Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 80 (1987)

Heft: 3

Artikel: Le Trias dans le Haut Atlas central de Midelt-Imilchil (Maroc) : lithostratigraphic et signification tectonique

Autor: Heitzmann, Peter

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-166020

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 11.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Eclogae geol. Helv.	Vol. 80	Nr. 3	Pages 669–684	Bâle, décembre 1987

Le Trias dans le Haut Atlas central de Midelt-Imilchil (Maroc) – lithostratigraphie et signification tectonique

Par PETER HEITZMANN[1])

ABSTRACT

The Trias/Hettangian formation of the Central High Atlas (Morocco) is a very reduced sequence compared with the adjacent areas. It can be divided as follows: (1) lower clastic sequence which is very thin or absent; (2) main volcanic-pyroclastic sequence with subaerial basalt flows and their pryroclastic products; (3) upper clastic sequence, essentially pelitic which makes the transition to the completely marine lower Liassic limestone/dolomite series. As a consequence, the Trias formation would not have the function of a main décollement horizon and the tectonic style is not of Jura mountain type. Other mechanisms are proposed for the tectonic evolution of the Central High Atlas during the Mesozoic: differential subsidence, reactivation of earlier (Hercynian and older) structures, and evolution in a left-lateral strike-slip zone with development of mega-tension gashes, filled with middle Jurassic basic igneous rocks, and of pull-apart basins.

RÉSUMÉ

En comparant avec les régions avoisinantes, on constate que la série Trias/Hettangien à l'intérieur du Haut Atlas central marocain est extrêmement réduite. Elle peut être divisée en trois séquences: (1) Série clastique inférieure très mince ou absente; (2) série volcanique–pyroclastique, jusqu'à 200 m d'épaisseur; c'est la série principale avec des coulées subaériennes de basaltes et des produits pyroclastiques: (3) série clastique supérieure, avant tout pélitique, qui assure la transition vers les séries calcaro-dolomitiques purement marines du Lias inférieur. En conséquence, dans le Haut Atlas central la série triasique ne peut pas avoir servi de niveau de décollement général. D'autres mécanismes tels que la subsidence différentielle, la réactivation d'anciennes structures et l'évolution sous un régime décrochant senestre sont proposés pour expliquer l'evolution du Haut Atlas central pendant le Mésozoïque.

ZUSAMMENFASSUNG

Verglichen mit den umliegenden Gebieten zeigt die Trias/Hettangien-Abfolge im zentralen Hohen Atlas von Marokko eine sehr reduzierte Entwicklung. Sie kann folgendermassen gegliedert werden: (1) Untere klastische Serie, nur geringmächtig oder fehlend; (2) vulkanisch-pyroklastische Serie, bis 200 m mächtig, mit kontinentalen Basalt-Ergüssen und deren pyroklastischen Derivaten; (3) obere klastische Serie, vor allem pelitisch, als Übergangsserie zu den rein marinen Unterlias-Serien, bestehend aus Kalken und Dolomiten. Auf Grund dieser geringmächtigen und ziemlich kompetenten Ausbildung der Trias-Abfolge kann diese nicht als allgemeiner Abscherungshorizont gedient haben. Zur Erklärung der tektonischen Entwicklung des zentralen Hohen Atlas während des Mesozoikums werden andere Mechanismen vorgeschlagen, wie differentielle Subsidenz, Reaktivierung alter Strukturen und Entwicklung in einer linkssinnigen Scherzone.

[1]) Geologisches Institut der Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH–3012 Bern.

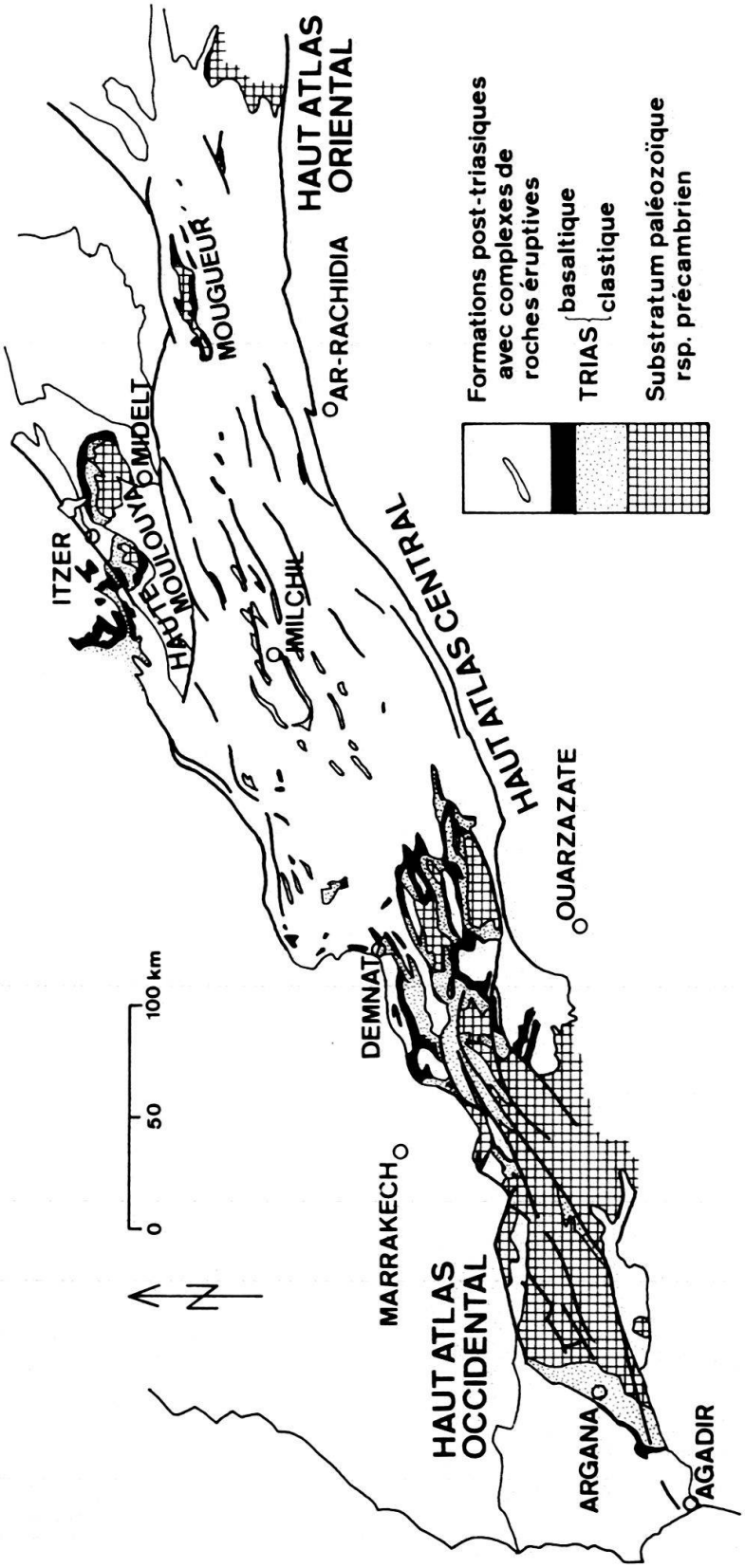

Fig. 1. Le Trias dans le Haut Atlas marocain (d'après SAADI 1975).

1. Introduction

Dans le Haut Atlas marocain, des formations détritiques et évaporitiques d'âge permo-triasique (et éventuellement du Lias basal) constituent une zone de comportement tectonique particulier, entre le socle hercynien et le Jurassique carbonaté et terrigène. Les relations entre le socle et les formations permo-triasiques peuvent être de deux types différents, suivant la région (fig. 1):

1. Les sédiments permo-triasiques à dominante gréseuse et au sommet argilo-salifère sont restés solidaires de leur substratum et la stratigraphie permo-triasique a été peu dérangée par la tectonique atlasique pendant le Mésozoïque et le Tertiaire dans les zones suivantes:
— le bassin d'Argana (TIXERONT 1973, BROWN 1980) et le bassin au Sud de Marrakech, entre Tizi-n'Test et Demnat (LEVEQUE 1961, MATTIS 1977, BIRON 1982, JENNY 1983, LE MARREC et TAUGOURDEAU-LANTZ 1983), qui s'étendent des deux côtés du «Massif ancien du Haut Atlas». Dans les deux bassins, une série inférieure permienne et une série supérieure triasique ont pu être distinguées (BIRON 1982, BEAUCHAMP 1983);
— le bassin de Itzer au nord du Haut Atlas central, qui assure la couverture du Massif de la Haute-Moulouya (DUBAR 1943/49);
— la couverture des massifs du Haut Atlas oriental (Massif d'El Bour-Mougueur, EL KOCHRI 1981, BERNASCONI 1983). Ces dépôts n'étant que très mal datés (DU DRESNAY 1979), BERNASCONI (1983) adopte le terme, non retenu ici, de «formation infraliasique»; ces terrains seront désignés tout simplement comme «Trias», sans préjudice d'une datation précise.

2. A l'intérieur du Haut Atlas central entre Demnat et la transversale Midelt – Ar-Rachidia (Ksar es-Souk), aucun affleurement de socle n'existe et les formations triasiques se présentent habituellement sous l'aspect de zones fortement déformées par la tectonique atlasique pendant le Mésozoïque et le Tertiaire; on peut distinguer deux types de gisements:
— dans les complexes de roches éruptives («boutonnières», fig. 2) constitués par des roches sédimentaires et volcaniques du Trias, ainsi que par des lambeaux de sédiments jurassiques (inférieurs et moyens) et des roches intrusives basiques et alcalines datant du Jurassique moyen–supérieur (par exemple les boutonnières de Tasraft, Tassent, Anefgou, Tirrhist, Ou Tarbat; voir: Carte géologique des boutonnières de Tassent et Tasraft, 1/50000, CHEVREMONT 1975 et carte géologique du Maroc, 1/100000, feuille Tounfite, HEITZMANN & STUDER, sous presse):
— dans des lisérés de roches sédimentaires le long de failles situées de préférence dans des zones anticlinales.

Dans ces deux types d'affleurements, les formations triasiques n'ont presque jamais de contact stratigraphique avec la formation du toit qui devrait être les «Dolomies et calcaires massifs d'Idikel» du Sinémurien (STUDER 1980, HEITZMANN & STUDER, sous presse) et plus à l'ouest les marnes et dolomies plaquetées de la «Formation d'Aït Ras» (JENNY 1985). Une stratigraphie cohérente ne peut donc pas être établie sur le terrain, mais uniquement par le biais d'une synthèse de toutes les données locales qui conduit à une coupe «idéale». Seule exception dans le Haut Atlas central, dans les montagnes de

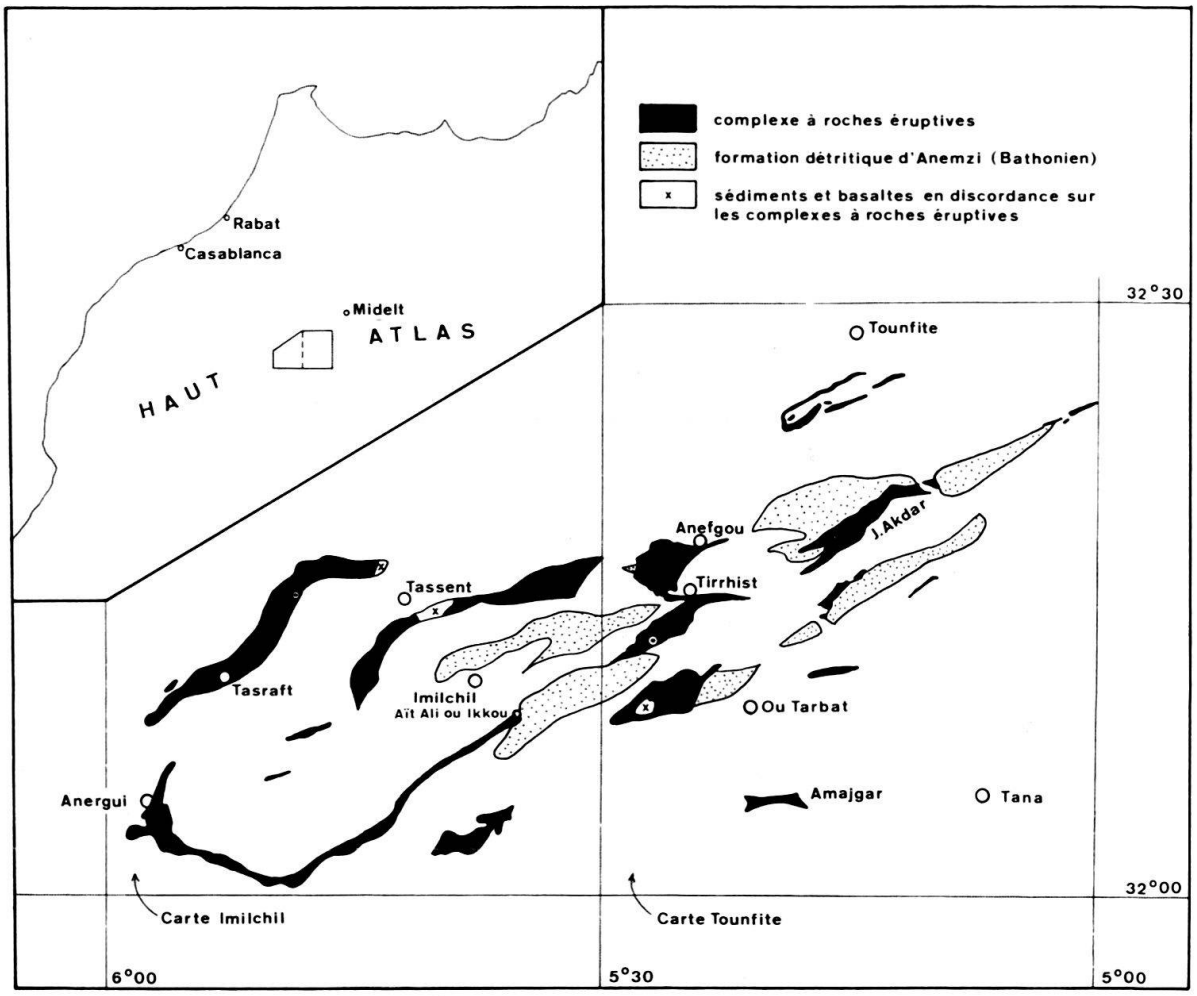

Fig. 2. La région des boutonnières dans le Haut Atlas central (d'après Carte géol. du Maroc 1:500000, feuille 3, et HEITZMANN & STUDER, sous presse).

Tana (Agni n'Tana, fig. 2), 60 km à l'ouest de Rich, se trouve une série continue Trias–Lias; deux coupes, très différentes l'une de l'autre, seront présentées.

Sur la base de la distribution régionale des différents types de Trias, on peut reconnaître une préfiguration des futures lignes conductrices de la tectonique atlasique; la structuration mésozoïque du Haut Atlas central s'est ainsi calquée sur les anciennes structures hercyniennes par l'intermédiaire du Trias.

De plus, le décollement général de la couverture mésozoïque au niveau du Trias ne peut pas jouer comme mécanisme principal dans le Haut Atlas de Midelt-Imilchil à cause du faciès réduit du Trias. Celui-ci est constitué généralement de basaltes et dolérites et les membres argilo-salifères jouent un rôle subordonné.

2. Cadre géologique

Le Haut Atlas central présente une succession de plis qui déforment la couverture sédimentaire mésozoïque. Entre les larges synclinaux s'intercalent des anticlinaux aigus, dont le cœur, souvent délimité par des failles, laisse apparaître le Trias seul ou des complexes de roches éruptives. La chaîne J. Tasreft–J. Amajgar (fig. 3) présente une coupe caractéristique de ce type d'anticlinaux: forme extrêmement asymétrique, avec le

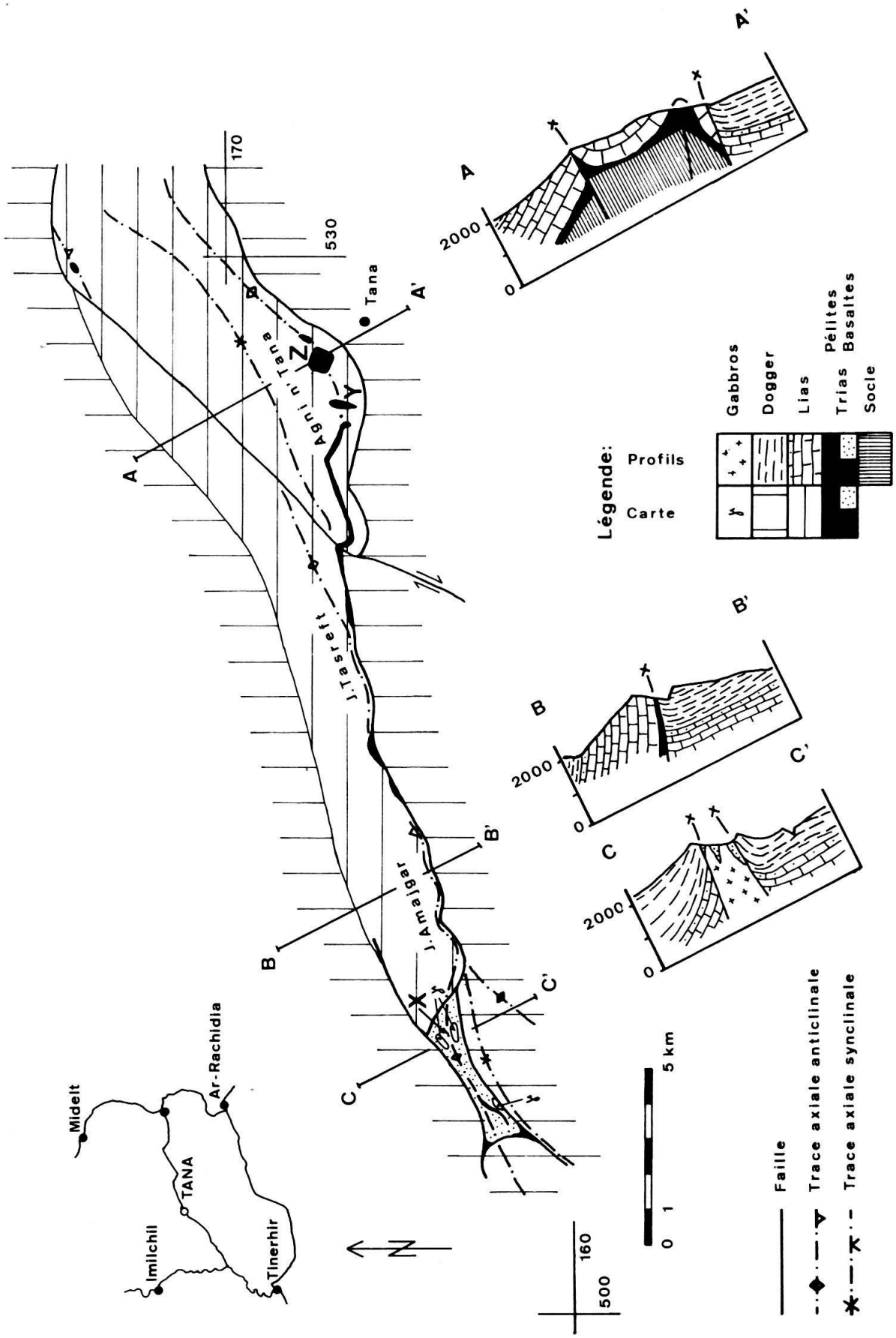

Fig. 3. Carte et profils géologiques de la chaîne anticlinale J. Amajgar – Agni n'Tana. X, Y, et Z: Localisation des coupes stratigraphiques de la fig. 4.

flanc NW, constitué par les formations du Lias, fortement incliné et séparé par une faille inverse du flanc SE; ce dernier est affaissé et taillé dans les formations du Dogger. Dans le cœur, le Trias apparaît le long de la faille, en bande discontinue (fig. 3, profil B).

C'est dans les complexes de roches éruptives (fig. 2), avant tout dans ceux de Amajgar, Ou Tarbat et Tirrhist, que des coupes partielles des séries triasiques ont pu être levées. La boutonnière d'Amajgar apparaît en position anticlinale (fig. 3, profil C). Le cœur de la structure, formé par des roches volcaniques, volcano-détritiques et sédimentaires du Trias et des gabbros d'âge jurassique, est séparé des deux flancs de Dogger par des failles. Sur les flancs de la boutonnière, les formations du Dogger inférieur présentent des épaisseurs réduites d'un facteur deux à trois, en comparaison de celles mesurées dans les synclinaux voisins. C'est là un indice attestant l'existence d'un haut-fond pendant le Dogger inférieur, au droit de la future boutonnière. Les boutonnières de Ou Tarbat et de Tirrhist sont décrites en détail respectivement par HEITZMANN (en prép.), et par STUDER (1980).

Les affleurements de Agni n'Tana se situent sur un anticlinal de forme plutôt symétrique dont le cœur est constitué de sédiments triasiques qui se continuent stratigraphiquement dans les carbonates du Lias inférieur (fig. 3, profil A). Une telle forme anticlinale ne se rencontre que rarement dans ce secteur du Haut Atlas.

3. La série stratigraphique du Trias dans le Haut Atlas central

3.1. Coupes continues du passage Trias–Lias

La coupe au nord de Tana (fig. 4, coupe Z) commence au cœur de l'anticlinal par un ensemble uniforme de plus de 100 m de pélites violettes. On y observe rarement une fine lamination due à des intercalations légèrement plus silteuses. En général, les pélites sont composées d'illite et de chlorite avec des quantités variables de quartz, feldspath potassique, plagioclase, calcite, dolomite et hématite. Les mesures de l'indice d'aigu des illites montrent une cristallinité de ces argiles qui correspond à la zone anchimétamorphique. Ces résultats s'accordent bien avec ceux de STUDER (1980) et BERNASCONI (1983) et ils peuvent être expliqués par l'enfouissement de ces formations sous les séries jurassiques (épaisseur total environ 5000 m), sans que n'intervienne l'influence d'une source thermique supplémentaire (par exemple la montée des roches éruptives jurassiques).

Au-dessus, une série épaisse d'environ 50 m assure la transition avec les Calcaires et Dolomies d'Idikel; elle comprend l'ensemble lithologique suivant:

— A la base se trouve un banc de 2 m d'épaisseur de microbrèches rouges. Les composants sont d'origine volcanique triasique (feldspaths isolés, petits galets de basalte, amygdales de quartz), ou proviennent du socle hercynien (quartzite à ciment siliceux ou carbonaté, quartz).
— 10 m de grès blancs à ciment calcaire. Les composants sont du quartz, des lattes de plagioclase, souvent cassées ou partiellement dissoutes, qui sont probablement d'origine volcanique.
— 20 m d'alternance en bancs décimétriques de grès blancs et de calcaires dolomitiques marneux. L'épaisseur des bancs de grès diminue du bas vers le haut, alors que l'épaisseur des bacs calcaires augmente dans le même sens; en même temps les grès deviennent plus fins.

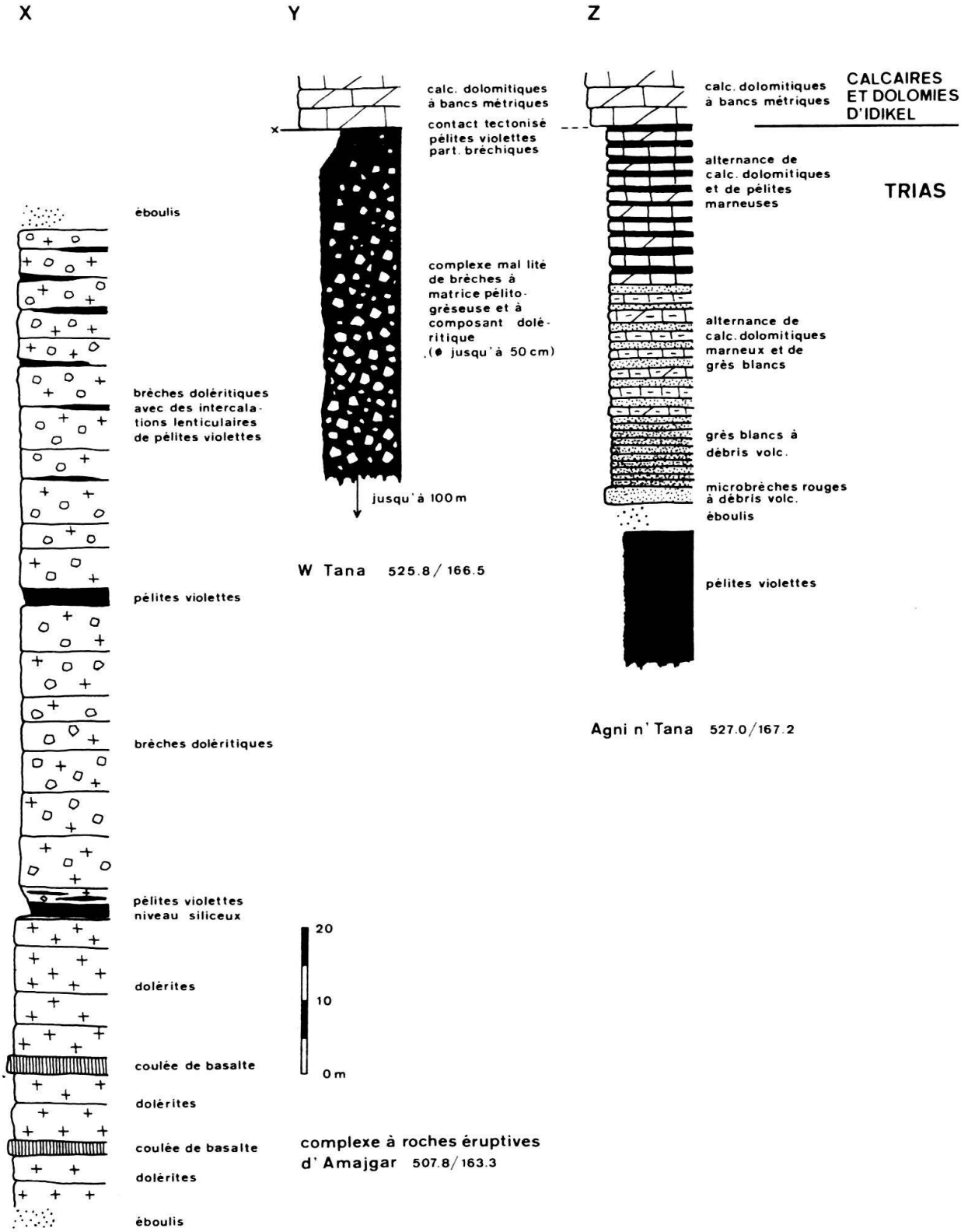

Fig. 4. Coupes stratigraphiques dans la série détritique et volcanique attribuée au Trias/Hettangien de la région de Tana – J. Amajgar. Localisation des coupes voir fig. 3.

— 20 m d'alternance en bancs décimétriques de calcaires dolomitiques et de pélites rouges, souvent marneuses.

Au-dessus de la dernière couche de pélites, des bancs demi-métriques à métriques de calcaires dolomitiques marquent le début de la formation des Calcaires et Dolomies d'Idikel, auxquels on peut attribuer un âge du Sinémurien s.l. (STUDER 1980).

L'autre coupe relevée à l'ouest de Tana est fort différente (fig. 4, coupe Y). Il s'agit d'une épaisse série monotone de plus de 100 m de brèches sédimentaires. Vu l'arrangement chaotique des éléments, une stratification ne s'observe que rarement. Ces brèches sont composées d'une matrice pélito-gréseuse à éléments volcaniques (plagioclases) et de composants doléritiques de taille décimétrique, normalement de forme anguleuse, mais quelquefois légèrement arrondie. Vers le toit, les composants volcaniques deviennent plus rares et la série est caractérisée par des pélites gréseuses. Les calcaires dolomitiques du Lias débutent brusquement, sans couches de transition. Le contact entre les deux lithologies est légèrement tectonisé avec la formation de quelques cassures à la base des couches carbonatées; mais les deux formations ne sont pas séparées par une faille importante.

3.2 Coupes non-continues, dans les complexes à roches éruptives

Dans les complexes à roches éruptives qui sont constitués de formations triasiques (sédiments et basaltes) et jurassiques (sédiments et roches éruptives), il est impossible de trouver des coupes tant soit peu complètes dans le Trias, qui puissent également montrer le passage Trias–Lias. De plus, les séries ont été généralement perturbées par la montée des roches éruptives jurassiques et par la tectonique cassante qui affecte l'intérieur de ces boutonnières. C'est dans la boutonnière d'Amajgar, composée essentiellement de roches triasiques et d'un peu de gabbros jurassiques, qu'une coupe relativement complète, de plus de 150 m, a pu être levée. Cette coupe (fig. 4, coupe X) est typique du Trias tel qu'on peut le rencontrer dans les complexes à roches éruptives; elle diffère fortement des deux coupes décrites dans l'anticlinal de Tana. La partie inférieure est avant tout volcanique, avec des dolérites amygdaloïdes en coulées métriques. Intercalées entre ces coulées doléritiques se trouvent deux coulées, de 2 m d'épaisseur chacune, de basalte à texture fine; leur débit en prismes témoigne de leur refroidissement sous des conditions subaériennes. On ne trouve jamais de laves en coussin (indice d'éruption subaquatique, lacustre ou marine), ni dans cette boutonnière, ni dans les autres de la région. Les parties moyennes et supérieures, en revanche, sont plutôt volcano-détritiques et caractérisées par des bancs métriques de dolérites bréchifiées, interrompus par des apports pélito-gréseux qui s'intercalent entre les bancs doléritiques, avant tout dans la partie sommitale. Le passage vers les calcaires dolomitiques du Lias est malheureusement couvert d'éboulis, mais la base du Lias est marquée par une faille et le contact Trias–Lias y est en tout cas tectonique.

3.3 Série synthétique et évolution sédimentaire du Trias dans le Haut Atlas central

Les coupes stratigraphiques dans le Permo-Trias des bassins sédimentaires d'Argana, au sud de Marrakech et de Itzer peuvent être subdivisées en général en trois séquences:

1. une série clastique inférieure composée de conglomerats, grès et pélites avec des assises évaporitiques dans la partie sommitale. Ces faciès montrent une évolution

partant d'un milieu continental suivi d'un milieu littoral pour passer finalement à un milieu lagunaire. La série montre de grandes épaisseurs à l'ouest, elle diminue en direction de l'est:
— environ 3000 m dans le bassin d'Argana,
— environ 600 m dans le bassin au sud de Marrakech,
— environ 100 m dans le bassin d'Itzer.

2. une série volcanique avec des coulées de basaltes et des intercalations pyroclastiques. En principe, le débit en prismes des coulées témoigne d'une éruption à l'air libre, mais localement des intercalations de laves en coussin suggèrent une mise en place sous une faible tranche d'eau (TANE et al. 1983).
   D'une manière générale, on admet que les épanchements basaltiques du Trias sont synchrones au Maroc. Ils sont datés du Trias supérieur/Hettangien (BERTRAND & PRIOTON 1975, VAN HOUTEN 1977, MANSPEITZER et al. 1978). Par conséquent, ces niveaux volcaniques donnent un niveau repère à valeur chronologique, valable pour l'ensemble du Haut Atlas central, où une datation des séries clastiques n'était pas possible jusqu'à maintenant.

3. une série clastique-évaporitique, d'âge liasique tout à fait inférieur (Hettangien). Elle est peu épaisse et assure le passage à la série carbonatée sinémurienne, purement marine.

Les coupes continues du Haut Atlas oriental, décrites par EL KOCHRI (1981) et BERNASCONI (1983), montrent habituellement la même division en séquences que dans les bassins sus-mentionnés. Dans la partie orientale de la boutonnière de Mougueur, les épaisseurs sont comparables à celles du bassin de Itzer, mais vers sa terminaison occidentale les épaisseurs sont de plus en plus réduites. BERNASCONI (1983) indique encore 60 m pour la série clastique inférieure; des coupes de EL KOCHRI (1981) montrent une forte réduction de la série inférieure, ou même de la série triasique complète qui peut manquer totalement. Il trouve ainsi les calcaires dolomitiques massifs du Lias en discordance sur les schistes paléozoïques.

Dans la région des boutonnières du Haut Atlas central, où des coupes complètes dans le Trias n'existent pas, une série idéale peut être reconstituée à partir des affleurements triasiques à l'intérieur des complexes à roches éruptives. Comme on l'a déjà montré pour le complexe d'Amajgar (fig. 3; fig. 4, coupe Z), la partie triasique des boutonnières est composée essentiellement de roches volcaniques et la part des sédiments n'y est que modeste (Carte géologique des boutonnières anticlinales de Tassent et Tasraft, 1/50000, CHEVREMONT 1975; Carte géologique du Maroc, 1/100000, feuille Tounfite, HEITZMANN & STUDER, sous presse). Dans ces coupes partielles on trouve des pélites en intercalations entre les coulées de lave; rarement, on peut observer une accumulation finement litée de 5 à 10 m de pélites – quelquefois avec des intercalations calcaires – au toit d'une succession de coulées. Cette série pélitique peut quelquefois être considérée comme l'équivalent de la série clastique supérieure. Mais souvent, une attribution des pélites à la série inférieure ou supérieure n'est plus possible, à cause de la forte tectonisation à l'intérieur de la boutonnière.

La reconstitution d'une coupe «idéale» du Trias/Hettangien dans le Haut Atlas central, à partir des données de terrain recueillies dans les complexes à roches éruptives, est caractérisée par les points suivants (fig. 5):

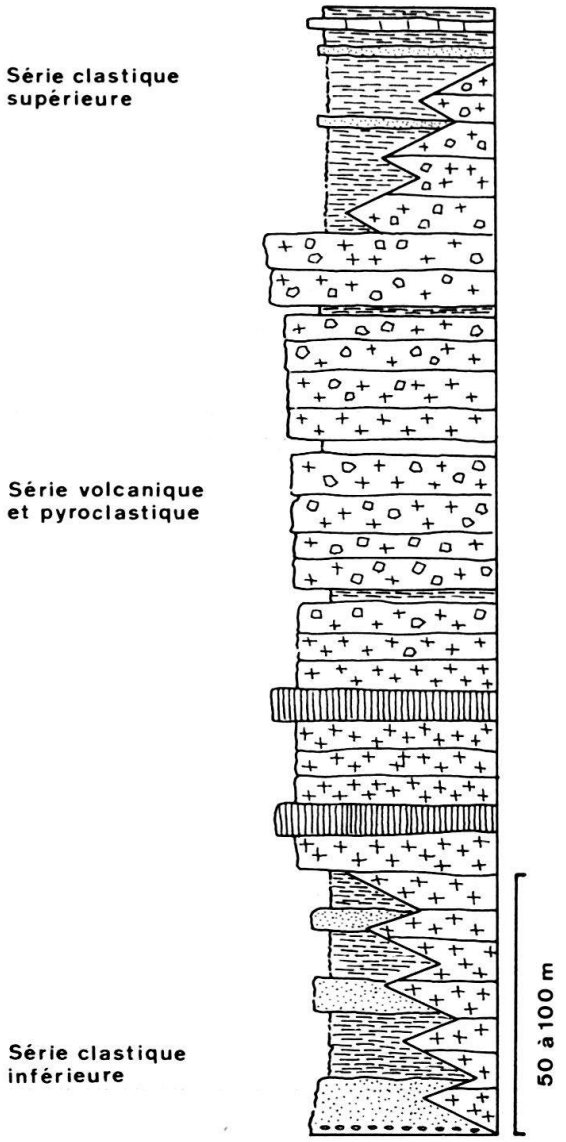

Fig. 5. Coupe synthétique la série Trias/Hettangien dans la région des boutonnières du Haut Atlas central.

1. La série clastique inférieure est fortement réduite. L'épaisseur de la série ne dépasse jamais celle mesurée dans le Haut Atlas oriental; normalement elle se situe entre 0 et 50 m.

2. La séquence volcanique est la plus importante. Elle est composée de coulées de basaltes et dolérites qui montrent souvent un débit en prismes. Mais les structures en coussins ne sont pas connues. La partie supérieure présente souvent des passages pyroclastiques (fig. 4, coupe Z).
   L'épaisseur de la série dépasse normalement 150 m, elle est donc plus épaisse que dans l'Atlas de Marrakech (TANE et al. 1983). et que dans le Haut Atlas oriental (BERNASCONI 1983).

3. La série clastique supérieure, également très réduite, est essentiellement pélitique. Les intercalations calcaires sont très rares; les intercalations évaporitiques sont absentes.

En conséquence, pendant le Trias, le Haut Atlas central de la région Midelt-Imilchil (fig. 6) ne fait pas partie des zones subsidentes, liées à la phase de rifting, précurseur de l'ouverture de l'océan atlantique. Au contraire, cette région forme une sorte de seuil à sédimentation très réduite, avant tout de faciès continental. Les structures en orgues des épanchements basaltiques caractérisent donc le même milieu. C'est seulement dans les couches de passage vers la série liasique qu'une légère influence marine se fait sentir.

Une comparaison de ce Trias à sédimentation réduite avec celui des régions avoisinantes à l'ouest (Azilal et Demnat; JENNY 1983), au sud (Aït Hani; mines de sel) et à l'est (Massif d'El Bour–Mougueur; BERNASCONI 1983) montre une influence marine plus prononcée dans ces régions. C'est donc en plein au centre d'un futur sillon atlasique déjà esquissé que se situe, pendant le Trias, une zone haute (= «seuil d'Imilchil», fig. 6); ce n'est que pendant le Lias que s'installe un régime purement marin sur tout le domaine du futur Haut Atlas.

Pendant le Trias, la région du Haut Atlas ne formait donc pas un simple golfe ouvert vers l'est, vers la Téthys (SALVAN 1974), mais la zone du futur Haut Atlas était divisée en une succession de seuils et de bassins (de l'ouest à l'est: bassin d'Argana – seuil du Massif ancien – bassin au sud de Marrakech – seuil d'Imilchil – bassin du Haut Atlas oriental). Cette succession est caractérisée par des structures hercyniennes NNE–SSW qui sont parallèles à la direction générale du futur océan atlantique (fig. 6).

Or, bien qu'elle ait formé un seuil durant une bonne partie du Trias, cette région du Haut Atlas central de Imilchil est celle qui présente les épaisseurs les plus grandes de sédiments jurassiques (HEITZMANN, en prép.):

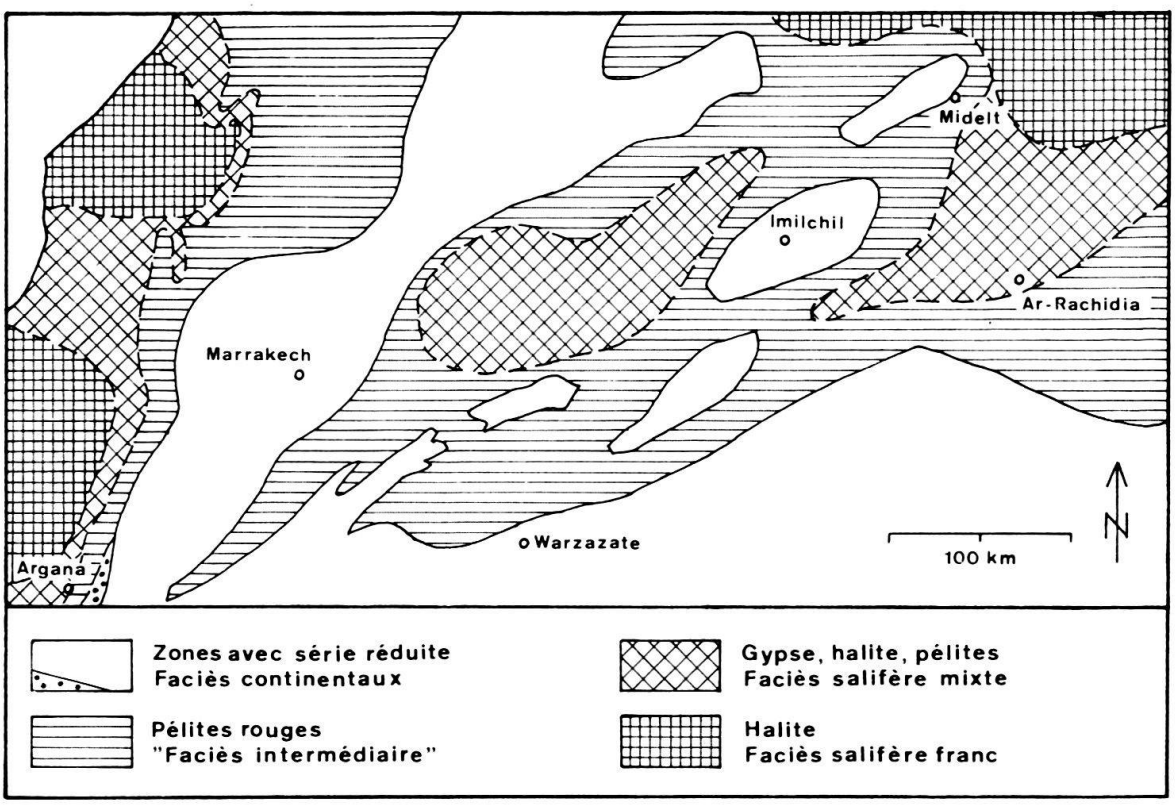

Fig. 6. Schéma de répartition des faciès du Trias supérieur du Haut Atlas central et des régions limitrophes; d'après SALVAN (1974), modifié pour la région des boutonnières dans le Haut Atlas central.

— jusqu'à 2000 m pour le Lias,
— plus de 5000 m pour le Dogger inférieur (Aalénien, Bajocien) et
— jusqu'à 2000 m pour le Dogger moyen et supérieur (Bathonien, Callovien).

On y trouve ainsi un exemple remarquable d'une inversion de subsidence radicale entre le Trias et le Jurassique inférieur et moyen.

4. Conséquences pour la tectonique du Haut Atlas central

Sur le plan tectonique, le Haut Atlas est généralement décrit comme un exemple de chaîne plissée de type jurassien (MICHARD 1976). Ce type tectonique demande comme structure principale un niveau de décollement général permettant à la couverture sédimentaire de se déformer (plissement) de façon indépendante par rapport au socle. Dans le Haut Atlas, ce décollement s'est produit généralement au niveau du Trias à faciès argilo-salifère; dans les zones à bassins subsidents triasiques, les épaisses séries d'argiles à intercalations d'évaporites représentant la série clastique inférieure, ont favorisé ce type de déformation. En revanche, la série volcanique présente un comportement mécanique trop rigide, et la série clastique supérieure est probablement trop mince pour servir de niveau principal de décollement. Un tel mécanisme a pu fonctionner uniquement dans les zones où la série triasique (avant tout la série clastique inférieure) est assez épaisse et assez plastique pour permettre un décollement général.

Dans la région des boutonnières du Haut Atlas central, ainsi que dans certaines parties du Haut Atlas oriental, la série triasique n'a jamais pu servir de niveau de décollement général, car elle est trop réduite (transgression de la série carbonatée liasique sur le socle, EL KOCHRI 1981), ou alors composée avant tout de basaltes trop rigides. En outre, les affleurements du socle dans le Haut Atlas oriental (boutonnière d'El Bour–Mougueur, lame de Paléozoïque à Foum Zabel au SE de Rich) montrent clairement que ce dernier est étroitement impliqué dans les structures anticlinales. Dans ces régions à Trias réduit, la série mésozoïque reste donc plus ou moins solidaire de son substratum. La déformation de la couverture dépend donc fortement de la structuration du socle. Les structures typiques obtenues sous un tel régime de déformation sont les anticlinaux asymétriques (fig. 3, profil B), où les deux flancs sont séparés l'un de l'autre par une faille inverse, qui se poursuit jusque dans le socle.

Localement, là où la série triasique est plus épaisse (Agni n'Tana, fig. 3), un décollement peut certes se produire. La forme de certains plis à couches ployées de façon continue, sans faille axiale (fig. 3, profil A – style exceptionnel dans se secteur du Haut Atlas), peut être interprétée comme une désolidarisation secondaire de la couverture mésozoïque par rapport à son socle, au niveau du Trias argileux.

Un décollement général dans la partie orientale du Haut Atlas central est donc improbable, à cause de la série triasique réduite et souvent trop rigide (basaltes); en outre, une «zone sous-compactée» comme l'a postulée BERNASCONI (1983) ne peut être la clef unique pour expliquer toute la tectogenèse du Haut Atlas central. On pourrait envisager que ce mécanisme de sous-compaction ait joué localement, là où s'est produite une injection de pélites triasiques dans les séries jurassiques, le long de failles. Mais remarquons toutefois que, le plus souvent, ces pélites triasiques sont en association intime avec des roches intrusives du Dogger et que le moteur de la montée des sédiments est le même que pour ces roches intrusives.

Les modèles tectoniques doivent donc prendre en considération qu'un décollement général n'existe pas, et que la déformation de la couverture dépend fortement de la structuration du socle. D'autres mécanismes doivent alors jouer un rôle important, dont nous citons ci-dessous très brièvement les principaux:

1. Subsidence différentielle

Une subsidence différentielle pendant le Lias et le Dogger a pu être mise en évidence dans le Haut Atlas central:

— Dans plusieurs chaînons anticlinaux, une sédimentation réduite a pu être mise en évidence, localement déjà pendant le Lias supérieur (Tizi n'Irhil, STUDER & DU DRESNAY 1980), mais avant tout pendant le Dogger inférieur (MONBARON 1981, HEITZMANN & STUDER, sous presse, JENNY, sous presse).
— Les séries clastiques de la «Formation détritique rouge et verte d'Anemzi» d'âge Bathonien–Callovien qui remplissent les synclinaux du Haut Atlas central, présentent également des variations de puissance entre les parties bordières et le centre des bassins, ce qui confirme la formation d'une structure en rides et bassins durant toute la sédimentation (fig. 2 et 7; STUDER 1980, JENNY et al. 1981, JENNY 1984, MONBARON 1982, HEITZMANN, en prép.).

2. Réactivation d'anciennes structures

Les structures du Haut Atlas central suivent généralement deux directions principales: l'une est E–W à ENE–WSW et l'autre NNE–SSW:

— Les anticlinaux principaux à failles inverses marquent la direction E–W/ENE–WSE. De plus ces mêmes directions E–W/ENE–WSW délimitent le sillon du Haut Atlas dans son ensemble et elles peuvent être reconnues à travers tout le Maghreb. Elles caractérisent ainsi les structures, liées à l'évolution de la terminaison sud-occidentale de la Téthys.
— L'autre, la direction NNE–SSW, est soulignée par des failles qui limitent les complexes à roches éruptives (fig. 7) et par des anticlinaux secondaires qui assurent la liaison entre les chaînons principaux. De plus, les bordures de quelques bassins remplis de séries du Jurassique rouge suivent la même direction. Cette direction est fortement liée au développement de l'Atlantique (HINZ et al. 1982).

Ces mêmes directions sont exactement les fils conducteurs des déformations attribuées à l'orogenèse hercynienne (PROUST 1973, MICHARD 1976), mais on les identifie déjà lors d'une phase de structuration plus ancienne, qui appartient à l'orogenèse panafricaine et qui influence le développement de la marge nord-ouest africaine pendant le Paléozoïque (PIQUE 1979).

3. Evolution en régime décrochant

Au premier coup d'œil, la forme des boutonnières (avant tout celles de Anefgou, Tirrhist et Ou Tarbat, fig. 7) fait penser à d'énormes fentes de tension remplies de roches basiques. En effet, l'arrangement des ces complexes à roches éruptives par rapport aux failles principales s'explique aisément par un système de décrochement, avec ouverture de fentes de tension. De plus, l'analyse des bassins remplis par les sédiments rouges du Jurassique moyen, de leur forme et de la succession des discordances sur leurs marges

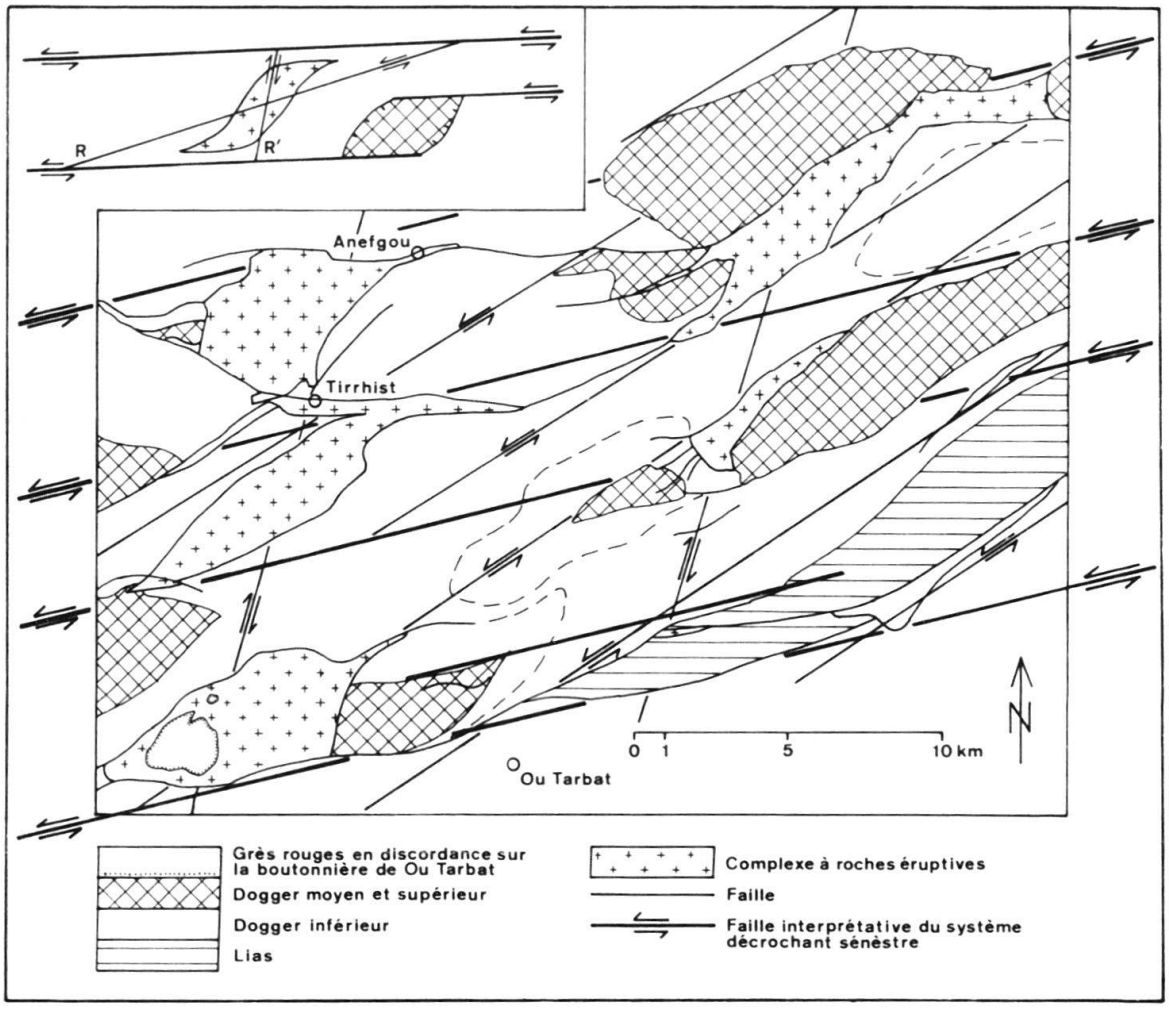

Fig. 7. Schéma interprétatif des grandes structures dans la partie orientale du Haut Atlas central; déformation dans un système décrochant senestre; modifié d'après HEITZMANN & STUDER (sous presse). R. et R': failles de Riedel.

(= discordances progressives), permet d'interpréter l'évolution de ces bassins en tant que bassins de déchirure («pull-apart basins»), par exemple dans les bassins de Wawizght (MONBARON 1982), Azag n'Oufelloussene (BERNASCONI 1983), Tilmi-Aït Ali ou Ikkou (HEITZMANN en prép.). L'ensemble des structures dans le Haut Atlas central s'intègre ainsi dans un modèle d'un régime transtensif senestre (fig. 7; MATTAUER et al. 1977, HEITZMANN en prép.).

6. Conclusions

1. Dans le Haut Atlas central de Midelt–Imilchil une coupe stratigraphique synthétique des séries attribuées au Trias/Hettangien, épaisse de 200–500 m, peut être divisée en trois séquences: (1) une série clastique inférieure, très mince ou absente; (2) une série volcanique, constituée de coulées subaériennes de basaltes et de leurs produits pyroclastiques, elle occupe la majeure partie de la coupe; (3) une série pélitique supérieure, très mince; elle est probablement d'âge hettangien. Cette coupe est fortement réduite, comparée à celles établies dans les régions avoisinantes, et elle suggère une région haute et peu influencée par la subsidence triasique.

2. Dans ce secteur, les séries attribuées au Trias/Hettangien n'ont pas pu servir de niveau de décollement général. Les effets de la tectonique mésozoïque reflètent ainsi fortement dans la couverture ce qui se passe dans le socle. D'autres mécanismes (subsidence différentielle, réactivation d'anciennes structures, évolution en régime décrochant sénestre) expliquent d'une manière consistante l'ensemble des structures du Haut Atlas central.

Remerciements

Je tiens à remercier tout ceux qui ont contribué à ce travail. Les travaux de terrain ont été soutenus du point de vue logistique et financier par la Division de la Géologie, Ministère de l'Energie et des Mines du Maroc et par le Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique, requêtes No. 2.277–0.74 et 2.771–0.77. Mes remerciements vont aussi à R. Bernasconi, Y. A. Brechbühler, J. Jenny, A. Michard, M. Monbaron, M. Studer, J.-P. Schaer et W. Wildi pour leurs commentaires et critiques pendant l'élaboration de ce travail.

BIBLIOGRAPHIE

BEAUCHAMP, J. (1983): Le Permien et le Trias marocain. – Bull. Fac. Sci. Marrakech, num. spéc. *1*, Sec. Sci. Terre, 1–21.

BERNASCONI, R. (1983): Géologie du Haut Atlas de Rich (Maroc). – Thèse Univ. Neuchâtel.

BERTRAND, H., & PRIOTON, J.-M. (1975): Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique: Etude pétrologique et géochimique. – Thèses Univ. C. Bernard, Lyon.

BIRON, P.-E. (1982): Le Permo-Trias de la région de l'Ourika (Haut-Atlas de Marrakech, Maroc). – Thèse Univ. Grenoble.

BROWN, R. H. (1980): Triassic rocks of Argana valley, southern Morocco, and their regional structural implications. – Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. *64*, 988–1103.

DUBAR, G. (1943/réimpression 1949): Notice explicative de la Carte géologique provisoire du Haut-Atlas de Midelt au 1:200000. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, *59* bis.

DU DRESNAY, R. (1979): Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. Symposium «Sédimentation jurassique W européen». – Assoc. Sédimentol. France, Publ. *1*, 345–365.

EL KOCHRI, A. (1981): Etude géologique de la boutonnière de Mougueur–El Bour (Haut Atlas oriental, Maroc). – Thèse 3e cycle, Paris.

HEITZMANN, P. (en prép.): Les relations entre sédimentation, structuration et manifestation magmatiques dans le Haut Atlas central (Maroc).

— (en prép.): Subsidence et isostasie dans le Haut Atlas central (Maroc).

HEITZMANN, P., & STUDER, M. (sous presse): Notice explicative de la Carte géologique du Maroc au 1/100000, feuille Tounfite. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc.

HINZ, K., DOSTMANN, H., & FRITSCH, J. (1982): The continental margin of Morocco: Seismic sequences, structural elements and geological development. In: U. VON RAD, K. HINZ, M. SARNTHEIN, E. SEIBOLD (Ed.): Geology of the northwest African continental margin (p. 34–60). – Springer, Berlin.

JENNY, J. (1983): Lithostratigraphie des dépôts permo-triasiques du Haut-Atlas central au Sud d'Azilal (Maroc). – Bull. Fac. Sci. Marrakech, num. spéc. *1*, Sec. Sci. Terre, 50.

— (1984): Dynamique de la phase tectonique synsédimentaire du Jurassique moyen dans le Haut Atlas central (Maroc). – Eclogae geol. Helv. *77*, 143–152.

— (sous presse): Mémoire explicatif de la Carte géologique du Maroc au 1/100000, feuille Azilal. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc 339 bis.

JENNY, J., LE MARREC, A., & MONBARON, M. (1981): Les Couches rouges du Jurassique moyen du Haut Atlas central (Maroc): corrélations lithostratigraphiques, éléments de datations et cadre tectono-sédimentaire. – Bull. Soc. géol. France (7), *23*, 627–639.

LE MARREC, A., & TAUGOURDEAU-LANTZ, J. (1983): Description lithostratigraphique du Permien (?) – Trias du Haut Atlas de Demnat, Maroc et nouvelle datation palynologique. – Bull. Fac. Sci. Marrakech, num. spéc. **1**, Sec. Sci. Terre, 52–60.

LEVEQUE, P. (1961): Contribution à l'étude géologique et hydrologique de l'Atlas de Demnate (Maroc). – Thèse Sci., Paris.

MANSPEIZER, W., PUFFER, J. J., & 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., TAPPONIER, 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.

MATTIS, A. F. (1977): Nonmarine triassic sedimentation, Central High Atlas mountains, Morocco. – J. Sediment. Petrol. *47*, 107–119.

MICHARD, A. (1976): Eléments de Géologie Marocaine. – Notes Mém. Serv. Géol. Maroc. *252*.

MONBARON, M. (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*, 625–638.

— (1982): Un relief anté-Bathonien enfoui sur la ride du Jbel La'bbine (Haut Atlas central, Maroc); conséquences pour la chronologie de l'orogenèse atlasique. – Bull. Ver.schweiz. Petroleum-Geol. *48*/114, 9–25.

PIQUE, A. (1979): Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: La Meseta marocaine nord-occidentale. – Sci. géol. Mém. Strasbourg *56*.

PROUST, F. (1973): Etude stratigraphique, pétrographique et structurale du bloc oriental du Massif ancien du Haut Atlas (Maroc). – Notes Mém. Serv. géol. Maroc *254*, 15–53.

SALVAN, H. M. (1974): Les séries salifères du Trias marocain; caractères généraux et possibilités d'interprétation. – Bull. Soc. géol. France (7), *16*, 724–731.

STUDER, M. (1980): Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite–Tirrhist (Haut Atlas central, Maroc). – Thèse, Univ. Neuchâtel.

STUDER, M., & DU DRESNAY, R. (1980): Déformations synsédimentaires en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger, au Tizi n'Irhil (Haut Atlas central de Midelt, Maroc). – Bull. Soc. géol. France (7), *22*, 391–397.

TANE, J. L., DE PACHTERE, P., FERRANDINI, J. et M., BERTRAND, H. et GIROD, M. (1983): Le volcanisme permien et triassique de l'Atlas de Marrakech dans son contexte sédimentaire. – Bull. Fac. Sci. Marrakech, num. spéc. *1*, Sec. Sci. Terre 101–112.

TIXERONT, M. (1973): Lithostratigraphie et minéralisations cuprifères et uranifères stratiformes syngénétiques et familières des formations détritiques permo-triasiques du Couloir d'Argana, Haut Atlas occidental (Maroc). – Notes Mém. Serv. géol. Maroc *249*, 147–177.

VAN HOUTEN, F. B. (1977): Triassic-Liassic deposits of Morocco and Eastern North America; Comparison. – Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. *61*, 79–99.

Cartes

Carte géologique du Maroc au 1:500000, feuille 3. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc. **70**; Rabat (1956).

CHEVREMONT, P. (1975): Carte géologique des boutonnières de Tassent et Tasraft, 1:50000. – Thèse, Lyon.

HEITZMANN, P., & STUDER, M. (sous presse): Carte géologique du Maroc 1/100000, feuille Tounfite. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc.

JENNY, J. (1985): Carte géologique du Maroc 1/100000, feuille Azilal. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc **339**.

MONBARON, M. (1985): Carte géologique du Maroc 1/100000, feuille Beni Mellal. – Notes Mém. Serv. géol. Maroc, **341**.

SAADI, M. (1975): Carte structurale du Maroc (Provinces du Nord) au 1/2000000. – Notes Mém. géol. Maroc **278**.

Manuscrit reçu le 21 février 1986
Révision acceptée le 30 juin 1987