforme S au bassin s'effectue le long d'une ligne appelée "faille sudatlantique". Les déformations tardives le long de cet accident ont été suffisamment importantes pour qu'elles rendent difficile la mise en évidence d'une faille normale synsédimentaire. Dans la zone de passage entre les deux domaines paléogéographiques, on observe le mélange de sédiments pélagiques et de matériel néritique, ce dernier est sous forme de blocs et d'olistolithes (cf. 1.4.2). Ces observations suggèrent la présence de failles normales, mais ne sont pas incompatibles avec l'existence d'une simple flexure durant les temps Jurassiques.

Dans le bassin, les sédiments du Lias moyen sont strictement limités aux affleurements des zones anticlinales. On y découvre localement des rapides variations de faciès avec des niveaux condensés ou des constructions récifales. Du Dresnay (1964) y a vu la preuve que les anticlinaux actuels constituaient des rides sur lesquelles les biohermes ont pris place préférentiellement dès le Lias moyen. Cette hypothèse paraît très plausible, mais en l'absence d'observations dans le Lias des synclinaux, on ne peut pas prouver s'il s'agit de la seule possible, (cf. 1.12).

4.3.2 Au Toarcien inférieur

Les indices de mouvements synsédimentaires sont très nombreux dans les sédiments de cette époque, le plus frappant étant le brusque et radical changement de sédimentation (cf. 1.6) qui marque la fin des récifs du Lias. C'est alors que dans le bassin se déversent pour la première fois des sédiments à dominante terrigène : la formation de Tagoudite, qui n'existe pas sur la plate-forme S. Dans celle-ci apparaissent des horsts et des grabens orientés 070° E dont le rejet vertical dépasse la centaine de mètres (Fig. 2 T, coord. : 573.0 / 157.0). On y dénombre :

- un graben dont la largeur dépasse les 500 m
- un graben qui se termine latéralement en sifflet
- deux horsts larges de 300 à 1000 m

Tous ces reliefs sont été comblés par la sédimentation marneuse du Toarcien.

Dans les calcaires récifaux de la plate-forme on reconnaît également de profondes crevasses verticales, le plus fréquemment orientées 070° E. Leur largeur décimétrique ne les empêche pas de se continuer en profondeur sur plusieurs dizaines de mètres, elles sont également remplies par les sédiments marneux du Toarcien moyen. Du Dresnay (1975) a décrit des phénomènes comparables au Bou Dahr, où l'orientation des filons neptuniens est généralement 070° E.

4.3.3 Pendant l'Aaléno-Bathonien

Durant le Toarcien moyen et supérieur, les mouvements différentiels se marquent uniquement par la variation d'épaisseur des sédiments que reçoivent plateforme (50m) et bassin (300m).

Dès la base de l'Aalénien apparaissent des turbidites conglomératiques ainsi que de nombreux slumps spectaculaires (cf. 1.7.2) signes de l'accentuation des mouvements synsédimentaires. Le plus bel exemple qui atteste les mouvements contemporains de la formation d'Agoudim se situe dans le bassin losangique de l'Azag n'Oufelloussene (coord. : 588.0 / 185.0, Fig. 5 T). Schématiquement ce petit bassin est limité par deux paires de failles subverticales parallèles : l'une est orientée approximativement 070° E, l'autre 040° E. Dans le détail :

- les limites N et NW sont constituées par les flancs de deux pli-faïlle qui ont évolué en faille inverse; entre leurs terminaisons se trouve une petite boutonnière où affleurent des roches intrusives et triasiques,
- l'accident formant la limite S est souligné par des échardes pluridécamétriques de Lias inférieur, partiellement bréchifiées. Sur ces roches fortement tectonisées viennent s'appuyer les sédiments de la formation d'Agoudim, qui subhorizontaux au S, passent eux aussi sur une faible distance à la position verticale pour reprendre des pendages de 30° vers le NW au N de la faille,
- la limite SE est formée par un pli-faïlle aux flancs redressés typique de l'Atlas de Rich (cf. 4.2).

Les sédiments du Jurassique moyen qui se trouvent à l'intérieur du bassin présentent des variations de faciès spectaculaires par rapport aux sédiments de même âge situés dans les synclinaux voisins. Dans la cuvette losangique, les conglomérates sont très abondants, ils sont particulièrement développés le long des limites du bassin où leur granulométrie est très grossière avec débris de récif. Depuis la bordure en direction du centre de la cuvette, la granulométrie ainsi que de la puissance des bancs conglomératiques diminue au profit de couches marneuses intercalaires qui deviennent de plus en plus épaisses, ce qui indique que les apports conglomératiques provenaient des bords et se déversaient vers le centre de la cuvette. Si on analyse d'E en W les sédiments de plus en plus jeunes situés à l'intérieur du losange, près de sa limite méridionale, on observe que :

- les sédiments liasiques qui forment le flanc NW de l'anticlinal ne présentent aucune anomalie par rapport au faciès habituel,

- Dès les dépôts du Toarcien supérieur (point X sur la Fig. 5 T) apparaissent des discordances progressives soulignées par des Biocalcarénites conglomératiques dont la granulométrie s'affine en direction du centre de la cuvette,
- à partir du point Y (Fig. 5 T) on observe une augmentation de la granulométrie et de la puissance des bancs conglomératiques; près de la faille, les éléments peuvent mesurer plusieurs décimètres et sont anguleux, signe que la source du matériel biodétritique est très proche.

Dans cette sédimentologie particulière, il est difficile de reconnaître les formations lithologiques-type du Haut Atlas. Grâce à la découverte de deux ammonites (*Normanites* sp. point Y sur la Fig. 5 T et *Stephanoceras humpresianum* point Z sur la Fig. 5 T) qui sont attribuées au Bajocien inférieur à moyen. Il nous paraît important de signaler que depuis le point Z en direction de l'W jusqu'à la faille qui délimite le bassin au NW, on peut mesurer 1300 m de sédiments non datés mais de même caractère sédimentologique. Bien qu'il soit difficile d'estimer le taux de sédimentation de ces dépôts, on a là un indice pour affirmer que les mouvements synsédimentaires, responsables de la sédimentation particulière qui a eu lieu dans ce bassin losangique, se sont poursuivis probablement jusqu'à la fin du Bajocien moyen.

Ailleurs dans la région étudiée, j'ai observé des phénomènes isolés, témoignant tous de la poursuite des mouvements au cours de la sédimentation bajoclienne:

- le long de la faille reliant le Aari Mdourt (coord: 584.0/ 200.0) et le petit anticlinal de Ait el Abbas à l'Est la lithologie marnocalcaire de la formation d'Agoudim est complètement dérangée par les glissements synsédimentaires,
- le petit anticlinal près de Ait el Abbas, (coord : 589.0 / 201.5) présente, le long de ses deux flancs, un banc calcaire très riche en gasteropodes et ammonites. Sa surface est fortement burinée et encroûtée de limonite. Il s'agit d'un niveau condensé qui possède une faune d'ammonites attestant un âge Bajocien basal (Fig. 19 T),
- des slumps spectaculaires situés juste au dessus de ce niveau affleurent sur le pourtour du même petit anticlinal, (cf. Fig. 19 T),
- au sommet du profil N° 2 (Fig. 2 S) apparaissent des discordances angulaires faibles et progressives,
- dans les corniches calcaires, qui forment le toit des synclinaux perchés de la région et où affleurent les plus récents sédiments étudiés dans le bassin, apparaissent de petits récifs en pain de sucre alignés et distribués en grand nombre sur le pourtour des synclinaux. De Sitter (1952), Studer (1980) et Stanley (1981) ont associé la

distribution des Biohermes à l'existence de rides. Le long de celles-ci, les récifs qui apparaissent actuellement en forme de pain de sucre, se seraient développés de façon préférentielle. Ce problème, qui n'a pas été repris dans cette étude représenterait le témoin le plus tardif de la tectonique synsédimentaire embryonnaire. L'évolution tectonique ultérieure ne peut plus se lire dans les sédiments puisque ceux-ci ont été érodés.

4.3.4 Les intrusions

Les intrusions basiques recoupent toutes les formations sédimentaires reconnues dans l'Atlas de Rich et constituent ainsi le premier événement géologique observable après le dépôt de la formation d'Agoudim.

La pétrographie de ces roches est exposée sous 2.4.4.3.

4.3.4.1 Les filons

Des dykes subverticaux, orientés généralement 080° , se disposent dans les zones synclinales. Leur épaisseur peu variable, est comprise entre 30 et 100 cm. Leur extension peut atteindre plusieurs kilomètres pour un seul filon, mais de plus, ils forment souvent des alignements où plusieurs corps intrusifs se côtoient et se relayent, pour créer alors des zones filoniennes étendues sur plusieurs kilomètres.

Une de ces zones filoniennes est développée dans la plaine synclinale au NE d'Amelago s'étendant du flanc N du Jebel Serdrar (coord: 545,0/ 158,0) à l'Isk n'Ouskaïf (coord. : 560,0/ 163,0, Fig. 2 T). Trois filons au N du Jebel Serdrar se relayent suivant une disposition en échelon dextre. Au bord de l'Isk n'Ouskaïf, un essaim de filons prend une orientation de 100° .

Le cœur de ces dykes, particulièrement ceux qui se trouvent au bord N du Jebel Serdrar, contient lui-même de la calcite à patine rouillée qui forme dans chaque cas un filon de calcite qui a la même orientation que le corps basique dans lequel il se trouve, nous interprétons ces filons de calcite intradoléritiques comme le résultat de cristallisations tardimagnétiques dans des fentes d'extension.

Un filon vertical orienté 095° traverse la cuvette synclinale située au Sud du petit anticlinal de Ait el Abbas. Vers l'Est, il butte contre une faille d'orientation N-S. C'est sur ce corps intrusif que j'ai étudié une partie des déformations décrites plus loin (cf. 4.4.1).

On notera aussi que dans la plaine au NE de Ksar Agoudim affleure un filon vertical

de direction 120° (coord: 555.0/ 174.0), cette orientation constitue une exception par rapport à la tendance habituelle. Aux abords de l'anticlinal du Takellalt, ce filon disparaît au profit de deux "sills" épais de 20 à 50 cm étendus sur environ 6 km. Dans ce secteur, les couches encaissantes d'âge Pllensbachien ont une orientation 336/35.

4.3.4.2 Les plutons

Par ce terme, on désigne des corps intrusifs de forme elliptique, presque toujours localisés sur le tracé de failles majeures d'orientation E - W. Leur grand axe s'étend de un à plusieurs kilomètres alors que le petit axe est généralement hectométrique à plurihectométrique. Dans la moitié S de la feuille Rich on ne rencontre qu'une seule occurrence plutonique, située au coeur du Isk n'Ait Maraou (coord: 566.0/ 162.0). Vu la taille hectométrique de l'affleurement et le peu d'observations qu'on pouvait y faire, j'ai dirigé mon attention vers les intrusions plus étendues situées au NE de Rich, sur la coupure "Gourrama" 1:100'000., (Fig. 9T).

Les intrusions de Tanout n' Tarissine (coord: 606.5/ 205.5), de Boukal (602.0/ 201.0) et de l'Isk n'Arbia coord. : (594.0/ 191.5) qui toutes trois se placent par leur forme et situation structurale dans la typologie courante des intrusions de cette partie de l'Atlas. Elles apparaissent à la faveur d'une faille anticlinale dans des boutonnières de sédiments jurassiques. Les gabbros y affleurent ainsi partiellement en contact avec les calcaires liasiques mais aussi avec les basaltes hettangiens altérés, dont il est parfois difficile de les distinguer.

La Fig. 11 T met en évidence l'étroite relation entre les linéaments tectoniques principaux, (cf. 4.2), et la situation des corps plutoniques que nous venons de décrire : ils se situent tous à l'intersection de grands accidents. La plupart des intrusions de l'Atlas de Rich sont localisées aux noeuds du canevas structural dictés par les failles orientées 070° E et 010° - 040° E. De Sitter (1952), n'ayant pas reconnu le caractère intrusif des roches basiques, y avait vu des dômes issus d'un plissement croisé : dans ces zones structuralement élevées, il crût voir mises à nu les coulées basaltiques triasiques.

L'intrusion de Tamiloust (605.0/ 191.0) a une forme lenticulaire typique et se trouve sur la prolongation de la faille anticlinale du Bou Hamid mais ne se situe pas au coeur d'un anticlinal. Curieusement, elle longe un anticlinal de taille comparable: le Jebel Amrhar. Au bord NE de l'intrusion apparaît une complication: les calcaires à laminations du Lias inférieur présentent des plis souples avec un plongement axial de 60°

vers l'E; ils sont remontés tectoniquement et mis en contact avec des calcaires du Lias moyen. Ces déformations souples dans les calcaires au contact des gabbros sont assez fréquentes. Elles peuvent aisément être mises en relation avec l'effet thermique et les contraintes liées à la mise en place des intrusions. Nous n'avons pas étudié en détail cette question du fait qu'une solution satisfaisante semblait déjà s'imposer sur le terrain.

Les intrusions de Tassalaht (coord: 589.0 / 197.5) et de Mouguer - Ait el Abbas (coord: 587.5 / 200.5) par leur forme isométrique quelque peu du schéma ordinaire. L'intrusion de Tassalaht se situe encore dans le cadre structural habituel du fait qu'elle est placée à la terminaison d'un pli-faille. Celle de Mouguer, par contre, place sa forme trapezoïdale transversalement à la terminaison SW du petit anticlinal de Ait el Abbas et non pas parallèlement à son plan axial. Le corps intrusif se trouve à l'intersection de la prolongation de la faille anticlinale de l'Aari Mdourt avec les deux failles qui proviennent de la boutonnière de Tassalaht.

4.3.4.3 Age des intrusions

La détermination de l'âge des roches plutoniques du Haut Atlas a dernièrement fait couler beaucoup d'encre et suscité de vives discussions parmi les géologues intéressés à l'évolution structurale de cette chaîne. (Monbaron 1982, Laville et al. 1982 *).

Dans la région de notre travail, on observe uniquement que les sédiments du Bajocien moyen sont recoupés par les intrusions. Dans le synclinal d'Anemzi, ces roches traversent aussi la formation homonyme, ce qui permet de les situer comme Bathoniennes ou plus jeunes. Dans le Haut Atlas centro-occidental l'événement intrusif a lieu au cours du dépôt du premier tiers des "Couches Rouges" (Monbaron 1980). Ce chercheur a mis en évidence un appareil volcanique, dont le contexte structural et la pétrographie correspondent à ce que nous connaissons plus à l'Est. Les filons radiaux recoupent la base des "Couches Rouges". Ils ont alimenté plusieurs coulées basaltiques intercalées dans le tiers basal de cette formation. Aucune trace de volcanisme ultérieur n'a pu être découverte au sein des sédiments rouges plus récents.

* Ce travail, qui développe des considérations théoriques surtout, est paru lors de la mise en page de notre manuscrit et n'est pas discuté ici.

Chèvremont (1975) décrit, à Tassent (140 km à l'ouest de Rich), une boutonnière gabbroïque recouverte en discordance par des grès rouges avec coulées basaltiques interstratifiées.

La plupart des géologues, qui avaient examiné le passage de la sédimentation carbonatée du Jurassique moyen aux dépôts continentaux rouges, avaient interprété ce changement de sédimentation par un changement de période: la discordance crétacée. Ils voyaient dans l'âge mésocrétacé de la barre calcaire, qui repose sur les "Couches Rouges", un argument supplémentaire pour ranger dans l' "Infracrétacé" les sédiments gréseux rouges (Dubar 1959; Chaubert et al. 1960-62). Sur la base de ces arguments, l'âge généralement admis pour l'événement intrusif était jurassico-crétacé.

Au cours de ces dernières années, plusieurs essais de datation radiochronométrique ont été entrepris sur les gabbros et sur les éponges ayant subi le métamorphisme de contact : les résultats apparaissent peu concluants car, pour des roches homogènes et donnant l'impression d'un événement peu étalé dans le temps, ils s'étalent de 180 ma. à 110 ma. On peut penser que cette situation est liée au métasomatisme et à l'altération qui ont marqué ces roches.

Une importante et spectaculaire découverte paléontologique (Monbaron et al. 1981) a apporté récemment un élément nouveau pour la datation de la base des "Couches Rouges" et par là même des basaltes. Dans l'Atlas de Beni Mellal, un magnifique exemplaire complet de "*Cetiosaurus mogrebiensis*" (De Lapparent) a été découvert reposant dans la formation des "Grès des Guettoua" qui constitue la base des "Couches Rouges". Le gisement du dinosaure se trouve stratigraphiquement en dessous des coulées basaltiques. Les restes d'un même vertébré avaient été découverts dans les sédiments rouges du synclinal d'El Mers associé à des roches où on avait également récolté plusieurs ammonites datant du Bathonien moyen à Callovien (du Dresnay 1963). Ces âges s'accordent avec les dernières propositions des spécialistes pour le cétiosaure découverts par Monbaron et celles formulées par les paléobotanistes pour une association de pollens également récoltés dans les assises basales des "Couches Rouges" de l'Atlas de Beni Mellal (Monbaron 1981). Ainsi par des arguments paléontologiques, on en vient à faire de la partie inférieure des "Couches Rouges" des sédiments du Dogger qui furent surmontés par des basaltes de même âge, ceux-ci étant les manifestations de surface des plutons et filons basiques.

4.3.5 Discussion

Au cours de la sédimentation carbonatée du Jurassique, on assiste dans le Haut Atlas à une lente accélération de la subsidence amorcée dès le Trias. Les mouvements syn-sédimentaires d'abord limités aux failles normales permettent au sillon haut-atlasique de s'enfoncer plus rapidement que les plate-formes. Dès le Toarcien inférieur, une modification importante de la paléogéographie conduit à un changement de la sédimentation qui devient beaucoup plus terrigène. Les structures distensives observées sur la plate-forme Sud peuvent être interprétées comme l'accélération de la distension au niveau de la chaîne ce qui cause l'ennoyage des plate-formes antérieures et à la formation de nouvelles plate-formes aux bords des terres fraîchement couvertes par les flots. (Hypothèse formulée sous 1.12). Cette hypothèse trouve confirmation dans les observations d'une "subsidence toarcienne" des Hauts Plateaux (région orientale du Domaine Atlasique), qui a conduit au dépôt de 200 m de calcaires oolithiques et dolomies sur un socle considéré comme stable (Bassoullet 1973). Je rejoins également les conclusions de Dubar (1938) et du Dresnay (1975) qui avaient mis en évidence un épisode distensif au Toarcien inférieur, lié à la formation de filons neptuniens et à l'extinction des récifs du bassin. Ces faits ne peuvent, par contre, pas être intégrés dans le modèle de tectonique compressive proposé par Studer (1980). Cet auteur était arrivé à cette conclusion par l'observation, au Tizi n'rhil près de Tounfite, d'une structure anticlinale sur laquelle reposent en discordance des conglomérats qui contiennent des ammonites toarciennes. Au sujet de ces dernières, il faut signaler que Dubar (1938) les avait interprétées comme des fossiles toarciens remaniés dans les sédiments bajociens ! Dans l'état actuel des connaissances et sur la base de nos observations, nous croyons pouvoir exclure l'existence d'une "phase compressive toarco-aalénienne" proposée par Studer (1980); la tectonique synsédimentaire hautatlasique de cette époque a un caractère distensif marqué. On pourrait tout au plus imaginer qu'il existait alors des déformations avec une composante cisailante parallèle à la chaîne et contemporaines de l'extension N-S qui a donné naissance aux grabens. Il s'agirait d'une "transtension" selon la terminologie moderne. Les coulissements auraient alors pu provoquer des compressions locales telles celle décrite par Studer au Tizi n'rhil.

La tectonique contemporaine de la sédimentation aaléno-bajocienne nous semble, par contre, définitivement résolue. A partir de l'Aalénien, la lithologie atteste de l'abondance des glissements synsédimentaires, des discordances et des variations latérales d'épaisseur et de faciès. Ces phénomènes sont particulièrement bien représentés dans

le bassin losangique de l'Azag n'Oufelloussene qui a toutes les caractéristiques d'un "Pull-apart basin" ou bassin de déchirement. Ce type de structure est fréquent dans les zones des grands décrochements tels celui de San Andreas (Moody 1973; Crowell 1974).

En s'inspirant des travaux d'Arthaud et al. (1977), on peut interpréter l'évolution du bassin de l'Azag n'Oufelloussene comme l'histoire d'une cuvette où la subsidence est favorisée par le changement local de l'orientation de la faille de long de laquelle a lieu le décrochement. Dans le cas du Haut Atlas, les grands décrochements subparallèles à la chaîne le long desquels ont pu s'effectuer les déplacements régionaux sont orientés 070° E. Dans le secteur de l'Azag, (Fig. 11 T), où la direction 040° E est bien exprimée, on assiste au relai de l'accident A par l'accident B situé plus au S.

Alors que par un décrochement dextre le bassin de l'Azag ainsi que son équivalent situé au NE se trouveraient comprimés, lors d'un décrochement sénestre selon la direction 070° E, ils subissent une distension et tendent à s'enfoncer. L'étude des sédiments du bassin nous conduit à situer le début de la subsidence active du bassin engendrée par le décrochement dès l'Aalénien et elle s'est maintenue au moins jusqu'au Bajocien moyen.

Il nous semble très probable que l'évènement intrusif et le début des couches rouges à la fin du Jurassique moyen ont eu lieu, dans les derniers stades de ce régime tectonique, en décrochement sénestre.

4.4 LE CLIVAGE DE DISSOLUTION (CD)

4.4.1 Introduction

Schaer et Persoz (1976) décrivent pour la première fois le développement d'une "schistosité" dans le Haut Atlas central. Par ce terme, ils désignent une structure subverticale divergente située surtout aux abords de l'intrusion de Mouguer-Ait el Abbas (Fig. 5 T). Ils associent la schistosité aux déformations souples des calcaires liées à la mise en place des gabbros et y voient les preuves de l'intrusion diapyrrique des petits plutons basiques.

Studer (1980) ne partage pas l'interprétation de Schaer et al. et insiste, entre autre, sur la nature de la schistosité, il la redéfinit comme étant un clivage de dissolution selon Alvarez et al. (1976, 1978). Il ne s'agit, en effet, pas d'une véritable schistosité puisqu'elle n'a pas un caractère pénétratif, tel qu'on le reconnaît dans les schistes métamorphiques, issu de la recrystallisation des phyllosilicates selon les plans schisteux; il s'agit plutôt de plans stylolithiques plus ou moins espacés (clivage) dans lesquels les minéraux argileux sont concentrés et réorientés mécaniquement.

Nous estimions que la signification régionale du CD restait mal comprise, il nous a donc paru intéressant d'entreprendre l'étude détaillée d'un secteur où le CD est particulièrement bien exprimé. Nous avons ainsi étendu vers le Sud et l'Est le secteur étudié en son temps par Schaer et Persoz.

Le CD se manifeste sur le terrain par des plans subverticaux à surface souvent onduleuse, généralement orientés E - W. Le développement de cette structure est loin d'être uniforme, en effet il se marque de préférence dans les lithologies marneuses situées :

- a) en bordure d'intrusions (Mougues, Tassalaht . . .)
- b) au droit des accidents E-W (cf. Fig. 7 T)
- c) dans certains synclinaux serrés (E de Ait el Abbas)

Près des failles ou des intrusions, le clivage est localement très pénétratif et confère aux roches un aspect feuilleté, qui suggère effectivement le terme de schistosité. En s'éloignant des failles ou des intrusions, les plans s'espacent et ne se manifestent plus que dans les lithologies les plus argileuses, qui présentent alors un débit en crayons. Plus loin encore, toute trace de clivage peut disparaître.

Au microscope, la trace du CD est marquée par des concentrations de minéraux opaques et de silicates qui dessinent des lignes onduleuses plus ou moins serrées. Le long de ces plans, on peut fréquemment voir de belles aiguilles de quartz idiomorphe, (Fig. 13 T), ce qui constitue une preuve supplémentaire de la remobilisation de ce minéral. Lorsque la roche est très calcaire, la trace du CD prend beaucoup plus l'aspect typique d'un stylolithe avec les pointes de dissolution. On y voit aussi plus fréquemment des débris d'organismes partiellement tronqués, témoins de la dissolution.

4.4.2 OBSERVATIONS

4.4.2.1 Orientation du CD

Dans le secteur situé au SE de Ait el Abbas (Fig. 5 T), j'ai mesuré systématiquement l'orientation du CD; plus de 200 mesures, réparties sur l'ensemble du secteur, ont permis de dessiner la carte de la trace du clivage sur une surface horizontale (Fig. 7 T). Il y apparaît une tendance régionale du CD orientée approximativement E - W, ce qui est, par ailleurs, confirmé par des observations effectuées en dehors du secteur représenté sur la Fig. 7 T : en général, la trace du CD est parallèle à la chaîne (synclinaux au N de Rich, secteur au N du Bou Dahr). L'orientation varie cependant fréquemment aux abords des failles ou des intrusions (Fig. 7 T, Schaer et al. 1976, Studer 1980). En particulier, aux abords des anticlinaux-failles, le CD, dont le pendage se maintient subvertical, tend à se paralléliser ou s'orthogonaliser par rapport à la direction de l'accident, alors que, fait important, les strates ne suivent aucunement ce changement d'orientation. Ceci indique qu'il ne s'agit pas d'une rotation du CD par cisaillement. Dans le secteur compris entre les deux intrusions et les deux failles N - S qui les relient, la trace du CD a également une orientation N - S. Ceci est inhabituel, d'autant plus qu'à l'NE et à l'W du secteur considéré, la trace du CD présente l'orientation régionale à peu près E - W. Dans un petit domaine situé au bord S - W du précédent, (Fig. 7 T), coexistent deux directions de clivage, l'une N - S, l'autre E - W. Il en résulte, dans les couches horizontales à cet endroit, un débit de la roche en écailles et crayons verticaux.

J'ai également analysé la relation du pendage du CD par rapport au pendage de la stratification à travers plusieurs synclinaux de la région et j'ai constaté que le CD est une structure subverticale indépendante du pendage des strates. Il existe toutefois de rares exceptions, qui ont été enregistrées localement aux bords des failles E - W où les couches sont très relevées, voir renversées, le CD peut alors présenter des pendages moins forts (50° - 60°).

4.4.2.2 La déformation des corps intrusifs et à leurs abords métamorphiques

Les filons basiques représentent un matériel particulièrement compétent par rapport aux marnes dans lesquelles il se trouvent. Ils enregistreront par des cassures, les déformations globalement ductiles de leur encaissant. Dans le Haut Atlas, on constate en de nombreux endroits que les filons basiques subverticaux sont recoupés par des veines subhorizontales remplies de calcite saccharoïde. Nous interprétons ces dernières

comme des fentes d'extension prouvant une sorte de boudinage dont les cicatrices seront le lieu de cristallisation de la calcite sparitique. Dans la région au SE de Ait el Abbas (Fig. 5 T) deux filons verticaux recoupent verticalement les couches marneuses subhorizontales qui sont affectées par un CD subparallèle aux filons basiques. Ces derniers constituent par endroits, des sortes de murs, dégagés par l'érosion, hauts de deux à trois mètres, (Fig. 26 T) sur lesquels il est aisé de mesurer la fréquence des veines horizontales de calcite : par mètre vertical, on en compte de 8 à 15 dont l'épaisseur est comprise entre 0,5 et 3 cm, et autant dont l'épaisseur est millimétrique. J'ai ainsi pu chiffrer l'étirement vertical à 15 et 17%. Un filon, situé dans le synclinal à l'E de Ait el Abbas, également vertical dans les couches horizontales, présente un étirement vertical de 18%; un quatrième filon basique situé à l'ouest, dans la région de Sidi Hamza (coord. 567,5 / 204,5) indique une extension verticale de 17 à 20%.

On observe aussi fréquemment une structure planaire parallèle au filon basique, qui s'exprime par un clivage à espacement centimétrique; j'avais cru, en un premier temps, que ce clivage intradoléritique était l'expression de plans de dissolution. Les observations au microscope m'ont permis de remarquer qu'il s'agissait de micro-veines de chlorite fibreuse. Il faut donc admettre qu'il s'agit de fentes ou veines tardimagmatiques issues de la rétraction par refroidissement du corps intrusif, parfois les fentes sont ouvertes et remplies de calcite à patine limoniteuse qui forme ainsi un filon au coeur de la Dolérite (cf. 4.3.4.1).

Les filons verticaux de calcite intra-doléritiques verticaux ont livré des observations à mon sens, très importantes. Ils présentent de vrais stylolites fortement dentelées et soulignés par des hydroxides de fer. Les plans de dissolution le plus souvent verticaux, orientés E-W, sont subparallèles au CD des sédiments avoisinants.

Puisque ces stylolithes se trouvent à l'intérieur du filon basique dans la calcite limoniteuse, ils se sont obligatoirement formés à la suite d'une tectonique post intrusive.

Aux environs du point coté 1457 (Fig. 5 T) existent au fond d'un Oued des affleurements bien dégagés, qui permettent des observations précises et complémentaires de celles exposées ci-dessus. Dans un environnement où le CD subvertical (160/80) s'exprime par des structures en crayon, on constate que les couches sub- horizontales sont recoupées par une famille de filons centimétriques à pluridécimétriques de calcite à patine rouillée qui ont le même faciès que les filons verticaux de calcite intradoléritique (Fig. 25 T). A l'intérieur des filons orientés en moyenne 165 / 80 le CD se manifeste de plusieurs façons :

- par des stylolites d'orientation identique au CD visibles sur le terrain (Fig. 22 T) et confirmés en lame mince,
- par des filonnets de calcite blanche disposés verticalement et perpendiculairement au CD (Fig. 12 T, 27 T). Ce type de filonnet apparaît partout où le CD est développé et correspond probablement à l'extension horizontale E-W associée au CD. Le synchronisme génétique CD - filonnets est indiqué par la croissance antitaxiale, qui permet une stylolitisation partielle des bords des filonnets, alors que leur coeur est dépourvu de toute dissolution. Dans certains cas, les filonnets de calcite sont disposés en échelon (Fig. 12 T),
- par des veines de calcite blanche disposées dans les plans des strates, donc sub-horizontales. Elles sont fréquemment marquées par des stries dont l'orientation est perpendiculaire au CD et suggère des glissement couche-sur-couche (Brechtbühler, thèse en préparation).

Ces observations permettent de conclure que les filons de calcite ferrifère que nous estimons être d'origine tardimigmatique, ont subi toutes les déformations liées au CD : dissolution selon un des axes et extension selon les deux autres axes de l'ellipsoïde de déformation.

L'analyse des déformations des petits plutons effectuée dans notre secteur ne nous a pas permis d'apporter des éléments nouveaux. Ce fait est lié au mauvais état des affleurements. On remarquera toutefois qu'on observe souvent des plans couverts d'épidote striés horizontalement; statistiquement, les plans ne forment pas deux familles conjuguées, ils sont probablement issus de la réfraction thermique et, malgré qu'ils ont joué par la suite, ne permettent aucune interprétation. L'intrusion de Mouguer-Ait el Abbas offre cependant des contacts avec l'encaissant qui permettent d'examiner les déformations postintrusives :

- Dans des calcaires indurés par le métamorphisme du flanc SW de l'intrusion s'est développé un clivage espacé (accompagné d'une intense fracturation). En lame mince, j'ai pu vérifier qu'il s'agit de plans stylolitiques, qui affectent une roche indurée à porosité faible. Aucune trace de clivage ou stylolites antérieurs, scellés par le métamorphisme de contact, n'a pu être décelée dans ces roches,
- le contact Nord est marqué par une forte accentuation du CD et localement par des brèches polygéniques à éléments de Lias inférieur injectés avec les pélites gréseuses infraliasiques,
- le long de l'accident E - W qui relie l'anticlinal de l'Aari Mdourt à l'intrusion de Mouguer, affleure aussi du matériel injecté. Il s'agit de basaltes infraliasiques bréchiifiés et cimentés par des carbonates, probablement venus en solution (coord. : 585.3 / 200.2, cf. aussi 2.2.1.).

Le contact entre marnocalcaires encaissants et matériel injecté dessine des "structures en flammes", où la roche compétente est formée par les marnocalcaires alors que le matériel grésobasaltique injecté représente l'élément plastique. Les marnocalcaires teintés en brun-orangé ont subi un durcissement, auquel s'est surimposé un clivage onduleux subvertical d'orientation 120° E (Fig. 23 T). Celui-ci existe également dans les roches de l'injection, dont le ciment carbonaté est important, où il est parallèle au CD des roches avoisinantes. Les lames minces ont permis de confirmer la nature stylolitique de ce clivage.

4.4.2.3 La déformation des ammonites

En vue de déterminer l'ellipsoïde de la déformation finie, dans le secteur étudié, j'ai effectué, là où c'était possible, des mesures sur les ammonites; la plupart des mesures ont été effectuées dans le secteur au SE de Ait el Abbas.

A la terminaison anticlinale située au NE du point 1457 (Fig. 5 T et 7 T, coord : 591.5 / 194.5), les couches du Domérien terminal, toujours riches en céphalopodes, sont orientées $154 / 88$ et intensément affectées par le CD orienté $342 / 78$. Les ammonites contenues dans les bancs calcaires sont déformées et les interlits marneux présentent un débit en gros crayons pluridécimétriques (Fig. 28 T). La mesure, effectuée sur le terrain, de l'orientation du grand axe de 80 ammonites déformées est remarquablement homogène avec une moyenne de $065/34$. L'orientation du grand axe de 60 crayons est $073/35$, valeur très voisine de la précédente. Plusieurs ammonites (16) de cette station ont fait l'objet de photos orientées d'après lesquelles il a été possible de déterminer le taux de déformation. A cet effet, j'ai employé la méthode de Tan (1973), qui a l'avantage d'être d'emploi simple et rapide lorsqu'on dispose de spirales complètes. La moyenne sur les 16 exemplaires photographiés indique un rapport grand axe / petit axe de $1,6 \pm 0,3$.

Sur le flanc N du Jebel Idirht au NE du Toum Tillechte (coord : 581.0 / 193.5) dans les calcaires domériens, le CD a une orientation régulière $330 / 75$ qui n'est pas influencée par la variation du pendage des strates. Là où les strates sont faiblement inclinées, l'orientation du grand axe des ammonites est horizontal, approximativement parallèle à l'axe de l'anticlinal. Lorsque les couches se redressent progressivement, le grand axe de l'ammonite déformée devient de plus en plus incliné et finit par être vertical là où les couches sont verticales. Des observations identiques ont été effectuées sur le flanc N du Jebel Bou Hamid.

Dans la zone du Haut Atlas que nous avons étudié, les ammonites déformées se présentent avec leur grand axe en position subparallèle à l'axe des plis, si elles sont

observées dans les synclinaux; l'axe de déformation est au contraire perpendiculaire aux axes des plis là où les couches sont très redressées.

Dans les synclinaux, où la stratification est subhorizontale, les ammonites présentent un rapport des axes compris entre 1,2 et 1,4, le grand axe est orienté à 030 en moyenne.

4.4.3 Discussion

Dans la zone étudiée, le clivage de dissolution (CD) est une structure dont le développement et l'orientation sont sujettes à de fortes variations (Fig. 7 T). Soulignons cependant qu'à l'échelle régionale, cette structure verticale est orientée 030. Sa nature stylolitique signifie qu'elle doit être attribuée à une contrainte maximale horizontale et suborthogonale à la chaîne.

Notons aussi que la plupart des fentes, dans lesquelles ont pris place les filons basiques, sont subparallèles aux plans du CD. Comme il n'existe aucun mécanisme de déformation permettant de créer simultanément une distension et une compression selon la même direction, il me paraît impossible d'envisager la simultanéité de la mise en place des filons basiques et l'apparition du CD comme l'avait envisagé Studer (1980). Ces deux phénomènes n'ont certainement pas été instantanés et ne sont pas apparus partout au même moment; ce qui est vrai à un endroit de la chaîne pourrait ne pas l'être ailleurs. Dans la région étudiée j'ai cependant pu montrer que tous les corps intrusifs basiques, ainsi que leurs éponges métamorphiques ont été affectés par la déformation responsable de l'apparition du CD dans les sédiments encaissants (Fig. 15 T) :

- les filons basiques ont subi un étirement vertical de 15 à 20%. Ce début de boudinage dépasse la rétraction par refroidissement, qui pourrait tout au plus représenter le 10% du volume. En admettant que la rétraction volumique a eu lieu de façon isotrope, elle ne représenterait qu'un raccourcissement de 3,5 % selon une direction : l'extension observée, doit faire intervenir une compression perpendiculaire au filon,
- les filons de calcite intradotéritique verticaux sont certainement post-intrusifs et sont affectés par le CD,
- les filons de calcite ferrifère verticaux observés dans certains synclinaux (cf. 4.4.2.2), sont également affectés par le CD et ils ont la même orientation que les filons basiques. Nous estimons, vu leur aspect, qu'ils sont contemporains des filons de calcite intradotéritiques,

- les éponges métamorphiques de toutes les intrusions étudiées présentent les structures typiques du CD.

Dans le domaine étudié, le CD est donc une structure qui est apparue après la mise en place des roches intrusives.

Nous avons aussi vu que le développement du clivage n'est pas uniforme et qu'il s'exprime le plus intensément au droit des accidents tectoniques ou en bordure des intrusions plutoniques. Il est probable que les zones de faille, par leur plus grande perméabilité, ont facilité les dissolutions qui sont à l'origine du CD.

Le CD engendre parfois un débit en crayons qui s'exprime de préférence dans les assises marneuses des zones faiblement à moyennement affectées par le CD. La projection stéréographique (Fig. 12 T) montre que l'orientation des crayons coïncide avec l'intersection de la stratification et du clivage. Reks et Gray (1982) ont analysé la formation de crayons en fonction de la déformation. Ils ont pu montrer que cette structure est issue de l'intersection de la fissilité selon les strates (due à l'orientation sédimentaire des phyllosilicates) et de la fissilité selon le clivage (due à l'orientation tectonique des minéraux argileux). Les crayons apparaissent dans les sédiments dans lesquels les deux plans sont également développés. Si ce n'est pas le cas, l'une ou l'autre fissilité prévaut et le débit en baguettes ne se manifeste pas. Dans le cas qu'ils ont analysé, le clivage l'emportait dès que le taux de déformation dépassait 1.36.

Les nombreuses variations locales de l'orientation du CD sont difficiles à interpréter. La Fig. 7 T montre qu'aux abords de l'intrusion de Mougues, la direction de la contrainte principale interprétée à partir du CD s'oriente perpendiculairement aux limites de l'intrusion. On peut proposer que le petit pluton a réagi comme un corps rigide qui n'a absorbé aucun raccourcissement et contre lequel les roches encaissantes ont été écrasées. Dans le cas de l'intrusion de Tassalaht, l'orientation de la contrainte est en gros parallèle aux contacts. Ces deux situations différentes observées à peu de distance font ressortir la complexité du problème pour lequel nous ne pouvons pas proposer de solution.

La zone comprise entre les deux failles N - S, qui présente un CD parallèle aux failles, pourrait être interprété comme un "paquet coïncé" (Pfiffner, 1977). Le mécanisme envisage que la zone comprise entre les deux failles est nettement plus ductile que les zones avoisinantes (par exemple soubassement intensément broyé). Lors de la contrainte N-S, les zones avoisinantes tendent à s'étendre latéralement, en provoquant un serrage E-W dans le secteur étroit considéré (Fig. 10 T a).

Le changement d'orientation au droit des anticlinaux-failles reste également mal compris. Parfois on observe que la trace du CD traverse ces zones avec une allure sigmoïdale (Fig. 7 T), coord. : 593.0 / 198.0). Dans ce cas, on peut admettre qu'il s'agit d'un phénomène de réfraction progressive, dû aux changements lithologiques à travers les anticlinaux qui présentent des roches de plus en plus compétentes vers le coeur de la structure (Fig. 10 T b), ce qui est en accord avec nos observations qui le veulent encore plus tardif : postérieur à l'événement intrusif. D'autre part, la déformation des ammonites dans les flancs d'anticlinaux (Fig. 15 T), est uniquement liée au CD ; le grand axe des céphalopodes coïncide toujours avec l'intersection du CD et la stratification. Nous en concluons que le CD est la seule déformation enregistrée par les ammonites. Nous avons pu constater que le CD n'apparaît microscopiquement que lorsque les ammonites présentent un taux de déformation de 1.15. Malgré que nous n'ayons pas étudié les mécanismes de déformation à l'échelle cristalline, nous pensons que les premiers stades de la déformation se font à la faveur d'une perte de porosité, puis intervient la dissolution. Comme il est difficile d'admettre que la perte de porosité ait pu absorber la déformation jusqu'à 1.15, on pourrait envisager que les déformations intracristallines telle le mûlage ayant également permis la déformation des roches; des mûcles existent par exemple dans certains filonnets de calcite saccharoïde (Fig. 13 T a).

Comme le CD reste vertical, qu'il n'est pas plissé, on peut en déduire qu'il est synchrone ou tardif par rapport à la formation des anticlinaux. Studer (1980) a pu montrer par le remaniement de basaltes infraliasiques que le style éjectif des plis du Haut Atlas existait dès le Bajocien. Cette conclusion s'accorde parfaitement à nos observations qui nous poussent à conclure qu'il est postérieur à l'événement intrusif. D'autre part, la déformation des ammonites dans les flancs d'anticlinaux (Fig. 15 T), est incompatible avec le plissement. Elle est au contraire liée au CD ; le grand axe des céphalopodes coïncide toujours avec l'intersection du CD avec le plan de stratification. Nous en concluons que le CD est la seule déformation enregistrée par les ammonites. Jusqu'à un rapport d'axe de 1.15, la déformation des ammonites n'est pas accompagnée de CD microscopiquement décelable. Nous pensons que les premiers stades de déformation s'effectuent par perte de porosité puis entrent en jeu les effets de la dissolution sous pression et du mûlage, ces derniers phénomènes pouvaient être actifs avant d'atteindre le rapport de 1.15. Le mûlage de la calcite a effectivement été observé dans certains filonnets de calcite saccharoïde (Fig. 13 T a). Son ellipsoïde de déformation est aisément orienté : le petit axe est perpendiculaire au plan du clivage, l'axe moyen et le grand, qui est vertical, sont contenus dans le plan de dissolution (Fig. 15 T). La forme de l'ellipsoïde est variable selon l'intensité du CD mais a/c vaut au moins 1,35 aux premiers stades d'apparition du CD.

4.5 LE CHAINON TAKELLALT - AKERBAB

4.5.1 Introduction

En prenant la piste conduisant de Mzizel (coord: 564,0 / 132,0) vers Amellago, (coord: 535,0 / 152,0), on aperçoit sur la gauche un anticlinal isolé, accolé au flanc Nord du chaînon du Bou Hamid.

Cette structure est entaillée par deux cluses étroites qui mettent à jour une belle voûte anticlinale continue. Comme les anticlinaux à charnière intacte sont une exception dans le secteur étudié, (cf. 4.2) et qu'ils pourraient représenter le stade embryonnaire des autres plis, j'y ai effectué une analyse structurale plus attentive, en examinant en particulier la fracturation et la déformation des ammonites.

4.5.2 Observations

(Fig. 16 T)

Le pli présente à l'échelle de la carte un axe horizontal orienté 074/00, plongeant doucement aux deux extrémités. Les photos aériennes permettent de voir que cette structure est subdivisée en 5 petits anticlinaux disposés en échelon, orientés d'E en W respectivement 051; 058; 058; 059 et 061 (moyenne 057). Ces petits plis se développent sur environ 2 km et leur axe arqué leur permet de s'estomper rapidement dès qu'il atteignent le flanc de la grande structure dont ils sont les hôtes. Deux de ces anticlinaux en échelon sont justement visibles dans les deux cluses évoquées ci-dessus. Leur voûte est effectivement continue, le style cylindrique est souligné par la géométrie des facès finement lités à la base des calcaires massifs. Les flancs sont verticaux et le côté Sud a tendance à évoluer en faille inverse.

La fracturation. Cette étude a été entreprise dans le but de rechercher l'orientation de la contrainte principale. Du fait de l'altération, les plans de fracture des calcaires sont recouverts d'un encroûtement qui cache les stries de glissements éventuels. Il est de ce fait impossible d'utiliser ces éléments structuraux. Pour remédier à cette situation, une analyse statistique des plans de fracture a été conduite sur une trentaine de stations où l'on avait mesuré près d'une vingtaine de plans. Ceux-ci se regroupent en deux populations qui forment un dièdre aigu dont la bisectrice est assimilée à la direction de la contrainte principale. Les directions ainsi obtenues pour toutes les stations sont reportées sur la Fig. 16 T, on voit qu'elles tendent à être perpendiculaires à la direction axiale des plis en échelon.

Les ammonites: Les calcaires lités et rythmés du Lias moyen contiennent beaucoup d'ammonites et se prêtent ainsi à une estimation de la déformation. J'ai mesuré la direction de raccourcissement maximale d'ammonites, le rapport des axes dans ce secteur est en moyenne de 1,10 à 1,15. Dix stations ont fait l'objet d'au moins une dizaine de mesures chacune. La direction moyenne du raccourcissement maximum est présentée sur la Fig. 16 T, elle est en moyenne orientée à 164° dans le secteur occidental alors qu'une tendance à environ 200° se dessine dans la partie orientale de l'anticlinal.

Au N du chaînon, près de la piste, affleurent les couches marneuses subhorizontales du Toarcien dans lesquelles on peut voir un léger développement du CD. Ces sédiments contiennent de nombreuses ammonites qui présentent un taux de déformation de 1,15 et un raccourcissement maximal orienté en moyenne à 183° (Fig. 16 T). Là la CD indique également une direction de raccourcissement sensiblement N - S (Fig. 18 T a), il semble donc que le CD et la déformation des ammonites procèdent du même phénomène.

4.5.3 Discussion

La direction de raccourcissement obtenue par l'étude de la fracturation est compatible avec l'effet avant provoqué la formation des petits anticlinaux en échelon. On peut se demander si la fracturation est contemporaine de la formation de toute la structure. Pour chaque station de mesure, on a calculé la différence de pendage entre la stratification et le plan de l'ellipsoïde contenant le raccourcissement maximum. L'évaluation de cette différence à travers l'anticlinal est présenté en Fig. 17 T. Sur le flanc Nord, on observe que la différence est constante à -8° alors que le pendage actuel de la stratification varie entre 18° et 40° . La valeur négative signale que, sur ce flanc, la stratification aurait déjà été inclinée à 8° lors de la fracturation, en admettant que la contrainte maximum ait été parfaitement horizontale.

Cette faible différence angulaire, nous paraît significative pour affirmer que l'essentiel du soulèvement du chaînon a eu lieu après l'établissement des fractures conjuguées. Il est donc probable que la fracturation représente la déformation précoce provoquée par la contrainte orientée N 147° E, celle-ci ensuite conduit à la formation des 5 plis disposés en échelon.

La direction de raccourcissement des ammonites est par contre compatible avec la direction moyenne de la grande structure (074°) ; elle épouse la torsion axiale qu'on observe dans la partie orientale de la structure. La Fig. 18 T illustre ces relations ainsi que l'orientation des structures du CD. Ce dernier montre une cohérence parfaite avec la direction de la déformation finie enregistrée par les ammonites. Ces observations confirment celles décrites sous 4.4.

4.5.4 Conclusion

Une série de 5 anticlinaux en échelon sont alignés selon la direction structurale la plus fréquemment observée dans le Haut Atlas, leur disposition suggérerait un cisaillement dextre selon la direction 070° E. L'étude de la fracturation montre, par contre, qu'il a été précédé par une fracturation qui implique un raccourcissement qui est en accord avec la formation de l'anticlinal Takellalt - Akerbab. L'absence de rotation des plis, par rapport à la direction de la contrainte précoce indiquée par la fissuration, suggère que ces plis en échelon ne sont pas dus à un cisaillement dextre selon la direction structurale 070° , mais plutôt à un raccourcissement qui se concentre au droit de celle-ci. La localisation préférentielle de ce raccourcissement en correspondance d'un grand accident WSW - ENE trouve probablement une explication dans l'affaiblissement des roches du socle par les mouvements antérieurs au plissement. Ensuite, le chaînon a subi une contrainte maximale horizontale orientée $N 174^{\circ} E$ environ, qui a accentué la structure anticlinale et provoqué la déformation des ammonites. Il me paraît très probable que ce serrage soit le même qui ait fait apparaître le CD.

4.6 RELATIONS SOCLE - COUVERTURE

Je ne me propose pas ici d'analyser la déformation du socle sous le Haut Atlas, mais uniquement d'exposer quelques observations et idées à ce sujet. L'établissement de coupes tectoniques dans une couverture sédimentaire plissée pose toujours le problème du soubassement, à savoir de quelle façon s'y traduisent les déformations observées dans la couverture.

Le socle du Haut Atlas Occidental présente une déformation cassante en touches de piano (Schaer, 1964, 1967; Laville, 1975). En s'inspirant d'observations effectuées dans la boutonnière de Mouguer el Bour (au N de Gourrama) Studer (1980) a adapté ce type de déformation pour rendre compte de la structure du Haut Atlas Central.

La boutonnière de Mouguer constitue une zone structuralement élevée, où la couverture est largement érodée et où le socle constitué de micaschistes, de schistes quartzeux et de quartzites, attribuées au Cambrien, éventuellement à l'Ordovicien affleure largement.

Nous avons établi la carte géologique de la terminaison occidentale de la boutonnière paléozoïque, elle est représentée par la Fig. 2 Tr. La couverture liasique, dans laquelle on observe un pli-faille, est séparée du socle par la formation Infraliasique (cf. Chap.2), dont l'épaisseur moyenne est de 140 m. Il ne m'a pas été possible de retrouver cette faille anticlinale dans le soubassement, il y apparaît au contraire de nombreux plis décamétriques à hectométriques, orientés obliquement par rapport aux grands anticlinaux liasiques. Sur le terrain, on peut observer que ces plis du socle déforment la schistosité hercynienne en la replissant (Fig. 20 T). Le conglomérat de base et la partie la plus gréseuse du "Trlas" suivent ces plis en restant solidaires du socle. En revanche la partie supérieure de la formation infraliasique assure l'égaleisation des disharmonies grâce à son matériel non-cimenté (cf. Chap. 2). La terminaison SW de la boutonnière paléozoïque de Gourrama est l'exemple le plus illustratif de ce comportement: en correspondance d'un pli faille de la couverture, le contact conglomérat-socle évolue sur dix mètres d'un pendage subhorizontal à un fort pendage vers le Sud. Ces observations indiquent que le socle du Haut-Atlas Central ne s'est pas comporté de manière cassante. Lors du plissement, il n'y a pas eu formation d'écaillles et touches de piano pour soutenir les anticlinaux, ainsi que l'avaient proposé Feurer (1973) et Studer (1980). Les schistes paléozoïques ont réagi globalement de manière plastique aux composantes compressives de la structuration de l'Atlas. A l'extrémité W de la boutonnière de Mouguer le contact socle-conglomérat triasique est en effet déformé par un bombement plurikilométrique orienté environ E - W sur lequel s'alignent de nombreux plis secondaires orientés WSW/ ENE qui ne trouvent presque jamais de correspondant dans la couverture. Ceci indique que dans le Haut Atlas, les sédiments du Lias inférieur représentent un matériel plus compétent que ne l'est le socle. (Fig. 2 Tr). Cette constatation n'exclut par contre pas l'existence dans le socle de failles importantes qui ont pu fonctionner par coulissement pendant la sédimentation.

4.7 CONCLUSIONS - EVOLUTION STRUCTURALE

Le Haut Atlas est une chaîne profondément marquée par l'héritage structural et la tectonique synsédimentaire. La plupart des déformations qui ont affecté la couverture ont été influencées par les lignes tectoniques hercyniennes du socle sous-jacent.

Les déformations des sédiments ont été guidées par ces zones de faiblesse, plutôt que par la direction des contraintes, et donne lieu à des structures complexes trahissant le réseau de failles du sous-bassement.

Dès le début de la subsidence qui marque la formation de l'auge atlasique, les mouvements tectoniques ont dérangé la sédimentation. Celle-ci se marque dès le Trias (cf. Chap. 2) en relation avec l'ouverture de l'Atlantique (Kanes 1973); la subsidence est alors associée à une fissuration qui a permis l'épanchement de nombreuses coulées de basaltes. Le réseau de failles a engendré une paléogéographie complexe en horsts et grabens orientés SW - NE (Fig. 83 dans Michard 1976 et Fig. 1 Tr) déterminés par la réactivation des accidents hercyniens. Plusieurs bassins obliques à la future chaîne se disposent le long de son axe, tels les bassins d'Argana et de Talate n'Yakoub (Schaer, in "Anatomie comparée des chaînes de montagne", inédit) qui contredisent le modèle paléogéographique suggestif, mais fortement simplifié, proposé par Stets et Würster (1981).

A partir du Lias inférieur, on assiste à une accélération régulière de la subsidence; des failles normales conjuguées orientées E - W permettent l'individualisation d'un bassin qui évolue de façon différentielle par rapport à des plate-formes bordières. La structure ainsi formée présente des similitudes avec la Mer Rouge (du Dresnay 1979) et possède les caractéristiques d'un "rift" (Stets et Würster 1981).

Dès le Toarcien inférieur, la sédimentation devient beaucoup plus terrigène et la subsidence augmente; des indices de compression et de distension apparaissent en même temps. Ces observations de caractères contradictoires deviennent encore plus évidentes au cours de l'Aalénien et du Bajocien:

- des rides préfigurant les futurs anticlinaux donnent lieu à des discordances progressives, à des érosions et à des dépôts conglomératiques,
- la subsidence locale accélérée par de la distension liée à la formation des "bassins de déchirement" provoque l'individualisation de petits bassins de forme losangique.

Mattauer (1977) a proposé que la tectonique synsédimentaire de l'Atlas soit le reflet d'un régime en cisaillement sénestre. Brechbühler (thèse en préparation), partage cette hypothèse, tandis que Studer (1980) propose au contraire des mouvements dextres.

Le bassin de déchirement de l'Azag n'Oufelloussene constitue à l'heure actuelle à nos yeux, la plus solide preuve pour affirmer que dans cette région le sens du cisaillement a été sénestre, ce même régime tectonique s'est maintenu au moins de l'Aalénien au Bajocien moyen. Le régime décrochant sénestre, associé à une distension

(transtension), est probablement responsable non seulement de la paléogéographie atlasique mais aussi des manifestations de tectonique décrochante que peuvent évoquer les particularités de la sédimentation toarcienne, ceci en parfait accord avec le modèle proposé par Mattauer (1977). Au cours de la structuration synsédimentaire du Jurassique moyen, le bassin est progressivement envahi par une sédimentation de plus en plus continentale mais dépourvue de discordances majeures, ce qui prouve qu'aucune distension ou compression généralisée n'apparaît au niveau du sillon.

Au cours du Jurassique moyen, des masses magmatiques basiques traversent la couverture à la faveur de distensions locales, provoquées probablement par la rotation de blocs losangiques. Si l'on admet un champ de contrainte homogène pour l'ensemble atlasique central, la mise en place de filons orientés EW exclut la possibilité qu'à cette époque la contrainte maximale ait été perpendiculaire à la chaîne.

Nous ne disposons pas de données précises concernant la fin du Jurassique et le début du Crétacé. Toutefois l'uniformité des sédiments mésocrétacés autour de la région étudiée laisse supposer qu'il s'agit d'une période tectoniquement stable. L'absence de discordance importante dans les sédiments rouges jurassico-crétacés de la plate-forme Sud (cf. 1.9) permette d'exclure d'importantes contraintes orthogonales à la chaîne. Ceci ne fait que confirmer les conclusions de Michard (1976): "Le paragéosynclinal atlasique avorte à la fin du Dogger" (p. 171) et "... la période Crétacé - Eocène moyen est une période tectoniquement paisible ..." (p. 189). Il n'y aurait donc pas de place pour une importante déformation compressive dans le laps de temps compris entre le Dogger et l'Eocène moyen.

La boutonnière de Tassent (Chèvremont, 1975) avec ses grès des "Couches Rouges" en discordance sur les gabbros, constitue un contre-argument de poids car elle indique une forte tectogenèse antécédente ou synchrone du dépôt des "Couches Rouges". Nous ne contestons pas cela, mais nous restons convaincus que les déformations de cette époque étaient essentiellement régies par une tectonique de coulissement, donc concentrées au droit des accidents décrochants, plutôt que par une compression généralisée. Rappelons à ce propos que les mouvements synsédimentaires aaléno-bajociens ont provoqué des rejets verticaux dépassant les 1000 mètres...

Le CD par contre, correspond à un important serrage au niveau de la chaîne. Il s'est révélé être une structure post-intrusive et la plus importante déformation pénétrative à avoir affecté les sédiments du Haut Atlas. Or il est reconnu que les plus grands reliefs se sont créés à partir du Mio-Pliocène lors de la mise en horst du Haut Atlas (Michard 1976; Mattauer et al. 1977). Cette importante tectogenèse a provoqué des

chevauchements de la bordure de la chaîne sur l'avant pays; ils permettent d'attribuer un âge tertiaire à cet événement (Choubert et al. 1960-62). Il s'agit bien là des premières preuves d'un régime en compression ou de la "phase compressive" de Montbaron (1982), pendant laquelle la contrainte maximale provoque un raccourcissement et un soulèvement important au niveau de la chaîne. C'est sur la base de ces arguments de géologie régionale que nous proposons d'intégrer l'apparition du CD au soulèvement du Haut Atlas et donc d'en faire une manifestation tertiaire.

L'étude de l'anticlinal du Takellalt-Akerbab a montré qu'il est probable que la nouvelle activité tectonique au caractère compressif ait débuté, ou ait été précédée, d'une contrainte N 145 E, alors qu'elle était environ de N 170 E lors de la formation du CD.

L'activité tectonique dans le Haut Atlas au cours du temps se subdivise en trois périodes, chacune caractérisée par un régime de contraintes différent. La première débute au Trias et conduit à la formation du sillon atlasique ainsi qu'aux rides préfigurant les anticlinaux actuels. Son régime en transtension sénestre, pendant lequel la contrainte maximum est verticale, s'amortit entre la fin du Jurassique moyen et le crétacé. Après une période où les contraintes sont en équilibre, intervient le régime compressif tertiaire, qui a conduit à l'"orogénèse atlasique" (Michard 1976). Les évolutions proposées par Mattauer (1977) et Montbaron (1982) se voient ainsi confirmées.

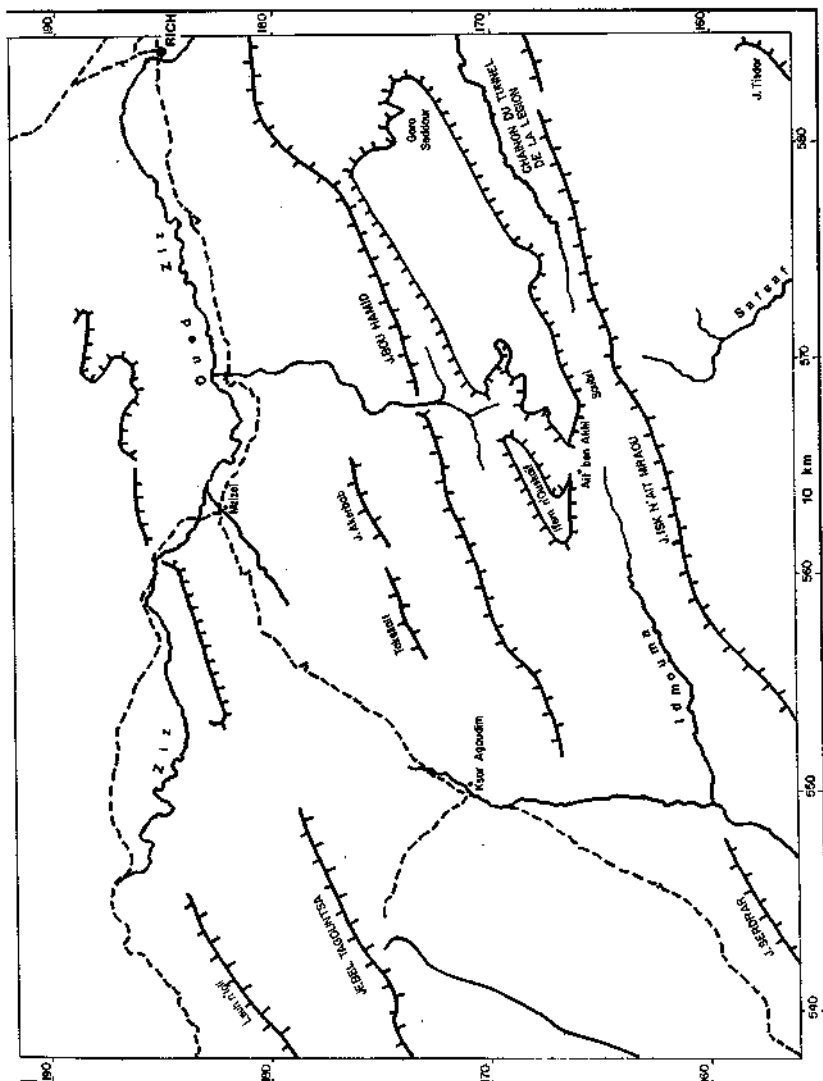


Figure 1 T : Carte topographique simplifiée de la partie méridionale de la coupure
1 : 100'000 "Rich".

- liaison routière importante
- ~~~~ rivière, lit. d'Oued principal
- |||| crête anticlinale
- ||||| corniche (synclinal perché)

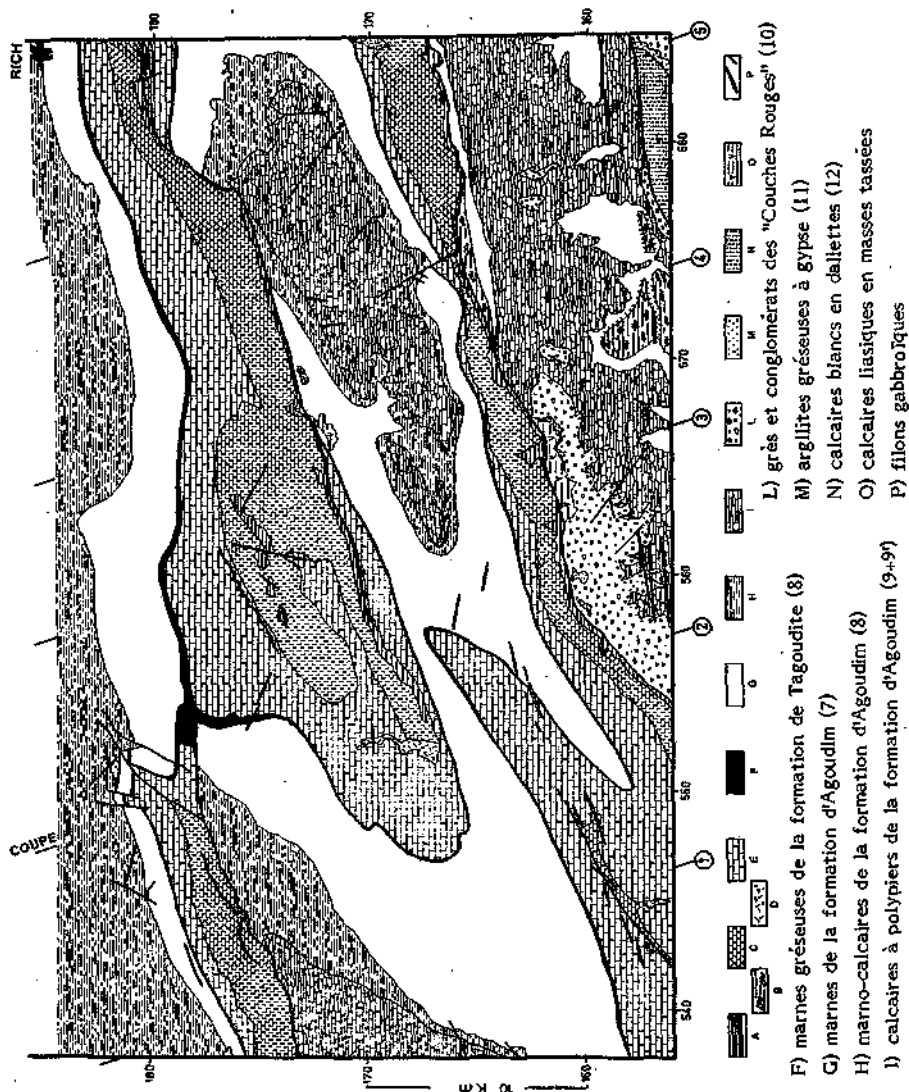
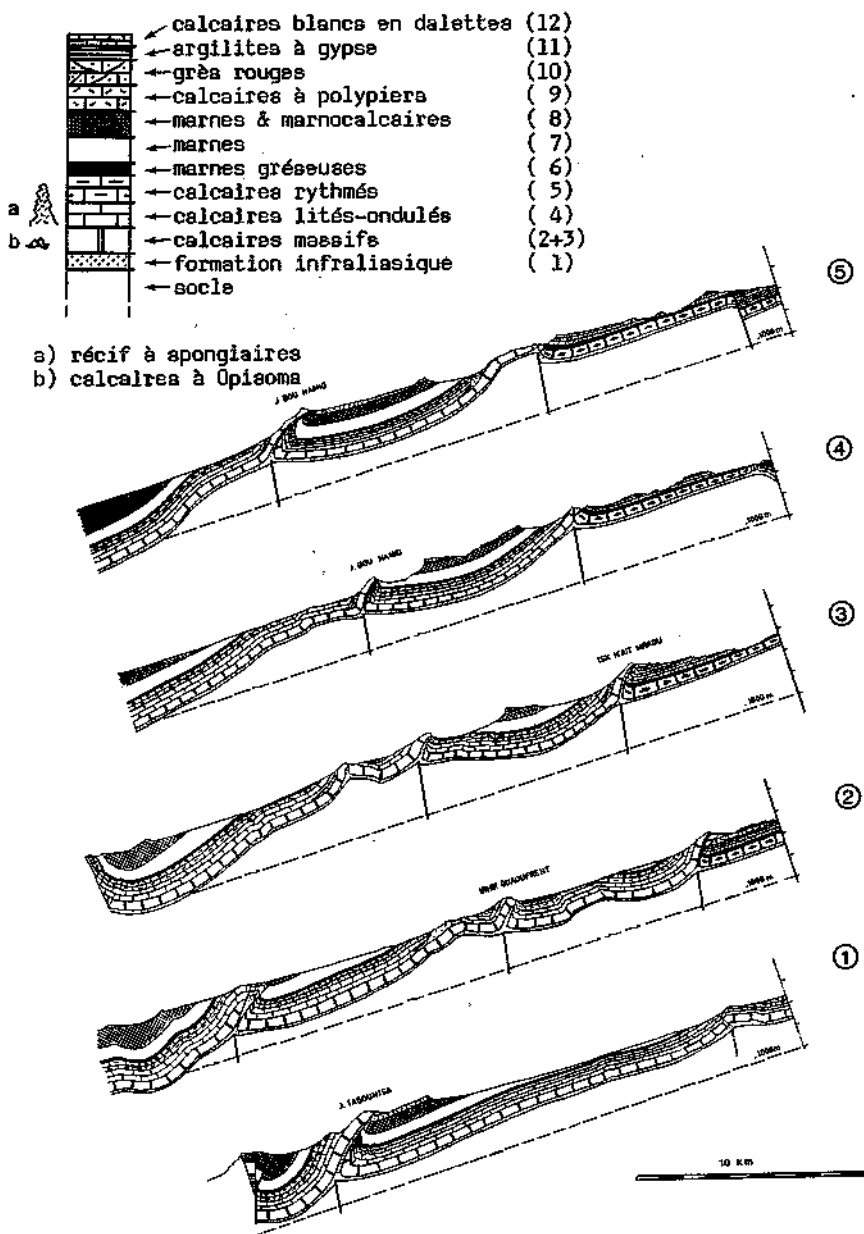


Figure 2 T : Carte géologique simplifiée de la partie méridionale de la feuille Rich (coupure au 1:100 000). Le chiffre entre parenthèse se réfère aux formations lithologiques définies au chapitre I. (Fig. 2 S).

- A) faciès "laministes" du Lias inférieur (2)
- B) calcaires massifs à *Opisoma* de la plate-forme sud (9)
- C) calcaires massifs et calcaires aux bancs ondulés (3+4)
- D) biohermes liasiques à spongiaires et coraux
- E) calcaires rythmés (5)



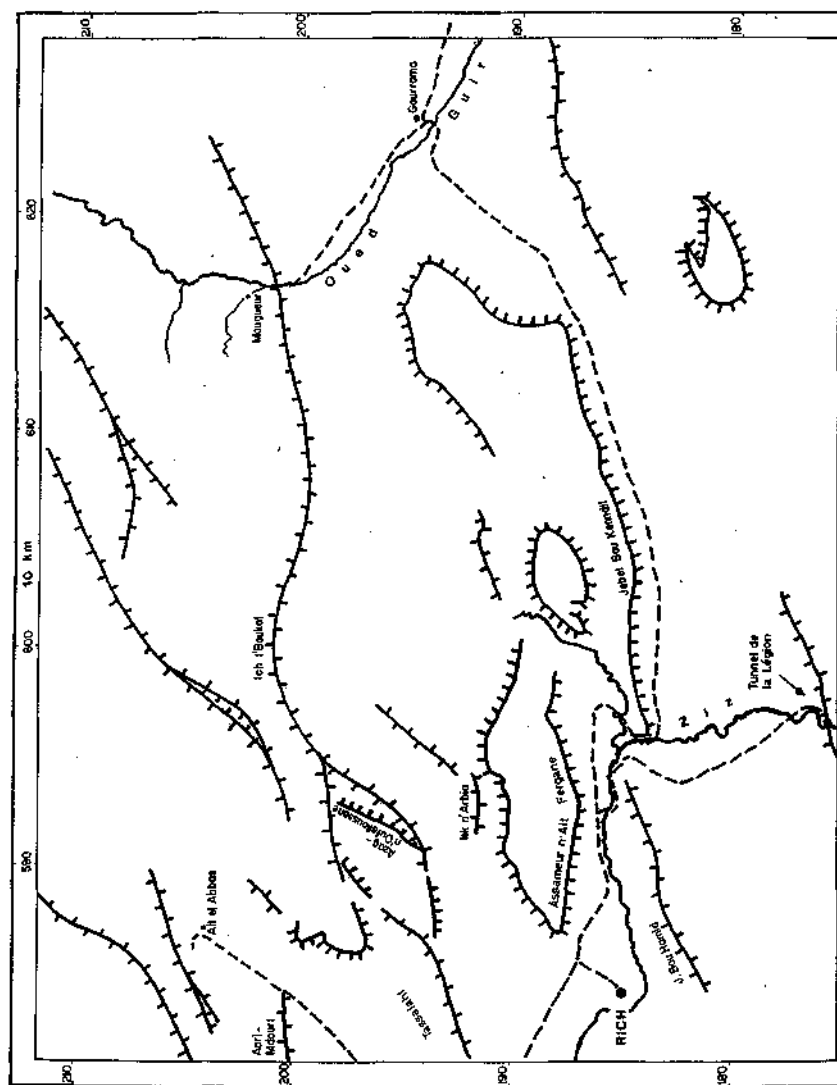


Figure 4 I : Carte topographique simplifiée de la partie septentrionale de la coupure
 1 : 100'000 "Gourrama" (légèrement décalée, légende voir Fig. 1 T).

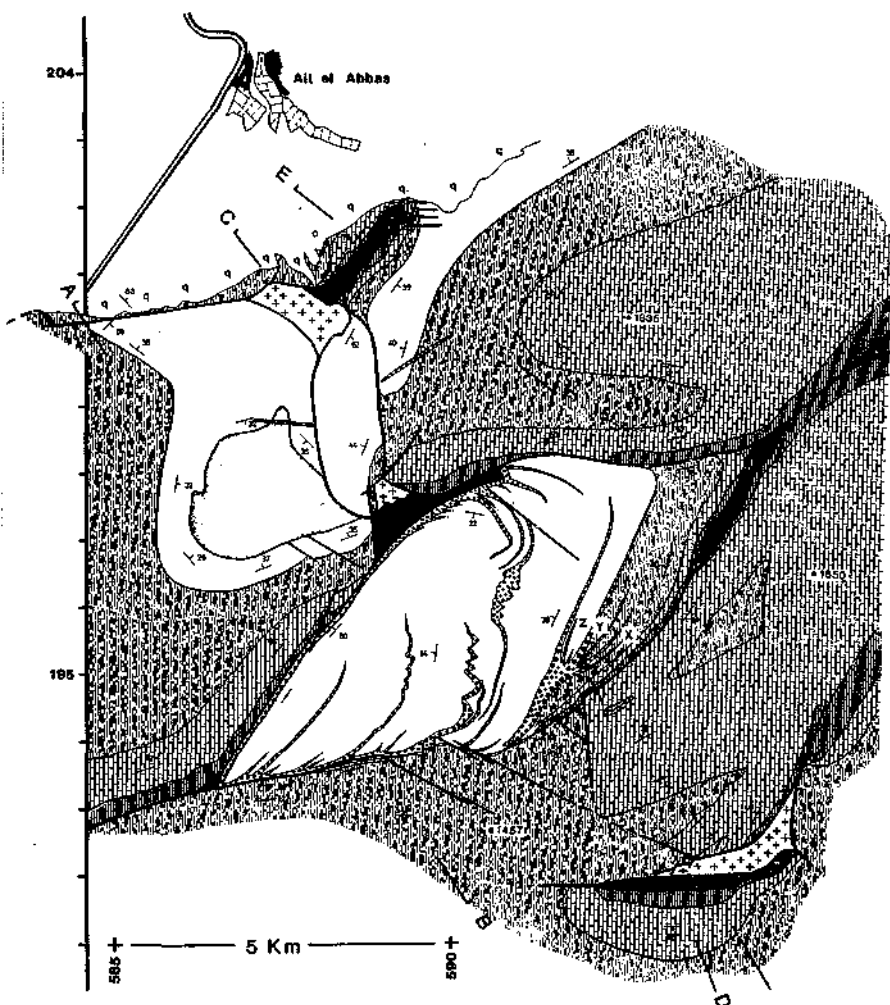


Figure 5 T : Carte géologique du secteur situé au SE de Ait el Abbas



Légende (les chiffres se réfèrent aux formations lithologiques de la fig. 25)

- 1) formation infrahénissique (1)
- 2) calcaires massifs du Lias (2-3)
- 3) calcaires lités aux bancs ondulés (4)
- 4) calcaires rythmés (5)
- 5) marnes (6-7)
- 6) calcarénites conglomératiques
- 7) marnes et marnocalcaires (8)
- 8) calcaires à polyplais (9)
- 9) plutons basiques
- 10) filons basiques

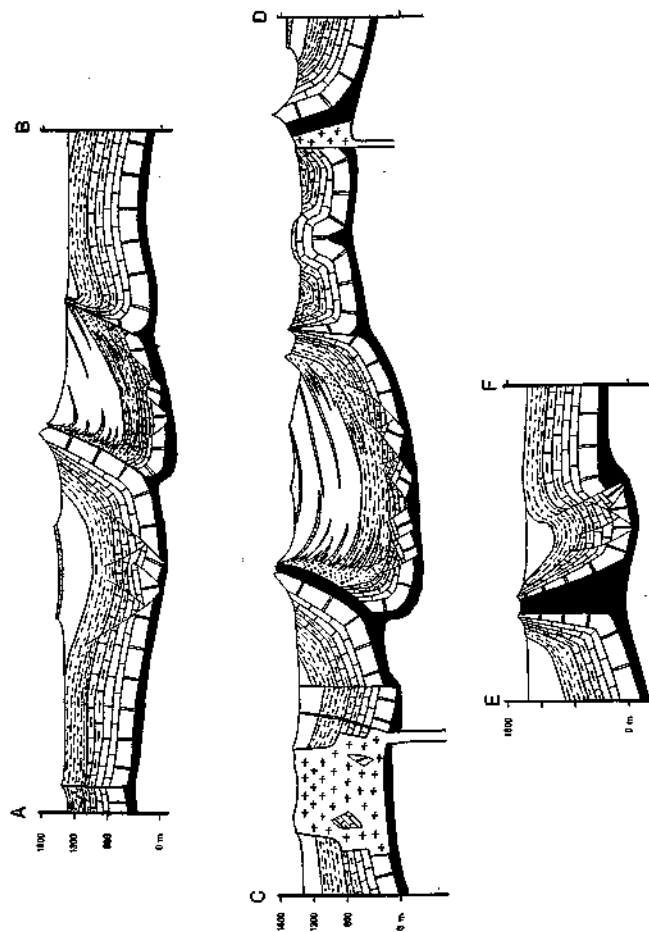


Figure 6 T : Coupes géologiques de la figure 5 T

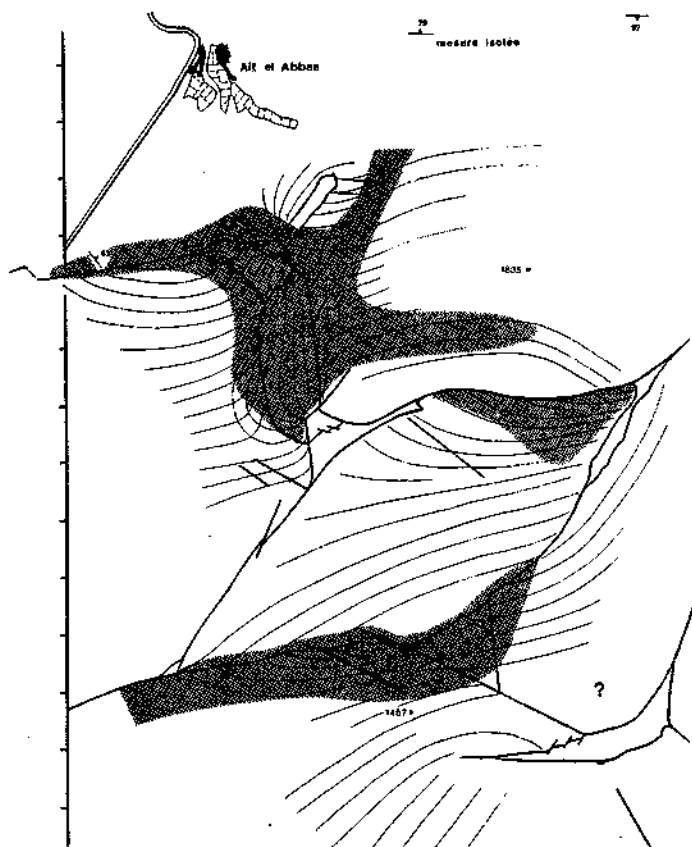


Figure 7 T : Carte de l'orientation du CD dans le secteur de l'Azag n'Oufelloussene.
 Les lignes indiquent la trace du clivage, les zones les plus affectées
 sont indiquées en pointillé.

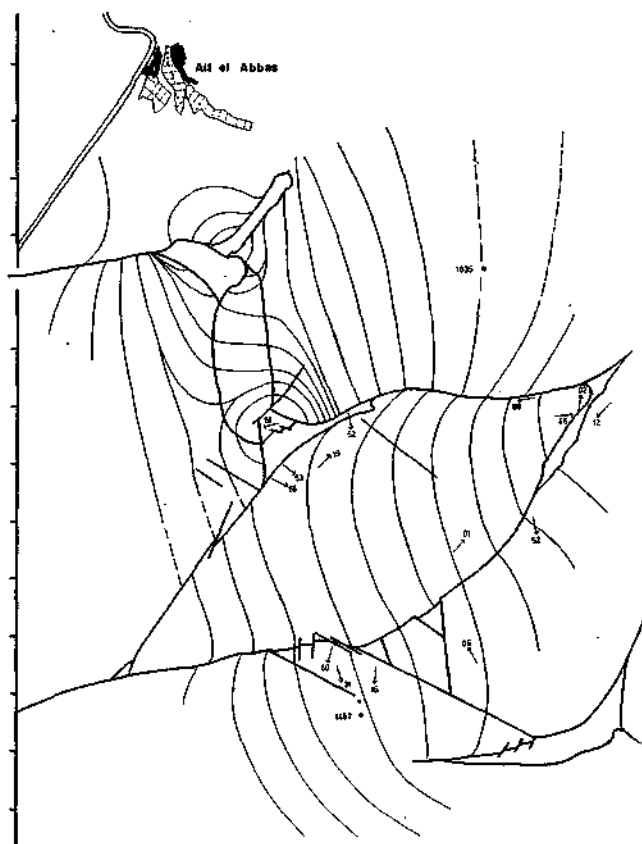


Figure 8 T : Carte de l'interprétation du champ des contraintes responsables de l'apparition du CD. Les petites flèches indiquent la direction de raccourcissement interprétée sur les plans de diaclasses conjuguées.

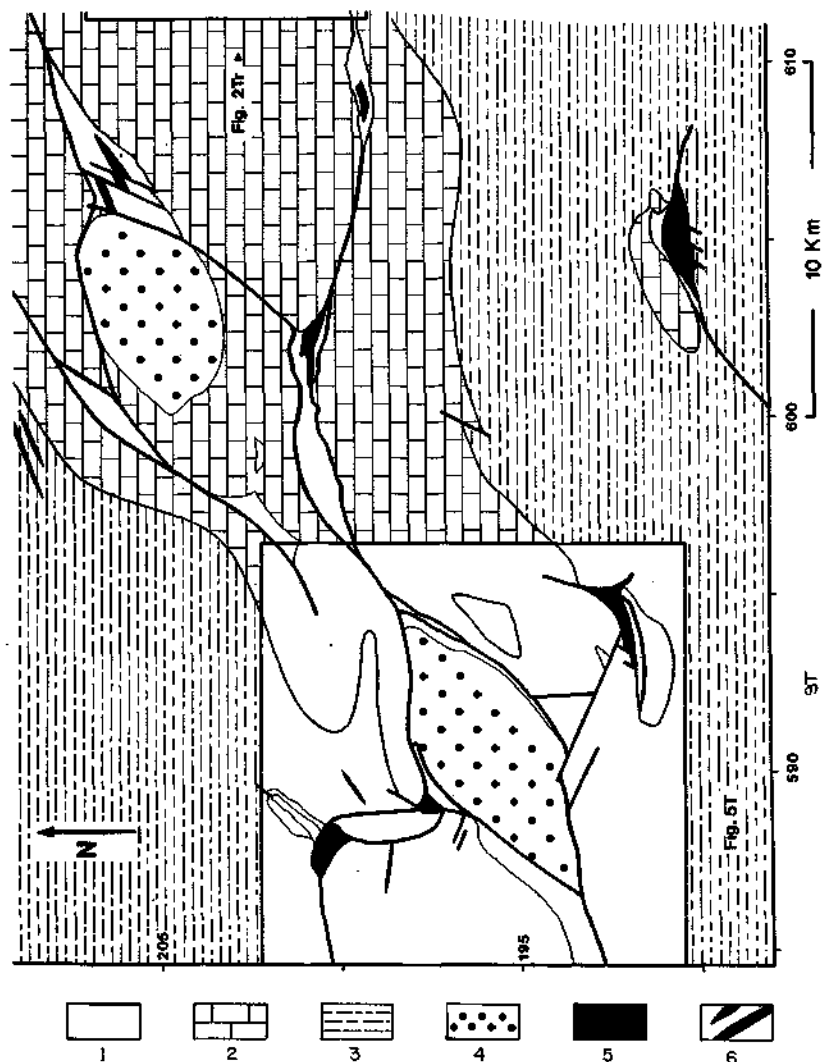


Figure 9 T : Carte géologique simplifiée du secteur étudié au NE de Rich et régi par les deux directions structurales principales.

Légende : 1) formation infraliasique, 2) calcaires liasiques, 3) marnes de la formation d'Agoudim, 4) bassins où la formation d'Agoudim présente de fortes variations de faciès, 5) plutons basiques, 6) filons basiques.

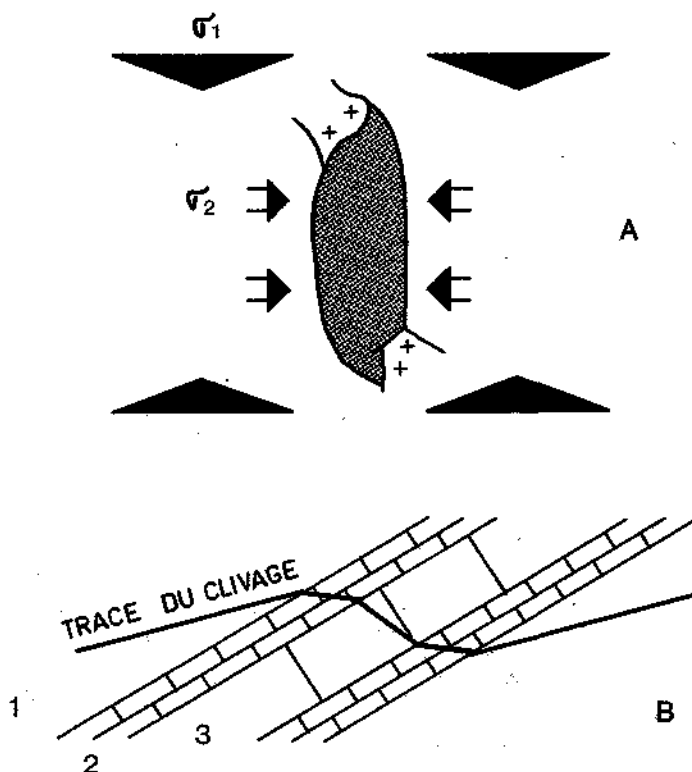


Figure 10 T : Tentatives d'explication des changements de direction du CD

- A) "Paquet coincé" (en grisé) : un panneau de roches moins compétentes forme une lentille encadrée par des roches plus compétentes. Lors de la déformation, ces dernières tendent à s'échapper vers les roches plus tendres, en les pincant.
- B) Réfraction progressive du CD vertical à travers un anticlinal formé de roches de plus en plus compétentes en allant depuis la périphérie vers le coeur de la structure.
(1) : marnes, (2) : calcaires marneux, (3) : calcaires.

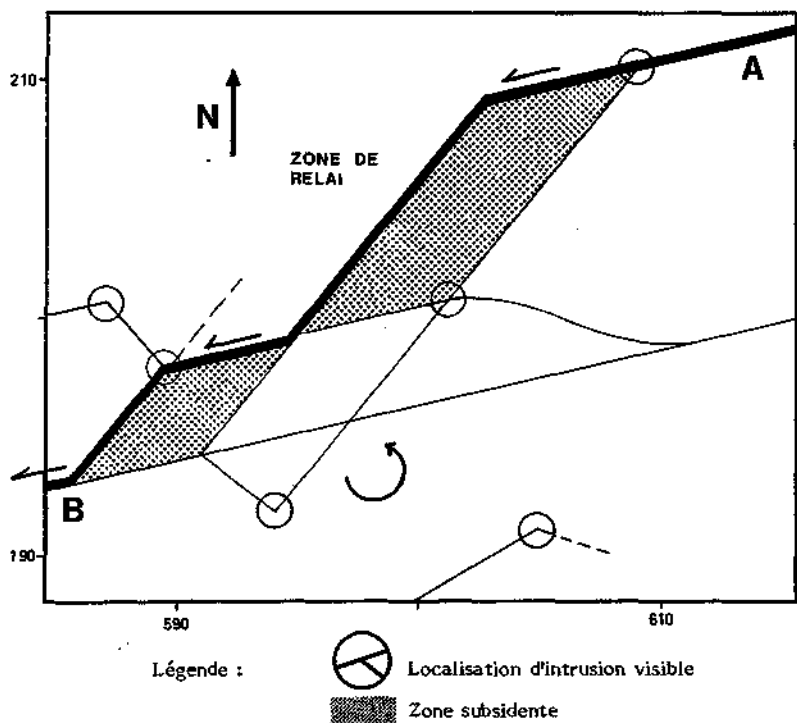


Figure 11 T : Fonctionnement de la tectonique décrochante sénestre pendant le Jurassique moyen dans le canevas structural probablement hérité de l'orogénèse Hercynienne. Les traits épais indiquent les failles le long desquelles ont eu lieu les plus importants mouvements décrochants; là où des discontinuités préexistantes ont dicté un changement d'orientation de la faille active sont apparus des panneaux en distension, ou bassins de déchirement (cf. aussi Fig. 9 T). Les intrusions gabbroïques visibles sont localisées sur certaines des intersections d'accidents tectoniques. Leur emplacement serait également compatible avec une rotation sénestre des blocs qui crée des zones en distension aux noeuds.

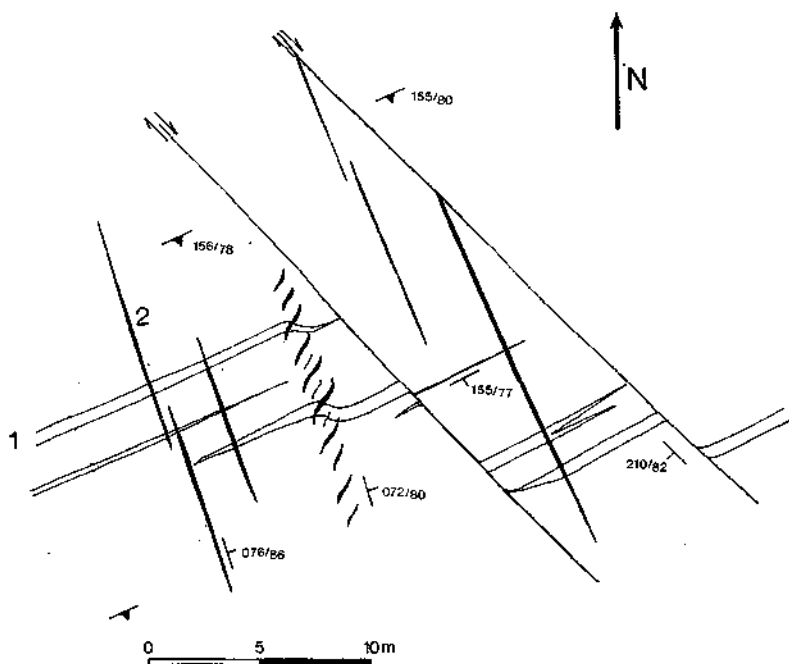


Figure 12 T : Relations de terrain entre le CD (↗), les filons d'extension associés au CD (2) et les filons de calcite à patine limoniteuse (1).

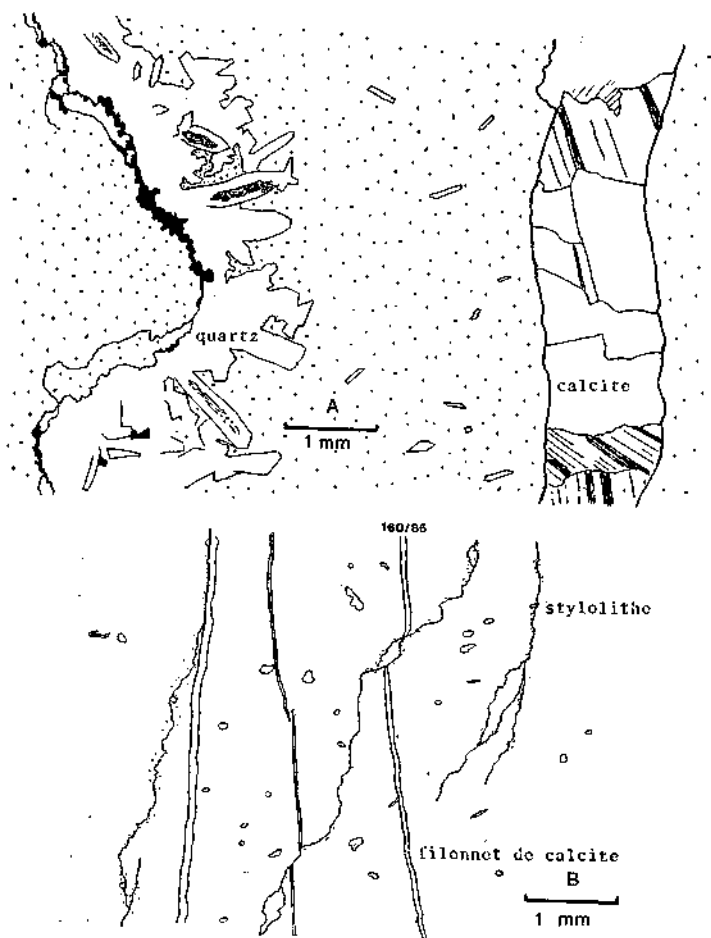
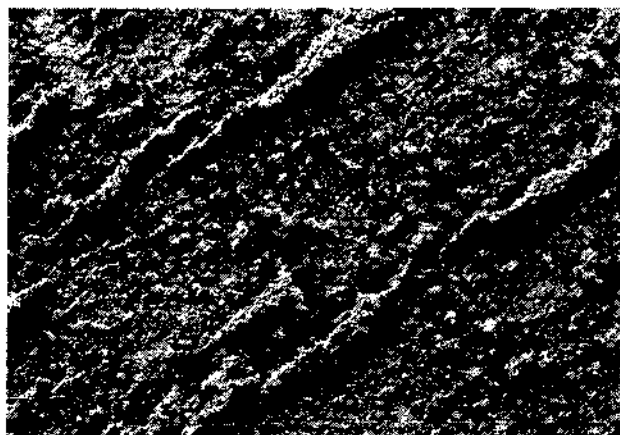


Figure 13 T : A) Dessin d'après lame mince montrant l'abondance des néoformations aux abords d'un stylolithe

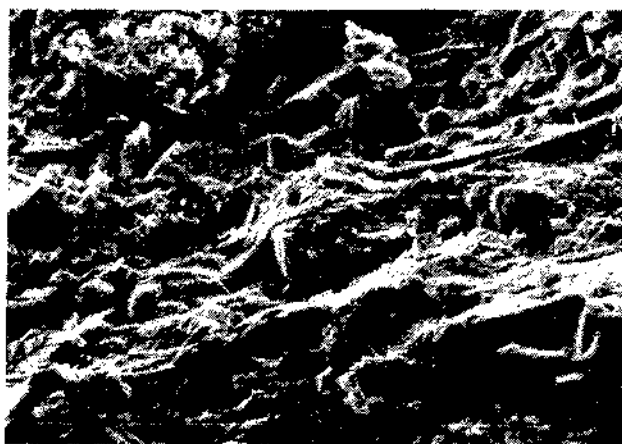
B) Dessin d'après lame mince illustrant la relation des stylolithes par rapport aux filonnets de calcite orientés E-W

A



500 μ

B



10 μ

Figure 14 T : Photo au MEB d'un échantillon affecté par le CD après attaque au HCl 5% pendant quatre minutes, ce procédé met en évidence les insolubles qui marquent la trace du clivage.

(B) (même échantillon que A) photo au MEB d'une cassure fraîche permettant d'apprécier une certaine orientation préférentielle des phyllosilicates moulant les grains de carbonate.

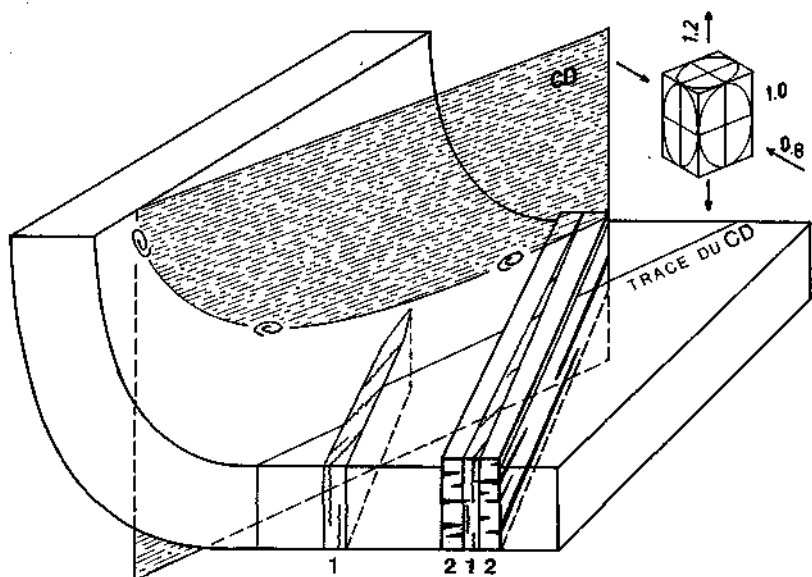


Figure 15 T : Relations spatiales schématiques entre le CD (surface grisée) et les principales structures étudiées.

- Les filons basiques (2) situés dans les synclinaux subissent un étirement vertical qui leur impose un début de boudinage,
- Les filons de calcite ferrière (1) (intradoléritique en particulier) subit une dissolution selon des plans stylolithiques parallèles aux plans du CD
- Dans la partie synclinale les ammonites (φ) (voir figure) sont déformées et apparaissent étirées parallèlement à l'axe anticlinal alors que dans le flanc anticlinal, elles apparaissent progressivement étirées perpendiculairement à l'axe anticlinal, ce qui correspond à la trace du CD sur les plans de stratification,
- sur le parallélépipède sont indiquées les déformations finies observées en moyenne.

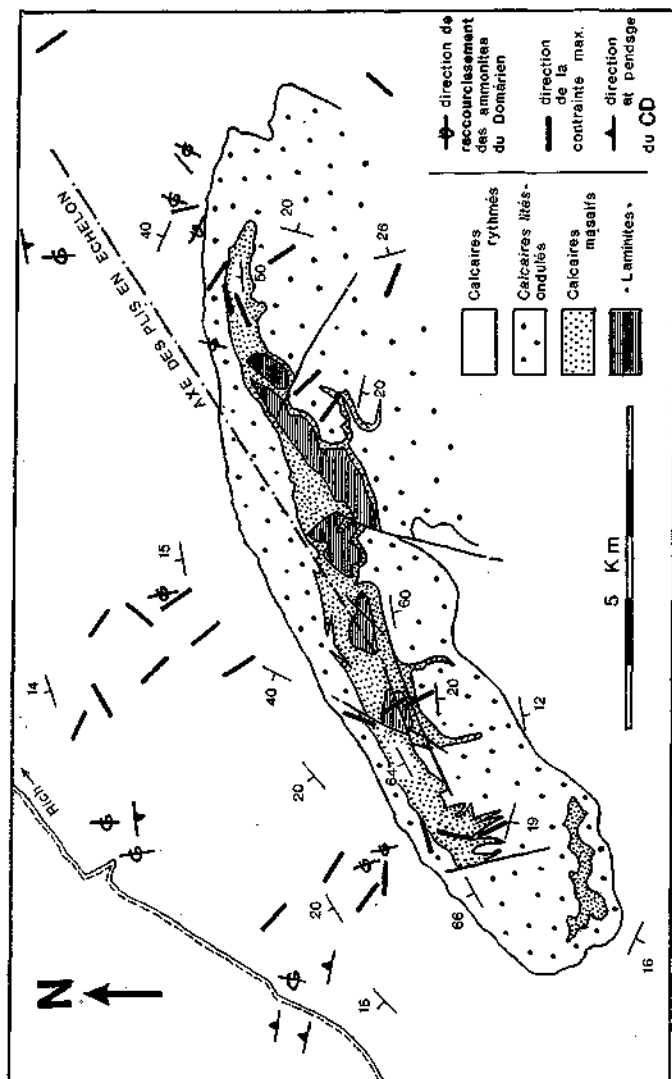


Figure 16 T : Carte structurale du chaînon du Takellalt-Akerbab

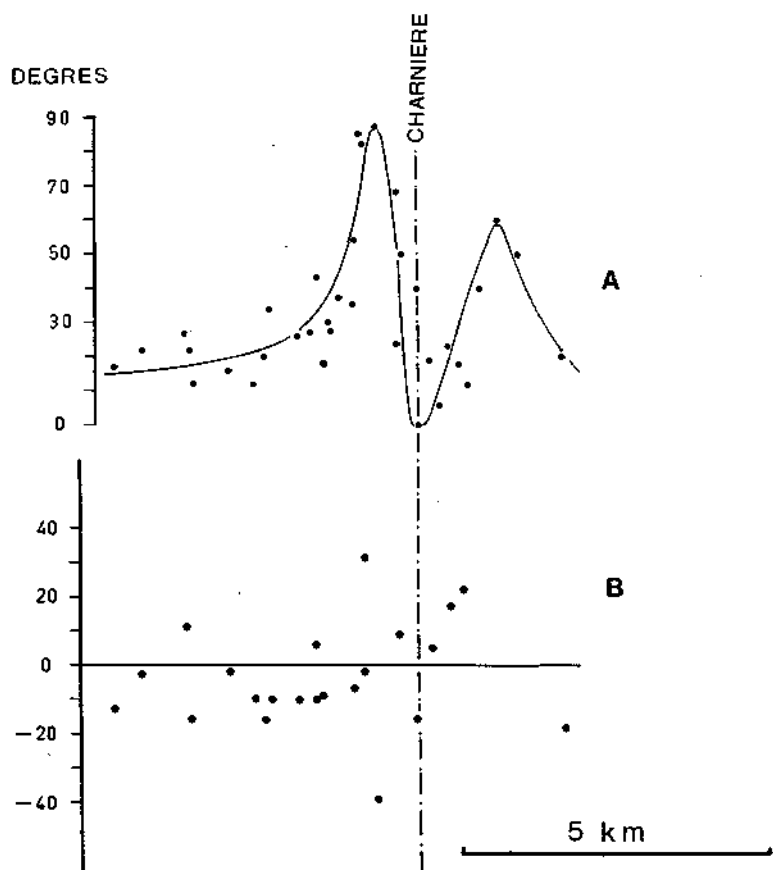
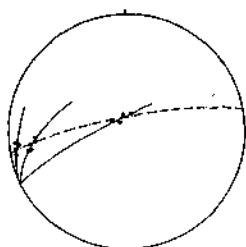


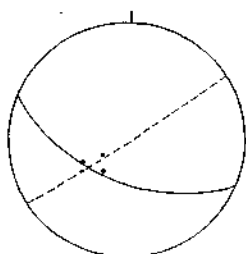
Figure 17 T : A) Pendage de la stratification à travers l'anticlinal du Takellalt-Akerbab
 B) Différence de pendage entre l'ellipsoïde défini par les diaclases
 conjuguées et la stratification.



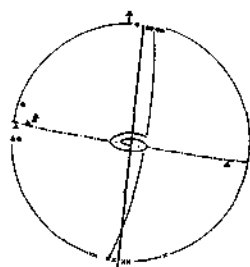
Azag n'Oufelloussene

Relations du CD (---) avec la stratification (—)

et le grand axe des ammonites déformées (●) et des crânes.



A idem



B Takellaït-Akerbab

Relations structurales sur une stratification horizontale

× pôles de la direction d'aplatissement des ammonites

▲ pôles des fentes d'extension

— trace des fentes d'extension

● pôles du CD --- trace du CD

Figure 18 T : Projections stéréographiques (canevas de Wulff, hémisphère inférieur).

SE

NW

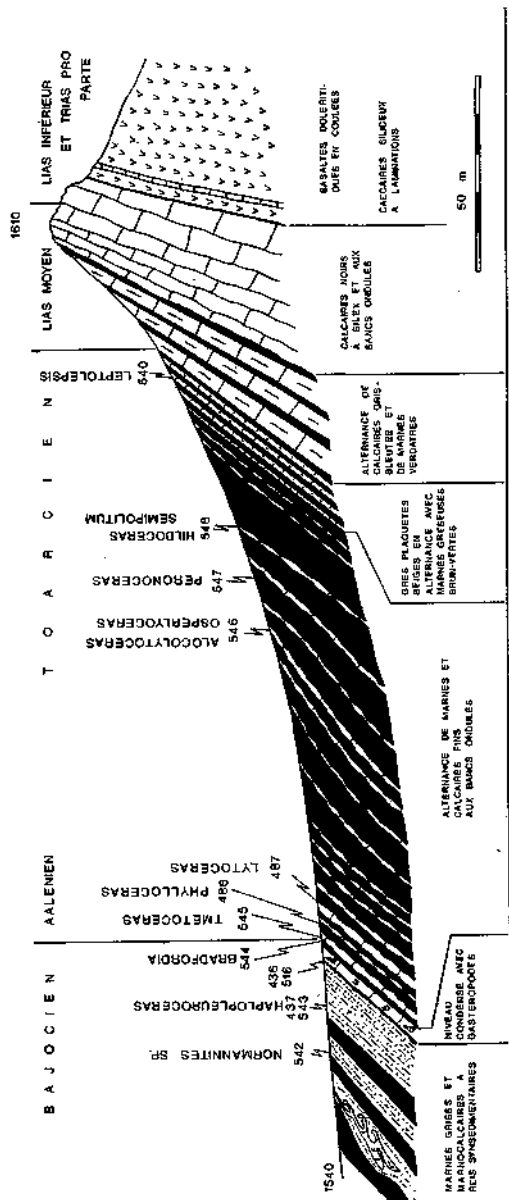


Figure 19 T : Coupe de la série lithologique réduite de l'anticlinal de Ait el Abbas, indiquant la position stratigraphique du niveau condensé et du gisement de Leptolepsis.

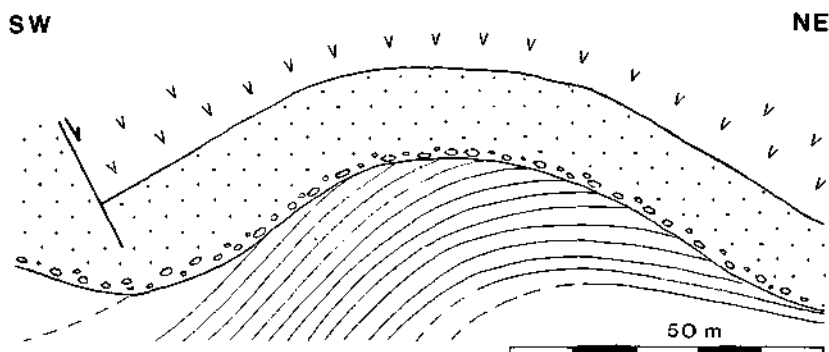


Figure 20 T : Section d'un pli hectométrique du conglomérat de base du Trias et du socle. La déformation continue de ce dernier est prouvée par le plolement de sa schistosité hercynienne (terminaison W de la boutonnière paléozoïque de Gourrama, 615.0/203.0).

- v v basaltes infraliasiques
- · · pélites gréseuses
- ○ conglomérat de base
- /// socle avec trace de la schistosité



Figure 21 T : Vue d'un filon doléritique contenant plusieurs filons de calcite ferrière parallèles au filon basique (SE de Ait el Abbas, 586.5/199.0).



Figure 22 T : Vue d'un filon de calcite ferrière présentant des stylolithes soulignés par les hydroxydes de fer surtout (SE de Ait el Abbas, 590.0/193.0).



Figure 23 T : Vue en plan des épontes métamorphisées d'une faille E-W, affectées par le CD (faille en terminaison de l'anticlinal de l'Aari Mdourt, 584.7/200.3).

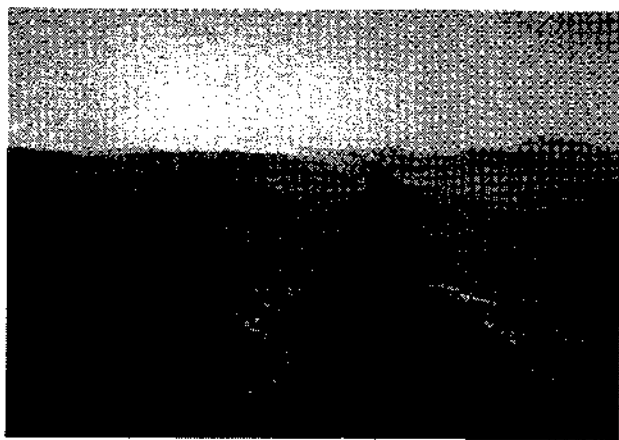


Figure 24 T : Panorama depuis le bord N du losange de l'Azag n'Oufelloussene (593.0/198.5) en direction du S. Les bancs en relief au premier plan sont des calcaires biodétritiques dont les éléments deviennent de plus en plus gros en direction du S. Ces bancs se rejoignent tous dans le massif de calcaires récifaux et conglomératiques qui constituent le sommet de l'Azag qu'on aperçoit au centre de la photo. A l'horizon apparaît la chaîne du Bou Hamid dont le sommet se trouve à droite sur l'image.



Figure 25 T : Vue, sur une coupe verticale, des filons décimétriques de calcite lerrifère traversant des marnocalcaires à stratification horizontale (590.0/193.0)

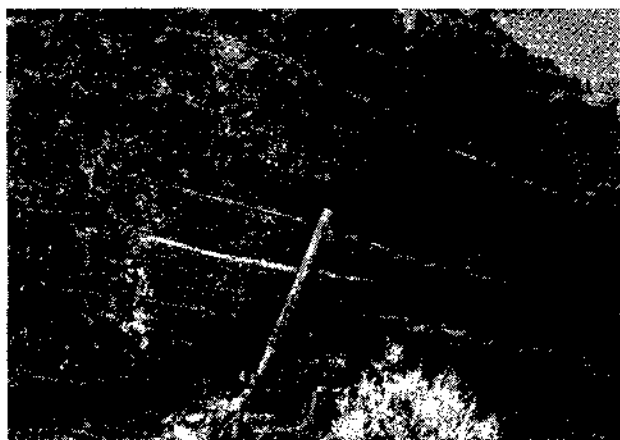


Figure 26 T : Vue, en coupe verticale, d'un filon doléritique présentant les horizontales de calcite qu'on peut toujours y observer (587.0/199.0)



Figure 27 f : Vue en plan d'une couche horizontale affectée par le CD. Elle est coupée par un filon décimétrique de calcite ferrifère qui est à son tour dérangé par les filonnets de calcite blanche orthogonaux au CD (590.0/193.0).

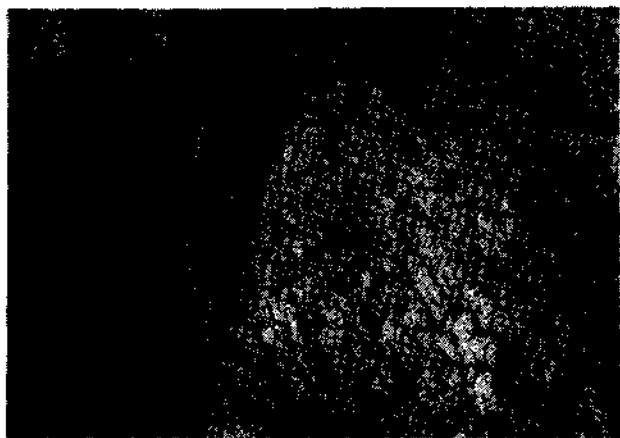


Figure 28 T : Vue des couches domériennes en position subverticale contenant des ammonites déformées. Leur grand axe est parallèle au débit en crayons visible à l'avantplan (591.0/194.0)

(METHODOLOGIE DES ANALYSES)

5.1 Dosage roche totale

Le dosage des minéraux majeurs (Calcite, Dolomite, Quartz, Feldspath, Gypse, Halite, Hématite) a été effectuée sur diffractogramme RX par la méthode des poudres avec étalon externe (Ferrero 1965), utilisé en routine à l'Institut de Géologie de Neuchâtel.

Une partie (env. 100 g.) de chaque échantillon est finement broyée dans un concasseur. Après homogénéisation on en prélève environ 2 grammes qui sont soumis à un broyage isogranulométrique par un dispositif pneumatique permettant d'éloigner du broyeur les particules ayant atteint 70 microns de diamètre. La poudre ainsi obtenue est disposée par pression dans un support métallique destiné au goniomètre du DRX.

Le diffractogramme qu'on en obtient permet d'identifier les minéraux présents dans la roche. La mesure de l'intensité des réflexes principaux de chaque minéral est traitée par ordinateur permettant de la rapporter à l'intensité obtenue pour chaque minéral pur en tenant compte des interférences et absorptions dues au mélange analysé. Les valeurs en pourcent absolu sont entachées d'une erreur de 10 %. La teneur en résidu argileux est calculée en retranchant de 100 % la somme des minéraux majeurs et représente, en plus des phyllites, des oxydes, hydroxydes et matières amorphes.

5.2 Résidu argileux

Environ 10 grammes de roche sont prélevés dans la partie finement concassée (cf. 5.1) font l'objet d'une décarbonatation par attaque HCl 10 % pendant 20 minutes. Des centrifugations alternées avec des rinçages à l'eau déminéralisée (ph = 7) permettent de désacidifier les argiles et de les mettre en suspension, les préparations sont alors versées dans des éprouvettes. La vitesse de sédimentation des particules permet de prélever des fractions granulométriques de plus en plus fines au cours du temps à condition de pipeter toujours à une même profondeur sous le menisque (4 cm). Nous avons prélevé la fraction inférieure à 16 microns après 3 minutes, la fraction inférieure à 2 microns au bout de 3 heures et 16 minutes.

La suspension pipetée est disposée, grâce à la tension superficielle, sur des plaquettes de verre.

Après séchage, les argiles s'étant disposées préférentiellement selon 001, on analyse les plaquettes au DRX. Le diffractogramme obtenu permet d'individualiser les minéraux argileux ainsi que d'en déterminer les teneurs relatives en comparant les intensités des réflexes suivants: celui à $10 \text{ \AA}$ pour l'illite, à $3,6 \text{ \AA}$ pour la chlorite, à $17 \text{ \AA}$ pour la smectite, et à $7 \text{ \AA}$ pour la kaolinite. La saturation en éthylène - glycol permet d'individualiser les minéraux gonflants tels la smectite et la corrensite.

Nos analyses ont été effectuées essentiellement sur la fraction inférieure à 2 microns, l'autre fraction servant de comparaison. Nous y avons mesuré la cristallinité de l'illite qui correspond à la largeur à mi-hauteur de la raie 001 (Kübler 1966). La cristallinité de la chlorite a été déterminée sur la raie 002 de ce minéral en mesurant la largeur à mi-hauteur.

5.3 Résidu quartzo-feldspathique

En règle générale j'ai profité des résidus de décarbonatation pour prélever ce matériel.

Après avoir soutiré les fractions argileuses (voir ci-dessus) j'ai séparé par décantation la partie argileuse de la partie en grains (quartz, feldspaths, hématite, sulfures...)

La vitesse de sédimentation de cette dernière étant bien plus grande que celle des argiles, cela m'a permis, par rinçages successifs, de concentrer les minéraux en grains au fond des éprouvettes. Les résidus ainsi obtenus ont été séchés à l'étuve 60°C , pendant une nuit, puis analysés aux rayons X et au Microscope Electronique à Balayage (MEB).

Pour la diffraction X j'ai préparé des plaquettes de verre, sur lesquelles j'ai étendu un film de 1 cm^2 de colle organique sur lequel j'ai saupoudré quelques milligrammes de résidu. Cette technique simple permet d'obtenir une préparation de minéraux désorientés malgré une faible quantité de matière. Le diffractogramme obtenu sur ces minéraux désorientés présente, pour un cristal donné, tous les réflexes caractéristiques, facilitant ainsi sa détermination.

La préparation pour le MEB est analogue, sauf que le support est un disque (rotule) en aluminium de 1 cm^2 de surface sur laquelle j'ai collé un peu de résidu; ensuite intervient la technique ordinaire du microscope électronique.

BIBLIOGRAPHIE

- AGARD, J. (1960): Les calcaires bitumeux du Crétacé moyen de la région d'Arhbal (Haute Moulouya). - Mines et Géol. 9, 51-57.
- AGARD, J. & du DRESNAY, R. (1965): La région minéralisée du J. Bou-Dahar, près de Beni Tajjite (Haut Atlas oriental): étude géologique et métallogénique. - Colloque sur des gisements stratiformes de plomb, zinc et manganèse du Maroc (2-14 mai 1962). - Notes Mém. Serv. géol. Maroc 181, 135-152.
- AL-GAILANI, M.B. (1981): Authigenic mineralizations at unconformities: implication for reservoir characteristics. - Sediment. Geol. 29, 89-115.
- ALVAREZ, W. ENGELDER, R. & LOWRIE, W. (1976): Formation of spaced cleavage and folds in brittle limestone by dissolution. - Geology 4, 698-701.
- ALVAREZ, W. ENGELDER, T. & GEISER, P.A. (1978): Classification of solution cleavage and folds in pelagic limestones. - Geology 6, 263-266.
- ARTHAUD, F. MEGARD, F. & SEGURET, M. (1977): Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. - Bull. Cent. Rech. Pau - SNPA 1, 147-188.
- BAZIN, D. (1968): Étude géologique et métallogénique des chaînes atlasiques du Tizi n'Firest au N. de Ksar es Souk (Maroc). - Notes Mém. Serv. géol. Maroc 206, 37-96.
- BLOCH, G. (1980): Etudes pétrographiques et minéralogiques des roches éruptives et sédimentaires de l'anticlinal du Aari M'Dourt. (Haut Atlas calcaire de Rich, Maroc). - Trav. de diplôme. Univ. de Neuchâtel. (inédit).
- BORG, L.Y. & SMITH, D.K. (1969): Calculated X-ray powder patterns for silicate minerals. - Geol. Soc. of Amer. mem 122.
- BURGESS, C.J. & LEE, C.W. (1978): The development of a lower jurassic carbonate tidal flat, Central High Atlas, Morocco : 1: sedimentary history. - J. sediment. Petrol. 48, 777-794.
- BURRI, P. du DRESNAY, R. & WAGNER, C.W. (1973): Tepee structures and associated diagenetic features in intertidal carbonate sands (Lower Jurassic, Morocco). - Sediment. Geol. 9, 221-228.
- BURST, J.-F. (1959): Postdiagenetic clay mineral environmental relationship in the Gulf Coast Eocene. - Clays and Clay Miner. (6th Nat. Conf. 1959), 328-341.

- CAÏA, J. (1968): Roches éruptives basiques et minéralisations en Pb, Zn et Sr de la région de Tirmist (Haut-Atlas de Midelt). - Notes Mém. Serv. géol. Maroc 206, 7-36.
- CHAPMAN, E.E. (1972): Clays with abnormal interstitial fluid pressures. - Bull. amer.Assoc.Petroleum Geol. 56, 790-795.
- CHEROTZKY, G. & CHOUBERT, G. (1973): Recueil d'analyses de roches éruptives et métamorphiques du Maroc. - Notes Mém. Serv.géol.Maroc 239.
- CHEVREMONT, P. (1977): Les roches éruptives basiques des boutonnières de Tassent et Tasraft et leurs indices métallifères (Haut Atlas central, Maroc).- C.R.Acad.Sci. (Paris) 284 D, 1493-1496.
- CHOUBERT, G. & FAURE-MURET, A. (1960-1962): Evolution du Domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Livre mémoire P. Fallot.- Mém.Soc.géol.France, h. sér., 1, 447-527.
- COURBOULEIX, S. DELPONT, G. & DESTEUCQ, C. (1980): Grands décrochements dans le domaine atlasique du Maroc. Arguments géologiques et expérimentaux. - Rapport de la Division des bassins sédimentaires, Maroc, No 51 (inédit).
- CROWELL, J.-C. (1974): Origin of late Cenozoic basins in southern California. In: Dickinson, W.R. (Ed.): Tectonics and sedimentation. - Spec. publ. Soc. Econ. Paleont.Mineral. 22.
- DESTOMBES, J. du DRESNAY, R. & JEANNETTE, A. (1951): Mission à Tirmist, Tounfite (Haut Atlas de Midelt, Maroc). - Rapport SEGM Maroc, No 271 bis (inédit).
- DUBAR, G. (1938): Sur la formation de rides à l'Aalénien et au Bajocien dans le Haut Atlas de Midelt. - C.R.Acad.Sci.(Paris) 206 D, 525-527.
- (1939): Carte géologique provisoire du Haut Atlas de Midelt au 1/200000. -Notes Mém.Serv.géol. Maroc 59.
 - (1943-1949): Notice explicative de la carte géologique provisoire du Haut Atlas de Midelt au 1/200000. - Notes mém. Serv. géol. Maroc, No 59.
 - (1948): Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc : Faune domérienne du Jebel Bou Dahr près de Beni Tajjite. Etude suivie de celle de quelques mollusques d'autres gisements marocains. - Notes Mém.Serv. géol.Maroc No 68, 250 p.
 - (1960-1962): Notes sur la paléogéographie du Lias marocain. (Domaine atlasique)- Livre Mém. Prof. P. Fallot, 529-544.

- DUBAR, G. (1978): Les formations à ammonites du Lias moyen dans le Haut Atlas de Midelt et du Tadla. - Notes Mém.Serv.géol.Maroc, No 274, 1-112.
- du DRESNAY, R. (1963): Données stratigraphiques complémentaires sur le Jurassique moyen des synclinaux d'El Mers et de Skoura (Moyen Atlas, Maroc). - Bull.Soc.géol.France 7, 5/6, 884-900.
- (1964): Les discontinuités de sédimentation pendant le Jurassique, dans la partie orientale du domaine marocain, leurs conséquences stratigraphiques et leurs relations avec l'orogénèse atlasique. - Congr. intern. Colloque du Jurassique Luxembourg 1962, 899-912.
 - (1972): Sédiments carbonatés intercotidaux et supracotidaux du Lias inférieur dans le domaine atlasique marocain. - C.R.Acad.Sci. (Paris), 275 D., 341-344.
 - (1975): Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique, dans le sillon marin du Haut-Atlas, Maroc.- 9ème Congr.intern. de Sédimentologie Nice 1975, thème 4, Tectonique & sédimentation, 2, 103-108.
 - (1975): Le milieu récifal fossile du Jurassique inférieur (Lias) dans le domaine des chaînes atlasiques du Maroc.- 2ème Symposium International Coraux et Récifs coralliens fossiles, Paris, Septembre 1975.
 - (1979): Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. - Symposium "Sédimentation jurassique W. européen". A.S.F. Publ. spéc. 1.
- du DRESNAY, R. TERMIER, G. et H. (1978): Les hexactinellides (Lyssakides et dictyonines) du Lias marocain. - Geobios, 11/3, 269-295.
- du DRESNAY, R. & MONGIN D. (1962): Découverte au Jbel Klakh (Haut-Atlas oriental marocain) d'une faune saumâtre de Lamellibranches et d'un épisode transgressif du Bathonien. - C.R.Soc.géol.France 10, p. 324.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970): The transformations of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism : a review. - Sedimentology 15, 281-346.
- DUTUIT, J.M. (1966): Apport des découvertes de vertébrés à la stratigraphie du Trias continental du couloir d'Argana (Haut Atlas occidental, Maroc). Notes Mém.Serv.géol.Maroc, 188, 29-31.

- ELMI, S. (1980): Comparaison entre l'évolution Jurassique de l'Apennin et de la marge nord-africaine. - *Mem.Soc.geol.Ital.* 21, 33-40.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des Illites sur leurs cristallinités. - *Bull. Cent.Rech.Pau - SNPA* 3, 147-154.
- EVANS, I., KENDALL, C.S.C. (1977): An interpretation of the depositional setting of some deep-water jurassic carbonates of the central high Atlas Mountains, Morocco. - in Cook, H.E. and Enos P. eds., *Deep-water carbonate environments : Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Pub.* 25, 249-261.
- FANTINI - SESTINI, N. (1978): Il genere *Phricodoceras* nel Pliensbachiano italiano. - *Riv. ital. Paleont. (Milano)*, 84/2, 327-348.
- FEURER, J. (1978): Etudes pétrographiques et structurales de la région du synclinal d'Agounou n'Bou Imchet. (Haut Atlas calcaire Midelt, Maroc). *Trav. de diplôme. Univ. Neuchâtel.* (inédit).
- FERRERO, J. (1965) Dosage des principaux minéraux des roches par diffraction de rayon X. - *Rapport C.F.P. (Bordeaux)* inédit.
- (1966): Nouvelle méthode empirique pour le dosage des minéraux par diffraction Rayon X. - *Rapport C.F.P. (Bordeaux)* inédit.
- FLUGEL, E. (1978): *Mikrolazielle Untersuchungsmethoden von Kalken.* - Springer, Berlin.
- FREY, M. BUCHER, K. FRANK, E. MULUS, L. (1980): Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel - Chiasso - A review. - *Eclogae Geol. Helv.*, 73/2, 527 - 546.
- GRATIER, J.P. (1979): Déformations superposées et déformations progressives : importance des premières structures sur la disposition des suivantes. Exemple du Haut Atlas central marocain. - *C.R.Acad.Sci. (Paris)* 288 D, 303-306.
- HAILWOOD, E.A. & MITCHELL, J.G. (1971): Paleomagnetic and radiometric dating results from jurassic intrusions in South Morocco. - *Geophys. J. astron. Soc.* 24, 351-364.
- HEGELSON, H.C. (1964): *Complexing and hydrothermal ore deposition.* - Pergamon, New York.
- (1969): Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. - *Amer.J.Sci.* 267, 729-804.

- HOROWITZ, A.S. & POTTER, P.E. (1971): Introductory petrography of fossils. - Springer, Berlin.
- JARVIS, G. & MCKENZIE, D. (1980): Sedimentary basins formation with finite extension rates. - *Earth and planet.Sci.Lett.* 48, 42-52.
- KANES, W.H., SAAI, M., EHRLICH, E. & ALEM, A. (1973): Moroccan crustal response to continental drift. - *Science* 180, 950-952.
- KASTNER, M. & SIEVER, R. (1969): Low temperature feldspars in sedimentary rocks. - *Amer.J.Sci.* 279, 435-479
- KUBLER, B. (1966): La cristallinité de Pillite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. - *Etages tectoniques. Colloque de Neuchâtel*, 105-122.
- (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de Pillite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. - *Bull.Cent. Rech.Pau - SNPA* 2, 385-397.
 - (1973): La corrensité, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. - *Bull.Cent.Rech.Pau - SNPA* 7, 543-556.
 - (1980): Les premiers stades de la diagenèse minérale : une tentative d'équivalence. 2ème partie: zonéographie par les transformations minéralogiques, comparaison avec la réflectance de la vitrinite, les extraits organiques et les gaz adsorbés. - *Bull. Ver.schweiz.Petroleum-Geol.Ling.* 46, 110, 1-22.
- KULKE, H. (1978): Tektonik und Petrographie einer formation am Beispiel der Trias des Atlassystems (NW-Africa). - *Geotekt.Forsch.* 55, 1-158.
- (1979): Sédimentation, diagenèse et métamorphisme léger dans un milieu sursalé, exemple du Trias maghrébin. - *Sci.de la Terre* 23, 2,39-74.
- LAVILLE, E. (1975): Tectonique et microtectonique d'une partie du versant Sud du Haut Atlas marocain (Boutonnière de Skoura, nappe de Toundout). Thèse spec. U.S.T.L. Montpellier (inédit).
- (1978): Incidence des jeux successifs d'un accident synsédimentaire sur les structures plicatives du versant nord du Haut Atlas central (Maroc) - *Bull. Soc.géol.France* (7), 20, 329-337.
- LAVILLE, E., HARMAND, Ch. (1982): Evolution magnétique et tectonique du bassin intracontinental mésozoïque du Haut Atlas (Maroc): un modèle de mise en place synsédimentaire de massifs "anorogéniques" liés à des décrochements. - *Bull. Soc. Géol. France* (7), 2, 213-228.

- LEBLANC, M. (1968): Etude géologique et métallogénique du Jbel Bou Arhous et de son prolongement oriental (Haut Atlas marocain oriental). - Notes Mém.Serv.géol.Maroc. 206, 117-185.
- LEE, C.W. & BURGESS, C.J. (1978): Sedimentation and Tectonic controls in the Lower Jurassic Central High Atlas through, Morocco. - Bull.geol.Soc. Amer. 89, 1199-1204.
- LE MARREC, A. & JENNY, J. (1980): L'accident de Demnate, comportement synsédimentaire et tectonique d'un décrochement transversal du Haut Atlas central (Maroc). - Bull.Soc.géol.France, (7), 22/3, 421-427.
- LE RIBAUT, L. (1975): L'exoscopie : méthode et applications. - Notes Mém.Cie.franç. Pétroles 12.
- LIPPMANN, F. (1973): Sedimentary carbonate minerals. -Springer, Berlin.
- LITTLE-GADOW, S. (1974): Influence of Nace on sedimentation. - Senckenbergiana maritima 6, 129-133.
- LORENTZ, J. (1976): Triassic sediments and bassin structure of the Kerrouchen bassin, Central Morocco. - J.sediment.Petrol. 46, 897-905.
- LUCAS, G. (1952): Bordure N des Hautes plaines dans l'Algérie occidentale. - 19ème Congr. Géol.Intern. d'Alger 1952, monographie régionale (1), 21, 139 p.
- (1962): La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation: études sur les argiles du Trias. - Mém.Serv.Carte géol. Als-Lorr. 23.
- McKENZIE, D. (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins. - Earth and planet.Sci.Lett. 40, 25-32.
- MANSPEIZER, W., PUFFER, J.H. & COUSMINER, H.L. (1978): Separation of Morocco and eastern North America : a Triassic - Liassic stratigraphic record. - Bull.geol.Soc.Amer. 89, 901-920.
- MATTAUER, M., TAPPONNIER, P. & PROUST, F. (1977): Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. - Bull.Soc.géol.France (7), 19, 521-526.
- MICHARD, A. (1976): Eléments de géologie marocaine. - Notes Mém.Serv.géol. Maroc 252, 422 p.
- MICHARD, A., WESTPHAL, M., BOSSERT, A. & HAMZEH, R. (1975): Tectonique de blocs dans le socle ataso-mésétien du Maroc : une nouvelle interprétation des données géologiques et paléomagnétiques. - Earth and planet.Sci.Lett.24, 363-368.

- MONBARON, N. (1980): Le magmatisme basique de la région de Tagalft, dans son contexte géologique régional (Haut Atlas central, Maroc). - C.R.Acad.Sci. (Paris) 290, 1337-1340.
- (1981): Sédimentation, tectonique synsédimentaire et magmatisme basique : l'évolution paléogéographique et structurale de l'Atlas de Beni Mellal (Maroc) au cours du Mésozoïque : ses incidences sur la tectonique tertiaire. - *Eclogae geol. Helv.* 74/3, 625-638.
 - (1982): Précisions sur la chronologie de la tectogenèse atlasique; exemple du domaine atlasique mésogéen du Maroc. - C.R.Acad.Sci. (Paris). (à paraître).
- MONBARON, M. & TAQUET, P. (1981): Découverte du squelette complet d'un grand Cétiosaure dans le bassin Jurassique moyen de Tillouguet (Haut Atlas central, Maroc). - C.R.Acad.Sci.(Paris) 292, 243-246.
- MOODY, J.D. (1973): Petroleum exploration aspects of wrench-fault tectonics. - *Bull. amer.Assoc.Petroleum Geol.* 57, 449-476.
- MOORE, R.C. (Editor), (1965) *Treatise on invertebrate paleontology*. - The Geological society of America and the University of Kansas Press.
- OTNUMA, K., SUSUMU, S. & SUDO, T. (1972): Triangular diagrams for surveying chemical compositions of chlorites. - *J. Toyo University, General Education (Nat.Sci.)* 15, 1-33.
- OVTRACHT, A. (1980): Tectonique salifère de l'Atlas. - *Abstr. Congr. géol. intern. France*, p. 370.
- PASSERI, L. (1976): *Sedimentologia delle rocce carbonatiche di mare sottile*. - *Boll.Soc.geol.Ital. suppl. al vol. 92* (1973).
- PERSOZ, F. (1969): Fidélité de l'analyse quantitative des poudres de roches par diffraction X. - *Bull. Cent.Rech.Pau - SNPA* 3, 329-355.
- (1982): Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. - *Matér. Carte géol. Suisse* 155.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. (1964): *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. Springer, New York, 370 p.
- PIFFNER, O.A. (1977): *Tektonisches Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz*. - *Mittl.geol.Inst.ETH u. Univ. Zürich (N.F.)* 217 (Thèse).

- REKS, I.J. & GRAY, D.R. (1982): Pencil structure and strain in weakly deformed mudstone and siltstone. - *J. of Struct. geol.* 4, 161-176.
- REY, J.F., KUBLER, B. (1982): Identification des micas des séries sédimentaires par diffraction X à partir de la série harmonique 001 des préparations orientées. - *Cahiers de l'Institut de Géologie, Neuchâtel (Suisse)*.
- SALVAN, H.M. (1974): Les séries salifères triasiques du Maroc. Comparaison avec les séries homologues d'Algérie et de Tunisie. Nouvelles possibilités d'interprétation. - *Notes Mém.Serv.géol. Maroc* 255, 7-27.
- SCHAER, J.P. (1964): Aspects de la tectonique dans le bloc occidental du massif ancien du Haut Atlas. - *C.R.Acad.Sci. (Paris)*, 258 D, 2353-2355.
- (1967): Interférence entre les structures du socle et celles de la couverture dans le Haut Atlas marocain. - *Étages tectoniques. Colloque de Neuchâtel*, 297-305.
- SCHAER, J.P. & PERSOZ, F. (1976): Aspects structuraux et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt (Maroc). - *Bull.Soc.géol.France*, (7), 18, 1239-1250.
- SITTER, L.U. de (1952): Plissement croisé dans le Haut Atlas. - *Geol. en Mijnb.* 8, 277-282.
- STANLEY, R.G. (1975): A Shoaling - upward carbonate sequence in the Dogger (middle jurassic) of the Central High Atlas of Morocco. - *Master of arts. Rice University (inédit)*.
- (1981): Middle Jurassic shoaling of the Central High Atlas Sea near Rich, Morocco. - *J.sediment. Petrol.* 51/3, 895-908.
- STETS, J. & WURSTER, P. (1981): Zur Strukturgeschichte des Hohen Atlas in Marokko. - *Geol. Rdsch.* 70/3, 801-841.
- STUDER M. (1976): Etudes pétrographiques et structurales de la région E. de la boutonnière du Taourirt Taberchent. (Haut Atlas calcaire de Midelt, Maroc). *Trav. de diplôme.Univ. de Neuchâtel (inédit)*.
- (1980): Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite-Tirrhist (Haut Atlas Central, Maroc). - *Thèse Univ. Neuchâtel*.
 - (1980): Métamorphisme d'enfouissement dans le Haut Atlas central (Maroc). Essai sur l'évaluation de l'épaisseur des couvertures sédimentaires. - *C.R.Acad.Sci. (Paris)* 291 D, 457-460.

- STUDER, M. & du DRESNAY, R. (1980): Déformation synsédimentaires en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger au Tizi n'Irhil (Haut Atlas central de Mideft, Maroc). - Bull.Soc.géol.France, (7), 22, 391-397.
- SUPKO, P., MARSZALEK, D. & BOCK, W. (1970): Sedimentary environments and carbonate rocks of Bimini, Bahamas (Miami Geol.Soc.). Compiled by H.G.M. Madison, Dickinson Univ., 30 p.
- TAN, B.K. (1973): Determination of strain ellipses from deformed ammonoids. - Tectonophysics, 16, 89-101.
- TERZAGHI, K.V. & FROHLICH, O.K. (1939): Théorie du tassement des couches argilleuses. Introduction à la mécanique analytique des argiles. - Dunod, Paris.
- TRUSHEIM, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. - Z. dtsh.geol.Ges. 109, 111-151.
- VAN HOUTEN, F.B. (1977): Triassic-Liassic deposits of Morocco and eastern North America : comparison. - Bull. amer.Assoc.Petroleum Geol. 61, 79-99.
- WARME, J.E., STANLEY, R.G. & WILSON, J.L. (1975): Middle Jurassic reef tract, Central High Atlas, Morocco. - 9th. Intern. Congress of Sedimentology, Nice, 141-150.
- WINKLER, H.G.F. (1975): Petrogenesis of metamorphic rocks. - Springer, Berlin.

Imprimé par REPRO-SERVICE Marc-A. BETRIX

CH-2034 Peseux