

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/325467110>

# LA GÉOLOGIE SAHARIENNE RÉVISITEE (1980–2009)

Article · January 2009

CITATION

1

READS

4,636

7 authors, including:



**A. Nedjari**

University of Science and Technology Houari Boumediene

51 PUBLICATIONS 85 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



**Hamdidouche Rachid**

FSTGAT-USTHB

7 PUBLICATIONS 12 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



**A. Benhamouche**

Centre National de Recherche Appliquée en Génie Parasismique CGS

15 PUBLICATIONS 87 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Lower Paleozoic in Bechar province ( South-est Algeria) [View project](#)

# LA GÉOLOGIE SAHARIENNE RÉVISITÉE (1980-2009)

Ahmed NEDJARI\*, Rachid AÏT OUALI\*, Rachid HAMDIDOUCHE\*,  
Azzedine BENHAMOUCHE\*, Farida DEBAGHI\*\*, Farid, AMROUCHE  
et Kamel MESSAMRI\*

## RÉSUMÉ

*La Géologie Saharienne est revisitée* depuis les années 80, à la lumière des développements et concepts nouveaux qu'offraient les sciences de la terre.

Les objectifs, s'articulent autour d'une harmonisation des nomenclatures en terme de séries, formations, membres... dans l'analyse des remplissages des bassins et la caractérisation de ces derniers sur le plan de la géodynamique.

Ces travaux portent sur :

- **L'aventure au cours du Paléozoïque de la région de l'Ougarta** : La relation socle couverture est réexaminée et il est mis en évidence un profil d'altération ante couverture affectant le substratum volcanique à Bou Kbeïssat . Cette couverture sédimentaire est classiquement subdivisée par différents auteurs en unités lithostratigraphiques classiques. Ce découpage ne nous semble pas satisfaisant car les unités définies ne sont pas équivalentes. Aussi un autre en séries et formations, basé sur les événements majeurs est proposé.

Par ailleurs des observations récentes nuancent l'image de stabilité véhiculée jusque là par les précédents travaux . Elles montrent des instabilités à diverses époques liées à la position particulièrement sensible de cette région du Sahara Occidental. La stabilité tectonique est toute relative ; les phases calédoniennes et hercyniennes sont bien enregistrées.

- **L'histoire hercynienne dans quelques bassins au Sahara** : Avec les temps hercyniens, une nouvelle reconfiguration des paysages par une redistribution des éléments géostructuraux montre un avant pays saharien en amont d'une marge active où s'édifie et s'érode la chaîne varisque.

Cet avant pays saharien est structuré en synclises (Tindouf, Reggane, Ahnet, Mouydir, Illizi ....) peu caractérisés. Nous avons voulu pallier à cela en analysant les mécanismes de fonctionnement de ce type de bassin par l'étude du cas le plus complet, celui d'Illizi dans le SE , un cas typique.

A l'autre extrémité de la Plateforme Saharienne, le bassin de Tindouf et le bassin de Timimoun au cours de la même période , proche de la zone de suture sont difficile à ranger dans un pareil moule. Ils se montrent atypique en raison de leur une extrême mobilité.

Dans le Sud Ouest oranais, en bordure nord du craton saharien le bassin de Béchar est un bassin mobile à la périphérie de la chaîne varisque issu de la dynamique de rapprochement et des collisions subductions sur les bordures des plaques. L'analyse montre un bon modèle de bassin d'avant fosse. C'est un bassin fortement subsident avec des assises sédimentaires très épaisses, plus de 7000 m qui jalonnent un cycle complet allant de l'ouverture du bassin à sa sénescence. Les traces de pédogenèse sont particulièrement bien développées dans les faciès de plaine deltaïque et franchement continentaux de son remplissage littoral et continental de la phase de comblement. Leur analyse fine a permis une typologie des paléosols. La répétition

\*Laboratoire des Bassins Sédimentaires et des Orogènes, FSTGAT/USTHB, BP. N°32, El Alia, Bab Ezzouar, Alger, Algérie.

\*\* ANGCM Tour B Val d'Hydra, Alger

A. NEDJARI, R. AÏT OUALI, R. HAMDIDOUCHE, A. BENHAMOUCHE,  
F. DEBAGHI, F. AMROUCHE ET K. MESSAMRI

des sols et leur situation en sommet de séquences, complète l'analyse séquentielle et montre à plusieurs niveaux scalaires des événements importants dans le remplissage. Cette approche événementielle, mise au point dans ces formations en raison de la qualité du matériel, allait par la suite, se montrer, un outil fort utile dans l'étude des formations continentales du Trias, du Continental Intercalaire et Terminal sahariens .

- **Quelques pages de l'histoire alpine au Sahara** : Au Trias dans un coin NE de la Plateforme Saharienne, la Province Triasique, des méga-fossés subsidents , hétérochrones et complexes dans leur organisation, sont livrés à la sédimentation continentale sous climat aride. Dans les accidents réactivés, un magmatisme vient panser ces blessures. Ce Trias affleure peu mais il est très développé en profondeur dans les bassins.

Les approches développées jusque là dans la définition des unités de dépôt, des limites lithologiques, nous conduit à proposer dans une autre approche, une stratigraphie événementielle; un nouveau découpage, une organisation spatiale et une évolution géodynamique plus nuancées.

Au cours du Mésozoïque, dès l'Albien probablement et en relation avec l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud, la région de Béchar-Kenadsa, relique de l'avant fosse varisque, est réactivée en un bassin d'avant pays, mais qui se singularise par une puissante série évaporitique au Sénonien. Il fut analysé sommairement lors d'une exploration minière (Deleau, 1951) puis prospecté dans le détail au cours d'une recherche de sels de potassium et de magnésium par l'EREM ( 1989, 1992). Nous avons repris son étude systématique ( Hamdidouche, Nedjari, 2003).

La suite de l'histoire est essentiellement continentale et génère deux grands continentaux : le Continental Intercalaire et le Continental Terminal . Nous les avons réexaminés avec la même optique dans les régions de Timimoun, Reggan et Aoulef (Messamri, Ait Ouali, Nedjari) pour le premier et dans le bassin de Tindouf pour les formations hamadiennes (Benhamouche, Nedjari). De nouveaux découpages sont proposés.

**Mots clefs** - Sahara - Ougarta - Béchar - Illizi - Tindouf - Timimoun - Bassins - Géodynamique - Trias-Hercynien - Pédogénèse - Hamadas - Continental Intercalaire - Continental Terminal.

## **REVISITED SAHARAN GEOLOGY (1980-2009)**

### **ABSTRACT**

Think to the development and the new concepts offered by the earth sciences, the Saharan geology had been revisited since the eighties.

The objectives are articulated with the harmonization of the nomenclature in term of series, formations and members in the analysis of basins fillings and their characterization in the geodynamic field.

These works are concerning:

- **The adventure during the Palaeozoic in the Ougarta area:** The relation basement / coverage is re-examined. A pre-coverage isocathering profile affecting the volcanic substratum in Bou Kbeïsset is highlighted. This sedimentary coverage is classically subdivided by the different authors into classic lithostratigraphic units. This cutting seems to be not satisfactory because of the defined units which are not equivalent. Another series and formations nomenclature based on major events was also proposed.

Otherwise, recent observations nuance the stability served as a vehicle for the previous works. They show many unstabilities held in different epochs and linked to the position particularly sensitive of this area of Western Sahara.

- **The Hercynian history in some Saharan Basins:** In the Hercynian era, a new reconfiguration of landscapes by a redistribution of geostructural elements shows a Saharan Foreland in the upstream of an active margin where the Variscan Chain is edified and eroded. This Saharan Foreland is structured in not much characterized synclises (Tindouf, Ahnet, Mouydir, Illizi...).

We would like to mitigate this by analyzing the functioning mechanisms of this type of basins by the study of the most complete and typical case which is the basin of Illizi in the SE.

In the other extremity of the Saharan Platform, the Tindouf and Timimoun basins close to the suture zone can't be arranged in the similar mould for the same period and seem to be atypical because of their extreme mobility.

Along the Saharan Craton in the NW oranis, the Bechar Basin is considered as a mobile basin in the periphery of the Variscan Chain issued from the joining and collision/subduction along the plates.

The analysis shows a good eanol basin model. It is highly subsident with thick sedimentary beds of more than 7000m which stake a complete cycle from the opening of the basin until its senescence.

The pedogenesis traces are particularly well developed in the delta plain and continental facies. Their analysis has permitted the definition of typology. The repetition of soils and their position at the top of sequences complete the sequential analysis and show in many scalar levels very important events in the filling.

This factual approach focused on these formations because of the material quality, would then serve as a useful tool in the study of the continental, Intercalated continental and Terminal Saharan continental Trias formations.

- **Some pages of the Alpine History in the Sahara :** In the NE corner of the Saharan Platform, the subsident, heterochronous and complex Triassic province and mega ditch are delivered to continental sedimentation under dry climate.

In the reactivated leaps, magmatism comes healing the wounds.

This Trias outcrops but it is more developed in the depth of the basins.

The developed approaches until then in the definition of the deposit units, the lithologic limits lead us to propose in another approach a factual stratigraphy, a new cutting, a spatial organization and a more nuanced geodynamic evolution.

During the Mesozoic, and probably from the Albian in relation with the opening of the South Atlantic Ocean, the area of Bechar-Kenadsa which is a relic of the Variscan fore deep is reactivated into a fore land basin which is distinguished by its Senonian large evaporitic serie. It was basically analyse in a mining prospection (Deleau, 1951) and then detailed during a prospection for potassium and magnesium salt by the EREM (1989, 1992), we have taken up his systematic study (Hamdidouche et Nedjari, 2003).

The continuation of the history is essentially continental generates two large continental: Intercalated and Terminal Continental.

We have re-examined them with the same optic in the areas of Timimoun, Reggane and Aoulef (Messamri, Aït Ouali, Nedjari) for the first, and in the Basin of Tindouf for the Hammadian formations (Belhamouche, Nedjari), then new cuttings have been proposed.

**Keywords:** Sahara - Ougarta - Bechar - Illizi - Tindouf - Timimoun - Basins - Geodynamics - Trias - Hercynian - Pedogenesis - Hammada - Intercalated Continental - Terminal Continental.

## A. INTRODUCTION

*La Géologie saharienne revisitée* est une contribution qui se voudrait dans la continuité de celle réalisée par J. FABRE (cet ouvrage).

Depuis les années 80, dans le cadre d'une recherche /formation (réalisation d'une thèse, d'un magister) ou plus tard celle plus structurée d'une équipe du Laboratoire de Géodynamique des Bassins Sédimentaires et des Orogènes, certain d'entre nous consacrent l'essentiel de leur activité à la géologie saharienne.

Les objectifs, adaptés aux développements et concepts nouveaux qu'offraient les sciences de la terre (analyse séquentielle, stratigraphie séquentielle, eustatisme, subsidence...), s'articulaient autour d'une harmonisation des nomenclatures en terme de séries, formations, membres... dans l'analyse des remplissages des bassins et la caractérisation de ces derniers sur le plan de la géodynamique.

Certains de ces travaux allaient directement bénéficier des informations de l'exploration minière (EREM, ORGM, SONATRACH).

Ces travaux intéressent (fig. A.1) :

- le SW saharien avec le bassin de Béchar, la chaîne d'Ougarta, le bassin de Tindouf, celui de Timimoun;
- la région de l'Ahnet;
- le Sahara Oriental, le bassin d'Illizi;
- la Province Triasique.

Il y a lieu de distinguer dans toute cette grande "Histoire" :

- l'aventure au cours du Paléozoïque de la région de l'Ougarta à l'origine aujourd'hui d'une imposante chaîne de montagnes dans le SW;
- une histoire hercynienne, celle d'une grande partie de la Plateforme Saharienne engagée dans une autre et nouvelle logique, avec les bassins de Béchar, Timimoun, Tindouf et Illizi;
- l'aube de l'histoire alpine dans une importante région du Sahara, la Province Triasique dans ses derniers développements.

Dans l'extrême ouest, le bassin de Béchar pro parté réactivé dans la région de Kenadsa reprend du service en un bassin d'avant pays à remplissage salifère.

Plus tard, au Crétacé, la suite est décryptée dans la région de Timimoun et d'Aoulef, le Plateau de Tidikelt et le Tinrhert, ou à Tindouf dans les hamadas néogènes.

### 1. L'aventure de la région de l'Ougarta au cours du Paléozoïque (Hamdidouche, R., Nedjari, A. et Aït Ouali, R.)

La chaîne de l'Ougarta, dans le sud-ouest de la Plateforme Saharienne montre au -dessus d'un substratum volcanique ou volcano sédimentaire, une couverture sédimentaire avec des terrains qui vont du Cambrien au Dévonien. Elle est dépourvue de Carbonifère et de Permien : érosion pour certains, zone émergée pour d'autres.

Cette couverture sédimentaire est classiquement subdivisée par différents auteurs (*in* Fabre 1976 et 2005) en unités lithostratigraphiques classiques. Ce découpage ne nous semble pas satisfaisant car les unités définies ne sont pas équivalentes. Aussi, un autre en séries et formations, basé sur les événements majeurs est proposé (Nedjari et Ait Ouali 2003 et 2007, Hamdidouche travaux en cours). La relation socle couverture est réexaminée : Il est mis en évidence un profil d'altération anté couverture affectant le substratum volcanique à Bou Kbeïssat.

Les Grés de Marhouma, ultime formation, montrent une importante déformation syn-sédimentaire et des resédimentations en masse. C'est la fin du comblement et le début de l'histoire hercynienne plus précoce à l'ouest (Nedjari et Aït Ouali, 2003).

Des observations récentes dans la chaîne de l'Ougarta (Nedjari, Aït Ouali, 2000, Aït Ouali, Hamdidouche, 2002; Nedjari et Aït Ouali, 2003 et 2007; Hamdidouche et Aït Ouali, 2008) nuancent l'image de stabilité véhiculée jusque là par les précédents travaux. Elles montrent

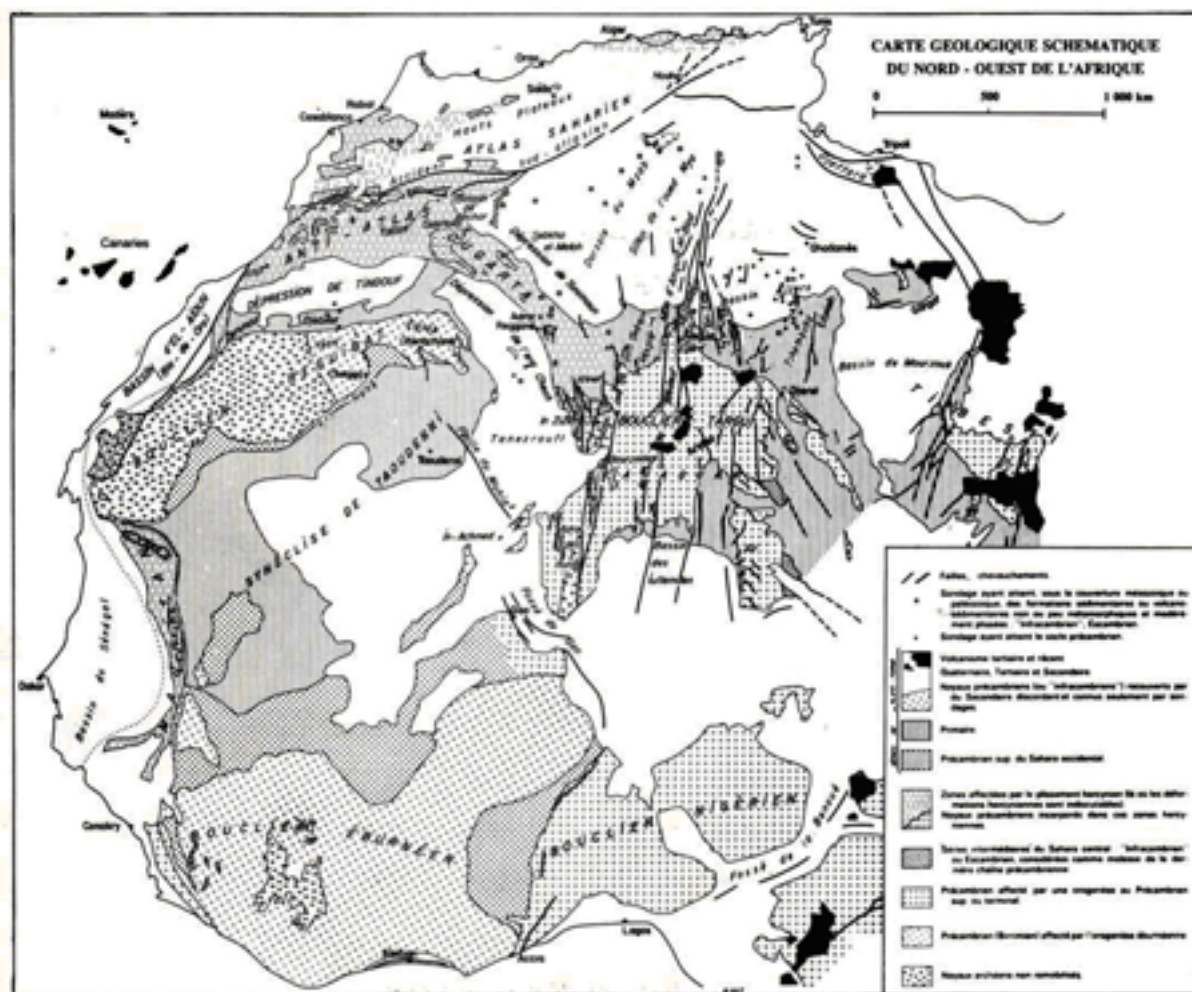


Fig . A.1 - Carte géologique schématique du Nord-Ouest de l'Afrique.

**Schematic geological map of the North Western Africa.**

des instabilités à diverses époques liées à la position particulièrement sensible de cette région du Sahara occidental. Cette "fontanelle" (Fabre, 1976 et 2005) est une zone de suture entre deux domaines ayant des comportements nuancés en raison de leur âge, histoire et rigidité différentes : le Craton Ouest Africain, une marge passive; le Bouclier Targui, une marge active. La stabilité tectonique est toute relative; les phases calédoniennes et hercyniennes sont bien enregistrées .

**2. L'histoire hercynienne dans quelques bassins au Sahara**  
(Nedjari, A, Amrouche, F., Benhamouche, A. Debaghi, R .et Aït Ouali, R.)

Avec les temps hercyniens la cinématique est à la convergence des plaques ( Sougy, 1969; Irving, 1983; Matte 1986). Elle aboutira à la

reconstitution de la Pangée. La collision entre le conti-nent "africain" ou Gondwana et le monde "euraméricain" engendre une nouvelle reconfiguration des paysages par une redistribution des éléments géostructuraux avec en particulier, un avant pays saharien en amont d'une marge active où s'édifie et s'érode la chaîne varisque.

Cet avant pays saharien est structuré en synclises (Tindouf, Reggane, Ahnet, Mouydir, Illizi ....).

Ces bassins sahariens bien explorés en raison de la qualité exceptionnelle des affleurements mais également pour les ressources associées, sont assez bien connus dans leur ensemble. Qualifiés de synclises ou sags basins, ils étaient peu caractérisés sur le plan de la géodynamique. Nous avons voulu pallier

à cela, en analysant les mécanismes de fonctionnement de ce type de bassin par l'étude du cas le plus complet, celui d'Illizi dans le SE, en raison de la persistance de la Téthys dans ce seul bassin saharien au cours du Carbonifère supérieur et d'un remplissage continu du Tournaisien au Permien (Nedjari, Amrouche, Amrane 1998).

A l'autre extrémité de la Plateforme Saharienne, le bassin de Tindouf au cours de la même période, proche de la zone de suture est difficile à ranger dans un pareil moule. L'analyse de son flanc nord montre une extrême mobilité (Amrouche et Nedjari 2004).

Dans le Gourara, celui de Timimoun assure le relais entre cette partie du domaine saharien et le bassin de Béchar. Il se montre bien atypique lui aussi (Debaghi, Aït Ouali). Certains de ses caractères, la subsidence en particulier (8 à 10 m/Ma), l'apparentent aux synclises; son extrême mobilité le rapproche des avant fosses.

Dans le sud Ouest oranais, en bordure nord du Craton Saharien le bassin de Béchar est un bassin mobile à la périphérie de la chaîne varisque issu de la dynamique de rapprochement et des collisions-subductions sur les bordures des plaques. L'érosion précoce de ces chaînes et la flexion lithosphérique induite par la subduction continentale ont abouti à la formation d'une avant fosse où le bassin de Béchar est le seul élément connu en affleurement.

Très dissymétrique, il comporte un bord nord rectiligne, mobile, puis un avant pays sud découpé en panneaux d'orientation N40 à N160 (fig. A2).

L'analyse montre un bassin d'avant fosse (Kazi Tani et *al.*, 1991). Il constitue un bon modèle car les séries affleurent bien et les structures varisques ne sont pas occultées par l'histoire alpine. Les éléments d'un modèle de bassin ont été complétés.

C'est un bassin fortement subsident avec des assises sédimentaires très épaisses plus de 7 000 m qui jalonnent un cycle complet allant de l'ouverture du bassin à sa sénescence.

Seule la phase de comblement moscovo-permienne a été étudiée dans le sillage de l'exploration des miniers de la SONAREM-EREM, les ensembles précédents ayant fait l'objet de nombreux travaux (Pareyn, Lemosquet, Legrand-Blain...).

Les traces de pédogenèses sont particulièrement bien développées dans les faciès de plaine deltaïque et franchement continentaux de cette dernière phase. Grâce à de nombreux sondages, nous avons disposé d'un beau matériel, très frais qui a permis une analyse fine et une typologie des paléosols. La répétition des sols et leur situation en sommet de séquences complète l'analyse séquentielle et montre à plusieurs niveaux scalaires (Nedjari, 1998), des événements importants dans le remplissage, tels que rupture de cycles climatiques et phases de ralentissements de la subsidence. Ils sont assimilés à un événement dans l'évolution du bassin leur apportant ainsi une "dimension" géodynamique.

Cette approche événementielle mise au point dans ces formations en raison de la qualité du matériel allait par la suite, se montrer, en ce qui nous concerne, un outil fort utile dans l'étude des formations continentales du Trias, du Continental Intercalaire et Terminal sahariens.

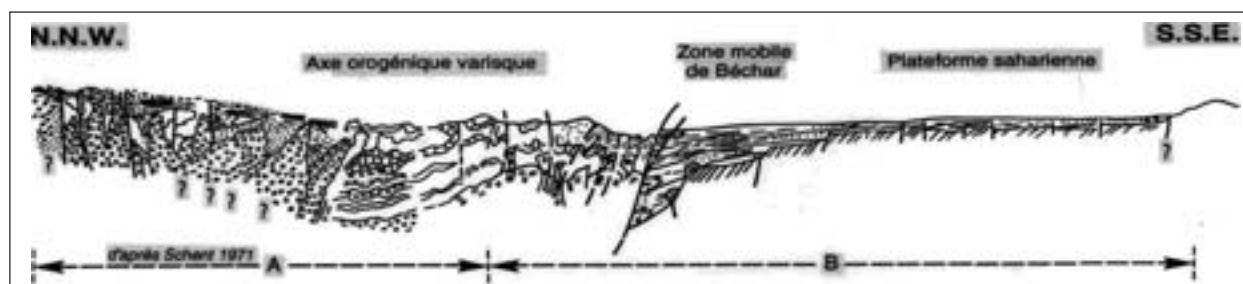


Fig. A. 2 - Coupe schématique et sans échelle à travers l'axe orogénique, le bassin de Béchar et la Plateforme saharienne durant le Carbonifère.

**Schematic cross section (without scale) through the orogenic axis of the Basin of Bechar and the Saharan platform during the Carboniferous.**

### 3. Quelques pages de l'histoire alpine au Sahara

(Nedjari, A., Aït Ouali, R., Bitam, L., Taquet, P., Benhaouche, A., Hamdidouche, R. et Messamri, K.)

Si l'histoire hercynienne fut celle de la cohabitation( fig. A3) dans la grande maison de la Pangée, l'aventure qui suivra sera distensions et fractures. Le Gondwana, futur continent africain, lourdement chargé de ses chaînes varisques, voguera désormais seul, cap vers l'orient.

Dans un coin NE de la Plateforme Saharienne, la Province Triasique, des méga-fossés, subsidents, hétérochrones et complexes dans leur organisation sont livrés à la sédimentation continentale sous climat aride. Dans les accidents réactivés, un magmatisme vient panser ces blessures.

Ce Trias affleure peu, mais il est très développé en profondeur dans les bassins.

Cette série discordante sur un substratum varié fait partie du cycle alpin qu'elle initie mais les dépôts ressemblent d'avantage aux faciès continentaux à pédogénèse de la fin du cycle hercynien (molasse rouge de la fin du carbonifère et du Permien).

Répondant dans un premier temps à un souhait de l'Entreprise SONATRACH (CRD, puis EXPLORATION), nous avons repris une

abondante documentation de subsurface (Ait Ouali et Nedjari 1994 et 1996), puis réalisé des mémoires d'ingénieurs sur des sujets proposés par "les pétroliers."

Les approches développées jusque là dans la définition des unités de dépôt, des limites lithologiques, dans un tel contexte se sont avérées mal adaptées. Il s'en est suivi un découpage en "unités" variées souvent de faible extension géographique et mal coordonnées dans un schéma géodynamique simplifié, avec des phases syn rift et post rift mal cernées (Nedjari et Ait Ouali 1997).

Une autre approche, de ces "formations" nous a amené à proposer une stratigraphie événementielle. Nous avons ainsi, recherché les coupures majeures reconnaissables dans tous les dépocentres et retenu les paléopédogénèses qui clôturent les séquences. Sur cette base, nous avons proposé une autre démarche, un nouveau découpage, une organisation spatiale et une évolution géodynamique plus nuancées.

Au cours du Mésozoïque, dès l'Albien probablement et en relation avec l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud, la région de Béchar-Kenadsa, relique de l'avant fosse varisque, est réactivée en un bassin d'avant pays mais qui se singularise par une puissante série évaporitique au Sénonien. Il fut analysé sommairement lors d'une exploration minière (Deleau, 1951) puis prospecté dans le détail au cours d'une recherche de sels de potassium et de magnésium par

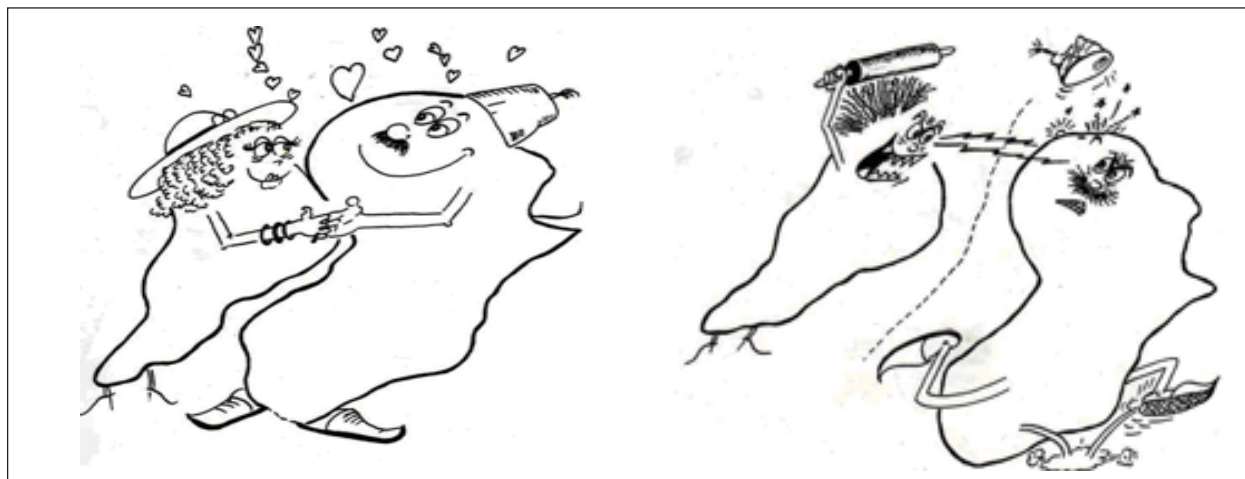


Fig. A.3 - De la cohabitation hercynienne à la dislocation alpine.

*From the Hercynian cohabitation to the Alpine dislocation.*



l'EREM (1989, 1992). Nous avons repris son étude systématique (Hamdidouche, Nedjari, 2003).

La suite de l'histoire est essentiellement continentale et génère deux grands continentaux : le Continental Intercalaire et le Continental Terminal. Nous les avons réexaminés dans les régions de Timimoun, Reggan et Aoulef, (Messamri, Ait Ouali, Nedjari) pour le premier et dans le bassin de Tindouf pour les formations hamadiennes (Benhamouche, Nedjari).

La philosophie de cette contribution n'est pas de réécrire ce qui l'a déjà été (cas du bassin de Béchar, et de la région de l'Ougarta). De ceux là, nous ne reprendrons que les contributions essentielles. Les intéressés pourraient, le cas échéant, se reporter aux écrits.

Par contre, nous nous attarderons sur ce qui est resté dans nos carnets et les derniers développements.

## **B. L'AVENTURE DE LA RÉGION DE L'UGARTA AU COURS DU PALÉOZOÏQUE (HAMDIDOUCHE, R., NEDJARI, A. ET AÏT OUALI, R.)**

### **1. Introduction**

La chaîne de l'Ougarta est une vaste zone du Sahara Ouest algérien étirée selon une direction NW-SE. Elle est longue de près de 450 km et large de 120 km.

Elle est bordée au nord par le vaste plateau crétacé de Kemkem et l'Anti Atlas (*s.l.*), à l'ouest par le bassin de Tindouf, à l'est par le Grand Erg Occidental et au sud, elle s'estompe dans le Touat. Elle est formée de deux faisceaux de même orientation; l'un à l'est, le faisceau de la Saoura et l'autre à l'ouest appelé faisceau de la Daoura; ils sont séparés par l'erg Erraoui (fig.B.1).

C'est l'une des rares régions au Sahara où le Paléozoïque affleure de façon continue du Cambrien au Dévonien supérieur. Les séries reposent sur un substratum de nature variée dont les affleurements sont cependant discontinus (fig.B.2).

Sur la région de l'Ougarta, nous avons axé cette recherche, tel qu'annoncé en introduction, sur deux points essentiels, une redéfinition des formations et séries sur des critères séquentiels et l'évolution géodynamique avec en particulier les observations nouvelles sur la phase taconique.

### **2. Le substratum anté Paléozoïque**

A l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, les séries constituant le substratum ante Paléozoïque montrent de grandes variations d'épaisseur et de faciès. Elles sont peu ou pas déformées et présentent un métamorphisme d'épizone de

basse température, sauf au contact des granites ultimes panafricains.

Ce substratum, dans la chaîne d'Ougarta, est très peu représenté. A l'exception des affleurements de Sebkhia El Mellah et de Damrane à Ben Tadjine, partout ailleurs il est recouvert par les formations quaternaires. Quelques sondages miniers peu profonds apportent des informations.

Il est bien décrit par Caby (1967, 1970, 1983). Ces descriptions sont reprises par Remichi (1987), Bouïma (1986), (Aït Kaci Ahmed, 1990) auxquels nous emprunterons de larges extraits. Ces auteurs y reconnaissent : une série flyschoidé, une série volcanique, un conglomérat de base ou de Ben Tadjine.

#### *2.1. La série flyschoidé*

Dans le Ben Tadjine, cette série est une alternance de bancs centimétriques de quartzites et d'argiles rougeâtres.

Plus à l'est, le substratum est représenté par un affleurement très réduit de schistes bruns avec des plans de schistosité verticaux. Ils sont recoupés par un sill de roches acides.

A l'entrée de Saheb El Ghessal, à l'ouest de la limite du massif volcanique de Damrane, des schistes verdâtres affleurent modestement.

#### *2.2. La série volcanique*

Le substratum des formations sédimentaires paléozoïques comprend aussi un complexe volca-

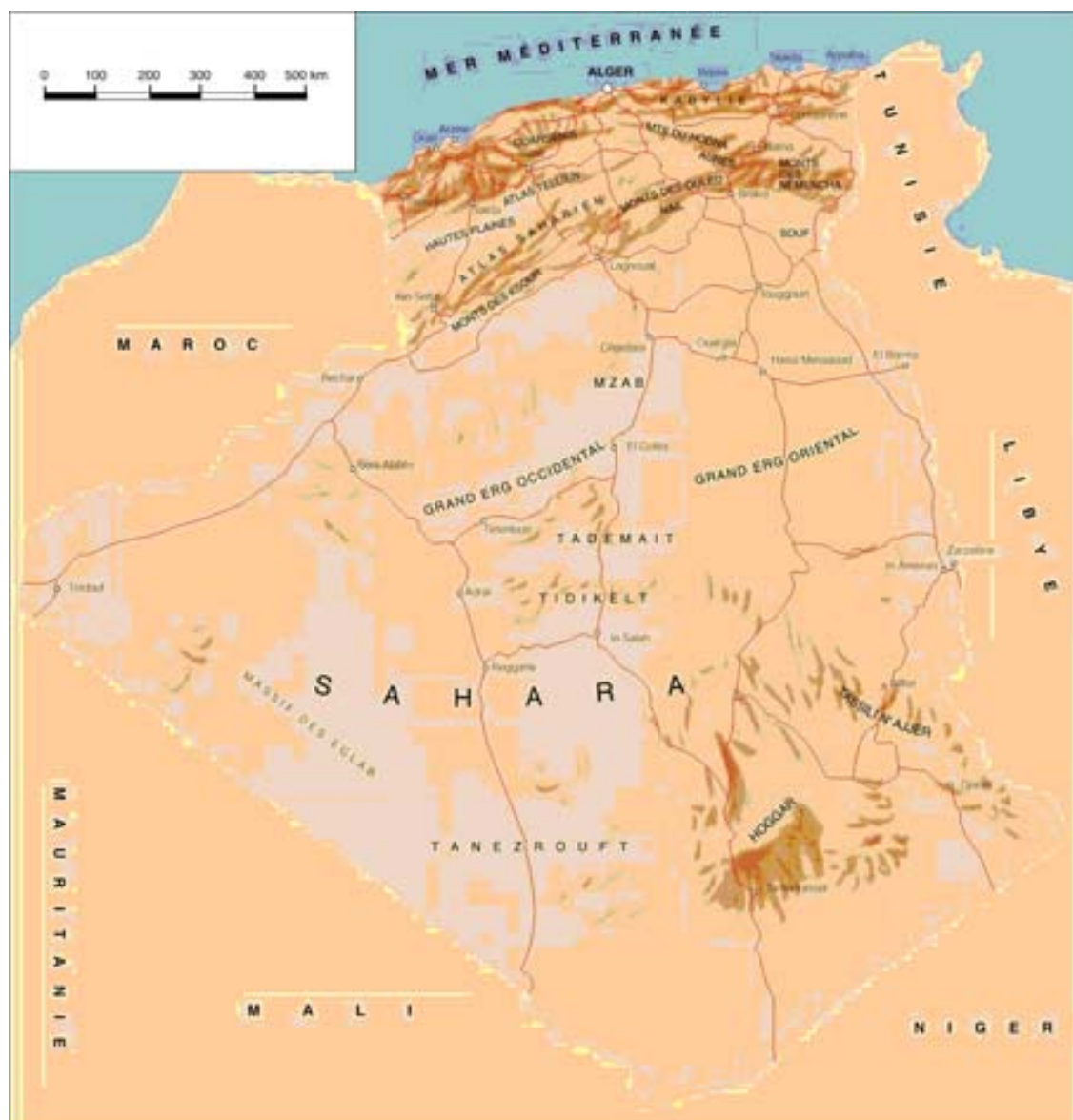
LA GÉOLOGIE SAHARIENNE REVISITÉE  
(1980-2009)

nique en boutonnières à travers la chaîne. Leur orientation correspond sensiblement à celle de la chaîne.

Dans la région de Ben Tadjine, le Précambrien affleure en une bande NW-SE large de 50 km au NW et de 20 km au SE. On la connaît sur plus de 300 km, de Hassi Bouladham (région de Daïssa) à Hassi Inifeg (Kahal Tabelbala) grâce à la prospection aéro magnétique. Les caractères du champ magnétique indiquent que cette zone correspond à la marge continentale du craton ouest africain réactivée durant l'orogénèse panafricaine entre 1000 et 685 Ma.

Dans le faisceau de la Saoura, cette série volcanique affleure dans des cœurs de boutonnières anticlinales : Bet Touaris, Bou kbaisset et Sebkhha El Mellah du NW au SE.

Ce substratum volcanique est composé de deux formations : une formation andésitique et basaltique surmontée par une formation rhyolitique et ignimbritique. Ces deux formations n'apparaissent superposées qu'à Oued Damrane dans le faisceau de la Daoura. Ailleurs, nous ne retrouvons la formation basale qu'à Sebkhha el Mellah et la formation supérieure à Bou Kbeisset et Bet Touaris.



**Fig.B.1** - Carte géographique de l'Algérie montrant la situation de la chaîne de l'Ougarta par rapport aux autres ensembles géographiques et géomorphologiques. Le cercle rouge indique la zone d'étude.

**Geographical map of Algeria showing the location of the Ougarta Chain in comparison with the other geographical and geomorphologic suites. The red circle shows the area of study.**

La formation basale présente un système de fracturations et une composition chimique très différente de ceux de la formation sus jacente qui ont conduit les différents auteurs à proposer deux âges et mise en place différents. La première, est rattachée à l'orogénèse panafricaine alors que la seconde liée à la distension, serait au plus cambrienne.

Dans le complexe volcanique précambrien on distingue deux formations, avec chronologiquement, une formation andésito-basaltique à intercalations de pyroclastites et de roches sédimentaires puis une formation rhyolitique à ignimbritique.

Une surface d'érosion et un paléo relief les séparent, en plus de l'existence d'une brèche à éléments d'andésites à la base des rhyolites.

Par analogie, les andésites seraient contemporaine du Précambrien I. II de l'Anti Atlas et les rhyolites du Précambrien III (série de Ouarzazate) post orogénique.

Des filons de dolérites recourent le Cambrien et l'Ordovicien. Ils sont certainement post ordoviciens mais pourraient être plus jeunes (Trias supérieur-Lias inférieur Chabouni, 2007). Les argiles siluriennes auraient servi d'écran à leur ascension et empêché la traversée des terrains supérieurs. Dans le bassin de Tindouf, des dolérites recourent même le Carbonifère (Fabre, 2005).

### *2.3. Le conglomérat de base ou de Ben Tadjine*

Il s'agit de sédiments détritiques grossiers, essentiellement des conglomérats, entre le substratum, volcanique ou volcano-sédimentaire, et les premiers dépôts sédimentaires gréseux à stratifications obliques cambriens.

Ils sont très bien représentés dans le faisceau de la Daoura et couvrent de grandes surfaces (Chikhaoui et Donzeau, 1972, Aït Kaci Ahmed, 1990, Bouima et Mekkaoui, 2003; Preidel, 1985).

Dans le faisceau de la Saoura ce conglomérat est signalé localement avec une faible épaisseur.

T. Bouima (1986) était arrivé à la conclusion que, de par sa nature et sa position sous le Cambrien, le conglomérat de Ben Tadjine avait le même âge partout quelque soit sa nature lithologique.

Il se serait déposé dans une aire relativement étroite et allongée NW-SE. Les sources d'apports sont variées. L'une est certainement locale puisqu'on trouve un fort pourcentage de rhyolites et d'ignimbrites. L'autre, ayant fourni les galets de granite, se situerait à l'ouest.

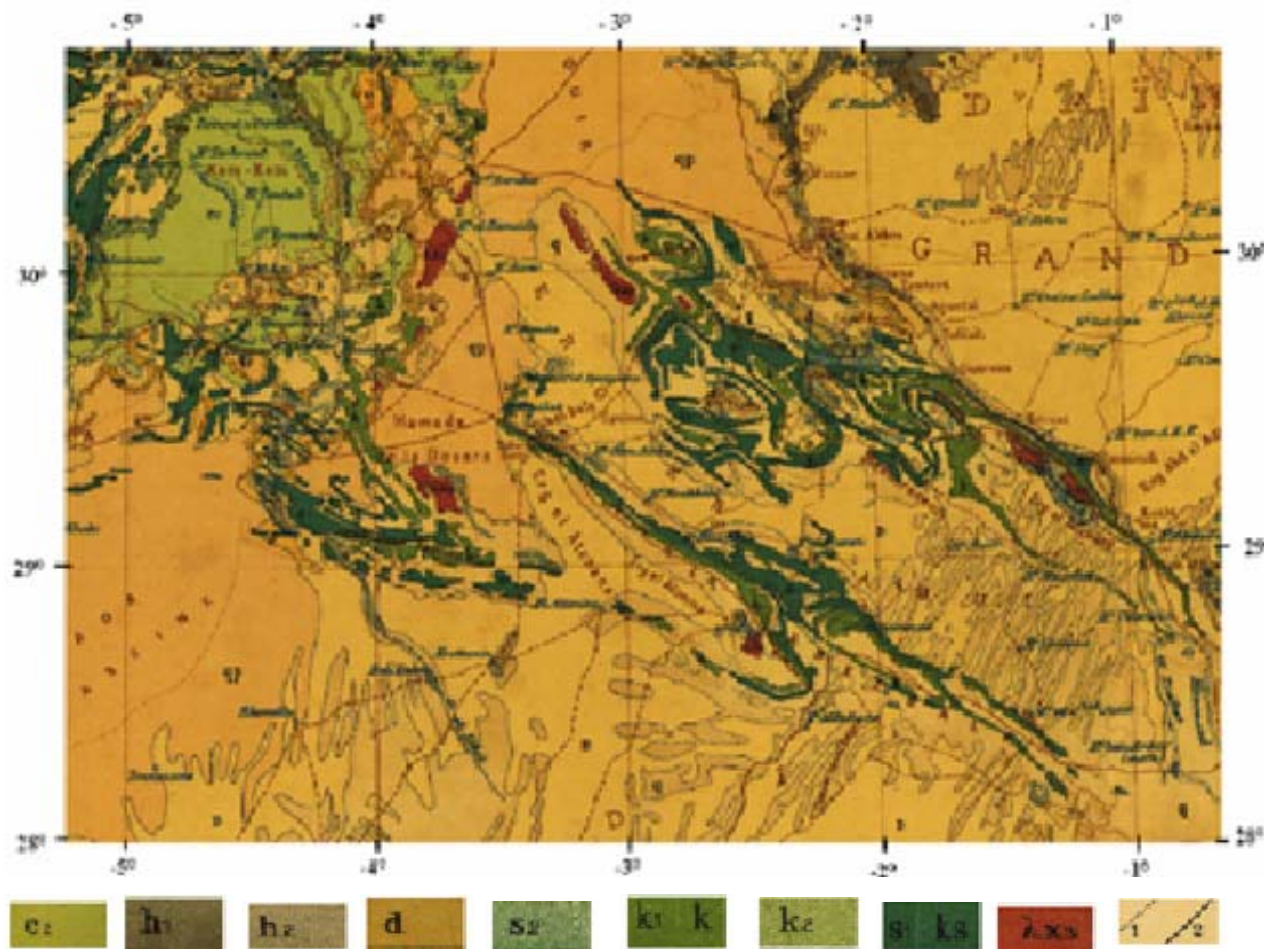
Preidel (1985), en se basant sur les similitudes géochimiques des granites du conglomérat de Ben Tadjine et des granites de même composition du craton ouest africain, fait de cette région une source potentielle.

Chikhaoui et Donzeau (1972), suggèrent une source située à l'est et au nord des formations détritiques. Ces auteurs supposent que les granites proviendraient d'un gisement mis en place à la faveur d'un des grands accidents (Saheb El Ghessal).

Pour mieux comprendre ces conglomérats il y a lieu de les intégrer dans une vision d'ensemble. Un conglomérat similaire est connu à Djebel Tibalicine (région de Boukaïs); dans cette zone un conglomérat à éléments de granite occupe la même position stratigraphique sous un Cambrien daté par des Trilobites (Du Dresnay 1955).

De nouvelles observations permettent de relever une vergence sud à sud est des galets suggérant un transport grossièrement Nord - sud à nord ouest - sud est c'est à dire de l'Anti Atlas, une source probable. La particularité de ce conglomérat dans cette région est sa position stratigraphique postérieure à l'épisode volcanique. Par ailleurs, les vulcanites sont remaniées sur place donnant des éléments hétérométriques de rhyolites ou d'ignimbrites arrondis dans une matrice gréseuse.

Cependant l'absence presque totale de ces conglomérats entre les deux affleurements (Ben Tadjine et Boukaïs) militerait pour des sources d'apports différentes. Celui de Ben Tadjine proviendrait de deux sources possibles : soit un remaniement sur place, soit du craton ouest



**Fig. B.2** - Carte géologique des monts d'Ougarta, extrait de la carte géologique du Maroc et l'Algérie de l'Ouest au 1/2500000. La distance entre deux degrés de longitudes est de 100 km environ (D'après Marçais et al 1952).

**Geological map of the Ougarta Mounts. Extract from Morocco and Southern Algeria geological map on 1/2500000 scale. The distance between two longitudes is about 100 km. The North is toward the left (After Marçais et al 1952).**

**C2:** Crétacé supérieur à Danien (**Upper Cretaceous- Danian**), **h1:** Carbonifère inf. (**Lower Carboniferous**), **h2:** Carbonifère moyen (**Middle Carboniferous**), **d:** Dévonien (**Devonian**), **S2:** Silurien sup. (**Upper Silurian**), **S1KS:** Ordovicien (**Ordovician**), **K1 K:** Cambrien inf (**Lower Cambrian**), **λx3:** Pr III complexe volcanique (**Pr III Volcanic complex**), **1:** limites de couches (**layers boundaries**), **2:** Failles (**Faults**)

africain. Une source située au nord dans l'Anti Atlas serait à exclure en raison de l'absence des éléments de granite en allant vers le nord ouest.

- séparés par une discontinuité majeure, la phase tectonique, conjuguée à un événement climatique : la glaciation de la fin de l'Ordovicien .

### 3. La couverture paléozoïque

Sur la base de critères séquentiels, de l'importance et de la signification des discontinuités, nous avons été amenés à distinguer deux grands cycles sédimentaires dans le remplissage paléozoïque du "bassin" de l'Ougarta :

- un cycle détritico-grésilo-quartzitique attribué au Cambro-ordovicien;
- un cycle marin du Siluro-Dévonien;

#### 3.1. Le cycle cambro-ordovicien

Ce premier cycle, ou Grés d'Ougarta des auteurs, a été depuis longtemps attribué au Cambro-Ordovicien en raison de la rareté des fossiles et de sa position sous le Silurien daté. Avec les travaux de Gomez-Silva *et al.* (1963) et ceux des compagnies pétrolières (1964), une subdivision est rendue possible par la découverte du graptolite *Dyctyonema flabelliformis* qui indique la partie inférieure du Trémadoc; la distinction entre le Cambrien et l'Ordovicien devient possible. La limite entre les deux

ensembles est fixée avec un niveau à lingules, épais de quelques centimètres et rarement visible (fig. B.3).

### 3.1.1. Le Cambrien

Avec les contributions de Menchikoff (de 1924 à 1952 et 1957), Fabre (1976, 1988), Aït Kaci Ahmed (1990), Bouima (1986), le Cambrien de la chaîne d'Ougarta devient relativement bien connu. On y distingue deux formations d'une épaisseur totale de 500 m environ :

- une formation basale ou «Arkoses de Sebkheth El Mellah» mise en place dans un milieu fluvial en tresses, en discordance sur un substratum structuré qu'elle remanie. Les mesures des paléo directions d'apport montrent des divergences autour des massifs volcaniques suggérant une paléo topographie contrastée lors de son dépôt. Ailleurs au Sahara, une planéité soulignée par un reg à dreikanter signalé par Arbey et Caby (1966) dans la région de Sebkheth El Mellah, est souvent décrite (fig. B.4);

- des grès arkosiques clairs avec des rides de courant, des stratifications obliques témoignent par la suite d'un environnement littoral ou du moins d'une influence marine certaine. La fin de cette formation est marquée par une ferruginisation importante affectant des bancs riches en tigillites;

- la deuxième formation ou Quartzites de Ain En Nechéa est nettement plus développée. Elle est constituée de deux membres : un membre inférieur argilo silteux puis gréseux. Sa limite inférieure correspond à une rupture lithologique entre les arkoses et les argiles silteuses. Dans le détail on note la persistance des obliques et l'enrichissement en tigillites dans les niveaux gréseux;

- le membre supérieur grés quartzitique constituant la deuxième corniche.

En résumé, si le membre inférieur ferrugineux semble fluvial, la tendance marine s'affirme par la suite. Il s'agit vraisemblablement d'un milieu littoral vaste et subsident avec une mer épicontinentale sensible aux fluctuations eustatiques.

### 3.1.2. L'Ordovicien

L'Ordovicien de la chaîne d'Ougarta est également connu depuis longtemps (Menchikoff, 1928, 1933, 1952; Pouyeto, 1952; Arbey, 1962, 1966; Massa, 1965; Gomez Silva *et al.*, 1963; Legrand depuis, 1966; Fabre, 1976, 2005; Ait Kaci Ahmed, 1990; Bouima, 1986...). Il est admis depuis les travaux de Pouyeto (1952), après la découverte dans les premiers niveaux argileux, au dessus de la dalle à lingules, de *Dyctyonema flabelliformes* l'âge Trémadoc des argiles sus-jacentes (fig. B.5).

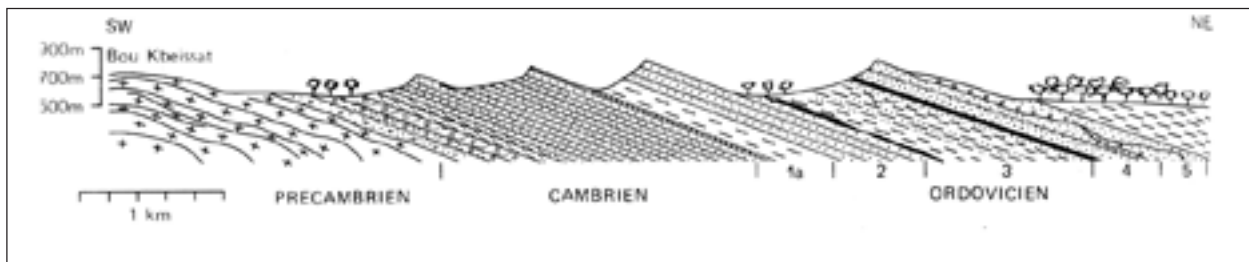


Fig. B.3 - Coupe schématique du Cambrien et de l'Ordovicien au Khneg Et Tlaia. (d'après Fabre, 1976, 2005).

#### **Schematic Cross section of Khneg Et Tlaia Cambrian and Ordovician (After Fabre, 1976, 2005).**

1, Argiles de Foug Tinslem reposant sur la « dalle à lingules » (**Clay of Foug Tinslem overlying the "Lingula flags"**). 1a. 2, grès de Khneg El Aaten (Arenig); l'horizon ferrugineux du sommet n'est pas visible partout (**sandstone of khneg El Aaten (Arenigian); Ferruginous layer on the top can't be seen everywhere**). 3, argilo-gréseux de Foug Zeidiya : Arenig supérieur pour le membre inférieur argileux, très fossilifère, Llanvirn pour le membre médian grés-micacé; le membre supérieur, argilo-gréseux puis gréseux se termine par un horizon ferrugineux; il est mal daté (**Clay-sandy of Foug Zeidiya Upper Arenigian for the fossiliferous clayey lower member. Llanvirnian for the median sandy micaceous member, the upper member, clayey sandy then sandy, ends with a ferruginous layer, and it is undated**). 4, argilo-gréseux à croûtes ferrugineuses de Bou M'Haoud (Llandeilo, Caradoc ?) (**Clay-sandy with ferruginous crust of the Bou M'Haoud (Llandeilian Caradocian)**). 5, formation glaciaire du djebel Serraf (Caradoc) (**Glacial formation of Djebel Serraf (Caradocian)**).

Ces argiles, qui se retrouvent à travers toute la plate forme saharienne, annoncent la grande transgression amorcée dans certains endroits plus précocement.

Il y est distingué :

- une formation argilo-gréseuse à la base. Son membre argileux qui correspond aux argiles de Foum Tineslem a fourni une faune riche en Brachiopodes, Trilobites et des miches calcaires fossilifères de dimensions réduites. Le membre supérieur, ou grès de Kheneg El Aaten évolue de grès à des quartzites de l'Arenig riches en tigeleites et structures de marées (herring bone). Cette formation repose en discordance cartographique sur la précédente (Gomez-Silva *et al.*, 1962; Arbey, 1966). Le sommet est un niveau ferrugineux continu.

- une formation argilo-gréseuse, avec un membre basal argileux. Il a fourni des Lamelli-branches, des Brachiopodes, des Trilobites, des Ostracodes et des Graptolites ayant permis son attribution à l'Arenig supérieur-Llanvirn. Il correspond aux argiles de Foum Ezzaideya. Le membre suivant est "la formation" de Bou M'Haoud à parfois argileux. Elle renferme des miches calcaires qui ont fourni des Brachiopodes et des Trilobites (Gomez Silva *et al.*, 1963). Le dernier membre argileux évolue progressivement vers des grès quartziques. Le sommet de la formation est une croûte ferrugineuse.

L'Ordovicien est couronné par une formation dite du Djebel Serraf. Elle repose par l'intermédiaire d'une surface de ravinement sur la formation sous jacente. Elle débute par un niveau conglomératique ferrugineux surmonté par des grès. Son sommet est représenté par des dépôts glaciaires : des argiles micro conglomératiques dites d'El Kseib et les grès de Ksar Ougarta d'âge Ashgill (Legrand, 1996).

L'analyse séquentielle montre ainsi trois formations régressives argilo-gréseuses.

En résumé; la sédimentation essentiellement détritique du Cambrien et de l'Ordovicien et l'absence de carbonates permet de supposer un climat relativement froid. Ceci est confirmé par les reconstitutions palinspatiques (Scotese

1999). Ces dernières montrent toutes que durant cette longue période, le continent gondwanien migrait vers le sud suite à la fragmentation et la dislocation de la Rodinia de la fin des temps précambriens.

L'organisation du remplissage sédimentaire en formations strato croissantes et grano décroissantes, sauf pour les deux dernières, permet de conclure que pendant toute cette période, la tendance générale était à l'ouverture.

### 3.2. Le cycle siluro-dévonien

Ce cycle est nettement plus imposant avec ses 3000 m par rapport au précédent réduit à quelques 1000 m.

#### 3.2.1. Le Silurien

Le Silurien de la chaîne de l'Ougarta a déjà été étudié notamment par Rey, 1914; Pouyeto, 1952; Menchikoff de 1928 à 1952; Massa, 1965 et Fabre, 1976 et Legrand depuis 1960.

Dans la région de l'Ougarta, il est possible d'effectuer des coupes plus ou moins complètes tout au long des plaines qui font suite aux reliefs ordoviciens, sur le flanc NE de la chaîne, à la faveur de quelques oueds qui l'entaillent. Des atterrissements superficiels masquent cependant la continuité.

Le contact et le passage Ordovicien-Silurien sont nets au moins en deux endroits : Ougarta village et quelques vingt kilomètres au sud-ouest au lieu dit El Kseib. La suite s'observe à une dizaine de kilomètres à l'est, au niveau du lieu dit Draa Oued Ali.

A Ougarta village, l'oued proche du Vieux Ksar montre la base du Silurien, avec vingt à trente mètres de silts et d'argiles très déformés car résultant d'un écoulement gravitaire et des argiles noires monoclinales.

La suite comporte dans l'ordre des grès à nodules ferrugineux, des argiles versicolores et des grès grossiers à *Climacograptus sp.* Au delà commencent les argiles noires à *Climacograptus aff. tectangularis* M'Coy et

*Orthograptus aff. mutabilis* Elle et Wood et *Métaclimacograptus phrygonius sp.* d'âge Llandovery moyen (fig. B.7).

Quarante mètres au dessus de la corniche de grès, c'est déjà le Llandovery supérieur et le Wenlock (Fabre, 1976, 2005). Pour le même auteur cette condensation stratigraphique est également tectonique puisqu'une schistosité de fracture affecte ces argiles.

Il est à signaler quelques niveaux de calcaires à Orthocères, rares Phacops de petite taille, des Lamellibranches (*Cardiola*) et *Monograptus colonus* indiquant déjà le Ludlow.

Le plus important est le banc à Scyphocrinites indiquant la proximité du Dévonien qui commence par *Monograptus uniformis* (V. Sacal 1963).

Au sud-ouest, à El Kseib, le passage Ordovicien –Silurien montre quelques particularités d'ordre tectonique. Les derniers bancs ordoviciens présentent, en plus des témoins d'une sédimentation glaciaire, des indices d'une tectonique syn-sédimentaire. Des slumps, de taille métrique, s'observent à la surface du dernier banc de quartzites lui donnant un aspect bosselé. Ce banc présente des pendages différents latéralement, allant de quelques 30° à 90°. Le terme

de passage vers les argiles noires à graptolites est un ensemble de bancs centimétriques de grès quartzitiques très durs à pyrite très abondante et amas de matière organique, d'une épaisseur de 05 mètres environ, surmontés par les argiles noires à graptolites (fig. B.6).

La suite de la série s'observe vers Draa Oued Ali, à quelques kilomètres à l'est. Là, à la faveur de trois écailles de dépôts ordoviciens, il est possible de regarder les sédiments sus-jacents. Il est également, possible de suivre la coupe du Silurien dans la daya de Gara Tikoum, dans le synclinal de Tefferguenit. La qualité des affleurements y est médiocre en raison des dépôts de sebkha.

Après une combe argileuse de cinquante mètres environ on rencontre le premier banc calcaire riche en Orthocères et de rares Trilobites. Ces calcaires présentent des surfaces basales légèrement irrégulières et chenalisées. Ces bancs calcaires correspondraient à des intervalles transgressifs.

Il est possible de distinguer trois épisodes sédimentaires dans la série silurienne.

Le premier épisode correspond au passage de l'Ordovicien vers le Silurien avec une lacune de 02 Ma environ. Les dépôts siluriens sont diachrones au moins pour la base. Cela s'ob-



**Fig.B.4** - Vue générale du Cambrien dans la structure de Boukbeisset. La flèche blanche est pointée sur les vulcanites. On note, à l'arrière plan, les deux formations du Cambrien séparées par une petite vallée.

**General view of the Cambrian in the structure of Boukbeisset. The White bar is plotted on vulcanite. We note in the background that the two Cambrian formations are separated by a small valley.**

serve à l'échelle des différents bassins du Sahara. On peut en déduire que les bassins siluriens étaient probablement indépendants et installés sur une paléo topographie résultant de la phase taconique. En effet les grès d'Ougarta qui sont datés Ashgillien terminal sont surmontés par les premiers dépôts siluriens du Llandoveryen moyen.

A Oued Idjerane, dans les Tassilis et plus au Sud où la mer était revenue à l'Ordovicien, le Silurien basal est bien représenté.

La deuxième période est caractérisée par des dépôts argileux et silteux avec des niveaux, assez espacés, de calcaires fossilifères riches en Orthocères et fragments de Trilobites. Cette période est contrôlée par des épisodes de

ralentissement des apports détritiques et des conditions climatiques favorables.

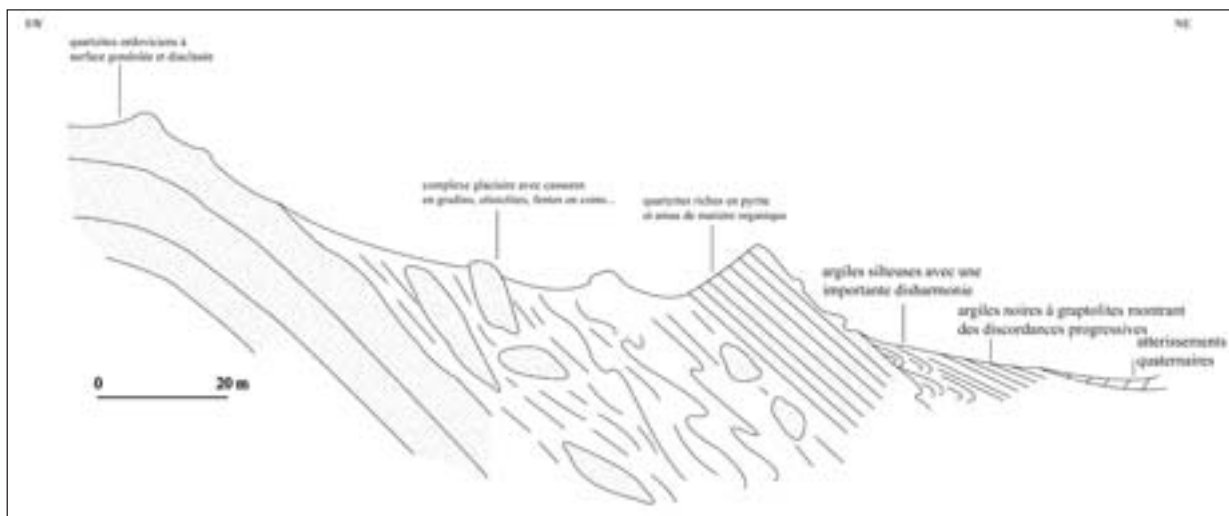
La dernière étape de l'évolution sédimentaire est le retour progressif des sédiments détritiques probablement en liaison avec l'activité épirogénique calédonienne.

Le Silurien est une méga séquence régressive et les sédiments les plus gréseux se retrouvent au sud dans le Tibesti. C'est à partir du Wenlock que les apports sableux se généralisent et se propagent jusque dans les Eglab et le bassin de Tindouf. Ce développement gréseux est lié à une pulsation épirogénique affectant les parties méridionales du Hoggar. Ces mouvements vont s'accroître au Dévonien inférieur.



**Fig.B. 5** - Photographie montrant les deux dernières formations de l'Ordovicien à Khneg Et Tlaia. Notez sur le toit de la dernière formation le ravinement glaciaire et la légère discordance entre les deux formations séparées par la ligne verticale sur l'image.

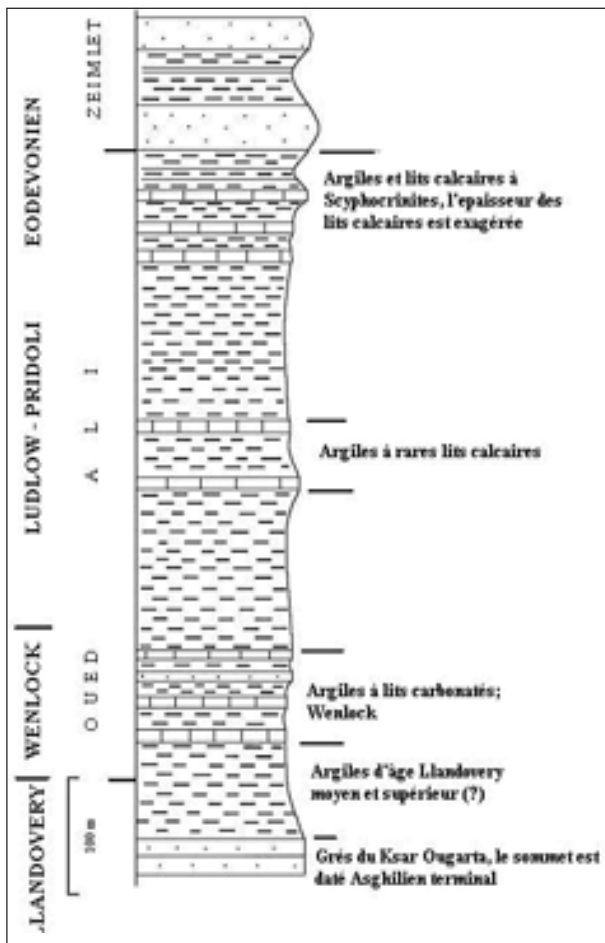
**Photography showing the last two Ordovician formations of Khneg Et Tlaia. Note on the top wall of the last formation the glacial channeling and the small unconformity between these two formations separated by the vertical line.**



**Fig.B.6** - Coupe schématique montrant le passage Ordovicien-Silurien au lieu dit El Kseib. Les quartzites qui marquent le passage vers les argiles à graptolites sont déformés et parfois verticalisés. Les argiles sus-jacentes sont déformées sur 20 m environ

**Schematic cross section showing the Ordovician- Silurian passage in El Kseib.**





**Fig.B.7** - Colonne stratigraphique du Silurien d'Ougarta, d'après Massa *et al.* (1965) et Boumendjel (1987) in Fabre (2005).

**Lithologic log of the Ougarta Silurian, after Massa *et al.* (1965) and Boumendjel (1987) in Fabre (2005).**

### 3.2.2. Le passage Ordovicien-Silurien : une phase tectonique en contexte glaciaire

Le long des reliefs ordoviciens s'observent des déformations et des organisations à des échelles différentes...

Des observations récentes montrent des phénomènes complexes, tectoniques à proprement parler qui s'échelonnent de la fin de l'Ordovicien au début du Silurien. Ces manifestations sont probablement liées à la phase tectonique.

Près du village Ougarta (Vieux Ksar), une analyse détaillée (fig. B.6) montre trois ensembles :

- la fin de la Formation de Bou Mhaoud est un ensemble gréseux dont le sommet est une

surface d'érosion glaciaire diaclasée; le pendage est de l'ordre de 20°;

- le suivant, la 'Formation du Djebel Serraf' est argileuse à la base, à blocs décimétrique à métriques transportés par les glaces et les icebergs. Vers l'est cet intervalle argileux est quasiment absent. Des cordons littoraux étalés, sont traversés par des chenaux de marée. Les pendages de cet ensemble varie de 10 à 15 °;

- les Argiles de l'Oued Ali montrent à la base de fréquentes figures d'écoulement gravitaires avant les faciés argileux noirs à Graptolithes.

Les déformations observées sont donc :

- une discordance progressive des trois unités décrites ci-dessus. Cette géométrie caractérise les bordures de bassins affectés de mouvements distensifs ou transtensifs. Ces derniers pourraient résulter de rejeux verticaux ou décrochants des grands accidents de bordure longeant les reliefs ordoviciens de l'Ougarta.

- une tectonique cassante et des basculements de blocs affectant les Grés du Ksar d'Ougarta;

- les écoulements gravitaires, affectant les premiers dépôts siluriens s'observent à toutes les échelles.

A 15 km au SE du village Ougarta, à la palmeraie d'El Kseib, on retrouve les mêmes unités au passage Ordovicien Silurien.

Les déformations observées sont :

- des ondulations et des diaclases affectant le sommet de l'Ordovicien;

- des bancs sommitaux redressés à la verticale;

- des plissements dans les silts du début du Silurien.

L'ensemble de ces manifestations autorise à envisager une importante phase tectonique à la fin de l'Ordovicien engendrant des reliefs (incisions de vallées décrites par Arbey, 2003), suivie d'une phase de relaxation et de distension marquée entre autres par des discordances progressives et des écoulements gravitaires.

### 3.2.3. Le Dévonien

Le Dévonien d'Ougarta est essentiellement marin et épais de 2500 m environ. La sédimentation y est continue et il peut, de ce fait, constituer une série de référence (Fabre, 1976, 2005) (fig. B.8).

Le passage Silurien – Dévonien est très peu marqué. En effet, les similitudes des faciès du Silurien terminal et la base du Dévonien ne permettent pas de tracer une limite nette. Traditionnellement les auteurs placent cette limite au-dessus du niveau à *Scyphocrinites*. Actuellement, elle est fixée avec l'apparition du Graptolithe *Monograptus uniformis* (ICS 2000).

La coupe type du Dévonien de l'Ougarta peut s'observer dans Oued Ali où affleure la totalité du Silurien et la zone de passage vers le Dévonien. Après une série de replis nous passons à la formation des argiles gréseuses de Dkhissa.

Le cycle dévonien est subdivisé en trois séries portant les noms de localités où elles affleurent le mieux (Fabre, 1976; Sacal, 1963; Maache, 1987...).

#### a. La série de Dkhissa :

Elle est d'âge Lochkovien (Géddinnien) et affleure de façon complète au sud du kilomètre 30. Elle est épaisse de 500 m environ et limitée au sommet par un hard ground sous la barre calcaire de la «Muraille de Chine». Elle est subdivisée en trois formations.

- la formation argilo-gréseuse inférieure de Zeimlet : elle est d'âge Géddinnien, selon les anciens auteurs, et formée d'argiles silteuses rouges micacées. Son sommet se charge en bancs gréseux à base ravinante. Les niveaux gréseux présentent des ripple marks, des bioturbations et des placages de faune.

Elle affleure très mal dans la localité de Guelb D'zia en raison de sa nature argileuse. Elle montre de rares intercalations calcaires riches en faune benthique (Brachiopodes, coraux, Crinoïdes, Echinodermes, bivalves...) et pré-sentant des Humocky Cross Section (HCS).

Cette série est parfois dénommée série de transition (Nedjari et al., 2003, Legrand, 1965).

- la formation gréso-calcaire : c'est un ensemble gréseux à gréso-dolomitique. Il est constitué à la base d'argiles rouges micacées à débit en plaquettes, bioturbées et présentent des lamines horizontales. Des corps chenalisés gréseux riches en bioclastes et des stratifications obliques s'intercalent dans la masse argileuse. Une faune variée (Lamellibranches, Brachiopodes, Polypiers, Bryozoaires, Gastéropodes) enrichit des niveaux calcaires occasionnels;

- La formation supérieure carbonatée : Cette formation montre des argiles silteuses à niveaux silteux à laminations horizontales. Des grès vert bioturbés à HCS parfois évoluent progressivement vers des chenaux carbonatés à Brachiopodes, Orthocères, Tétracoraliaires, Encrines ...

Vers la fin, les carbonates relativement plus présents dans les faciès annoncent la transgression prochaine dont le maximum sera la Muraille de Chine à la base de l'Emsien dans la série suivante.

### Conclusion

La sédimentation de milieu prodeltaïque de la base de la série est marquée par des apports détritiques gréseux formant des cordons entrecoupés de chenaux. Des épisodes carbonatés indiquent des périodes d'élévation du niveau bathymétrique avec une haute énergie de dépôt. Cette tendance progressera et durera durant tout le Praguien. Le passage vers le haut à des carbonates, à faune strictement marine indique le recul du delta vers le sud-est et la généralisation de la transgression qui atteint son maximum à l'Emsien.

#### b- La série argilo calcaire de Teferguenit

Cette série affleure bien au km 30, à gauche de la route menant vers Kerzaz. Elle est épaisse de 700 m (Maache, 1987) et 170 à 190 mètres selon J. Fabre (1976). Son âge est Eifelien – Givétien – Frasnien terminal. Elle est limitée au sommet par «les calcaires griottes». Elle est constituée de deux formations.

- la formation argilo gréseuse inférieure: elle est d'âge Emsien. Elle débute par la Muraille de Chine. Cette grosse barre calcaire est surmontée par des argiles silteuses à intercalations calcaires bioclastiques (Goniatites, Orthocères, Encrines...). Vers le sommet cette formation s'enrichit en grès et silts à rides, pistes, qui témoignent d'un milieu littoral agité;

- la formation argilo carbonatée supérieure : elle est d'âge Eifélien – Frasnien. Elle est épaisse de 300 mètres environ. A l'Eifélien les condi-

tions climatiques et géodynamiques ont permis l'installation de bancs coralligènes boueux, à Tabulés, Crinoïdes... Ces monticules biocostruits sont étouffés par les arrivées détritiques. La suite est constituée par des alternances argilo carbonatées.

Le Givétien débute par des argiles versicolores et des calcaires micritiques. Le Frasnien épais de 150 mètres environ commence par des argiles et se termine par des calcaires rougeâtres riches en Goniatites (les Calcaires Griottes).

J. Fabre 1976		N. Maache 1987		Boumendjel 1997		
D E V S U P	T A M A R T A S S E T	Fammenien	Formation des grès de Marhouma	Strunien	Formation de Marhouma	Fammenien
	Frasnien	Formation Argilo-calcaire de Tamertasset	Fammenien	Formation de Chaffar Lahmar	Frasnien. sup	
D E V M O Y	Eifélien	Formation argilo-calcaire supérieure	Frasnien-Givétien-Eifélien.	Formation de D'khissa	Lockovien sup. et Praguien	
		Formation argilo-gréseuse inférieure	Emsien	Formation de Saheb El Djir	Lockovien Inf et sup.	
D E V I N F		Formation argilo-calcaire supérieure	Siegenien. sup.	Formation de Zeimlet	Lockovien inférieur	
		Formation greso-calcaire médiane	Siegenien. moy	Formation de Oued Ali	Lockovien inf-Pridoli	
		Formation argilo-gréseuse inférieure	Siegenien. inf			

Fig.B.8 - Tableau récapitulatif des subdivisions essentielles du Dévonien de la Saoura.

*Summary table of the main subdivision of the Saoura Devonian*

### c. La série de Marhouma

Cette série est épaisse de 850 à 1100 mètres environ (Fabre, 1976). Sa datation est basée sur les Goniatites et les Clyménies (Petter, 1952). Elle marque le début du comblement du bassin qui s'achève avec une imposante masse gréseuse dite « Grès de Marhouma ». Elle est subdivisée en deux formations.

- la formation des argiles de Tamertasset: elle débute par des argiles vertes à intercalations de nodules de calcaires rouges. Au-dessus, viennent des argiles rouges intercalées de calcaires rouges qui prennent un maximum de développement pour atteindre 20 mètres. Ces calcaires constituent un excellent niveau repère « les calcaires griottes ». Ces calcaires sont de véritables niveaux de condensation de Goniatites et de Clyménies d'épaisseur centimétrique. Ils représentent une période de vacuité, succédant à une longue période de subsidence et une sédimentation de plate forme externe. Cette formation est épaisse de 300 mètres environ et elle est d'âge Frasnien terminal. Le passage à la formation suivante se fait par des argiles vertes à récurrences de calcaires noduleux centimétriques. Cette formation est très épaisse et admet de timides intercalations gréseuses centimétriques au départ, et décimétriques par la suite. Elles deviennent fréquentes vers le sommet de la formation et montrent des traces biologiques et des structures sédimentaires qui permettent de les assimiler à un flysch. Au sommet, des traces d'instabilité (séismites, slumps...) sont fréquentes;

- la formation des grès de Marhouma: cette formation est épaisse de 400 mètres. Elle débute par 150 mètres environ d'argiles vertes à laminations planes qui s'enrichissent en grès fins à structures contournées, convolutées, flute casts et helminthoïdes. Ces grès deviennent ensuite plus épais.

La partie supérieure de cette formation constitue l'essentiel des grès de Marhouma. Le passage entre les deux parties est une combe argileuse qui affleure de façon sporadique et montre de véritables séismites. Ces grès sont épais de 250 mètres environ et montrent deux mégaséquences strato et grano croissantes. Elles sont limitées par des ferruginisations en anneaux ou

anneaux de Liesegang, une paléopédogénèse. Il est à signaler dans la mégaséquence basale des failles syn sédimentaires lui conférant un aspect chaotique.

## 4. La tectonique

La chaîne d'Ougarta est une suite de plis allongés NW-SE formant deux faisceaux séparés par l'erg Er Raoui.

A l'est, le faisceau de la Saoura est constitué du Sud vers le Nord par la succession, des structures de Sebket El Mellah, Dj. Grezim, Dj. Djoub Etir, Dj. Ben Lechhab, Couiga, Dj Beraber, Koudiet El Megada, Dj Berga Siada, Dj. Ghnouma, Dj. Zeghamra, Dj. Boukbeisset, Dj. Bet Touaris et Draa El Kelba.

A l'ouest, le faisceau de la Daoura comporte le Kahal Tabelbela et le Dj. Ben Tadjine

L'analyse structurale a été réalisée par Donzeau (1971), à partir de données de terrain et de l'imagerie satellitaire de Hervouet et Duée (1996).

Donzeau (1971) avait distingué un certain nombre d'éléments tectoniques suivants et en étudia les relations mutuelles pour définir un cadre chronologique des déformations du bâti ougartien.

### 4.1. Modèle de tectogénèse

M. Donzeau (1983) en se basant sur les caractéristiques de l'« arc Anti Atlas - Ougarta » qui sont : des plis entrecroisés, des blocs de socle remontés de plusieurs milliers de mètres; des décrochements, un faible métamorphisme; une charge lithostatique importante; un taux de raccourcissement très faible (14%), propose deux hypothèses pour rendre compte de ces particularités.

La tectonique étant polyphasée, les structures d'interférence de type dôme et bassin sont interprétées classiquement comme le résultat de deux phases de déformation successives.

Vue sous cet angle, la direction ougartienne engendrée par un serrage NE-SW est la plus ancienne alors que la phase E-W due à un serrage N-S s'est individualisée plus tard.

Tableau chronologique de l'orogénèse des  
monts d'Ougarta (M. Donzeau, 1971)**Chronological table of the Ougarta Mounts  
Orogenesis (M. Donzeau 1971).**

Événement	Age	Style tectonique
Subsidence	Au plus tard cambrien, et vraisemblablement antérieur (fosses à flysch précambriennes)	
Venues dolémitiques	Cambrien probable (ne dépassent pas les couches cambriennes)	Cassant
Bombement ougarien (accompagné d'un métamorphisme anchizéal ?) Flexures	Datation dans le bassin houiller de Béchar-Abadia : Hercynien tardif  Chronologie relative : postérieures au bombement	Souple : plis à grands rayons de courbure  Cassant
Joints conjugués	Chronologie relative : Postérieurs aux flexures	Cisaillant : (Baisse de la pression moyenne (érosion des couches))

En fin de tectogénèse, un serrage WNW-ESE serait responsable des décrochements dextres le long des fractures orientés au NE. Ce serrage décale l'Anti Atlas vers le NE par rapport à l'Ougarta - bassin de Béchar donnant la configuration actuelle (Donzeau et Zellouf, 1973).

Dans ce modèle l'enchaînement des événements tectoniques s'explique par un blocage successif du plissement dans les chaînons d'orientation différente, entraînant une déviation progressive de la direction de raccourcissement. Cette hypothèse présente deux problèmes difficiles à résoudre; le premier est la succession des deux premières phases dans le temps, le second est la difficulté résidant dans la vérification du blocage du plissement.

La déformation évolue de façon continue le long de la bordure orientale du craton ouest africain.

On suppose que le raccourcissement perpendiculaire à l'arc est dû à la présence d'un décrochement sénestre, analogue et homologue aux grands décrochements du Précambrien de l'Ahaggar occidental (Caby, 1970). Les régions poly-déformées en dômes et bassins seraient alors le reflet de jeu de losanges du socle limités par les grandes failles du bâti.

Au cours de l'évolution de l'aulacogène, la direction de raccourcissement dans l'Ougarta passe de 50° au début de la tectogénèse à 90° au cours des événements tardi-hercyniens.

Les décrochements dextres tardi-hercyniens de la zone de jonction représentent le conjugué géométrique du jeu sénestre de la bordure du

craton ouest africain (Donzeau et Zellouf, 1973). Ils seraient contemporains du jeu dextre tardi-hercynien de l'accident de Tizi n'Test (Mattauer *et al.*, 1972).

**4.2. Un autre point de vue:**

Les différentes observations que nous avons effectuées en différents endroits à travers la chaîne, conjuguées avec l'analyse de la scène N 30-25 de Landsat 2000 nous permettent de distinguer deux styles tectoniques et une remarque importante.

Le premier style affecte les séries cambro-ordoviciennes. Il est caractérisé par des plis à grand rayon de courbure disposés en quinconce. Il s'agit d'une suite de synclinaux et d'anticlinaux à flancs courts et, généralement un faible pendage.

Le second affecte et s'observe dans les séries siluro-dévonniennes. Il est caractérisé par des plis serrés, flués, boudinés avec des bourrages dont les axes sont diversement orientés.

Ces deux styles tectoniques renseignent et expliquent la disposition et l'aspect actuel de la chaîne; l'absence de Carbonifère indique l'âge ou du moins l'amorce de l'inversion du bassin à la fin du Dévonien. Des indices d'une instabilité importante sont localisés dans la partie sommitale des grès de Marhouma.

**5. Apport de la géophysique**

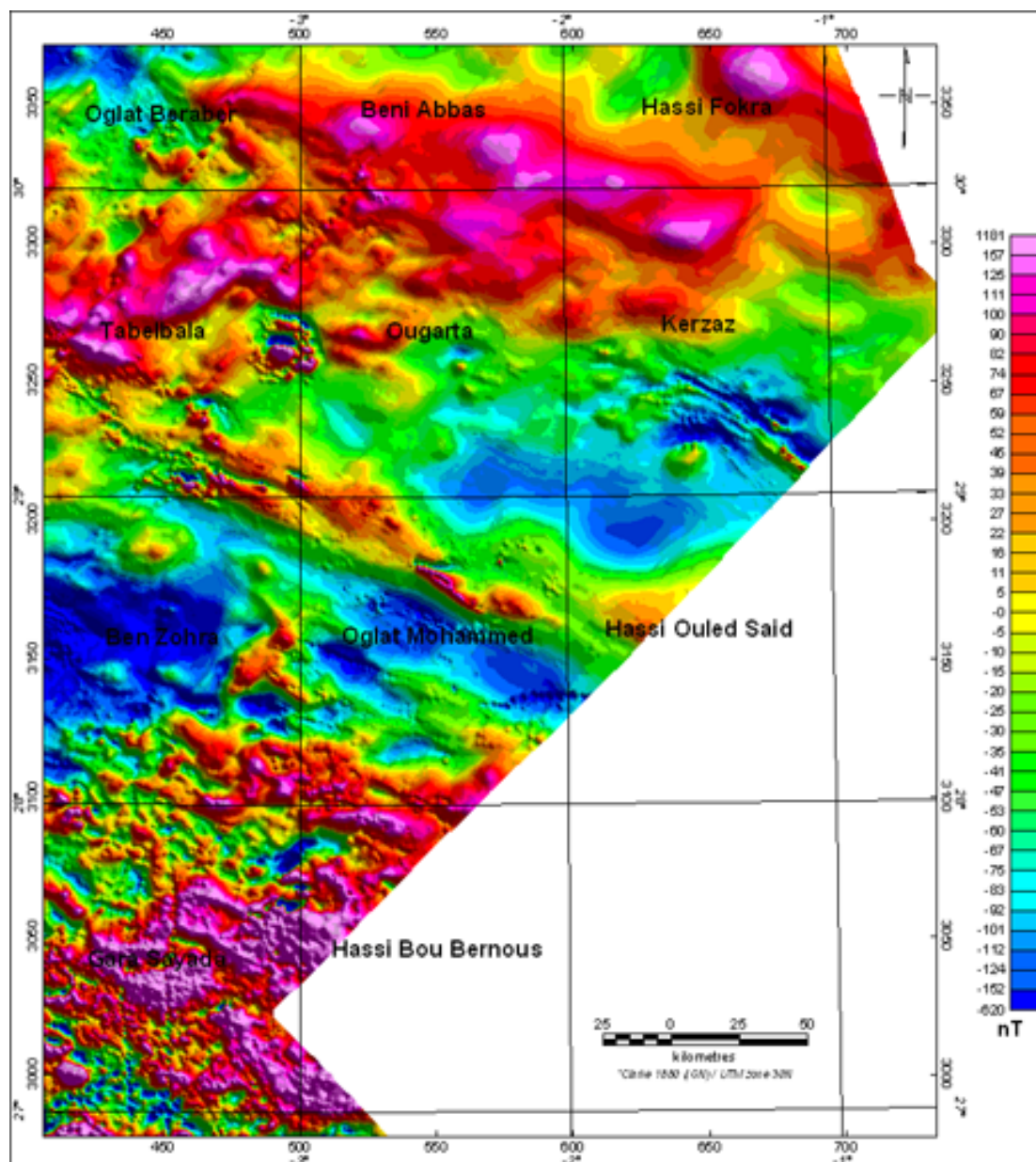
L'examen attentif de la carte de l'intensité du champ magnétique total réalisée en 1969 et 1971 par la compagnie américaine «Aéro Service » permet de faire le constat suivant.

Les feuilles de Tabelbala et Ben Zohra au 1/200.000 montrent des accidents profonds NE-SW et NW-SE donnant ainsi une géométrie en losanges. Cette disposition des accidents est tout à fait conforme au modèle déjà proposé par Donzeau (1971) pour les séries dévonniennes de la Saoura. Nous avons également remarqué que les dernières crêtes ordoviciennes se présentent tantôt redressées à la verticale tantôt elles présentent un flanc monoclinial doux tout le long

de la chaîne dans le faisceau de la Saoura. Ceci, trouve une explication adéquate dans une structure du substratum en pull apart surtout pour les bassins siluriens et dévoniens. Cette structuration est difficile à mettre en évidence pour les périodes cambriennes et ordoviciennes. En effet, les corrélations mettent en évidence une pente et un approfondissement progressif du bassin

du sud vers le nord sous forme de marches d'escalier recoupées par des failles N140 (fig. B.9).

Les modèles proposés par nos prédécesseurs n'expliquent pas la géométrie rectangulaire des plis ni les mécanismes responsables de la genèse de ces structures.



**Fig B.9** - Carte interprétative sur fond de la carte des anomalies magnétiques des feuilles couvrant la chaîne d'Ougarta. Les accidents reconnus rendent compte d'une structuration en losanges qui rappellent le modèle de Tapponier (1978) où les accidents NE-SW correspondraient aux lignes  $\alpha$  et les accidents NW-SE aux lignes  $\beta$ .

**Interpretative map on magnetic anomalies base map of the sheets covering the Ougarta Chain. The recognized leaps highlight the lozenge structure reminding the Tapponier model(1978)where NE-SW leaps would correspond to the lines  $\alpha$  and the NW- SE leaps to the lines  $\beta$ .**

Les plis de l'ordovicien terminal à Kheneg Etlala sont déjetés et montrent une vergence vers le NE. Les crêtes inférieures présentent une structure monoclinale. Ceci est valable pour les terrains cambriens ainsi que les dernières coulées volcaniques dans le secteur dit « El Meddaha ».

Dans le Fom Marhouma en rive gauche on observe des plis couchés et déjetés vers le SW. Cette dernière observation n'est pas tout à fait conforme à la conception d'Hervouet et Duée (1996) selon laquelle la déformation est ordonnée du nord-est vers le sud-ouest.

Si le modèle cinématique proposé par Hervouet et Duée (1996) est très satisfaisant et rend compte de la configuration actuelle de la chaîne, il occulte le rôle joué par les grands décrochements. Ces derniers ont une composante transcurrente puisqu'ils entraînent des structures dans leur jeu dextre. Les plis observés à Marhouma seraient alors des plis d'entraînement.

## 6. Subsidence

Nous avons pris comme coupe de référence la coupe classique qui va du substratum volcanique précambrien jusqu'à la dernière barre ordovicienne dans le Djebel Boukbeisset; la coupe du Draa Oued Ali pour le Silurien et une partie du Dévonien inférieur. La coupe du kilomètre 30 jusqu'à Fom Laribi dans la région de Marhouma est prise comme référence pour le Dévonien moyen et supérieur.

Sur la courbe obtenue (fig. B10) un palier abrupt rectiligne correspond à la période cambrienne; il représente l'épisode d'ouverture cet épisode est caractérisé par une diminution progressive du taux de subsidence. Il s'ensuit un palier plus abrupt avec une pente forte correspondant au début de l'Ordovicien; il rend compte de la conjugaison de la subsidence résultant de la confluence des effets de la distension, de la charge sédimentaire et d'une bathymétrie qui commence à augmenter. Ces effets subsisteront durant tout l'Ordovicien. Cependant, les courbes montrent un ralentissement de la subsidence durant la période Caradoc-Ashgill.

La période silurienne est la plus importante puisque la subsidence est active durant la période Llandovérien et Ludlow.

La période du Dévonien inférieur est caractérisée par une réactivation de la subsidence pour entamer une diminution à partir de l'Em-sien.

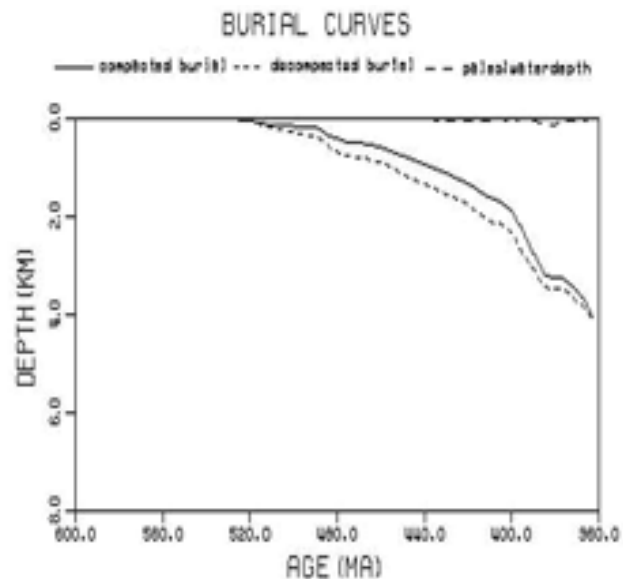


Fig. B.10. Courbe de la subsidence tectonique du bassin de l'Ougarta, obtenue par la méthode de calcul de Gradshtein et al/ 1986.

***Tectonic subsidence curve of the Ougarta basin, obtained by the calculation method of Gradshtein et al., (1986)***

Elle reprend de façon assez significative au Frasnien pour s'atténuer, au Dévonien supérieur vers le milieu du Fammenien.

## 7. Conclusion

Cette chaîne de l'Ougarta, n'aura pas fini de nous étonner. Si aujourd'hui, les séries et formations constituant la couverture sédimentaire, sont assez bien connues sa géodynamique reste à affiner, la phase tectonique est à décrypter tout le long de la chaîne. Les géométries des corps sédimentaires sont également un autre objectif.

## C. L'HISTOIRE HERCYNIEENNE DANS QUELQUES BASSINS AU SAHARA (NEDJARI, A., DEBAGHI, F., AIT OUALI R. ET AMROUCHE, F.)

### I. LE BASSIN DE BÉCHAR À L'HERCYNIEEN : AVANT FOSSE, COMPLEMENT LITTORAL ET CONTINENTAL, PALÉOPÉDOGÉNÈSES, (NEDJARI, A.)

#### 1. Un modèle de bassin d'avant fosse

##### 1.1. Présentation du bassin

Le bassin de Béchar constitue un ensemble globalement triangulaire guidé par un système de cassures E-W (au N), NW-SE (à l'W) et SSW-NNE (à l'E), (fig C.1). Il se décompose en :

- un vaste anticlinorium SW-NE, l'anticlinal de la Zousfana, déterminé par deux structures majeures, le Djebel Béchar et le Djebel Mézarif. Il est recoupé par des plis et des failles orientés N50 et N40.

- deux "sous bassins" à remplissage carbonifère supérieur (Mézarif à l'E, et Abadla à l'W);

- au N, au-delà d'un bourrelet anticlinal (Chebket Mennouna), un système E-W composé d'un synclinal, le sous bassin de Kenadsa et d'une série de petits massifs se rapportant à l'Atlas Saharien : Dj. Antar, Dj. Grouz et Horreït.

Des mouvements latéraux décrochants et chevauchants leur ont accolé un autre bloc, le chaînon de Ben Zireg (Ball *et al.*, Conrad *et al.*, 1984).

Ces failles sont reprises par les structures plicatives. Ce sont :

- un système orienté N20 (faille de Ksisou, Tagnana, Meharez) qui affecte les zones sud,

- un système E-W qui se développe au N (faille de Ben Zireg).

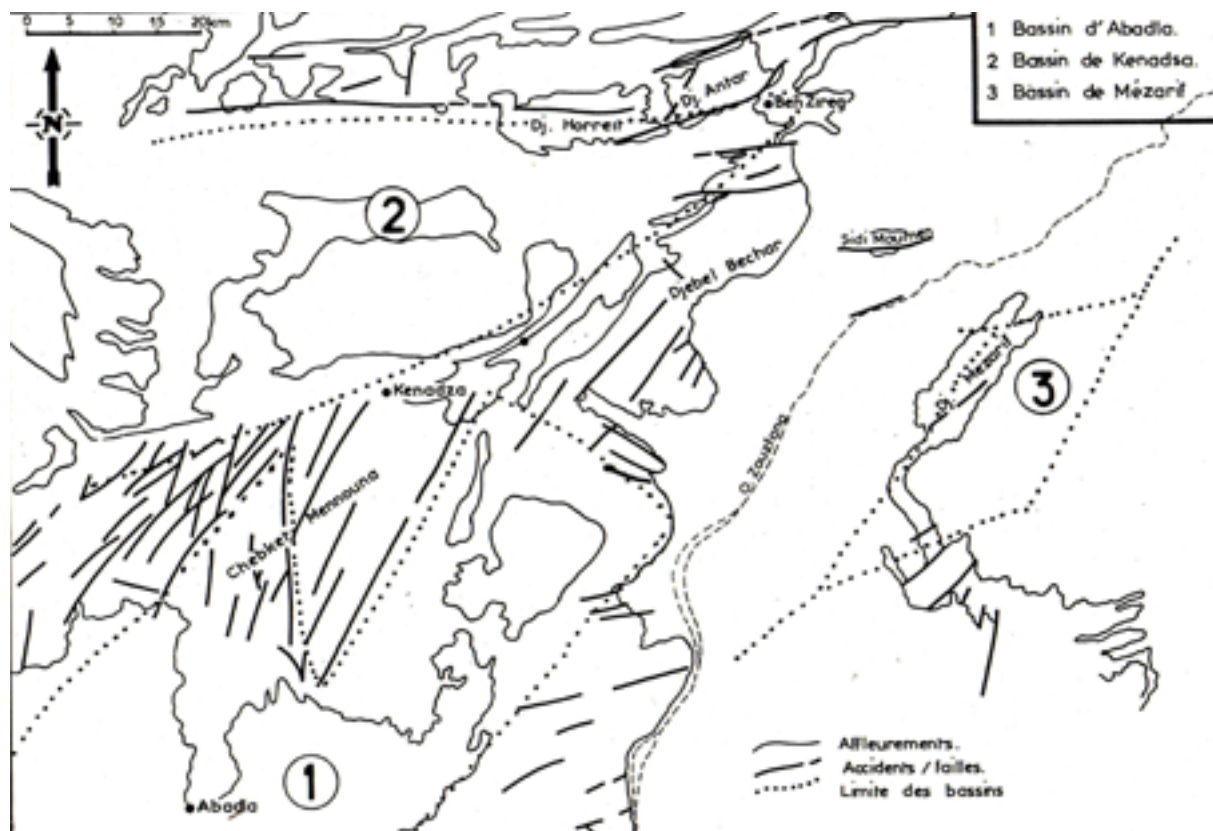


Fig. C. 1 - Configuration du bassin de Béchar.

***Bechar Basin configuration***



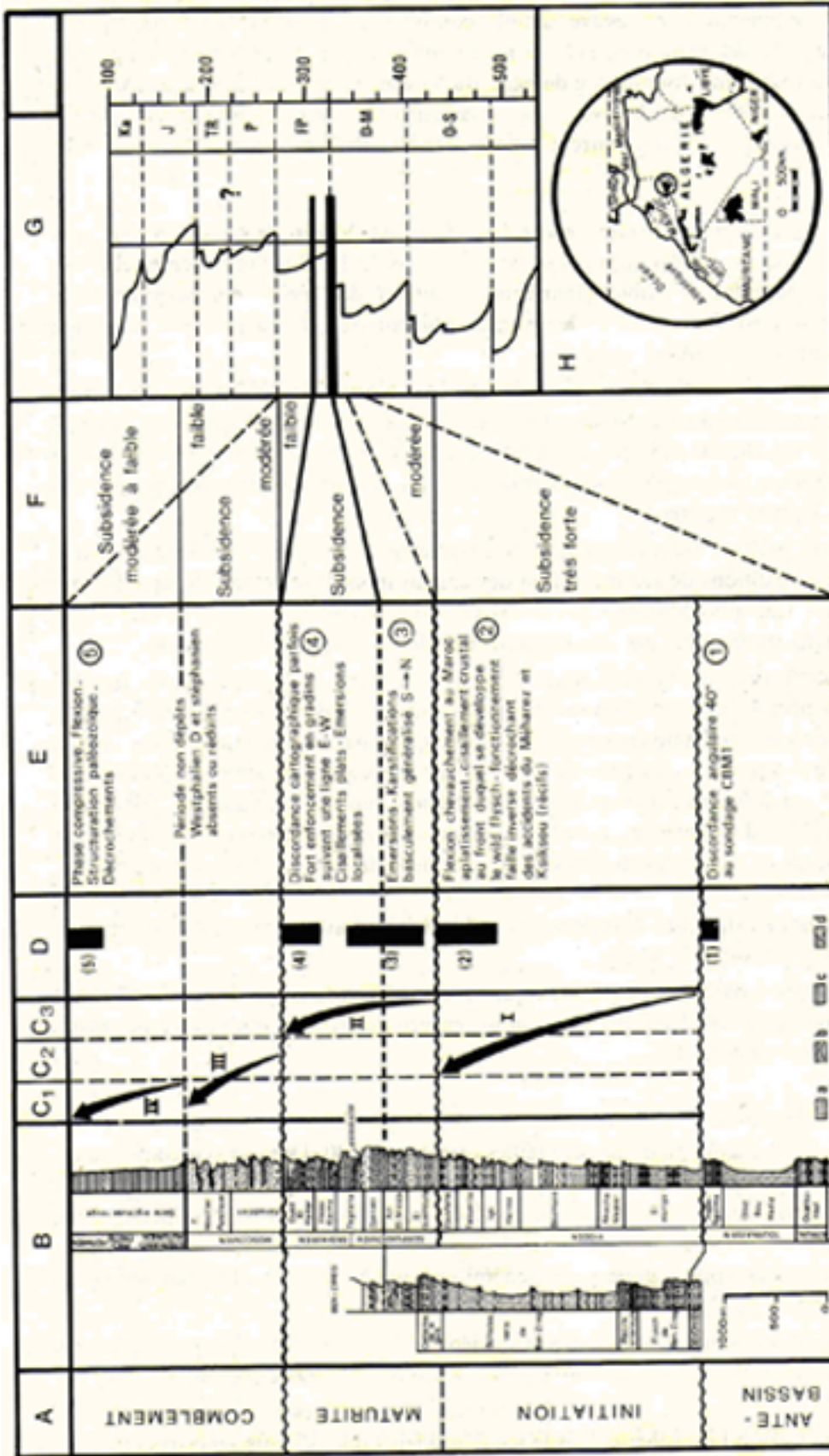


Fig. C. 2 - Evolution du bassin de Béchar pendant le Permo-Carbonifère (Lithostratigraphie synthétique, d'après Pareyn et Lemosquet, 1984, complétée).

**Bechar Basin evolution during the Permian-Carboniferous (synthetic lithostratigraphy after Pareyn et Lemosquet, 1984, completed)**

A. Stades majeurs (Major stages); B. Lithologie (Lithology); a. Calcaires (Limestone); b. Récifs (Reef); c. Grès (Sandstone); d. Argiles (Clay); C. Evolution mégaséquentielle (Megasequential evolution); C<sub>1</sub>, Milieu continental (Continental medium); C<sub>2</sub>, Milieu tidal (tidal medium); C<sub>3</sub>, Bassin. I, II, III, IV : Mégaséquences (Basin I, II, III, IV: Megasequences); E. Evénements tectonique majeurs (1) à (5) (Tectonic activity; major tectonic events (1) to(5)); E. Types de tectonique (Tectonic types); F. Evolution de la subsidence (Subsidence evolution); G. Parallélisme avec la courbe d'eustatisme de Vail et Coll, 1977 (Parallelism with eustasy curve of Vail et coll. 1977); H. Situation du bassin (Basin location); En noir : Dépôts carbonifères (in black: Carboniferous deposits)

### 1.2. Une histoire complexe

L'histoire du bassin de Béchar se déroule sur une période de près de 100 Ma du Viséen au Permien (fig.C.2). Ce bassin se situe à la confluence de trois directions structurales majeures anciennes. Leur réactivation au varisque favorise l'installation d'un ombilic de subsidence malgré un contexte tectonique compressif (Conrad et al. 1983).

Son aventure illustre parfaitement le cycle établi par Perrodon (1977) :

Au cours de son initiation (Viséen, Méga-séquence I), le bassin ouvert vers l'ouest est disposé en gradins appuyé sur les failles N20-N30 (fig. C.3). Les épaisseurs se réduisent d'ouest en est. La géométrie qui en résulte est celle d'un dispositif en marches d'escalier. La sédimentation dans le bassin proprement dit présente des caractères profonds et des

faciès littoraux sur les zones adjacentes. La transition apparaît brutale et se fait par un empilement d'appareils récifaux qui semblent accrochés sur la grande faille active NNE du Meharez (Lemosquet et al., 1982, Bourque et al., 1995).

La phase de maturité (Serpukhovien – Bashkirien) correspond au dépôt de la Méga-séquence II. Les failles N140 prennent le relais suivant une même logique en marches d'escalier. Le dispositif est cette fois-ci ouvert vers l'est. La sédimentation est celle d'une plate forme carbonatée envahie progressivement par des appareils détritiques. Les faciès de haut de delta sont atteints dans la région de Chebket Mennouna.

La phase de comblement est la plus longue, 60 Ma (Moscovien – Permien; fig. C.4). Le bassin guidé par les failles N140 est toujours dissymétrique. Des plis syn sédimentaires naissent au

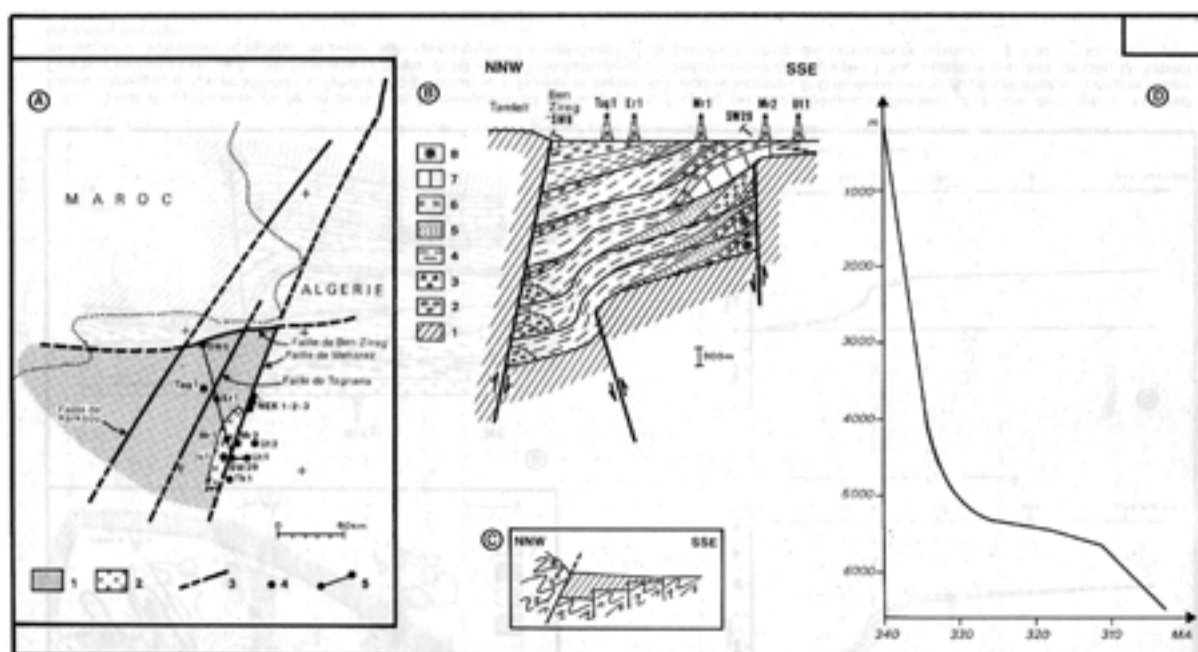


Fig. C. 3 - Stade d'initiation du bassin de Béchar  
*Initiation stage of Bechar Basin*

A. Localisation du bassin, failles majeures (**Basin location, major faults**); 1. Dépôts carbonifères (**Carbonifereous deposits**); 2. Edifices récifaux viséens (**Visean reefal edifices**); 3. Failles (**Faults**); 4. Situation des sondages (**Boring location**); 5. Tracé de la coupe B (**B cross section plotting**); B. Coupe mégaséquence I (Viséen p.p.) (**Megasequence cross section I (Visean)**); 1. Substratum (**Substratum**); 2. Conglomérats (**Conglomerate**); 3. Brèches (**Breccias**); 4. Marnes (**Marls**); 5. Grès (**Sandstones**); 6. Marnes carbonatées (**Carbonated marls**); 7. Calcaires (**Limestones**); 8. Edifices récifaux (**reefal edifices**); C. Modèle structural de la mégaséquence I (**Megasequence I structural model**); D. Analyse de la subsidence tectonique et de la vitesse de sédimentation en bassin immergé au cours du Viséen-Moscovien p.p. (Sodage CBM<sub>1</sub>) (**Analysis of the tectonic subsidence and of the settling rate in the submerged basin during the Visean- Moscovian (Boring CBM<sub>1</sub>)**).

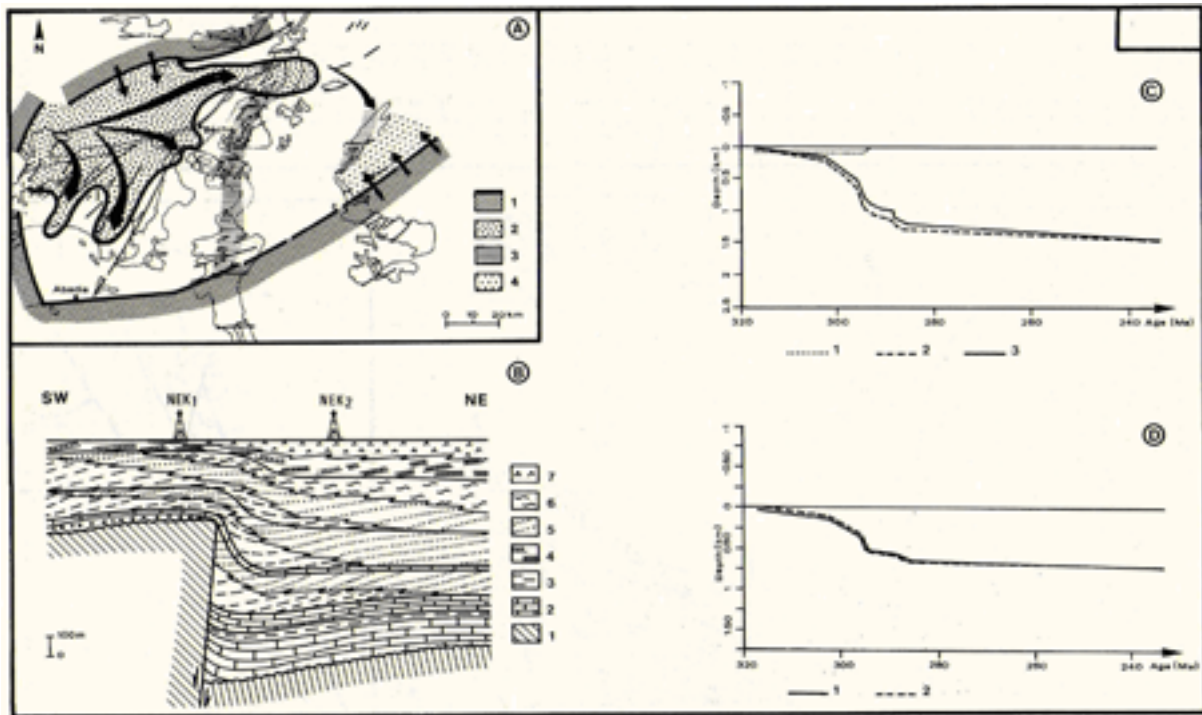


Fig. C. 4 - Stade de comblement du bassin de Béchar. Mégaséquence III (Moscovien)  
*Bechar basin filling up stage. Mega sequence III (Moscovian).*

A. Esquisse paléogéographique (*Paleogeographic sketch*); 1. Bordure (*Limits*); 2. Edifice deltaïque (*Deltaic edifices*); 3. Axe haut (*High axis*); 4. Lagon carbonaté (*Carbonated lagoon*); B. Coupe SW-NE (*SW-NE cross section*); 1. Substratum (*substratum*); 2. Calcaires (*Limestones*); 3. Marne de lagune (*Lagoon marls*); 4. Calcaires lacustres (*Lake limestones*); 5. Grès deltaïque (*Deltaic sandstones*); 6. Argiles pélitiques (*Pelitic clays*); 7. Argiles rouges (*Red Clays*); C. Courbe d'enfouissement de la série moscovienne (sondage NEK<sub>1</sub>) (*Burial curve of the Moscovian serie (boring NEK<sub>1</sub>)*); 1. Paléobathymétrie (*Paleobathymetry*); 2. Sédimentation décompactée (*decompacted sedimentation*); 3. Sédimentation non décompactée (*Non decompacted sedimentation*); D. Subsidence tectonique (*Tectonic subsidence*); 1. Subsidence tectonique (en bassin immergé) corrigée en tenant compte de la paléobathymétrie, des variations eustatiques (*Tectonic subsidence (in submerged basin) corrected according to paleobathymetry and eustatic variations*); 2. Subsidence tectonique partielle (en bassin immergé) (*Partial tectonic subsidence (in submerged basin)*).

cours de cette période. Les faciès sont tour à tour épicontinentaux (fluvio-lacustres) avec des niveaux houillers, des horizons pédogénétiques. Des épandages fins rouges (1000 à 1500 m) sur de vastes playas clôturent ce cycle au Permien.

### 1.3. La configuration actuelle

La configuration actuelle en bassins houillers (fig. C.1) est approchée à travers la prospection géophysique (SN REPAL, SONAREM, *in* Zaigouche, 1985). L'analyse des principales cartes (répartition du champ magnétique total, isobathes du socle magnétique) fait ressortir un ensemble de fosses (Kenadza, Abadla, Mézarif des sous bassins) délimitées par des accidents magnétiques assimilables le plus souvent à des failles et de hauts fonds. Ces fosses correspon-

dent à des zones d'effondrement. Les bordures N et W du bassin se relèvent progressivement.

Cette structuration complexe est parfaitement en harmonie avec la position marginale de ce bassin dans un domaine assez souple de la Plateforme Saharienne et sous influence de la mobilité du domaine "Atlasique" (Pareyn *et al.*, 1971 et 1975).

La schématisation de toutes ces informations (fig. C.1) montre que le bassin de Béchar apparaît structuré en un bloc triangulaire en surrection et en sous bassins : Kenadza, Abadla, Mézarif. Cette organisation est générée par la situation générale au Moscovien, dernière phase importante, et se résumerait en une expulsion générée d'un bloc triangulaire avec création de

deux sous bassins rhombiques et d'une relique d'avant fosse (Kenadza).

Ainsi, ce n'est qu'au Moscovien qu'il adopte la configuration actuelle en bassins houillers.

#### 1.4. Un modèle

Le bassin de Béchar, synorogénique car développé avec les structurations majeures hercyniennes (Viséen inférieur) présente toutes les caractéristiques d'une avant fosse (Kazi Tani *et al.*, 1991).

Il passe par plusieurs stades : ouverture en gradins dissymétriques, creusement, sénescence et relais par des bassins rhombiques sur décrochements. C'est la dynamique interne qui guide cette évolution.

- un profil dissymétrique associant une zone septentrionale (l'orogène maghrébin) en surrection qui fournit en abondance des produits clastiques immatures, une zone méridionale relativement profonde réceptacle d'une sédimentation de type olistostrome et flyschs tardifs;

- ce sillon se situe au front d'un pays d'orogène violemment structuré et à l'avant d'une plateforme, la Plateforme Saharienne;

- une subsidence très fortement exprimée au début et qui s'amortit par la suite. L'étude de la subsidence montre une courbe dans laquelle l'enfoncement rapide du début, s'amortit progressivement au Bashkirien. La forme de la courbe évoque un amincissement lithosphérique, mais les paramètres de celle-ci ( rapport de la subsidence instantanée sur la subsidence totale) suggèrent une subsidence par flexion lithosphérique au front des chevauchements crustaux du Tamlet (Kazi Tani *et al.*, 1991). A partir du Moscovien, la subsidence redevient active. Elle est totalement amortie au Stéphaniens (période de non dépôt). Un ultime enfoncement se réalise à l'Autunien.

- une absence de magmatisme avéré;

- des déformations compressives et particulièrement de grands cisaillements plats et des chevauchements qui migrent vers l'extérieur. C'est la tectonique qui façonne le bassin. Le

régime général est compressif avec tardivement des tendances décrochantes .

## 2. La sédimentation littorale et continentale dans les bassins houillers d'Abadla et du Mézarif

Le bassin de Béchar au Carbonifère est un bassin d'avant fosse (IAS 1980, Perrodon 1972), qui assure la transition entre un orogène au nord et au N-W, et une Plateforme Saharienne au sud, relativement plus stable.

De cette situation particulière, dans une zone sensible, il en découle une évolution complexe et une structuration plurielle. La dernière de ces phases, amène au Moscovien à une nouvelle situation avec :

- une réorganisation du bassin;

- l'arrivée d'une décharge détritique;

- une relative stabilité favorisant sous climat semi-aride l'installation d'une forêt houillère. Les accumulations de charbon s'inscrivent de manière très inégale dans les nouveaux bassins ainsi créés (Kénadza, Abadla et Mézarif).

### 2.1. Le bassin Abadla

A l'ouest du Djebel Béchar, dans le bassin d'Abadla un ensemble terrigène se développe du Moscovien au Permien.

Il était anciennement subdivisé en "formations" (Deleau 1951-52) :

- **la Formation de Kenadsa ou Kénadsien** Moscovien inférieur –Westphalien C;

- **la Formation Houillère Paralique**, Westphalien C et D;

- **la Formation Argileuse Rouge** attribuée partiellement au Stéphano-Autunien (Doubingier et Fabre, 1983).

Un autre découpage basé sur une analyse sédimentologique fine, événementielle est proposé dans un souci d'harmonisation.

L'analyse séquentielle de cette ensemble terrigène montre deux séries (fig. C.5) :

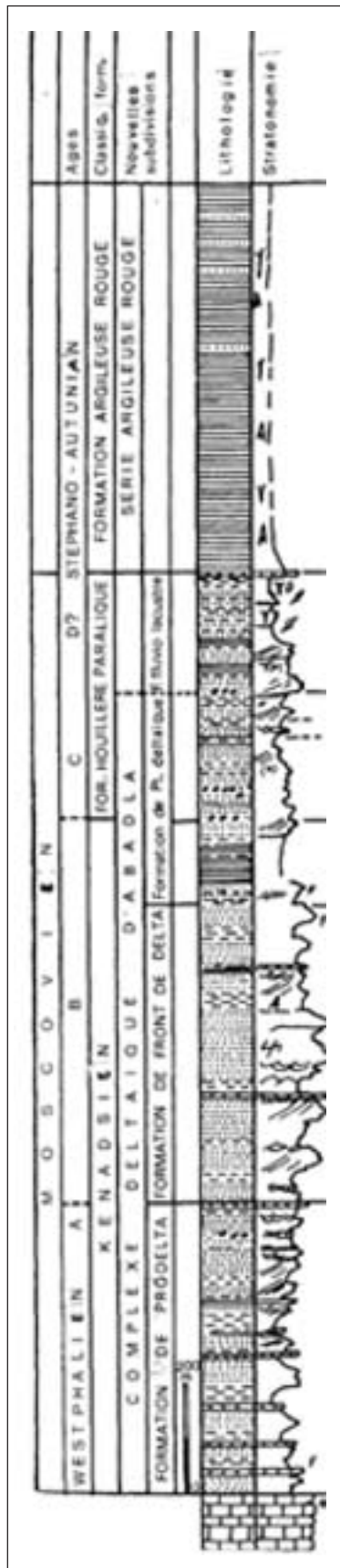


Fig. C.5 - Bassin houiller d'Abadla,  
log synthétique du Moscovo-Permien.

**Abadla coal-bearing basin, Moscovian-Permian  
synthetic log.**

- **la Série Deltaïque d'Abadla** : c'est une épaisse série deltaïque (1000 à 1500 m) qui regroupe le kénadsien avec une évolution de type avant delta et front de delta, la Formation Houillère Paralique avec ses faciès de plaine deltaïque et fluvio-lacustre;

- **la série Argileuses Rouge d'Abadla** (1000 à 1500 m) équivalent de la classique "Formation" Argileuse Rouge, avec une sédimentation de type playa.

Les grandes coupures, au nombre de trois, correspondent à des évènements majeurs.

- **La première** à la base marque une nouvelle phase de subsidence rapide et l'installation d'une sédimentation deltaïque. Cette phase ne s'amortit qu'à la fin du Moscovien. Elle est précédée d'émersions, de remaniements, d'érosions de la série précédente à dominante carbonatée. L'arrivée massive de matériel détritique traduit un rajeunissement des reliefs, une réactivation de la tectonique. L'arrière pays est soumis à un important décapage;

- **La seconde** correspond à l'arrêt du fonctionnement de l'appareil deltaïque (fin du Moscovien, à la limite Westphalien–Autunien). Il n'est pas à exclure une probable absence du Westphalien D pro parté-Stéphanien ou sa réduction à quelques mètres. Ceci impliquerait une période de vacuité et un important ralentissement de la subsidence. Il y a un fort contraste lithologique entre les deux séries. Le matériel rouge s'affine, s'enrichit en gypse et figures de dessiccation. L'environnement est de type playa. Avec cette série, une nouvelle phase de subsidence s'amorce (1000 à 1500 m de faciès rouge). Une dérive climatique est à envisager.

- **La troisième** marque l'ultime phase orogénique varisque.

#### *La série de référence*

#### La Série Deltaïque d'Abadla :

Dans cette série, les ensembles définis sont des formations (Abadla I,II,III et IV), étapes de la progradation du delta moscovien (avant delta, front de delta, plaine deltaïque) sur une plate forme carbonatée. Un régime continental

(fluvio-lacustre-playa) lui succédera à la fin du Moscovien et au Permien .

#### La formation Abadla I : un avant delta

La Formation Abadla I est uniquement reconnue par les coupes de terrain : coupes de Sfaïa (au nord de Chaïb Rassou) et Oglat Hamia .

L'analyse de ses 500 m montre : des faciès marneux et argileux verts prédominants, une faune riche et variée : Encrines, Brachiopodes, Nautilus, Foraminifères (*Orbiculoïdea*), spirifères ... témoins d'un environnement de plate forme.

Les séquences, de comblement ,associent :

- des faciès de plate forme : marnes, argiles vertes riches en faune marine;
- des faciès de haute énergie : calcaires peu épais oolithiques, bioclastiques. Ils sont le plus souvent brêchiques, occupent des gouttières plus ou moins ravinantes et passent latéralement à des faciès sableux;
- des faciès tidaux : grès fins et silts verts à flasers beddings, petites rides, stratifications entrecroisées, condensation de faune.

#### La formation Abadla II : le front de delta

La coupe de l'Oued Mennouna dans la région de Sfaïa montre une formation détritique épaisse (400 m), avec deux parties, séparées par un hard ground encroûté.

Dans la partie inférieure (200 m), les séquences débutent par une brèche de remaniement (Bryozoaires et Lamellibranches) et intègrent :

- des faciès argileux-marneux à faune marine.
- des grès et des silts organisés en cordons (mégarides ) traversés parfois par des chenaux de marée oobioclastiques ou silteux à flazers;
- des faciès d'arrière cordon : argiles/marnes à gypse, rouges parfois, grès/silts à flazers et rides d'interférence, calcaires supra tidaux à Ostracodes, Gastéropodes, voile algaire.

Ces séquences à affinité "île barrière " constituent le front de l'édifice deltaïque.

La seconde partie est légèrement plus épaisse (250 m). Sa base riche en marnes et en argiles à faune marine semble marquer des conditions proches de l'avant delta (faciès de plate forme à Echinodermes, Foraminifères, Ostracodes, Lamellibranches). Le matériel détritique s'organise en cordons sableux que traversent des chenaux de marée à bioclastes et oolithes. Des faciès supra tidaux d'arrière cordons clôturent les séquences de type île barrière à l'échelle des membres.

Cette formation marque une phase de progradation du delta,mais qui s'effectue en deux temps :

- une progradation nette avec trois lobes bien développés;
- un ralentissement marqué par un retour à des faciès plus externes de plate forme, une zone intermédiaire entre l'avant delta et le front de delta dans les deux derniers membres;
- un environnement de front de delta net, avec cordons et chenaux de marée.

#### La formation Abadla III : la plaine deltaïque

Cette formation affleure largement sur la bordure sud de Chebket Mennouna, dans la région de Sfaïa. Le caractère chenalisant bien net de ses faciès gréseux (fig. 15), la différencie de la précédente. Les termes fins (argiles et silts) disparaissent sous les recouvrements, aussi une meilleure information est fournie par les carottes de sondages (Sf29, Sf37 en particulier).

Elle comporte deux parties d'égale puissance (200 m) séparées par un hard ground encroûté par des stromatolithes et raviné.

La partie inférieure a une composante essentiellement argileuse. L'influence tidale est nette: nombreux chenaux de marée (oobioclastiques, sableux) à herring-bones. Le matériel détritique (grès fins et silts) s'organise en chenaux distributaires plus ou moins importants selon les régions et en petites barres.

En arrière et latéralement à ces ensembles, se développent des vases à Ostracodes, Gastéropodes où s'accumulent des débris végétaux. Cette plaine deltaïque à influence tidale est souvent émergée, tantôt oxydante, tantôt réductrice (alternance de faciès rouges et de faciès gris, de gleys). Des sols s'y développent et une pédogenèse se manifeste plus ou moins intensément.

Dans la seconde partie, les influences marines sont beaucoup plus discrètes et un régime de plaine deltaïque alluviale s'instaure.

Le matériel qui arrive au niveau de cette plaine deltaïque alluviale, est de plus en plus important et de plus en plus grossier.

À la base, les dépôts de chenaux prédominent; le matériel s'affine progressivement, un régime de plaine alluviale s'installe.

Les chenaux sont ravinants et à remplissage gréso-conglomératique.

Les faciès de plaine deltaïque sont des pélites, vertes, grises, rouges, des gleys, des vases bioturbées riches en débris végétaux, Ostracodes, Gastéropodes, Lamellibranches, du charbon (10-20 cm), des silts à flazers.

La pédogenèse est importante, avec parfois des croûtes calcaires peu épaisses, voire algaires, des paléosols à racines.

Cette plaine deltaïque alluviale peut parfois évoluer localement en un marécage.

#### La formation Abadla IV : le fluvio-lacustre

Cette formation (épaisseur = 200 m) correspond à une importante décharge détritique. Elle s'initie par un ravinement intense et le remaniement des faciès sous-jacents (croûtes calcaires). Elle se termine par des niveaux lacustres peu épais (20 à 30 cm) brêchifiés, à modifications pédologiques et faune d'eau douce.

Cette dernière constitue généralement de véritables lumachelles à Ostracodes, Gastéropodes et Esthéries.

Une relative richesse en débris végétaux conduit parfois à des niveaux décimétriques de charbon.

La sédimentation fluviale y est caractérisée par une relative abondance des dépôts limoneux à modifications pédologiques. Le modèle avec crues saisonnières est le plus adéquat.

Les dépôts rencontrés sont ceux de rivières à sables, (modèles de rivières à sables : Miall, 1982; Turner, 1980). La partie reconnue par les coupes et les sondages est loin des bordures du bassin. Nous sommes beaucoup plus proche d'un système aval.

L'étude des coupes et logs du bassin d'Abadla permet de le rattacher à un réseau en tresses, mais qui semble évoluer en un dispositif à méandres en fin de formation et localement.

#### La Série Argileuse Rouge

La Série Argileuse Rouge se montre désespérément monotone sur toute la partie carottée. Cette monotonie est sporadiquement interrompue par :

- de rares chenaux gréseux rouges méandri-formes, peu épais (métriques à décimétriques) à stratifications obliques et ripples-marks;
- des niveaux de carbonates : calcaires à stromatolithes, écailles de poissons (Bertrand-Sarfati, 1974) et à oolithes; dolomie sableuse. Ces niveaux sont minces (10 à 20 cm) et correspondent à des lacs éphémères peu étendus;
- de rares niveaux charbonneux (10 cm).

Le matériel composant l'ensemble de la série est extrêmement fin et se répartit en quartz 20 à 30 %, muscovite, séricite, plagioclases : 1 à 3 %. La matrice est argilo-carbonatée. L'hématite responsable de la couleur rouge forme 7 %. Elle imprègne la matrice et les grains.

La pédogenèse y est relativement discrète : marmorisations; traces de racines. L'étude fine

du matériel montre une importante néostratification pédologique.

Les caractéristiques des faciès : abondance de la couleur rouge, dessiccation importante avec «slikenslides» (surfaces lustrées liées au phénomène de gonflement et de déshydratation du sédiment), abondance de gypse et d'halite, structures de dépôt bien préservées, néostratification pédologique préconisent un environnement de type playa, «dry mudflat»-Inland Sabkha (Glennie, 1970; Neal, 1975).

## 2.2. Le bassin du Mézarif

Le bassin du Mézarif est le plus oriental des bassins houillers du sud-ouest oranais.

Le remplissage Moscovo-Permien de ce bassin est classiquement découpé par Deleau (1952) en deux unités lithostratigraphiques: Houiller Productif; Formation Argileuse Rouge

Dans un souci d'harmonisation à l'échelle des bassins houillers du S-W oranais, une nomenclature basée sur les critères séquentiels (discontinuités majeures) serait à mieux de résoudre les problèmes.

L'analyse séquentielle montre deux séries (fig. C.6) :

- La Série Deltaïque de Nekheïla (600 à 700 m), avec à la base une sédimentation de plate-forme carbonatée péri récifale envahie progressivement par les faciès deltaïques, puis fluvio-lacustres. Cette série comporte quatre formations correspondant chacune à une étape de l'installation puis de la progradation du delta moscovien.

Toutefois cette série présente quelques différences dans le domaine sud et sud-ouest du bassin par rapport à l'ensemble, à savoir :

- des épaisseurs moindres (100 à 200 m);
- un environnement de tidal flat avec tempêtes, sebkha avant la généralisation du régime fluvio-lacustre.
- La Série Argileuse Rouge de Nekheïla (plus de 500 m), succession de termes pélitiques

rouges avec les caractéristiques d'une sédimentation de type playa est identique à celle du bassin d'Abadla.

### *La série de référence:*

Il est difficile de présenter pour ce bassin une série de référence unique car à partir du Moscovien, deux domaines se différencient :

- **un domaine central et occidental** fortement subsident (650 à 7500 m de sédiments en moyenne pour la partie de la série de Nekheïla traversée en sondages). Le remplissage a beaucoup d'affinités avec celui du bassin d'Abadla que nous qualifierons de : **série de type dépocentre;**

- **un domaine sud oriental** fréquemment émergé faiblement subsident (80-200 m), avec des faciès de type vasière, tidal flat, sebkha : **une série de type bordure.**

Avec la Formation IV, en régime fluvio-lacustre, les faciès s'homogénéisent sur l'ensemble. La limite entre ces deux domaines est constituée par une faille SW-NE, l'accident de Nekheïla qui apparemment semble se continuer vers Teniet el Aouidja .

### La série de Nekheïla type dépocentre

La série de Nekheïla de type dépocentre (fig. C.6), comporte quatre formations : Nekheïla I, II, III, IV corrélables sur l'ensemble du bassin. Elles correspondent aux différentes phases d'installation puis de progradation d'un delta sur une plate forme carbonatée.

Un scénario identique à celui du bassin d'Abadla se déroule au Mézarif. Les formations Nekheïla II,III et IV sont sensiblement les mêmes dans les deux bassins, mais avec des épaisseurs moindres dans le Mézarif.

Seule la formation Nekheïla I essentiellement perirécifale, diffère de son équivalente Abadla I. Cette dernière formation mérite une attention particulière.



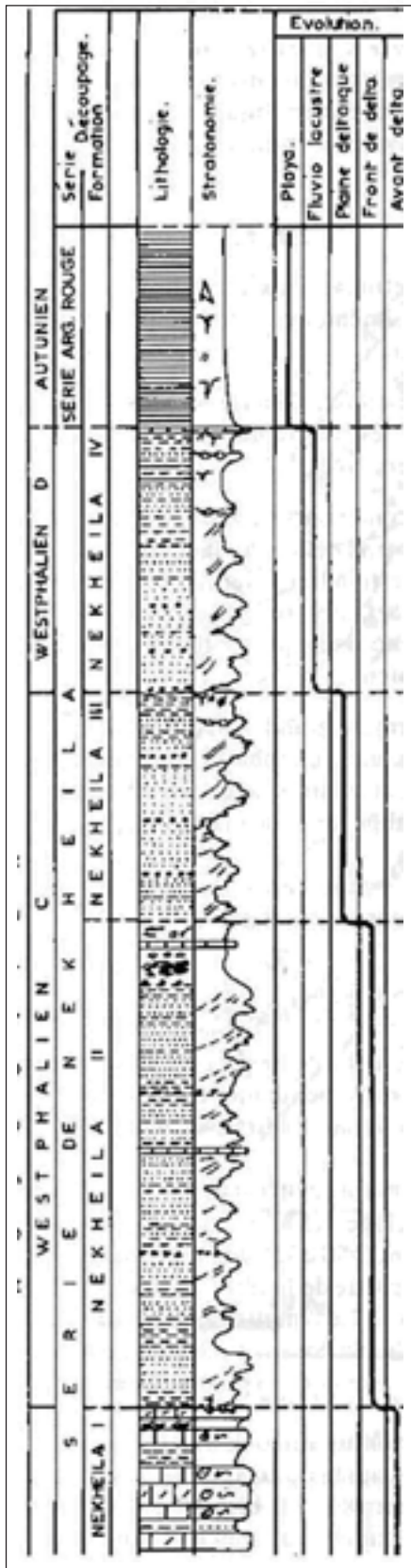


Fig. C.6 - Bassin du Mézarif .Log synthétique.  
Série de type bassin échelle 1/2500.

**Mezarif Basin, synthetic log, basin type serie  
on 1/2500 scale.**

### La formation Nekheila I : Un environnement périrécifal

Les 100 derniers mètres de cette formation recoupés par les sondages miniers montrent une masse carbonatée dolomitisée, karstifiée et affectée de nombreux vides de dissolution. La limite supérieure est un hard ground avec :

- des microkarsts minéralisés en célesto-baryte;
- une dolomitisation;
- une pédogénèse de type hydromorphe;
- des chenaux de ravinements.

La formation Nekheila I avec ses calcaires à oolithes, Polypiers, Bryozoaires, Ostracodes, algues, Foraminifères (dont *Globivalvulina*, forme littorale) s'est mise en place dans un environnement péri récifal évoluant parfois en fin de formation en marécage littoral.

### La formation Nekheila II : un front de delta avec des îles barrières

La Formation Nekheila II (200-300 m) est la plus puissante. Elle comporte des séquences à affinités îles barrières telles que celles décrites précédemment dans le bassin d'Abadla avec :

- des faciès de plate forme interne à encrines, Bryozoaires, Brachiopodes;
- de puissants cordons recoupés parfois en fin de séquence par des chenaux de marée. Ces cordons à Mézarif intègrent des galets carbonatés (lacustres ou à faune marine) d'origine locale;
- des faciès d'arrière cordons, plus ou moins confinés, à ostracodes, évaporites, débris végétaux et dessiccation.

### La formation Nekheila III : un régime de plaine deltaïque

La Formation Nekheila III est peu épaisse avec ses 100 m en moyenne. Elle marque l'installation d'un régime de plaine deltaïque avec des distributaires sableux bien développés. Des

modifications pédologiques affectent les fins de séquences. Les débris végétaux s'accumulent parfois dans ce contexte jusqu'à former des niveaux de charbon de 10 à 20 cm.

La formation Nekheïla IV :  
un régime fluvio-lacustre

La Formation Nekheïla IV (200 m en moyenne) importante décharge détritique affleure largement dans la cuvette de Nekheïla. Le caractère chenalisant est net et les grès occupent des gouttières de 10 à 30 m de large.

En fin de formation, l'importance des chenaux décroît et les faciès de plaine d'inondation à pédogenèse hydromorphe, les niveaux charbonneux à flore abondante et bien conservée, les faciès lacustres-palustres à Ostracodes, *Estheria*, prédominent.

La série de Nekheïla,  
type bordure :

La série de Nekheïla, type bordure (fig. C.7) recoupée par trois sondages se réduit progressivement (de 200 à 100 m), suivant un axe NW-SE; Le phénomène est particulièrement spectaculaire pour les formations II et III (de 100 à 20 m). Une homogénéisation des faciès se réalise à l'échelle du bassin avec la formation IV, fluvio-lacustre. Seules les formations Nekheïla I, II, III présentent un intérêt.

Deux repères permettent une parfaite corrélation avec la série de type dépo-centre :

- la surface d'émergence à microkarsts minéralisés en célesto-baryte, au toit de la formation I;

- un niveau de cendres volcaniques interstratifié dans cette même formation et que l'on retrouve dans quelques sondages.

La formation Nekheïla I :  
réfécifs frangeants et environnement  
péri réfécifal

La formation Nekheïla I montre dans sa partie traversée par les sondages, des faciès "réfécifs" dolomitiques à Polypiers. Cette masse

carbonatée évolue vers le N-W) à du péri réfécifal à Bryozoaires, Echinodermes, oolithes.

Les formations Nekheïla II et III :  
vasière et tidal flat

La distinction entre les deux formations (II, III) n'est possible que dans un seul sondage, le 5.

Il montre des faciès de vasières à encrines, Bryozoaires, Polypiers, petits "patches" (Nekheïla II) puis un régime de type tidal flat. Plus au sud et au S-E, l'évolution est de type tidal flat (formation II, III) avec :

- des faciès de plage : sables gréseux, sables carbonatés oobioclastiques ou, oolithiques, oncolithes et bioclastes brisés;
- des termes marécageux : micrite à ostracodes, parfois lumachellique.
- des produits de sebkha : anhydrite à structure enthérolithique (chicken wire);
- des tapis stromatolithiques (algal-mat);
- des brèches de dissolution;
- de la pédogenèse en fin de séquence.

Ce tidal flat est parfois envahi par des niveaux conglomératiques de démantèlement (galets carbonatés emballés dans une matrice carbonatée mal classée à éléments anguleux) produit probablement de tempêtes.

La Série Argileuse Rouge

Cette série, de playa, partiellement érodée mais épaisse de 50 à 500 m est identique à celle déposée dans le bassin d'Abadla .

**3. Les paléosols du Moscovo-Permien  
du bassin de Béchar**

Les traces de pédogenèse sont fréquentes dans les assises silico-clastiques tour à tour marines puis continentales du bassin de Béchar. Grâce à de nombreux sondages, le matériel, très frais a permis une analyse fine et une typologie (Nedjari, 1991).

Le sondage Sr7 l'un des plus complets, montre que les paléosols sont toujours associés à des fins de séquences et répartis ainsi (fig. C.8).

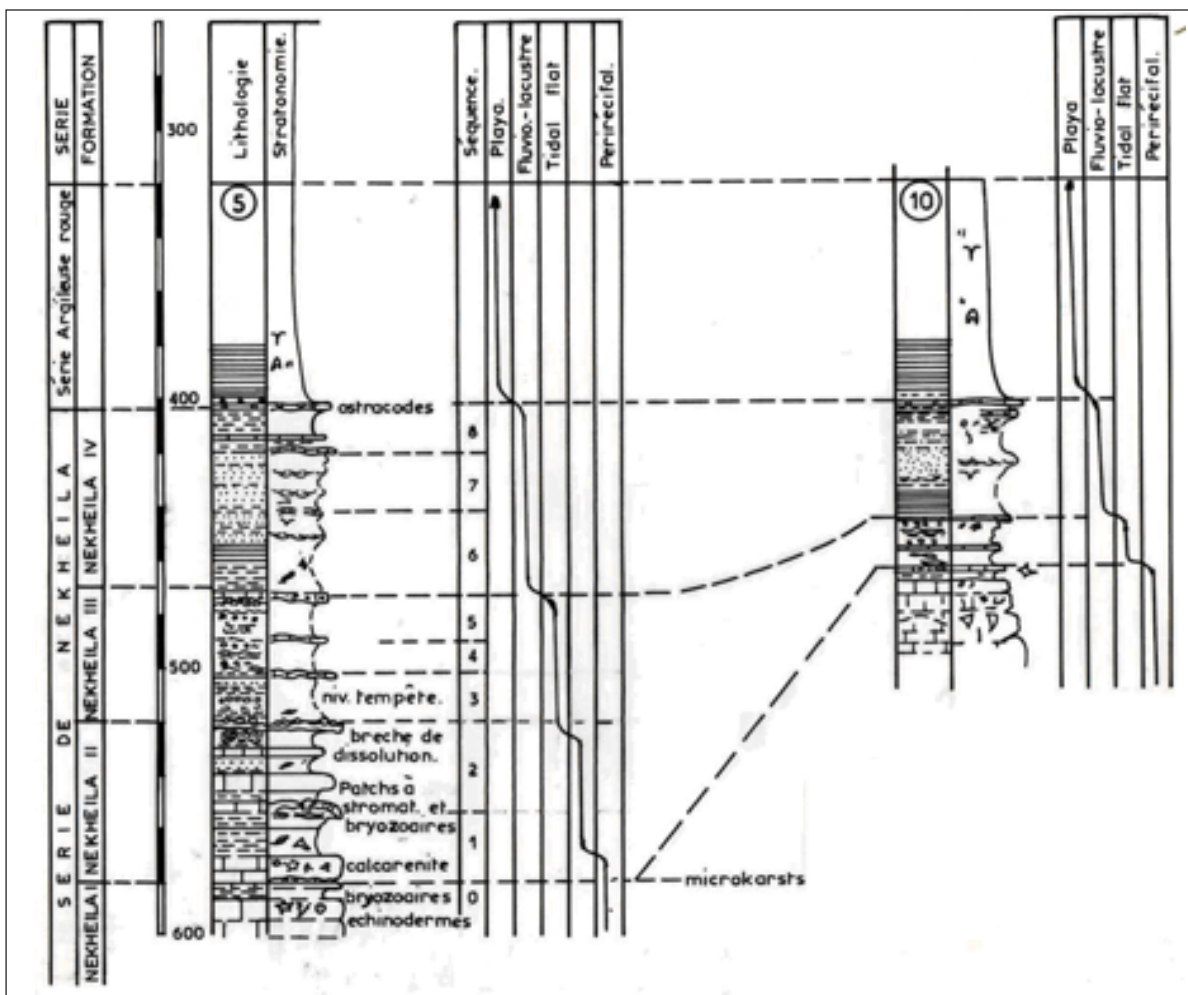


Fig. C.7 - Bassin du Mézarif. Log synthétique Mosco-Permien partagé.  
Série de type bordure (éch. 1/2000) Sondages NEK 5 et 10.

*Mezarif Basin, Moscovian-Permian synthetic log boundary type serie on 1/2000 scale.*

### 3.1. Typologie

Les modifications pédogénétiques montrent des manifestations multiples. Les produits ferrugineux constituent des marmorisations (halos globuleux des pédologues), des nodules (associés au carbonate), une ferruginisation en anneaux. Les carbonates, plus ou moins fréquents en fonction des faciès, s'organisent en nodules de taille et structure variables (poupées des pédologues).

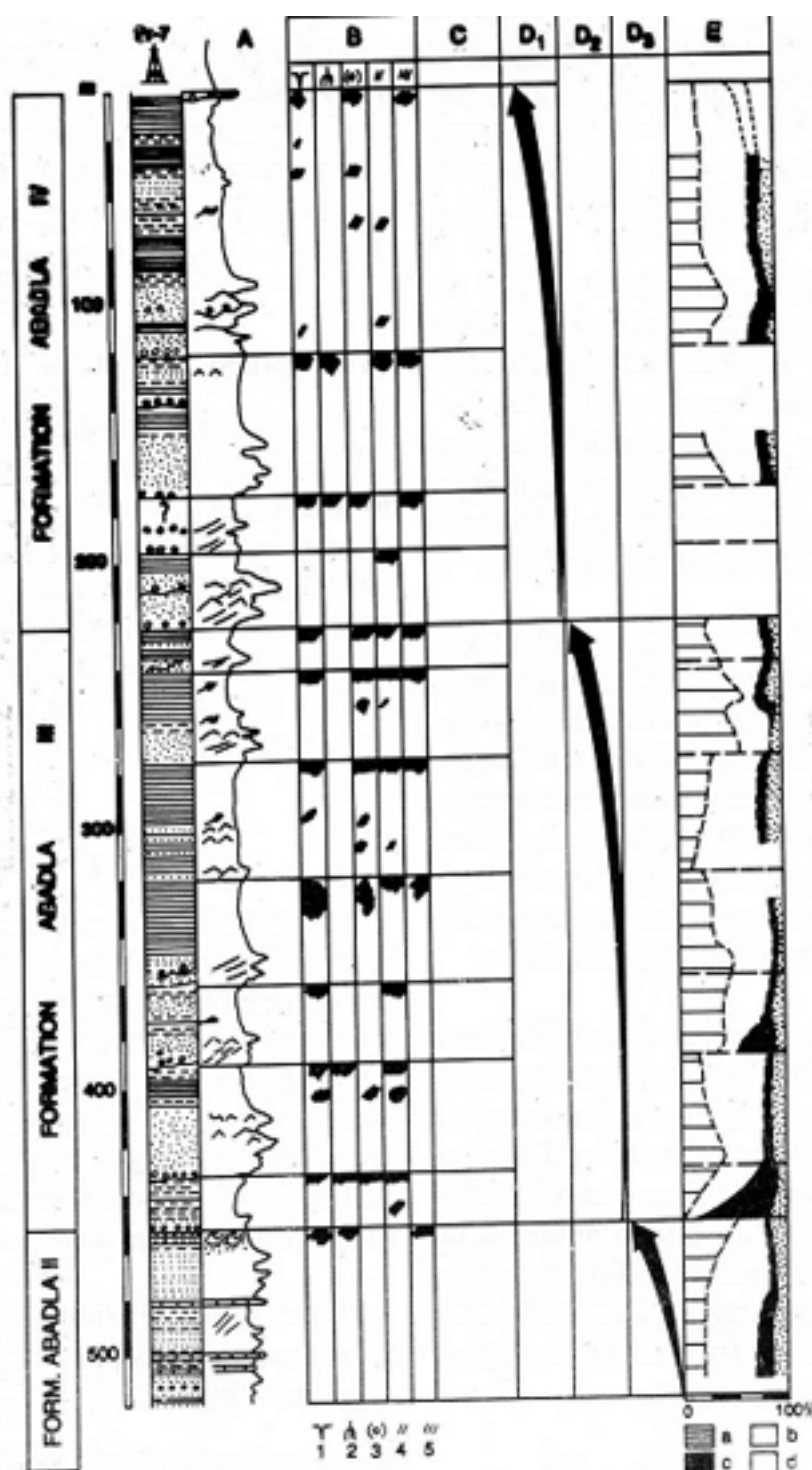
Ainsi, selon les modalités de cette pédogénèse, les paléosols ont été répartis en trois types principaux :

- les paléosols à polyèdres ou pélosols;
- les paléosols à marmorisations;
- les paléosols à ferruginisations en anneaux de Liesegang.

Ces trois types sont le produit de processus dominés par l'hydromorphie qui entraîne une modification plus ou moins importante dans la répartition des éléments et des minéraux induisant des aspects différents en fonction de l'intensité du phénomène.

#### 3.1.1. Les paléosols à ferruginisations en anneaux de Liesegang

Les paléosols à ferruginisations en anneaux de Liesegang affectent les faciès argilo-gréseux terminaux de la Formation III - front de delta. Cette surface constitue la discontinuité finale sur des cordons sableux portés à émergence. Elle associe des anneaux de Liesegang, des marmorisations et de la dessiccation. Un niveau de remaniement et de condensation de faune lui est susjacent. Le sédiment originel était un sable argileux homogène. L'aspect



**Fig. C.8 - Répartition des paléosols et évolution de la fraction argileuse (sondage Sr.7 bassin d'Abadla)**  
**Paleosoil repartition and evolution of the clay contents (borehole Sr.7 Abadla basin)**

**A.** Lithologie (*Lithology*); **B.** Structure pédologiques (*Pedogenetic structures*); 1. Fentes de dessiccation (*Dessication structures*); 2. Traces de racines (*Root traits*); 3. Nodules pédologiques (*Pedogenetic nodules*); 4. Marmonisations ocres (*Ochraceous mottled facies*); 5. Mamonisations violacées (*Violet mottled facies*); **C.** Séquences (*Séquences*); **E.** Fraction argileuse (*Clays contents*); a. Illite (*Illite*); b. Kaolinite (*Kaolinite*); c. Chlorite (*Chlorite*); d. Illite smectite (*Illite smectite*); **D.** Environnements (*Environments*); D1. Front de delta (*Deltaic front*); D2. Plaine deltaïque (*Delatic plaine*); D3. Fluvio lacustre (*Fluvio-lacustrine*).

actuel résulte d'une répartition en anneaux provenant d'une migration des éléments chimiques.

Les mécanismes de la genèse des anneaux de Liesegang ont été l'objet de publications multiples.

Le milieu littoral où se développent les ferruginisations en anneaux, est électrolytique et redox avec des possibilités d'adsorption. Les bactéries et la matière organique sont à la base du système. Il passe par des états d'équilibre successifs et les battements des nappes, un des moteurs possibles, est physique et extérieur au système.

Lors des émergences, l'évaporation superficielle induit un courant capillaire ascendant à l'origine d'une précipitation superficielle de sels dissous dans les zones inférieures,  $Fe^{2+}$  et Ca en particulier. Le fer ferreux s'oxyde. Parallèlement il y a une lixiviation en toute période, de la silice, de l'alumine. Les caractères continentaux s'affirmant entraînent les néogénèses (kaolinite par exemple). Au fur et à mesure des déplacements du front d'oxydo-réduction au cours d'une émergence, seuls les minéraux stables en milieu oxydant persistent.

### 3.1.2. Les paléosols à marmorisations

Les paléosols à marmorisations se singularisent par une distribution du fer en taches et flammèches centimétriques à millimétriques. Des nodules pédogénétiques, des traces de racines, de dessiccation peuvent s'y associer.

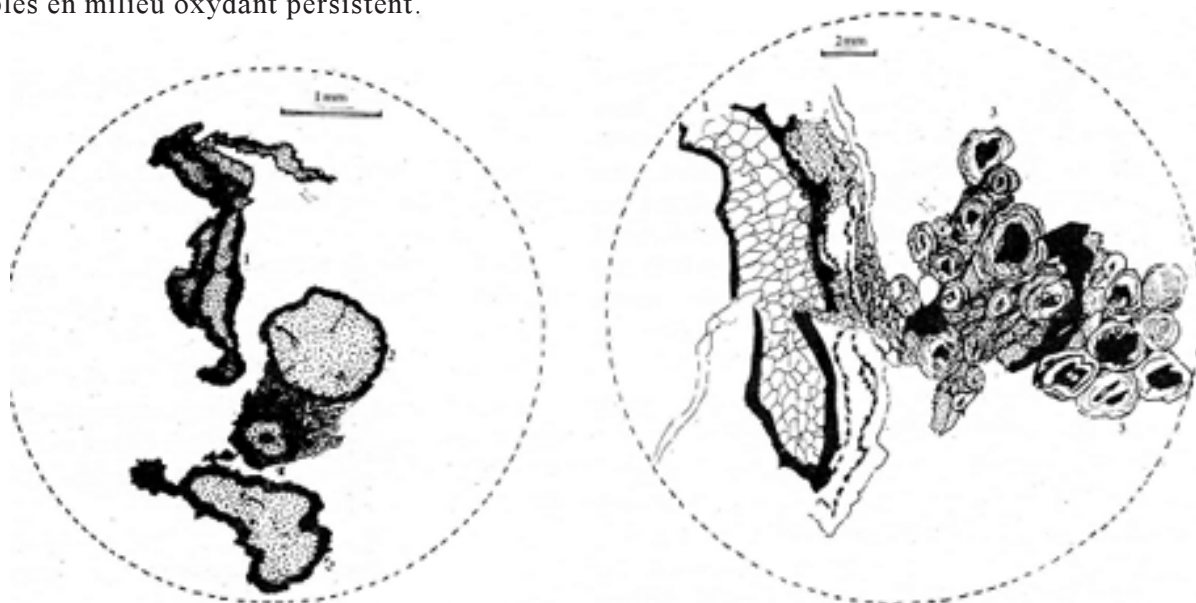
L'analyse montre que :

- les paléosols ne présentent pas tous la même extension;
- l'épaisseur de la tranche de sédiment affectée par les modifications est variable : de quelques centimètres à un mètre;
- l'intensité du phénomène pédogénèse n'est pas constante.

De ce fait, ces paléosols présentent deux principaux aspects :

#### a) Les paléosols à pédogénèse simple (type 1)

Les paléosols à pédogénèse simple sont caractérisés par des marmorisations ocres,



**A** - Paléosol affecté par une pédogénèse simple  
*Paleosol affected by simple pedogenesis*

**B** - Pédogénèse complexe (1) traces de racines (2) et (3) nodules pédologiques  
*Complex pedogenesis, (1) root traits, (2) and (3) pedogenetic nodules*

**Fig. C.9** - Aspects microscopiques des paléosols  
*Paleosoils microscopic aspects.*

jaunes brunes, des nodules pédogénétiques peu abondants et des traces de racines peu développées (fig. C9). Les modifications affectent une tranche de sédiment décimétrique et se retrouvent à une échelle kilométrique. Ils constituent les discontinuités sommitales de séquences peu épaisses (10 à 15 m en moyenne) associant des dépôts de chenaux, des faciès de plaine et de lac parfois. La hiérarchie scalaire en fait des séquences de 2° ordre où les paléosols constituent des discontinuités d'un même ordre

b) Les paléosols à pédogenèse polyphasée (type 2)

Les paléosols à pédogenèse polyphasée associent des marmorisations violacées, des nodules pédogénétiques abondants, centimétriques, à structure complexe, des fentes de dessiccation larges, profondes avec cavités de dissolution et enchevêtrements diffus, des niveaux importants et superposés à traces de racines (fig. C9).

Les éléments figurés montrent un polyphasage (plusieurs couches corticales de nature variée autour des nodules, et parfois même autour des traces de racines), une modification plus importante, une pédogenèse beaucoup plus poussée.

Les expressions d'une telle pédogenèse affectent tout le bassin sur une épaisseur de sédiment métrique. Latéralement elles sont variables et les ravinements sont susceptibles de les faire disparaître partiellement ou en totalité. Les paléosols à pédogenèse polyphasée clôturent des cycles plus importants épais de 80 à 100 m dans l'axe principal du chenal et 20 à 30 m latéralement. Ils s'initient par un ravinement intense et intègrent en nombre variable les séquences de 2° ordre précédemment définies.

Les mécanismes sont ceux de l'hydromorphie (cf. ferruginisations en anneaux de Liesegang) avec pour moteur, les battements de la nappe phréatique qui contrôlent les oscillations du potentiel d'oxydo-réduction. La matière organique joue un rôle essentiel dans les

processus d'oxydo-réduction du fer et du manganèse.

En période de crue, le profil pédologique ennoyé, la matière organique (racines etc...) est détruite sous l'influence des bactéries qui absorbent l'oxygène disponible. Les composés ferriques sont réduits et peuvent migrer.

En période d'étiage, la nappe phréatique descend déterminant deux zones :

- une zone profonde noyée où le fer est entièrement réduit;

- une zone vadose supérieure où le fer se réoxyde et précipite. Les produits ferriques constituent des taches, des nodules. La périodicité de ce processus détermine le polyphasage observé.

Seul le cas du fer a été examiné, mais au cours de cette phase se produit une lixiviation des argiles, des carbonates et des néoformations périodiques.

### 3.1.3. Les paléopélosols

Les paléopélosols développés dans le bassin de Béchar se caractérisent par :

- *des phénomènes de réduction très discrets*: les marmorisations se réduisent à de petites tâches ocres, jaunes, de décoloration le long des rares traces de racines et des fentes de dessiccation;

- *des processus physiques prédominants avec*:

\* *une structure polyédrique* : Les polyèdres millimétriques proviennent d'une fragmentation du matériel initial par une alternance d'humectations et de dessiccations. Les éléments en résultant peuvent être plus ou moins déplacés ou alors restés sur place pour constituer un puzzle dont les divers composants s'emboîtent .

\* *des structures de type sliken side* : L'alternance de phases d'humectation et de phases de dessiccation provoque une diffusion des

argiles fines au sein des unités structurales formant ainsi des facettes de friction brillantes ou slickenside (surface lustrée). Dans le bassin de Béchar, elles peuvent être parfois enduites de gypse.

\* *des fentes de dessiccation* importantes à remplissage gypseux. L'ensemble des caractéristiques physiques énumérées ci-dessus fait de ce paléosol un pélosol (Muckenhausen, 1963).

Les paléopélosols sont développés spécialement dans la Série Argileuse Rouge où ils clôturent des électroséquences à porosité croissante. L'augmentation de la porosité est à mettre en relation avec la structure en polyèdres. Les séquences de 3<sup>o</sup> ordre de ce type intègrent des séquences de 2<sup>o</sup> ordre où les manifestations pédogénétiques sont simples, à légères marmorisations et dessiccations.

Les processus mécaniques prédominent largement dans le bilan d'une pédogenèse de type pélosol. Ils conduisent à une structuration en polyèdres avec des slickensides et des fentes de dessiccation. Les seuls mouvements importants de matière sont ceux des argiles et du gypse qui induisent les surfaces des structures, remplissent les cavités comme les racines et les fentes.

Les processus chimiques sont très minimes et se réduisent en une marmorisation discrète. Les pélosols résultent d'une hydromorphie temporaire. Deux facteurs ont concouru à leur développement :

- *une aridité du climat;*
- *une roche mère argileuse.*

Le sédiment initial fortement argileux (60 % illite, 20 % chlorite) offrant une faible pénétration aux eaux superficielles, ralentit les phénomènes d'altération. Les pluies séjournent en surface dans de petites dépressions. Une partie s'évapore tandis que l'autre s'infiltré lentement dans le profil par imbibation capillaire. Ces sols sont alors alternativement asphyxiants ou secs, induisant un débit en polyèdres.

#### 3.1.4. Bilan

Les échantillons prélevés et traités proviennent d'environnements variés : plaine deltaïque alluviale, plaine d'inondation fluviale, playa.

Les bilans géochimiques (Nedjari, 1991) confirment les observations de terrain et de laboratoire. Les résultats sont synthétisés sous forme de tableau (tabl. I).

La pédogenèse, liée ici à une hydromorphie temporaire a conduit à une remobilisation des éléments (le fer essentiellement, le calcium et le magnésium), une hydrolyse des argiles puis à leur redistribution en anneaux concentriques, en nodules ou dans des néoformations argileuses (kaolinite, smectites).

Indépendamment du facteur durée des phénomènes dont le rôle est primordial, ces processus sont plus importants en plaine deltaïque et plaine alluviale fluviale.

#### 3.1.5. Approche géodynamique de l'événement paléosol

Les paléosols développés au cours du Permo-Carbonifère dans le bassin de Béchar sont de type hydromorphe. Leurs caractéristiques sont synthétisées en un tableau (tabl. I). Il en ressort principalement :

1. Les paléosols présentent des aspects différents en fonction de :

a) la durée de la pédogenèse : l'importance des modifications est en relation directe avec celle des processus pédogénétiques; cela apparaît clairement dans les différents aspects (polyphasage par exemple) et les bilans géochimiques (Nedjari 1991). Une pédogenèse longue entraîne une plus grande remobilisation et redistribution des éléments, des «néoformations»;

b) la nature de la roche mère : la nature de la roche mère conditionne la circulation des eaux des nappes aquifères. Quand la roche mère est perméable, les processus chimiques sont bien développés (cas des paléosols à ferruginisations en anneaux et des paléosols à marmorisations). Dans le cas des faciès argileux (Série Argileuse

Rouge) les processus physiques prédominent largement (paléopéléolsols).

2. Pour une même roche mère (paléolsols à anneaux de Liesegang, paléolsols à marmorisations), les paléolsols marquent des discontinuités d'importances inégales en fonction de l'intensité des transformations pédogénétiques.

3. Les paléolsols occupent une place bien définie dans le remplissage : fin de séquences de 2°, 3° et 4° ordre et avec des intensités de pédogenèse croissantes.

Dans l'évolution du bassin de Béchar, les paléolsols correspondent à des événements qui clôturent des cycles ayant engendré des séquences de 2°, 3° et 4° ordre. Ils constituent des discontinuités scalaires.

Une interprétation (Nedjari, 1998), montre que les cycles de 3° ordre sont l'expression d'un


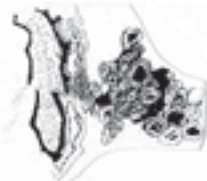


glacio-eustatisme ayant pour origine des cycles astronomiques à 400.000 ans (Berger, 1980).

Les cycles de second ordre reproduiraient des cycles climatiques à 100.000 ans induisant des dérives climatiques. Les dérives climatiques avec le jeu de périodes rhéxistatiques pourvoyeuses de silice détritique et de périodes biostatiques filtrantes pourraient expliquer l'essentiel de ces évolutions. Les horizons pédogénétiques traduisent une amélioration des conditions climatiques.

Par ailleurs, une pédogenèse, pour imprimer durablement ses effets et modifier profondément un sédiment nécessite du temps. Les ferruginisations en anneaux de Liesegang, l'importance des redistributions géochimiques et des néoformations nécessite un facteur temps important qu'il n'est malheureusement pas possible de quantifier. On peut évaluer la durée d'une séquence, mais pas la part du remplissage et celle du phénomène pédogénétique.

**Tableau I :** Synthèse des caractéristiques des paléolsols dans le bassin de Béchar.

**Synthesis of paleosols characteristics in the Bechar Basin.**

	Paléolsols à anneaux de Liesegang	Paléolsols à marmorisations		Paléosol à Polyèdres (péléolsol)
Principales expressions de la pédogenèse	 - ferruginisations annulaires - marmorisations	 - marmorisations violacées - nodules centimétriques, abondants et structurés - niveaux à racines superposés	 - marmorisations ocres jaunes - nodules millimétriques à centimétriques peu abondants - traces de racines	 - polyèdres millimétriques siltstone - rares marmorisations
Tranche de sédiment affectée	métrique ou plus	métrique	décimétrique	métrique
Extension latérale	échelle du bassin	échelle du bassin	quelques centaines de mètres	échelle du bassin (?)
Nature de la roche mère	silico-clastique	silico-clastique	silico-clastique ± carbonaté	argileuse
Répartition dans le remplissage	fin de Formation II	Formations III et IV		Série Argileuse Rouge
Environnement	tidal	plaine deltaïque et plaine alluviale fluviale		playa
Localisations/séquences	sommet de séquence 4° ordre	fin de séquence 3° ordre	fin de séquence 1° ordre	fin de séquence de 3° ordre
Bilan géochimique	distribution des éléments en anneaux (fer, phosphate de Ca, kaolinite)	- accumulation de fer en nodules polyphasés, du Mn, Ca - hydrolyse - formation kaolinite	- accumulation de carbonate en nodules - redistribution Fe	- Processus chimiques bloqués - Processus physiques dominants
Mécanismes	Hydromorphie temporaire - réduction et agrégation locale du fer - redistribution des éléments majeurs en liaison avec les basements de la nappe aquifère.			Hydromorphie temporaire, alternance phases d'humectation et de dessiccation sur roche argileuse
Intensité de la pédogenèse	Fortes polyphasées	Fortes polyphasées	Pédogenèse simple	Polyphasées



## II. LE BASSIN D'ILLIZI AU PERMO-CARBONIFÈRE (AMROUCHE, F. ET NEDJARI, A.)

### 1. Le bassin

Le bassin d'Illizi occupe au sud est du Sahara algérien près de 100 000 km<sup>2</sup>. De forme plus ou moins ovale (fig. C.10), il s'inscrit dans un rectangle est-ouest que contrôlent des accidents majeurs subméridiens, précambriens réactivés au Paléozoïque. Ils correspondent aux môles d'Amguid et de la Tihemboka qui constituent respectivement ses "bordures." ouest et est.

### 2. Une synclise à caractériser

Les travaux qui s'y rapportent sont d'ordre stratigraphique, aussi avons nous voulu cerner les mécanismes de fonctionnement de ce bassin et le caractériser sur le plan de la géodynamique : s'agit-il d'une synclise ou d'un autre type de bassin ?

Pour rappel, les synclises (Perrodon, 1972) ou sags basins sont décrites comme de vastes portions de plateforme, plus ou moins ovales, de quelques centaines ou milliers de kilomètres carrés, en situation intraplaque sur un socle stable.

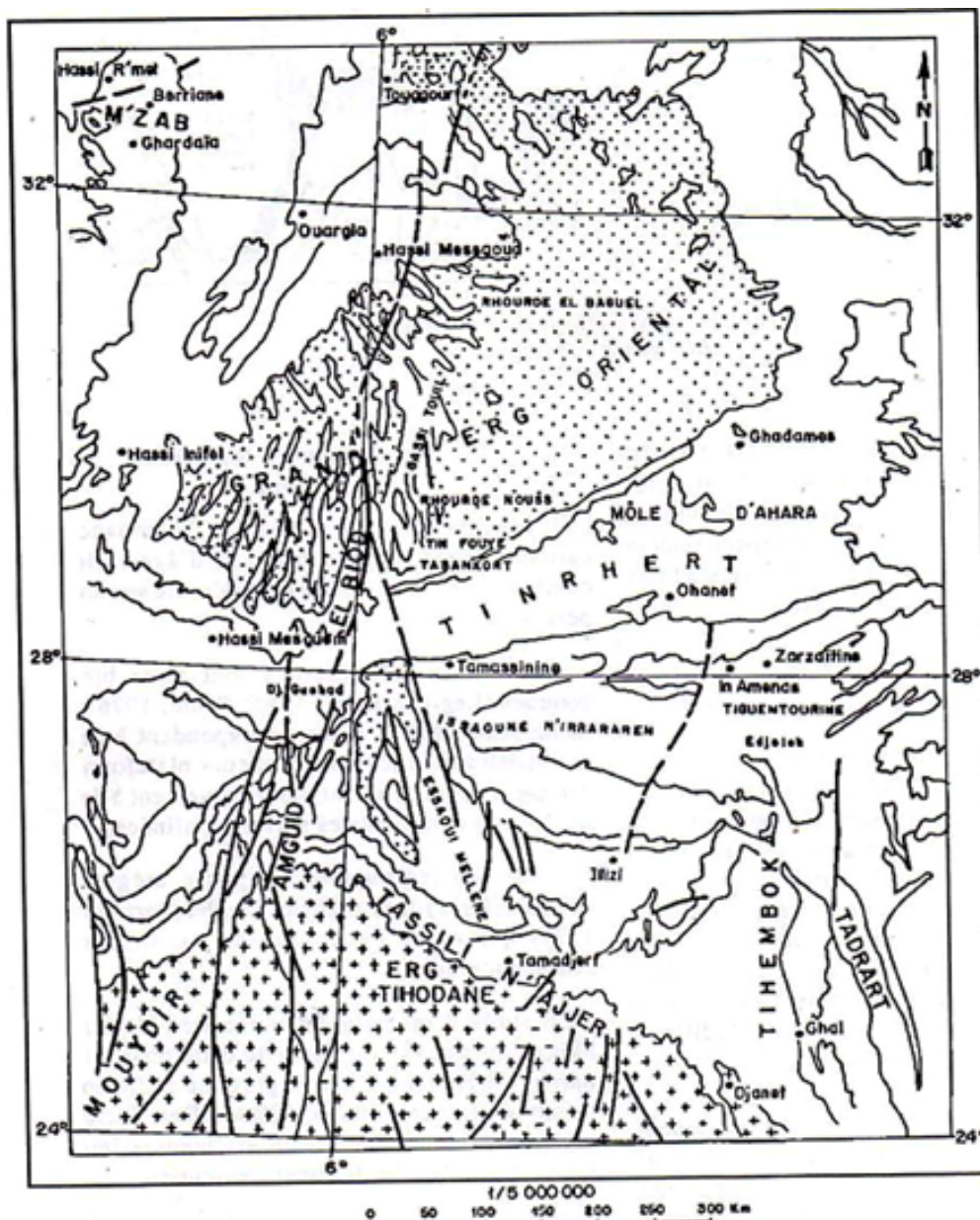


Fig.C.10 - Le bassin d'illizi : Organisation d'ensemble.

*Bassin of Illizi: suite organisation*

Ce socle affaissé en grande profondeur, est drapé de sédiments continus et épais de quelques km. Sur les bordures, cette couverture, en raison des relèvements, est moins importante et comporte des lacunes.

Le remplissage est à dominante détritique avec des passées carbonatées de faible extension. Les mers sont épidermiques et favorisent parfois l'apparition d'évaporites. Le contrôle tectonique est décrit mineur. La subsidence est inférieure à 10m/Ma.

Les synclises sont un bon enregistreur des cycles eustatiques.

Pour cette opération, nous avons analysé, en dehors des travaux des pétroliers inédits et/ou confidentiels, l'information accessible : Attar, 1987; Chaouch, 1992; Conrad, 1984; Conrad et al., 1984, 1985; Coquet et al., 1988; Donzeau et al., 1981; Fabre et al., 1977; Fabre, 1977, 1988, 2007, Legrand-Blain 1980, 1983 et 1985, Bettahar, 1992.

Cette opération est complétée par le traitement de la subsidence et un décryptage des étapes de l'évolution de ce bassin.

### 3. Analyse du modèle

L'histoire de ce bassin, en discordance cartographique sur un substratum d'âge varié débute au Tournaisien et va durer 100 Ma.

Les assises sédimentaires, (fig. C.11) venant en remplissage sont assez bien connues (Legrand Blain 1985; Fabre, 1976 et 2007, Attar, 1987). Elles correspondent à des faciès deltaïques développés sur une plateforme carbonatée, qui évoluent progressivement à des formations continentales parfois confinées.

Organisées en quatre mégaséquences, elles constituent un cycle complet (Perrodon, 1977) qui va de l'ouverture du bassin à sa sénescence avec :

- **Un stade d'initiation** (Mégaséquence I, Tournaisien – Viséen). Une importante sédimentation deltaïque (400 à 600 m), des faciès

argileux profonds, de prodelta, aisément assimilables à des flyschs, forment l'essentiel. L'évolution conduit progressivement par la suite à un rattrapage de la subsidence par la sédimentation, à des sables de front de delta puis de plaine deltaïque.

Les arrivées abondantes de matériel détritique s'expliquent par une intense érosion engendrée par les mouvements verticaux des môles (Conrad, 1984; Donzeau et al., 1981) mis en évidence dans les autres bassins sahariens et en pays varisque (Ball et al., 1975, Beauchamp et al., 1987; Piqué, 1979).

- **Un stade de maturité** (Mégaséquence II, Bashkirien-Serpukhovien) : Les arrivées de matériel détritique se sont estompées. Dans une ambiance de plate forme tidale se développent des marno-calcaires. La sédimentation évaporitique qui l'accompagne préfigure du vieillissement de ce bassin.

- **Un stade de comblement** (Mégaséquences III et IV, Moscovien-Permien *pro parte*) : Au cours de cette longue période l'évolution enregistrée est régressive, aussi une plateforme carbonatée tidale où les confinements sont fréquents s'instaure. Des faciès rouges de type playa comblent définitivement ce bassin dès l'Autunien.

**La subsidence** : La subsidence a été approchée à travers l'analyse du sondage TST1 localisé au nord du bassin par la méthode du backstripping en utilisant un programme informatisé BUSURB. Elle consiste à déterminer au cours du temps la subsidence tectonique d'un bassin déchargé de sa couverture sédimentaire, mais recouvert d'une tranche d'eau mesurée par rapport au niveau marin actuel.

Cette analyse montre une courbe (fig. C.12) dans laquelle l'enfoncement brutal débute au Tournaisien pour s'atténuer au Viséen. Cet événement est à l'origine des faciès de prodelta, puis par le rattrapage de la subsidence par la sédimentation à la fin du Viséen inférieur à un milieu moins profond (front de delta, plaine deltaïque). Ceci correspond à la phase d'initiation précédemment décrite.

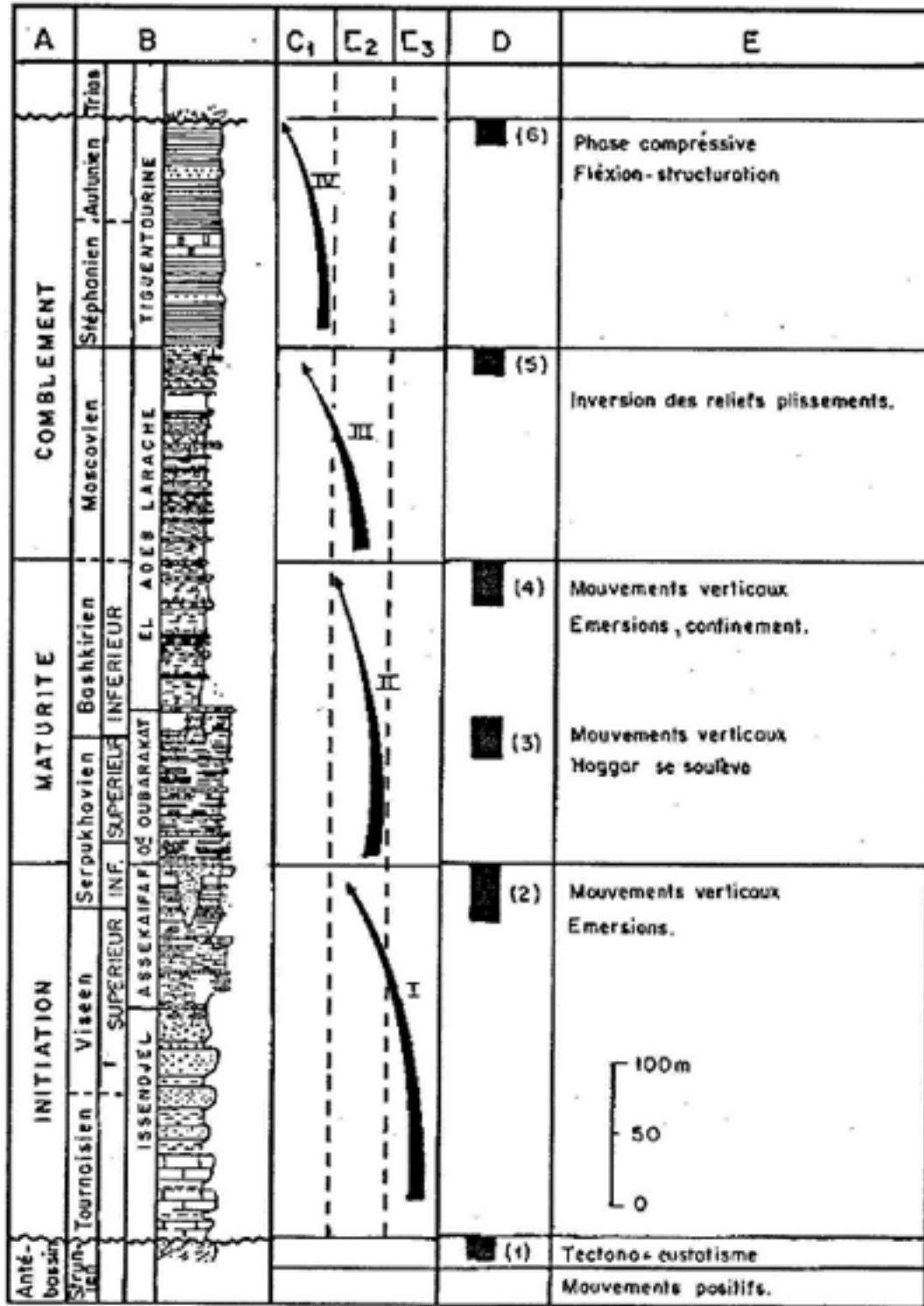


Fig. C11 - Evolution du bassin d'Illizi au cours du Permo-Carbonifère ( lithostratigraphie synthétique d'après Legrand – Blain complétée 1986)

*Evolution of the Illizi Basin during the Cambrian- Carboniferous (synthetic lithostratigraphy, after Legrand – Blain completed 1986).*

A. Stades majeurs (*Major stages*), B. Lithostratigraphie (*Lithostratigraphy*), C. Evolution mégaséquentielle (*Megasequential evolution*), C1. Continental (*Continental*), C2. Tidal (*Tidal*), C3. Bassin (*basin*), I,II,III, IV. Mégaséquences (*Megasequences*), D. Activité tectonique (*Tectonic activity*), E. Type de tectonique (*Tectonic type*);

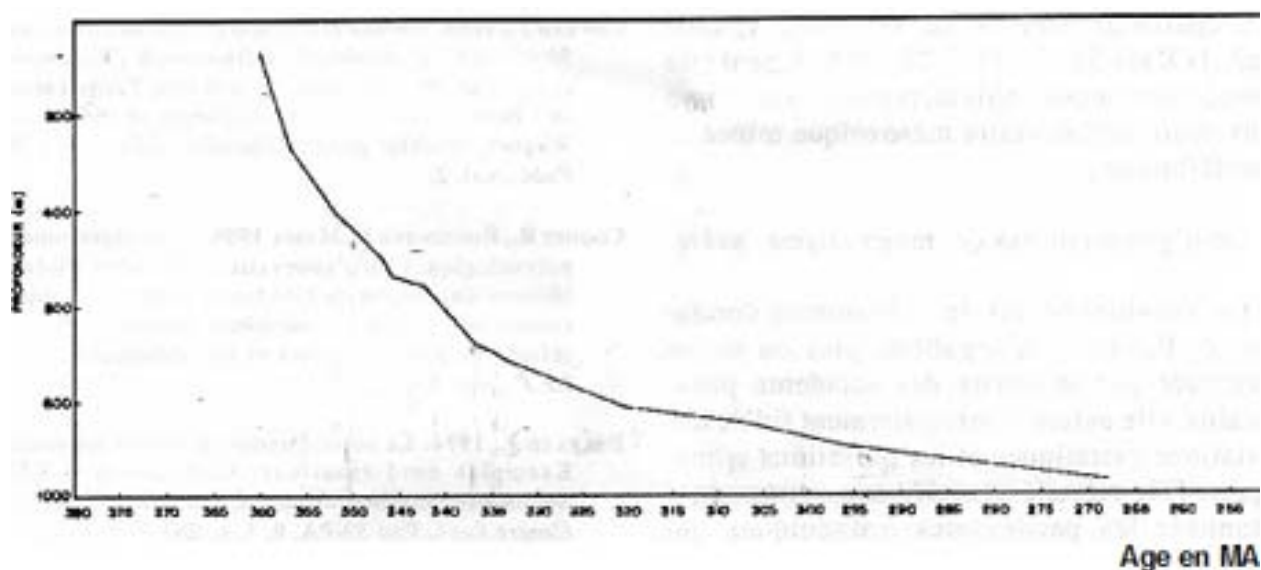


Fig. C.12 - Analyse de la subsidence tectonique au cours du Carbonifère dans le bassin d'Illizi.

**Analysis of the tectonic subsidence during the Carbonifereous in the basin of Illizi**

Au Viséen supérieur, on note un soulèvement du substratum (phase de serrage, Conrad 1984), avec érosions et émergences bien visibles dans la Formation Assekaïfaf.

Cette première phase rapide est relayée par des saccades de moindre importance au Serpukhovien-Bashkirien inférieur qui vont s'atténuer au Bashkirien supérieur. C'est la phase de maturité du bassin.

La relative stabilité au Bashkirien supérieur, la légère remontée du substratum favorisent alors le développement de carbonates. Cette plateforme évolue sporadiquement en plaine deltaïque dont le confinement est à l'origine d'évaporites.

A partir du Moscovien, la subsidence reprend régulière mais atténuée. Elle devient importante à l'Autunien associée aux mouvements tardi hercyniens. C'est la phase de comblement par des faciès continentaux.

Il ressort ainsi de cette analyse que même avec les saccades les plus importantes, la subsidence tectonique reste relativement faible comparée à celles des autres types de bassins. Le taux moyen de 8 m/Ma illustre un régime de bassin intracratonique.

**La sédimentation :** la sédimentation est constituée de nappes d'altérites (Delfaud, 1984) issues d'une longue période de maturation sur place, et parfois de faciès construits accrochés le long des axes hauts (môles). Elle est le reflet d'une lutte incessante entre les épandages méridionaux et les assauts d'une Téthys, générés et réglés par l'eustatisme.

Le détritique s'organise en corps fluvio-deltaïques à proximité des reliefs nourriciers. Il est localisé dans les zones à accidents réactifs.

Les différentes phases transgressives déposent des carbonates tidaux. Les tendances au confinement et à l'isolement qui soulignent les phases de regression génèrent parfois des évaporites.

Deux facteurs contrôlent ainsi les faciès sédimentaires : l'eustatisme et le climat.

La chute du niveau de la mer, à la limite Mississippien-Pensylvanien s'inscrit dans un grand cycle eustatique. Elle se traduit par un confinement généralisé et des érosions.

**La tectonique :** Les événements tectoniques dans le bassin d'Illizi, à l'instar des autres

bassins sahariens (Conrad, 1984) sont liés aux rejeux des accidents panafricains découpant le socle en panneaux subméridiens. Ces mouvements verticaux en compression ou en distension selon les situations, accompagnés ou non de coulissages, sont en grande partie responsables des érosions, des émergences et des plissements à grand rayon de courbure.

#### 4. Caractères généraux

Le fonctionnement de ce bassin au cours du Carbonifère puis du Permien est continu, guidé par les accidents hérités principalement du panafricain. Il connaît des stades successifs : ouverture au Tournaisien; creusement; maturation; comblement, contrôlés par le contexte général en compression qui prévaut sur toute la bordure NW du Gondwana mais dont les effets ne perturbent guère la vie paisible de cet avant pays saharien.

C'est la dynamique interne qui guide cette évolution. La subsidence reste le mécanisme fondamental; faible mais régulière, plus ou moins accentuée par le rejeux des accidents panafricains, elle assure l'enregistrement fidèle de variations eustatiques et les pulsations climatiques. Elle est ralentie, associée aux phénomènes de serrages qui jalonnent les paroxysmes orogéniques qui bouleversent la chaîne varisque en aval.

Ainsi, ce bassin montre toutes les caractéristiques des synéclises ou sags bassins .

### III. LE BASSIN DE TIMIMOUN, UN BASSIN INTRACRATONIQUE MOBILE (DEBAGHI, F., AÏT OUALI, R. ET NEDJARI, A.)

#### 1- Une situation particulière

L'histoire géodynamique du bassin de Timimoun résulte de sa situation sur un polycraton à la jonction de deux boucliers de rigidité différente, et dont la suture, rejetée plus à l'ouest, constitue une zone de faiblesse susceptible d'être réactivée. Elle est également compliquée par sa situation, au Paléozoïque supérieur, à l'arrière d'un pays affecté par une tectonique

compressive liée à l'édification de la chaîne hercynienne maghrébine (Nedjari, 1991). Bien que qualifié de synéclise, le bassin est le siège d'une mobilité quasi-permanente qui le rapproche des bassins d'avant fosse.

Ce travail montre qu'il s'agit en réalité d'un bassin intracratonique atypique mobile. La question relative à sa structuration précoce ou contemporaine de celle des autres bassins du sud-ouest saharien est posée.

Ce travail fait suite à plusieurs investigations menées dans la région, en particulier, celles de Meyendorff (1938) et Conrad (1984); quelques mémoires d'ingénieur ont également apporté leur contribution.

L'objectif est de reconstituer l'histoire géodynamique du secteur SW du bassin de Timimoun au cours du Paléozoïque supérieur, et ce, à travers l'analyse de son remplissage sédimentaire, allant du Strunien au Viséen supérieur-Namurien, la reconnaissance des cortèges sédimentaires, l'étude de la subsidence et l'analyse de quelques sections sismiques.

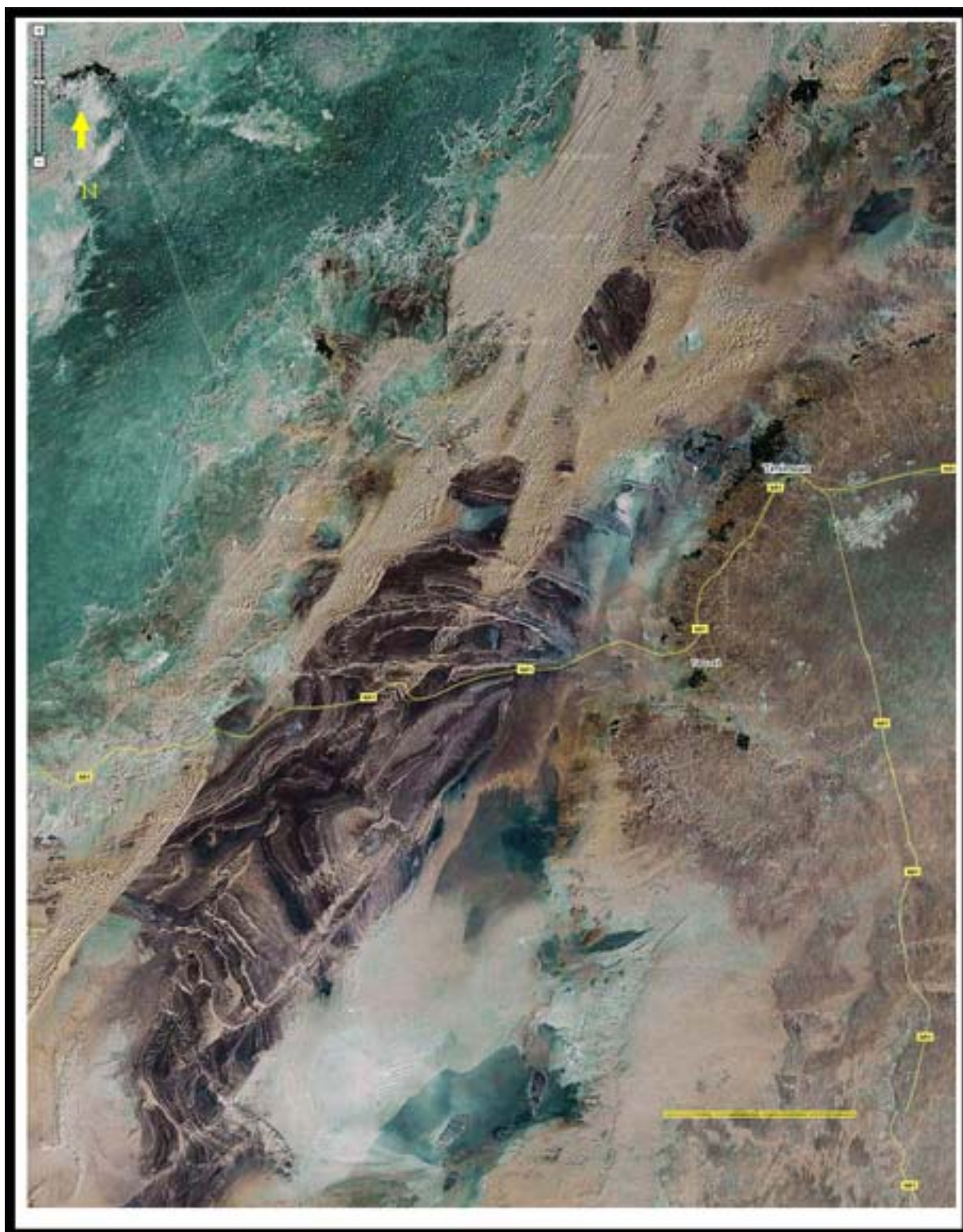
#### 2. Présentation du bassin

Le bassin de Timimoun occupait au Carbonifère une gouttière orientée NW-SE. Elle est rétrécie au sud, vers le bassin de l'Ahnet et évasée au nord, pour se raccorder, au-delà de la voûte d'Allal et de l'Oued Namous, au bassin de Béchar (fig. C.13 et C.14). Cette gouttière s'étend à l'ouest, au delà de la voûte d'Azzène, vers les monts de l'Ougarta; le môle d'Idjérané M'zab constitue, quant à lui, une autre limite naturelle à l'est.

Dans cette gouttière, trois grands axes structuraux, séparés par de profonds sillons, sont définis comme étant des entités anticlinoriales (Beghoul, 1991). Ces trends se raccordent, vers le sud, avec les trois unités structurales de l'Ahnet : l'Ahnet oriental, central et occidental.

Beghoul (1991) considère que les mouvements hercyniens, sont responsables de la structuration actuelle du bassin de Timimoun.

LA GÉOLOGIE SAHARIENNE REVISITÉE  
(1980-2009)



**Fig. C.13** - Les affleurements dévono-carbonifères situés à l'ouest de la ville de Timimoun.  
ph. sat. Google-Maps, 2007

***Devonian- Carboniferous outcrops located in the west of the city of Timimoun satellite photography.  
Google- Maps, 2007.***

Toutefois, les principales phases alpines qui ont suivi (phase autrichienne et atlasique) ne sont pas sans conséquences sur la géométrie des structures déjà édifiées, puisqu'un faible plissement de la discordance hercynienne est enregistré.

### 3. Contexte géologique et structural du secteur étudié

Les seuls affleurements du Dévono-Carbonifère, masqués en grande partie par les dunes du Grand Erg Occidental et le Continental Intercalaire, sont situés à l'ouest de la ville de Timimoun. Ils sont organisés en une série d'anticlinaux et de synclinaux, affectés par trois familles de failles majeures.

#### *Les anticlinaux*

Une cartographie détaillée de la région montre trois zones délimitées par un couloir d'accidents E-W (fig. C.14) :

- l'anticlinal de Gara Kahla au sud est orienté NE-SW, mais il est associé à des structures secondaires NW-SE;
- l'anticlinal de Timimoun est une structure asymétrique EW longue de 10 km et large de 6 km dont le flanc sud est redressé. Elle est affectée par deux directions principales d'accidents décrochant NW-SE et NNW-SSE, dont le jeu sénestre induit des replis assimilables à des crochons;
- l'anticlinal d'Arhlad, au nord, également asymétrique (flanc sud plus redressé) est orienté NW-SE.

#### *Les accidents majeurs*

On relève les trois directions suivantes :

- une famille de failles NW-SE, la plus importante, affecte l'anticlinal de Timimoun et celui de la Gara Kahla;
- une famille de failles NE-SW, la plus longue, s'exprime par des linéaments bien représentés dans l'anticlinal de la Gara Kahla;

- une famille de failles EW affecte l'anticlinal de Timimoun. Elle est recoupée par une direction NE-SW.

### 4. Analyse séquentielle du remplissage sédimentaire d'un bassin mobile

Le remplissage du bassin de Timimoun, analysé ici, est une succession essentiellement argilo-gréseuse, allant du Strunien au Namurien.

L'analyse de ce remplissage montre qu'il s'agit d'une sédimentation deltaïque, au Strunien, relayée par une période de dualité entre progradation et abandon du delta, au Tournaisien-Viséen inférieur. Les conditions marines se marquent par l'installation d'une plate forme carbonatée, au Viséen supérieur-Namurien basal. Cette influence marine demeure toutefois éphémère, puisque la mer se retire, suite à une chute eustatique mondiale (Vail *et al.*, 1977), à la limite Mississipien-Pennsylvanien.

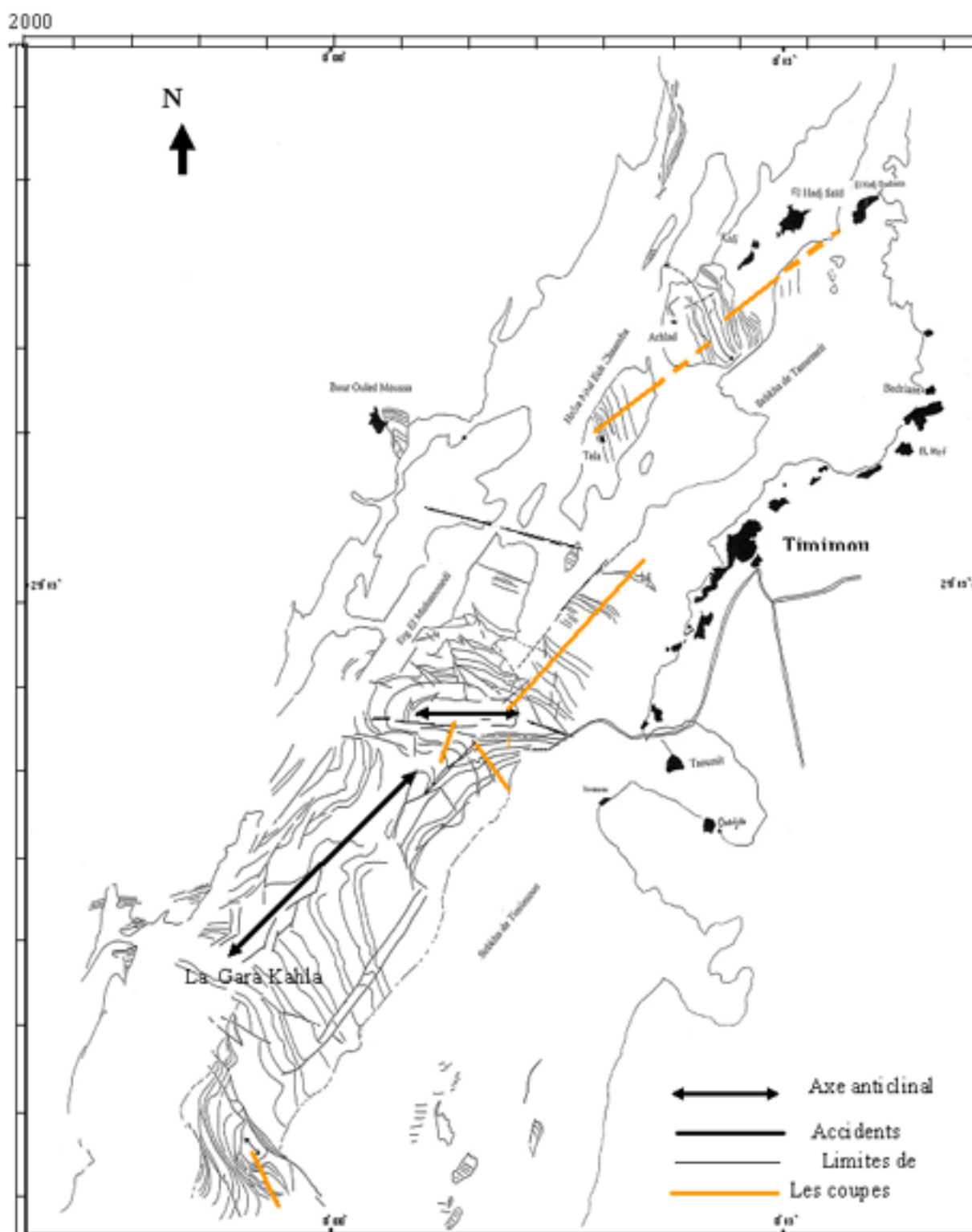
#### 4.1. Analyse du remplissage

L'analyse séquentielle, basée sur les discontinuités majeures, montre que le remplissage sédimentaire peut être subdivisé en 04 séries (ou séquences de 5<sup>ème</sup> ordre) limitées, le plus souvent, par des coupures d'origine tectonique. A l'échelle des formations (ou séquences de 4<sup>ème</sup> ordre), les discontinuités sont eustatiques ou biostratigraphiques, accompagnées, dans ce cas, d'un renouvellement et/ou épanouissement de faunes de Céphalopodes (*Gattendorfia*, *Merocanites*,...), Brachiopodes (*Neosperifer*, *Gigantoproductus*,...) et de Coraux (Lithostrotions, Siringopores,...).

Sur un substratum dévonien, légèrement déformé par les mouvements hercyniens précoces, les séries carbonifères se déposent en discordance angulaire et révèlent une histoire géodynamique assez complexe, avec successivement :

- une sédimentation deltaïque en contexte mobile à la fin du Dévonien;

LA GÉOLOGIE SAHARIENNE REVISITÉE  
(1980-2009)



**Fig. C.14** - Les affleurements dévono-carbonifères de l'ouest de la ville de Timimoun  
Échelle environ 1/200 000 (photographies aériennes 1/80 000- Campagne aérienne, 1960)

**Devonian- Carboniferous outcrops in the West of Timimoun on 1/200.000 scale (aerial photographs 1/80.000- Aerial campaign.1960).**



- la mise en place d'un delta distal à proximal au Tournaisien;
- une dualité entre progradation deltaïque et pulsations marines au cours du Tournaisien supérieur-Viséen inférieur;
- l'installation d'une plate forme carbonatée au Viséen supérieur-Namurien.

Le substratum dévonien:

La fin du Dévonien est une période pendant laquelle le bassin se comble et réagit aux premiers contrecoups de l'orogénèse hercynienne. Ces derniers sont plus spectaculaires dans les monts d'Ougarta, probablement émergés à cette époque (Nedjari et *al.*, 2006).

#### 4.1.1. Une sédimentation deltaïque en contexte mobile

Seule la formation du Dévonien terminal a été étudiée en détail. Elle se compose de deux séquences (membres) argilo-gréseuses, respectivement de 130 m et 150 m d'épaisseur; elles se caractérisent par une évolution strato et granocroissante. Les grès sont parfois à base érosive et montrent des rides d'interférence et des protopaleodictyons.

En fin de membre, les bancs gréseux sont affectés par des figures de glissement (slumps), de petites failles synsédimentaires et des convolutes. Au dessus les dépôts carbonifères viennent se déposer en discordance angulaire. Ces déformations synsédimentaires correspondent à l'instabilité des prémices de l'orogénèse hercynienne.

#### 4.1.2. Mise en place d'un delta distal à proximal au Tournaisien

Les coupes se localisent sur les flancs de la structure anticlinale de Timimoun.

##### Sur le flanc sud

La série comporte deux formations :

- **la première formation** affleure sur 30m; elle est constituée de grès très fins, micacés, à

stratifications planes et entrecroisées, nombreuses figures de charge et des structures liées à l'activité biologique (terriers, pistes,...), souvent affectés par des phénomènes de glissement (slumps) de taille décimétrique.

Cette formation se termine par des dépôts de front de delta distal, organisés en cordons, d'extension décamétrique, de couleur rouge, bien visibles dans le paysage, disposés de façon quelconque; cela reflète l'action prolongée de courants littoraux (vagues, houles).

- **la deuxième formation**, à dominante gréseuse, est épaisse de 200m. Elle débute par une importante combe argilo-silteuse et se poursuit par une succession monotone, sur près de 40 m d'épaisseur, de grès fins et de silts sans structures sédimentaires apparentes, évoquant toutefois des tidalites. Ces grès sont affectés par des cisaillements plats et des replis scellés par des bancs continus non déformés.

Les bancs gréseux sont de plus en plus épais, dessinant ainsi une évolution strato-granocroissante. L'ensemble est clôturé par une dalle métrique redressée à perforations, sur laquelle la suite de la série carbonifère est discordante. Sur la surface oxydée de cette dalle massive, s'observe une accumulation de faune de brachiopodes silicifiés, Encrines et rares Goniatites correspondant probablement au début de la séquence suivante.

Au Tournaisien, la sédimentation s'est effectuée dans un milieu évoluant d'un prodelta distal à un prodelta proximal, dans un contexte mobile. Il est également probable que des déformations précoces, intra-tournaisiennes, aient affecté ces dépôts.

##### Sur le flanc nord

La succession lithologique, l'organisation séquentielle et le nombre de séquences sont identiques. Il faut noter, cependant, des différences de faciès et d'épaisseur entre les deux flancs. Sur le flanc nord, la série est plus épaisse et la sédimentation plus fine tandis que les indices d'instabilité tectonique sont plus marqués sur le flanc sud.

#### 4.1.3. Dualité entre progradation deltaïque et pulsations marines au cours du Tournaisien supérieur-Viséen inférieur

Le Tournaisien supérieur (à Protocanites et Goniatites) est marqué par une transgression, à l'origine de niveaux carbonatés, à petites Goniatites ferruginisées souvent indéterminables.

Le début de la série montre des figures de glissement, de petites failles synsédimentaires, indiquant une phase d'effondrement. Cette série comprend quatre formations :

- **La 1<sup>ère</sup> formation** : est épaisse de 230m. Elle est constituée de grès très fins, à ciment carbonaté, à rides d'interférence qui donnent, par superposition des stratifications entre-croisées et à nombreuses figures de base de bancs (flute-casts, figures de charge, Paleodictyon et Protopaleodictyon, traces de Bilobites, terriers horizontaux, Cruziana...). Les structures biologiques correspondent à des traces d'activité de faunes benthiques, et leur conservation implique des conditions hydrodynamiques calmes de prodelta.

Toutefois, la définition du milieu de dépôt est encore ambiguë, car, associés à des rides d'interférence, les Cruziana, indiquent la zone infratidale, tandis que les Paleodictyons, appartiennent à la zone à Nereites, de milieu plus profond et plus externe.

- **La 2<sup>ème</sup> formation**, de 80 m d'épaisseur, débute par une combe d'argiles noires riches en Goniatites ferruginisées; elle comporte trois séquences de comblement à évolution régressive, argilo-silteuses puis argilo-gréseuse.

- **La 3<sup>ème</sup> formation** correspond aux Grès de Rhnet (de la nomenclature de J. Conrad); elle est également épaisse de 80 m et se subdivise de trois séquences de même lithologie et de même polarité que la formation précédente. Elle s'en distingue par une plus grande richesse en faunes planctoniques à la base, et une plus grande fréquence des niveaux bioturbés.

- **La 4<sup>ème</sup> formation**. Cette formation, épaisse de 90m, affleure d'une manière discontinue sous les recouvrements de la sebkha. Elle débute par

un banc calcaire métrique à *Michelinia*, Tétracoralliaires, Brachiopodes, Tabulés, annonçant le retour de conditions marines et le recul du delta vers le sud, suivi par des bancs de grès, décimétriques, bioturbés. La séquence suivante comporte une combe argilo-silteuse, à Tétracoralliaires isolés, Brachiopodes et Goniatites, puis des grès carbonatés.

Les limites de ces formations correspondent à un approfondissement brutal associé à une hausse du niveau marin; cet approfondissement s'exprime par l'apparition de conditions anoxiques; l'importance du volume des apports (généralement fins) permet d'expliquer les évolutions en comblement enregistrées au sein de chaque séquence.

#### 4.1.4. Installation d'une plate forme carbonatée au Viséen supérieur-Namurien

Seule la partie inférieure (110 m) de cette dernière formation est visible; la partie supérieure est recouverte par les formations continentales du Crétacé inférieur. Cette formation, presque exclusivement carbonatée, comprend trois membres :

- un membre inférieur qui débute par des calcaires riches en Brachiopodes avec les genres *Neospirifer* et *Gigantoproductus*, surmontés par un intervalle gréso-carbonaté à Tétracoralliaires de grande taille et Lithostrotions;

- un membre médian, essentiellement argilo-gréseux;

- un membre supérieur, formé de bancs carbonatés massifs, d'abord à *Gigantoproductus*, suivi par des calcaires à Lithostrotions en colonies massives, Bryozoaires et encroûtements algaires.

Les Tétracoralliaires ont pu s'installer sur un substratum sableux meuble et ont atteint de grandes tailles. Les Lithostrotions et les algues rouges ne s'épanouissent que lorsque les apports terrigènes cessent.

Ainsi, la sédimentation s'est effectuée, au Viséen supérieur, dans des conditions géodynamiques stables, celles d'une plate forme carbonatée, avec des tentatives de bioconstruction, envahie progressivement par des dépôts deltaïques.

#### 4.2. Stratigraphie séquentielle

La corrélation des séquences de 4<sup>ème</sup> ordre, c'est-à-dire des formations limitées par des discontinuités liées aux baisses du niveau marin (définies sur la base de l'évolution progradation puis abandon du delta), avec les cycles eustatiques de 3<sup>ème</sup> ordre, de la charte de Vail *et al.*, (1977) et de Ross et Ross, (1985) *in* F. Amrouche (2004), montre une «**non-équivalence**» pour certaines périodes, permettant, ainsi, de cerner le rôle joué par **la tectonique locale** dans l'organisation des dépôts et de restituer le rôle de l'eustatisme.

Un nouveau découpage en deux grands cycles de 2<sup>ème</sup> ordre est proposé (fig. C15).

La sédimentation, à dominante détritique, organisée en séquences régressives de progradation deltaïque, entrecoupée par des épisodes argileux ou carbonatés, s'inscrit dans un contexte de comblement du bassin.

Cela est appuyé par la forte épaisseur des prismes de haut niveau marin, alors que les prismes de bordure de plate forme et les intervalles transgressifs, réduits, traduisent une sédimentation liée, vraisemblablement, à une saccade de subsidence ou à une remontée rapide du niveau marin.

Les discontinuités, liées à la baisse du niveau marin, sont soulignées par des dépôts de milieu peu profond sans érosions aériennes, et caractérisent un bassin fortement subsident.

## 5. Histoire géodynamique

### 5.1. Introduction

Dans l'histoire géodynamique, seuls seront examinés les paramètres qui permettent de montrer le caractère particulier de ce bassin.

L'étude de la subsidence est abordée à partir de quatre sondages choisis. Ils sont alignés de la bordure occidentale vers le centre du bassin, suivant une direction globalement E-W. Ils permettront de mettre en évidence les zones principales de subsidence dans le bassin et de suivre la migration, tant latérale que verticale, des aires de sédimentation.

L'interprétation des données de sismique quant à elle, apportera des éléments de réponse sur la structuration et l'évolution tectono-sédimentaire de cette partie du bassin.

### 5.2. Analyse de la subsidence

L'analyse de la subsidence montre trois stades géodynamiques, se terminant par des phases de ralentissement de la vitesse de ce paramètre.

Pour s'en tenir à un schéma d'ensemble, on peut retenir qu'il y a là deux cycles orogéniques bien individualisés, séparés par une période de relaxation contemporaine d'une phase de distension, au Dévonien supérieur.

Les mouvements fini-ordoviciens de la phase taconique, clôturent le cycle Calédonien. Ils sont suivis, au Gédinien, par quelques contre-coups, qui correspondraient à l'expression de la phase Ardennaise généralement moins bien exprimée au Sahara.

La phase de relaxation à l'Emsien-Eifelien-Givetien, marquée par la généralisation de faciès carbonatés, est suivie par une phase de distension au Frasnien-Famennien ; celle-ci est marquée par la reprise de la subsidence tectonique.

Les mouvements fini-dévonien, équivalents de la phase prémonitoire de l'orogénèse hercynienne, s'intensifieront au Tournaisien inférieur et aboutiront à la fin du Permien à la surrection de la chaîne Varisque maghrébine (Fabre, 1976 et Nadjari, 1991).

Par extrapolation aux autres régions, la sédimentation est continue, puisque aucun hiatus sédimentaire n'est mis en évidence, et ce, jusqu'au Namurien.

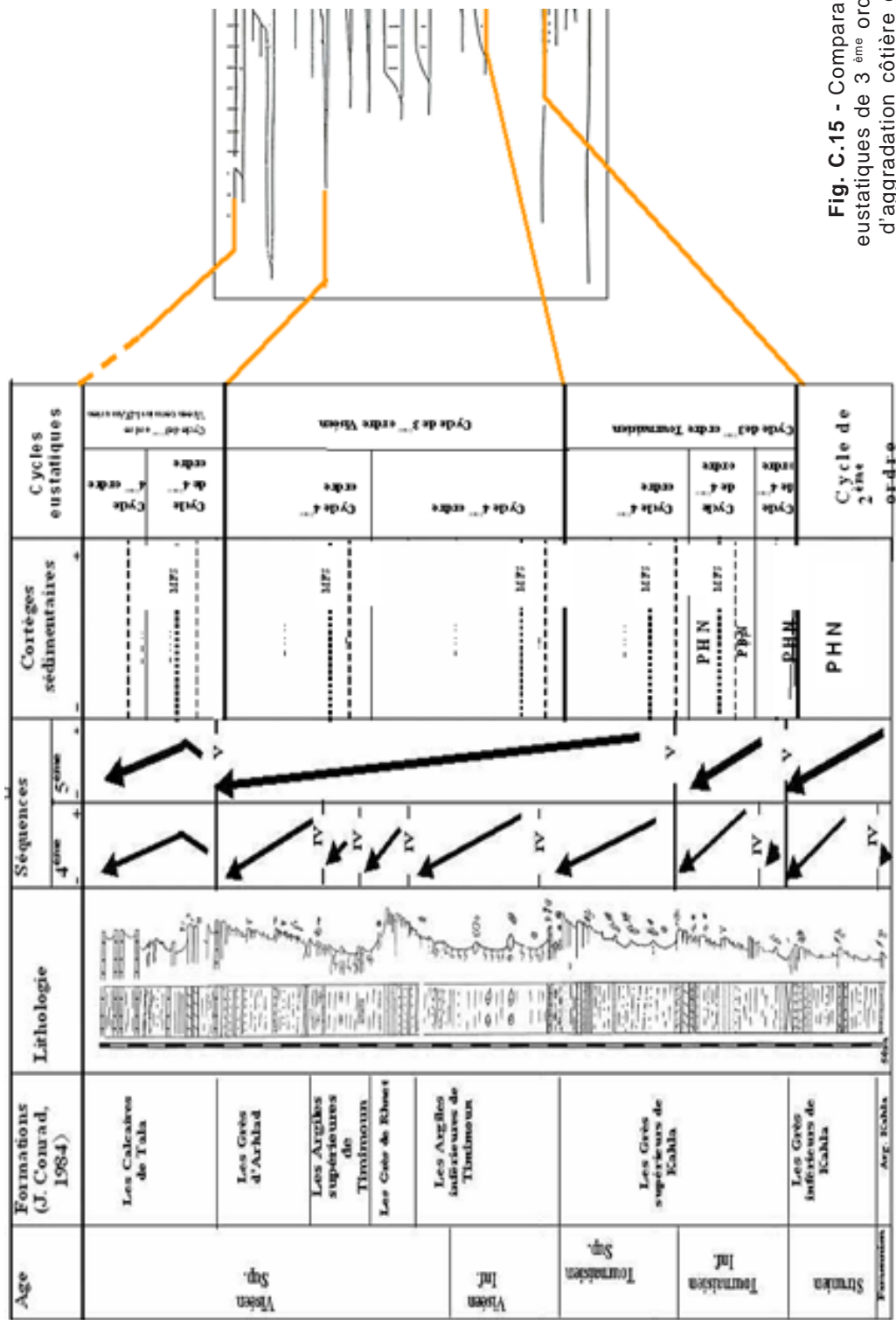


Fig. C.15 - Comparaison des cycles eustatiques de 3<sup>ème</sup> ordre avec la courbe d'aggradation côtière de Ross et Ross (1985) in F. Amrouche (2004).

Comparison of the eustatic cycles of the 3<sup>rd</sup> order with the coastal aggradation of Ross et Ross (1985) in F. Amrouche, 2004.

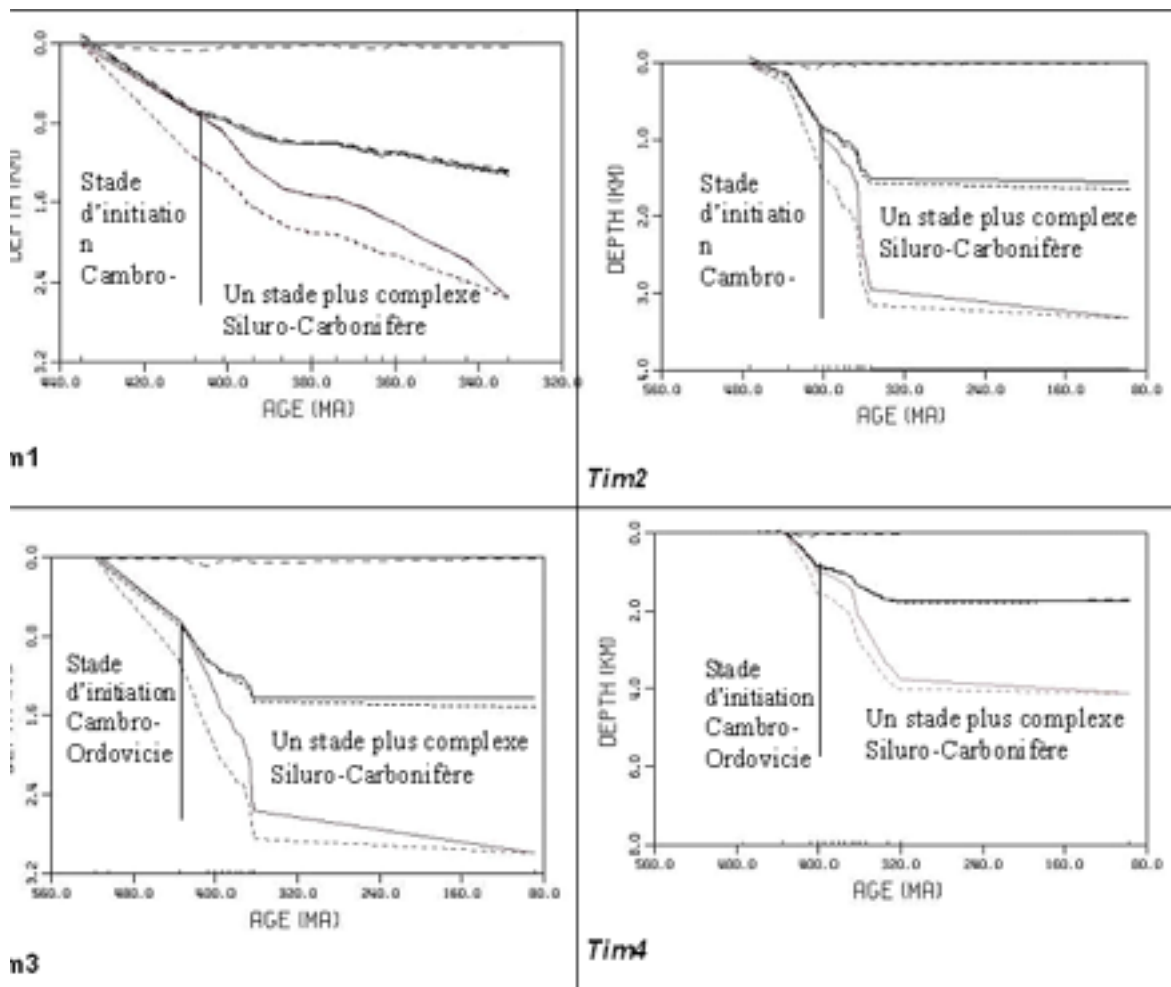


Fig. C.16 - Courbes de subsidence dans quatre sondages du bassin de Timimoun montrant les principales phases géodynamiques du bassin.

***Subsidence curves in four borings of the basin of Timimoun showing the main geodynamic phases in the basin.***

### 5.3. Les données de sismique

L'analyse de quelques sections sismiques (fig. C.17, C.18 et C.19) montre que cette partie du bassin a enregistré trois stades d'évolution, clôturés par des phases de structuration :

#### *Un stade Cambro-Ordovicien*

Il est clôturé par une phase tectonique (phase tectonique), ayant engendré des discordances angulaires et des décollements à vergence sud.

#### *Un stade Siluro-Dévonien inférieur - moyen*

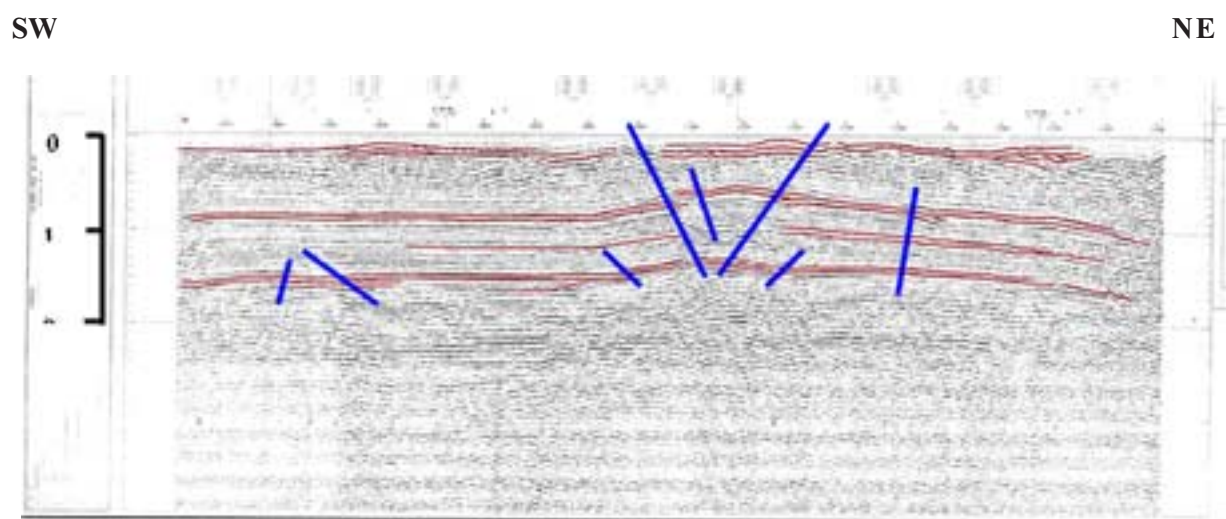
Il est caractérisé par un épaississement des séries de la partie centrale, lié au jeu synsédimentaire, en failles normales, des accidents bordiers.

Une disposition en graben effondré, orienté E-W, limité par deux accidents majeurs de direction E-W, permet d'expliquer les changements de faciès et d'épaisseurs entre le flanc nord et le flanc sud de l'anticlinal de Timimoun.

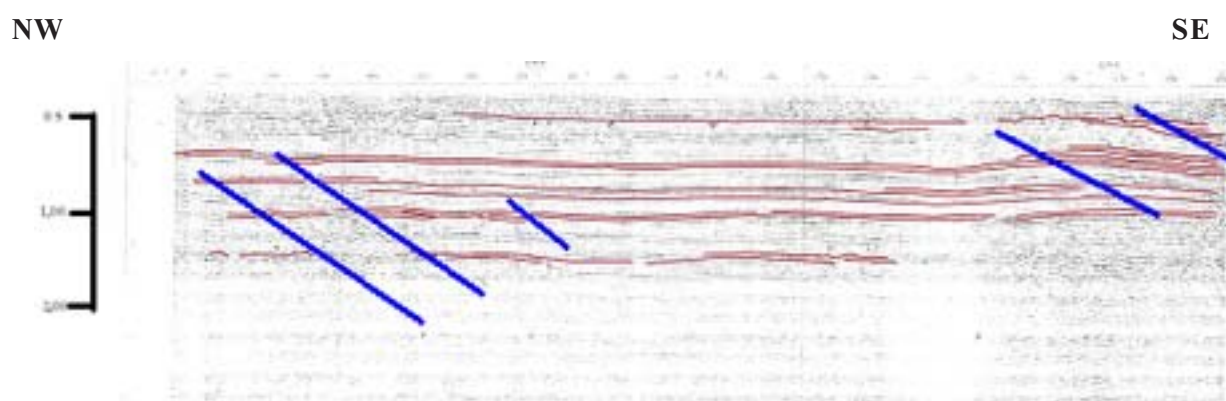
#### *Un stade Dévonien supérieur-Carbonifère*

Ce stade est caractérisé par une inversion du contexte tectonique. Il est marqué par l'apparition d'une zone haute, dès le Dévonien supérieur. Ce soulèvement est accompagné par la mise en place de trois ombilics subsidents au sud, au nord, ainsi qu'à l'ouest de la zone haute (en voie de surrection).

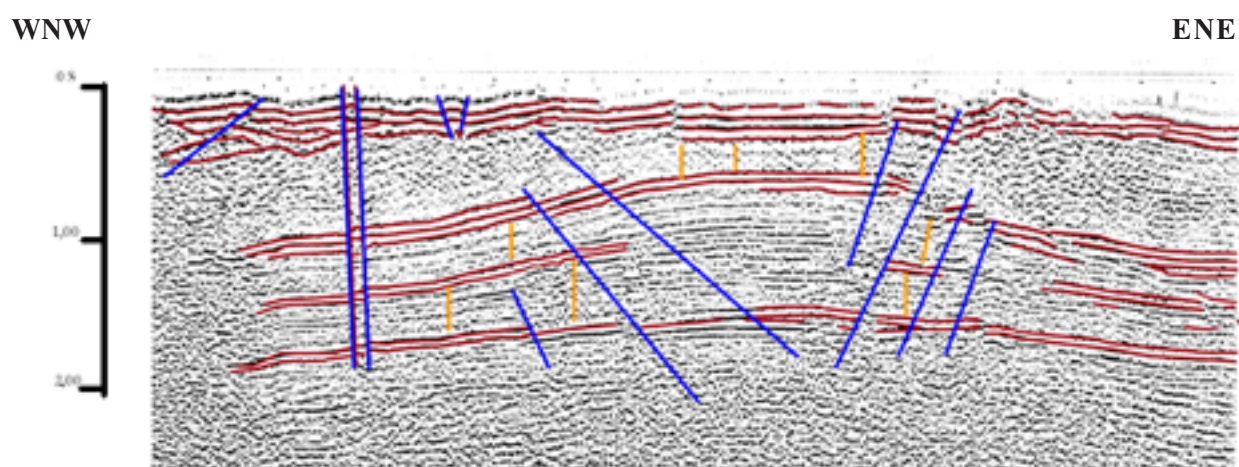
Hormis le Siluro-Dévonien, marqué par une tectonique distensive, la région étudiée s'est comportée en axe haut depuis la fin de l'Ordovicien.



**Fig. C.17** - Section sismique A, orientée NE-SW, parallèle à l'axe de l'anticlinal de Timimoun  
*NE- SW seismic section A parallel to the anticlinal axis of Timimoun.*



**Fig. C.18** : Section sismique B, orientée NW-SE, parallèle à l'anticlinal de la Gara Kahla.  
*NW- SE seismic section B parallel to the anticlinal of Timimoun and to the anticlinal of Gara Kahla.*



**Fig. C.19** : Section sismique C, orientée WNW-ESE, recoupant la section A  
*WNW-ESE seismic section C intersecting the section A.*

## 6. Conclusions

La marge sud occidentale du bassin de Timimoun, appartenant à un bassin intracratonique mobile, occupait au Paléozoïque supérieur une position intracratonique, à proximité de la zone de suture panafricaine considérée comme une zone de faiblesse potentielle. Cette position est à l'origine de sa mobilité permanente au cours de son histoire carbonifère.

L'analyse sédimentologique, confortée par la stratigraphie séquentielle, l'étude de la subsidence et l'analyse des sections sismiques montrent la succession de trois stades d'évolution tectono-sédimentaire, clôturés par de véritables phases tectoniques, responsables de la structuration progressive de la région :

### *Le stade Cambro-Ordovicien*

L'initiation du bassin paraît débuter au Cambrien, où se sont accumulés des dépôts fluviaux, produit du démantèlement de la chaîne panafricaine, auxquels succèdent des dépôts gréseux littoraux du Cambrien moyen-Ordovicien. Ce stade est clôturé par une phase tectonique (phase taconique), ayant engendré des discordances angulaires et des décollements à vergence sud, fréquents sur le flanc sud.

Cette partie du bassin a commencé à acquérir ses traits caractéristiques dès l'Ordovicien supérieur.

### *Le stade Siluro-Dévonien inférieur-moyen*

La sédimentation est contrôlée, essentiellement, par la subsidence tectonique et thermique, les variations du niveau marin et les apports sédimentaires permanents, entretenant une subsidence de charge régulière.

Au Siluro-Dévonien inférieur et moyen, le secteur voit s'initier un sillon subsident orienté E-W, compliqué par la création de dépocentres effondré vers l'ouest.

### *Le stade Dévonien supérieur-Carbonifère*

Le Dévonien supérieur est caractérisé par une inversion tectonique : la zone axiale, fonctionne en axe haut pendant la sédimentation. Ce phénomène est accompagné d'une nette migra-

tion des aires de subsidence, compatible avec la création de dépocentres à l'ouest. La subsidence est, à cette époque, de type flexural et de charge.

Une nouvelle phase d'instabilité caractérise le Tournaisien inférieur. Elle consiste en des mouvements épirogéniques, qui seraient liés à des réajustements le long de l'accident profond est-ouest.

Cette région connaît, au Tournaisien inférieur, un véritable basculement accompagné d'un soulèvement du compartiment méridional, engendrant des discordances angulaires, scellées par le Tournaisien supérieur non affecté.

La structuration de l'anticlinal de Timimoun, semble débiter au Strunien.

Les mouvements tectoniques s'intensifieraient vers la fin du Carbonifère, sans doute au Permien et accuseraient l'architecture hercynienne déjà acquise.

Ces mouvements sont probablement responsables de la structuration définitive du bassin et ont engendré la structure «en fleur positive» de Timimoun au droit du décrochement profond E-W.

## IV. LE BASSIN DE TINDOUF AU CARBONIFÈRE, UN BASSIN ATYPIQUE (AMROUCHE F. ET NEDJARI A)

### 1. Un bassin peu étudié

Le bassin de Tindouf, vaste synclise hercynienne de 200 000 km<sup>2</sup>, est AVEC Reggan et Taoudéni, le plus occidental des bassins sahariens. A l'exception d'une recherche minière sur le flanc sud consignée dans des rapports internes de la SONAREM-EREM, il demeure le moins exploré. Depuis 1999, avec la découverte d'hydrocarbures dans la partie marocaine de ce territoire, ce bassin connaît un regain d'intérêt des pétroliers.

De forme ovale, il s'inscrit dans un rectangle est-ouest déterminé par les méridiens 4° et 12°W et les parallèles 26°30' et 29°30' N. Un point important est à souligner : sa bordure N

la zone mobile de l'Anti Atlas marocain va lui conférer une atypie : les séries paléozoïque sont beaucoup plus épaisses sur le flanc N (7000m) que sur le flanc S (1500 m).

Le flanc N étroit et redressé est affecté de plis NE-SW à E-W, il tranche avec le flanc S, monoclinale à pendages doux.

Seul le flanc N, a été étudié dans le détail à partir de coupes détaillées dans la région sud du Draa et du Zemoul et de logs de sondages. Une étude biostratigraphique s'avérait nécessaire sur les calcaires viséen du djebel Ouarkziz. Ces calcaires (coupes de Oum El Achar et Aouinet El Mâiz) ont montré une faune riche en Foraminifères et en algues; la limite Viséen-Serpukhovien a été fixée avec précision.

## 2. Analyse du Carbonifère du flanc nord

Sur le flanc nord du bassin de Tindouf, le remplissage carbonifère est un ensemble de plus de 2500 m d'épaisseur. Sa stratigraphie n'était pas entièrement établie. Elle comporte classiquement cinq unités : Tazout III (Famennien supérieur-Tournaisien supérieur), Bétaina (Tournaisien supérieur-Viséen inférieur), Ouarkziz (Viséen supérieur – Serpukhovien), Djebel Rouina (Namurien B-C), Merkala (Westphalien-Stéphanien). Certaines de ces unités correspondent à des séries, d'autres à des formations.

L'analyse séquentielle (fig.C20) des principales coupes dont celle de Kheneg Barakou, la plus complète et de référence, montre 5 mégaséquences.

Les trois premières correspondent au Carbonifère marin. Il se met en place sur une plateforme continentale qui se confine brutalement au Serpukhovien inférieur.

Les mégaséquences suivantes correspondent au Carbonifère continental.

La Mégaséquence I (Famennien supérieur-Tournaisien, 100 à 200 m) correspond à la formation de Tazout des auteurs. La sédimentation est argilo-silteuse à gréseuse mise en place dans un environnement intertidal (chenaux tidaux,

flazers) à infratidal sous l'effet dominant de la houle (grés à HCS).

La Mégaséquence II a été étudiée en subsurface (sondage Naga 1, NG1) en raison de la mauvaise qualité des affleurements dans la plaine de la Bétaina. Ce sondage comporte plus de 800 m d'argiles silteuses et des intercalations de très minces niveaux de calcaire et de grés.

La Mégaséquence III (Viséen supérieur-Serpukhovien) correspond à la classique unité du Ouarkziz. Elle montre sur ses 400 m (Oum El Achar) trois formations stratogranocroissantes à évolution régressive : une formation carbonatée à paléosols; une sédimentation de type CGM (calcaire, grés, marne); une formation carbonatée à évaporites; une formation dolomitique, ultime dépôt marin calcaro-dolomitique dans ce bassin. Cet ensemble à dominante évaporitique est interprété par Fabre (1961) comme le résultat d'un manque d'échange avec le large, événement confirmé par la baisse mondiale du niveau de la mer à la limite Pensylvanien-Mississippien (courbe de Ross et Ross 1985).

La mégaséquence IV (Namurien) est l'équivalent de l'unité Djebel Rouina. Elle associe des grés à stratifications obliques, et des argiles de plaine deltaïque à débris végétaux (*Lepidodendron*, *Sigillaria*). Après une dernière conquête de cet espace par les Coraux au Serpukhovien supérieur, la mer se retire définitivement. Le milieu est alors envahi par un delta à influence continentale (abondance des débris végétaux). La zone centrale de cet édifice semble située dans la région du Djebel Rouina où se déposent une centaine de mètres de grés. Latéralement vers l'ouest et l'est, ces sables se réduisent à quelques lentilles, des distributaires intercalés dans une plaine deltaïque argileuse.

La mégaséquence V ou unité de Merkala (Westphalien-Stéphanien) comporte des remplissages de chenaux fluviaux gréseux et des argiles versicolores de plaine d'inondation à nombreuses traces d'une pédogénèse de type hydromorphe.

Des argiles rouges de playa viennent combler définitivement ce bassin au Permien. Ce dernier épandage mérite de constituer une dernière série. Elle est coiffée par la discordance hercynienne.



A. NEDJARI, R. AÏT OUALI, R. HAMDIDOUCHE, A. BENHAMOUCHE,  
F. DEBAGHI, F. AMROUCHE ET K. MESSAMRI

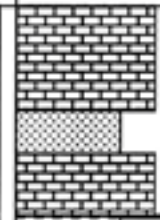
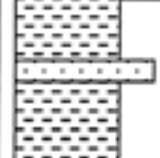

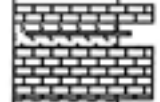
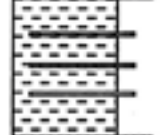



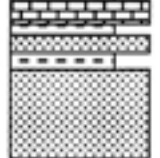
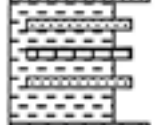


Ages	Stratigraphie	Epaisseurs (m)	Lithologie	Description
Quaternaire				
Eocène	Hamada	40 à 100		Calcaires silicifiés Grès et sables tuffolimoneux
Paléocène				<b>Discordance hercynienne</b>
Stéphanien	Merkala*	350 à 500		Argiles bariolées à passées de grès fins
Westphalien	Hassi Aouelouel			
Namurien	Djebel Rouina*	100		Grès à stratifications entrecroisées et obliques
Serpukhovien	Ouarkziz*	500 à 700		Calcaires, marnes à anhydrite, Coraux et <i>Gigantoproductus</i>
Viséen supérieur	Ain El Barka			
Viséen inférieur	Bétaina* Kerb Es Sefiat	300 à 500		Argiles à passées de grès et de calcaires
Tournaisien	Tazout III* Kerb Es Slougia	80 à 160		Grès, quartzites et siltes
Dévonien supérieur	Kerb En Naga Oued Ghazal Oued Tsabia	280 à 450		<b>Anneaux de Liesegang</b> Dolerite
Dévonien moyen	Oued Talha	40 à 100		Argiles à passées calcaires et gréseuses
Dévonien inférieur	Djebilet	50 à 100		<b>Muraille de Chine</b> Grès et argiles silteuses
Silurien	Sebkha Mabbes	120 à 700		Argiles noires à Graptolithes
Ordovicien supérieur	Ghezziane	0 à 200		Grès glaciaires à figures de cryoturbation au sommet
Précambrien	Yetti- Eglab	?		Granites et séries

Fig. C.20 - Lithostratigraphie synthétique du bassin de Tindouf à partir des données de Hollard et al. (1958), Gevin (1960), Fabre (1976) et Guerrak (1988), Sermi (1960). Les formations qui portent un astérisque sont définies sur le flanc N du bassin.

*Synthetic lithostratigraphy of the Tindouf Basin from data of Hollard et al. (1958), Gevin (1960), Sermi (1963), Fabre (1976) et Guerrak (1988). Asterisked formations are defined in the Northern flank of the Basin.*

LA GÉOLOGIE SAHARIENNE REVISITÉE  
(1980-2009)



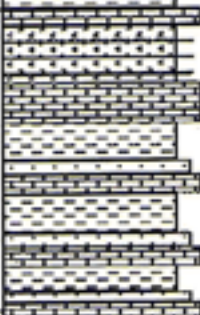
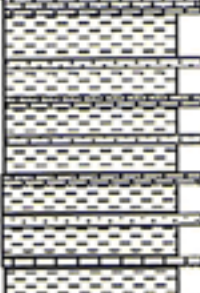

Ages		Stratigraphie		Lithologie	Description
		F. Nord	F. Sud		
Westphalien-Stéphanien		MERKALA			Argiles rouges de playa
Namurien		REOUINA			Argiles noires à intercalations de niveaux gréseux et calcaires. Fluviodeltaïques
Viséé Supérieur		OUARKZIZ Inf.   Moy.   Sup.	Ain El Barka		Sédimentation marno-gréso-calcaire de plate forme carbonatée plus ou moins confinée à <i>Gigantoproductus</i> et coraux
Viséen Inférieur		BETAINA			Assise argileuse à intercalations de niveaux gréseux et calcaires. Deltaïque
Famennien, Sup. Tournaisien		TAZOUT I   II   III	Kerb Es Slougia		Silts et grès de milieu marin littoral

Fig. C.21 - Carbonifère du Bassin de Tindouf , lithostratigraphie  
*Lithostratigraphy, Carboniferous of the Tindouf basin.*

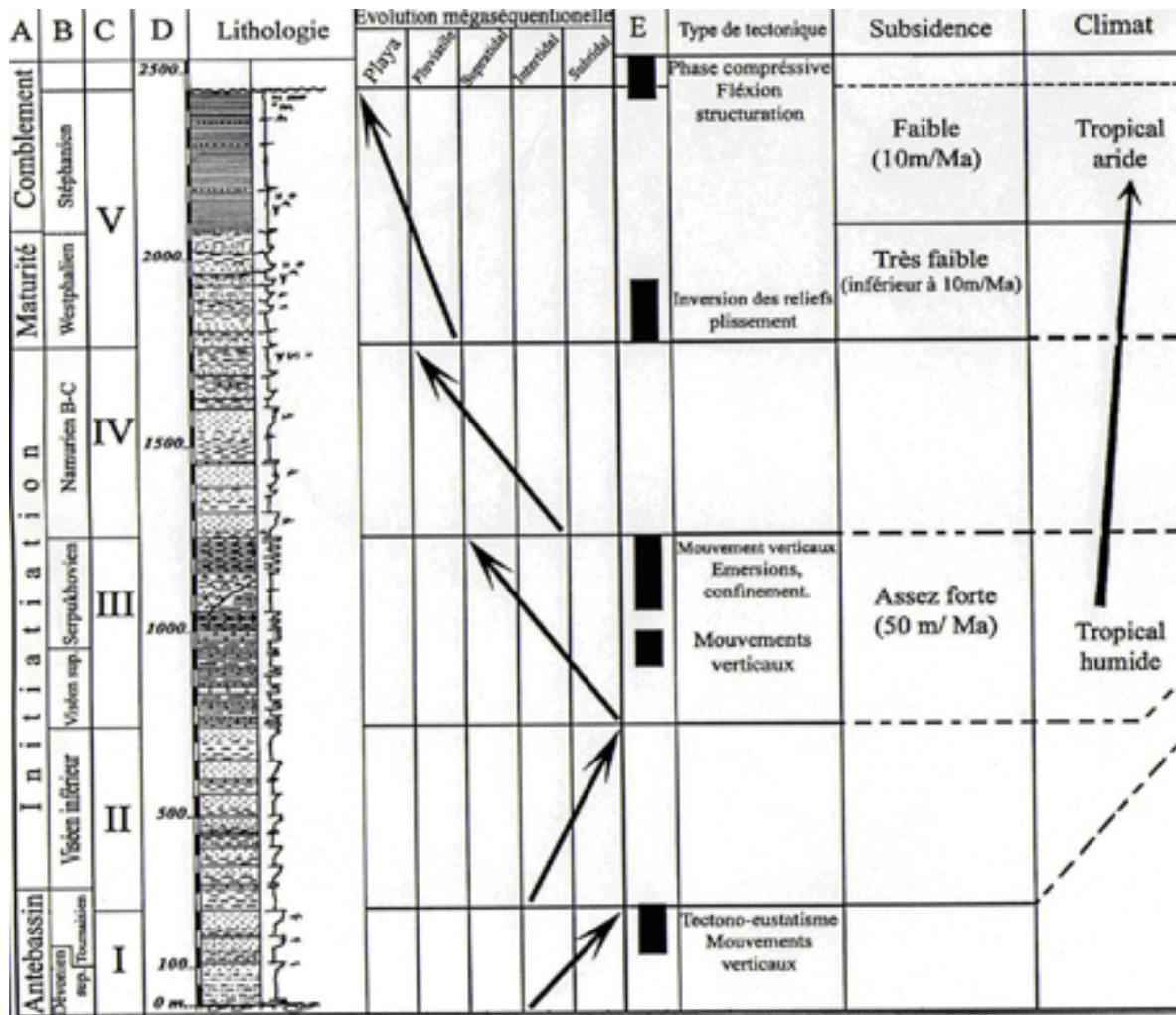


Fig. C.22 - Evolution du bassin de Tindouf au cours du Carbonifère.

**Evolution of the basin of Tindouf during the Carboniferous.**

A. Stades majeurs (**Major stages**); B. Ages (**Ages**); C. Mégaséquences (**Megasequences**); D. Epaisseurs (**Thickness**); E. Activité tectonique (**Tectonic activity**).

**La discordance hercynienne.** Dans la région de Merkala et de Targant, la pénéplaine au niveau de la discordance hercynienne, montre un épais profil d'altération (20 m) et de pédogénèse développé sur les argiles rouges du Permien (fig. C23). Il est le témoin de son histoire post Paléozoïque. Les remobilisations et redistributions du fer et de la silice en particulier, ont généré des marmorisations, de niveaux à grenaille, des ferricrètes et des silcrètes.

**3. Evolution**

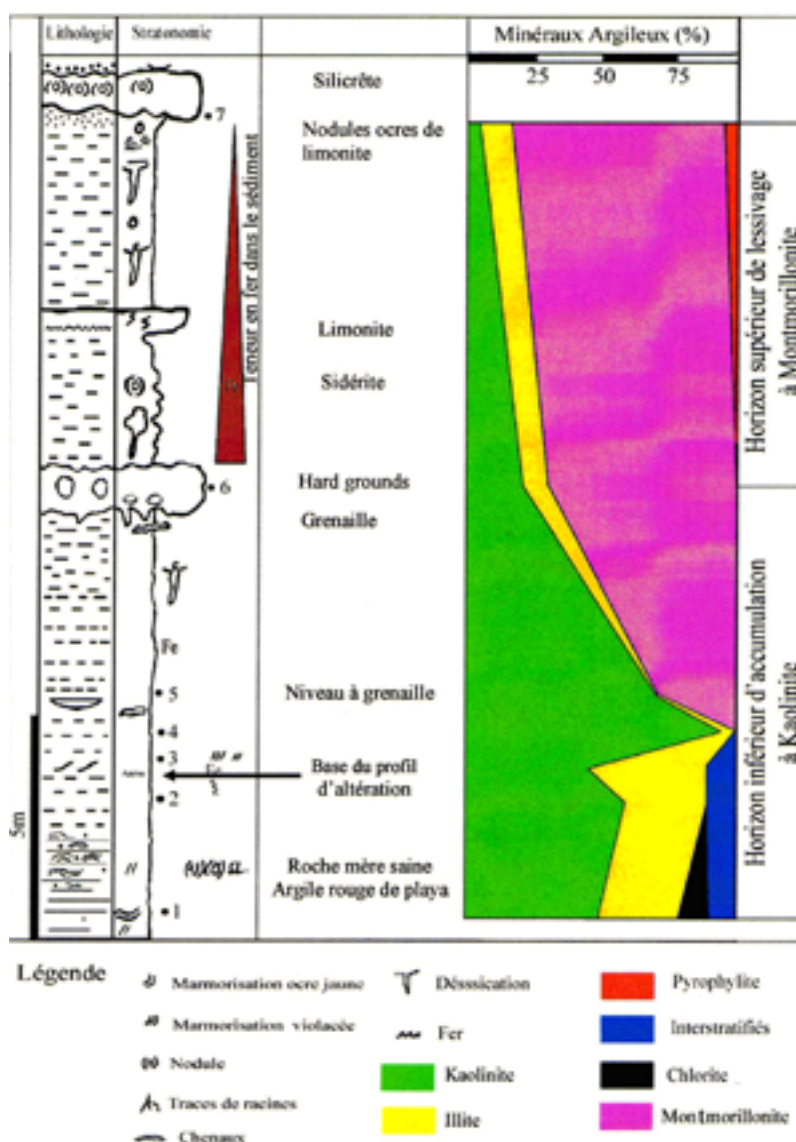
Une coupe NS (Fellahi et al., 1970) montre un bassin incliné vers le nord. Cette disposition serait un héritage de la structuration panafricaine. Elle permet de mieux comprendre la

puissance des assises sédimentaires dans la partie septentrionale de ce grand bassin. Gevin (1960) note des variations est-ouest et les explique par des basculements du substratum.

Le remplissage et l'évolution de ce bassin à l'hercynien s'inscrit dans la dynamique globale celle de la reconstitution de la pangée.

Ainsi :

- au Tournaisien – Viséen inférieur, la bordure péricratonique de la Plateforme saharienne est le siège d'une sédimentation continentale (Conrad, 1984), progressivement envahie par la mer au Tournaisien supérieur. Les grès de la Mégaséquence I et les argiles de la Mégaséquence II prennent alors place;



**Fig. C.23 - Discordance hercynienne, un profil d'altération développé sur des argiles du "Permien"**  
***Hercynian unconformity, an alteration profile developed in the Permian clays.***

- au Viséen supérieur, sur un substratum contrôlé par les accidents panafricains, un plateau continental ouvert vers l'est, et en l'absence d'apports terrigènes une plateforme carbonatée s'installe avec des marno-calcaires riches en Polypiers et Brachiopodes. Les paléosols marquent les émergences;

- au passage Serpukhovien - Namurien, la dynamique de serrage s'accroît et les accidents sont réactivés. Une zone marginale affaîcée est isolée du large par les soulèvements. Sur les apex des panneaux se développent des bioconstructions. Cette configuration persiste et un climat sec s'instaure. C'est dans ces condi-

tions que les unités à évaporites se mettent en place. Cette sédimentation est le résultat d'un isolement sous marin, à l'abri des échanges profonds, d'une baisse du niveau marin, d'une évaporation intense et d'une subsidence différentielle;

- à partir du Namurien, les reliefs formés précédemment sont soumis à érosion. Les mouvements verticaux s'atténuent et un delta s'installe dans la région du Djebel Rouina;

- au Westphalien -Stéphanien, sur une large plaine, un réseau fluvial prend place (méga-séquence V). Le bassin se comble;

- au permien avec l'isolement, des playas clôturent cette histoire.

#### 4. Quelques éléments de la géodynamique de ce bassin

**La subsidence :** l'analyse de la subsidence (sondage NG1) montre trois phases principales:

- entre 345 Ma et 310 Ma soit du Tournaisien à la base du Westphalien, une accélération de la subsidence (taux de subsidence totale de 50 m/Ma). C'est la phase d'initiation du bassin avec une sédimentation détritique;

- entre 310 et 300 Ma (Westphalien). La subsidence se stabilise (inférieur à 5 m/Ma). Avec la maturité se développe une plateforme sur laquelle s'installe un delta;

- à partir de 300 Ma (fin du Westphalien-Stéphanien), il y a une reprise du phénomène avec une légère accélération (10m /Ma) au cours de laquelle le bassin se comble .

La subsidence totale moyenne pour l'ensemble du Carbonifère est de 13 m /Ma . La subsidence tectonique quand à elle est inférieure à

10 m/Ma. Il ressort de cette analyse que les phases tectoniques s'inscrivent à peine sur les courbes de la subsidence. L'évolution de ce bassin apparaît plus marquée par sa dynamique externe

**La tectonique :** Le cadre structural actuel du bassin de Tindouf est le résultat d'une longue histoire géologique. Ce bassin porte en lui les empreintes des orogènes successives où celles de l'hercynien semblent les mieux conservées. Plusieurs phases sont mises en évidence. Les plus importantes sont les phases N 40 au Viséen et N120 de la fin du Paléozoïque .

**Le magmatisme :** Dans la région du Zemoul et de Tinfouchy affleurent des dolérites (massifs, dykes , sills) dans le paysage ( Hollard et al., 1956).

Au cœur de l'anticlinal du Zemoul deux massifs traversent tout le Paléozoïque. Les dykes suivent des failles verticales ou à faible rejet. Ils sont très répandus en particulier sur le flanc sud. Les sills de dolérites peuvent dépasser les 100 m de puissance et sont interstratifiés dans les couches argileuses allant de l'Emsien au Viséen.

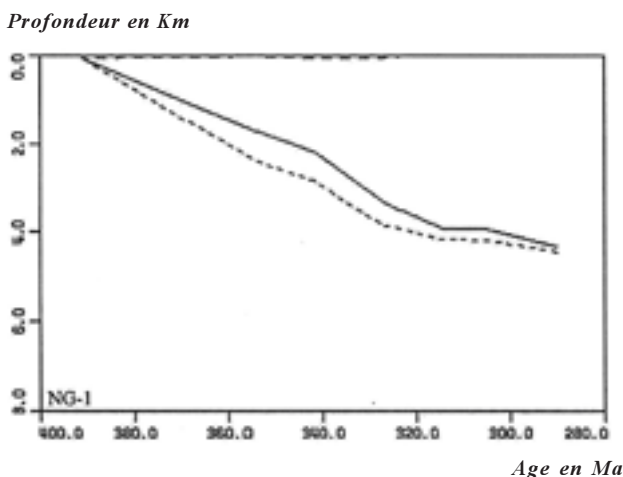
La période de mise en place est discutée. Hollard et Jacquemont la situe entre le Viséen supérieur et le Stéphanien , les dolérites étant plissées et épousant les formes de l'encaissant.

Dans les autres régions de la Plateforme Saharienne, ces sills et dykes sont connus comme étant Jurassique .

#### 5. Conclusion

Ce bassin n'a pas été étudié dans sa globalité mais uniquement son flanc N qui semblait le plus intéressant.

Toutefois, en raison de sa double situation, le plus occidental des bassins sahariens et d'une bordure nord mobile proche de la zone de suture, ce bassin est particulier : riche en évaporites; une structuration complexe qui reste à cerner, Il présente néanmoins les caractéristiques d'une synclise, un qualificatif à confirmer sur le plan géodynamique.



**Fig.C.24** - courbe de la subsidence totale sondage NG1 ( flanc N du bassin de Tindouf)

**Total subsidence curve, boring NG1 (Northern flank of the basin of Tindouf)**

— subsidence avant décompaction (**Subsidence before decompaction**) — — —; subsidence après décompaction (**Subsidence after decompaction**),  
- - - -paléobathymétrie (**Paleobathymetry**).

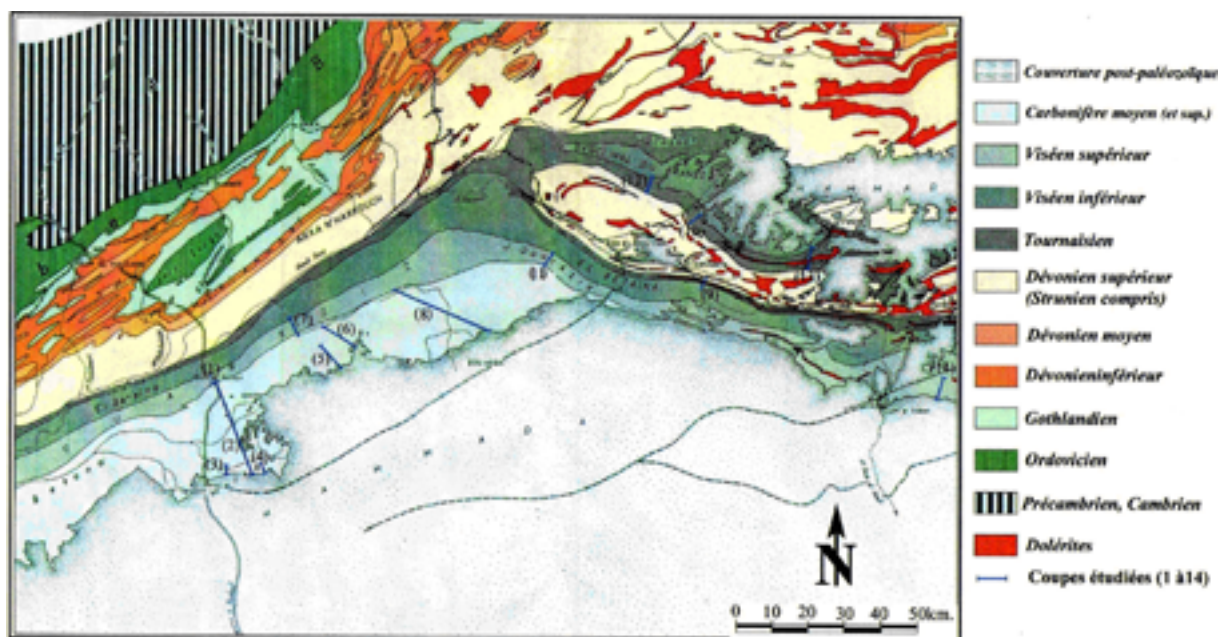


Fig. C.25 - Localisation des coupes étudiées

**Locations of the studied cross sections.**

(1) Oum El Achar; (2) Oum El-Tour de Mekala; (3) Mekala I; (4) Mekala II; (5) Oued Azzem; (6) Nort-Est de Tafagount; (7) Tafagount; (8) Foum Farkech; (9) Kheng Barakou; (10) Agueltet Reguibi; (11) Aouinet et Mâiz; (12) Djebel Eregab; (13) Bouzrazer; (14) Smaira.

Extrait de la carte géologique schématique de la région du Draa et du Zemmoul (*in* Hollard. 1970: d'après les levés de Choubert, Jaquemont (**Extract from the schematic geological map of the zone of Draa and Zemoul** (*in* H. Hollard. 1970; after the surveys of G. Choubert. P. Jaquemont.)

**D. QUELQUES PAGES DE L'HISTOIRE ALPINE AU SAHARA  
(NEDJARI, A., AIT OUALI, R., BENHAMOUCHE, A., HAMDIDOUCHE, R.  
ET MESSAMRI, K.)**

**I. LE TRIAS SAHARIEN :  
UNE APPROCHE EVÉNEMENTIELLE,  
REDÉFINITIONS DES FORMATIONS,  
SCHÉMA GÉODYNAMIQUE  
(NEDJARI, A. ET AÏT OUALI, R.)**

**1. Historique et démarche**

Dans la foulée de la réunion d'Alger, "Trias 93", et répondant dans un premier temps à une sollicitation de l'Entreprise SONATRACH (CRD) nous avons :

- repris l'exploitation d'une abondante documentation de sub surface en une synthèse et réflexions ( Ait Ouali et Nedjari, 1994);
- guidé des mémoires d'ingénieur sur des sujets proposés par la SONATRACH.

Ceci nous a conduit, en raison des difficultés rencontrés dans la compréhension de l'ensemble,

à développer dans un premier temps, une autre approche en particulier dans la définition des formations et de leurs limites.

Elle fut affinée (Ait Ouali et Nedjari, 1996) par la révision de forages clefs pour le compte de SONATRACH EXPLORATION. Le schéma d'ensemble fut complété, testé et conforté.

Dans une troisième étape, le modèle développé à partir des données de sondages a été confronté à celles des affleurements de la série de Zarzaitine (In Aménas).

Ces différents points seront développés dans ce qui suit mais nous insisterons d'avantage sur les derniers développements portant sur le Trias de In Aménas (série de Zarzaitine, coupe de la Reculée).

*1994-1996 : un bilan; des réflexions;  
une autre approche*

L'analyse de l'information importante et plurielle (rapports, diagraphies, logs de sondages, RX, lames minces, carottes) mise à notre disposition par la SONATRACH montrait :

- que les approches développées pour résoudre des problèmes de stratigraphie, de sédimentologie ou de reconstitution paléogéographique dans des séries continentales posant des problèmes de datation et mises en place dans un contexte particulier d'ouvertures hétérochrones en marge du rift atlasique s'avéraient mal adaptées;

- un découpage en "unités" lithologiques variées souvent de faible extension géographique et mal coordonnées organisées en un schéma géodynamique simplifié avec des phases syn-rift et post-rift mal définies et pas de circonstance sur cette partie de la Plateforme saharienne;

- des corrélations mal établies en raison des limites purement lithologiques adoptées qui ne tiennent pas compte des caractéristiques particulières de la sédimentation continentale;

- les documents cartographiques (cartes de faciès, paléogéographies, isopaques, répartitions des corps gréseux ...) établis se montraient d'un intérêt limité, les objets considérés n'étant pas toujours équivalents.

Ainsi, dans un environnement continental caractérisé par la coexistence de sous environnements variés (fluvatile, plaine d'inondation, playa, sebkha, éolien, cônes alluviaux) et localement du magmatisme, une autre démarche fut envisagée afin d'améliorer la définition des formations.

Ce nouveau découpage (fig.D 1) était fondé sur les discontinuités majeures les événements de grande extension que sont les paléopédogénèses à l'origine des paléosols majeurs. Les diagraphies ont souvent guidé le découpage séquentiel complété par les données géochimiques et les observations micrographiques. Les unités nouvellement reconnues, trois formations, étaient calées sur la zonation palynologique de Achab (1970) et de Reyre (1973).

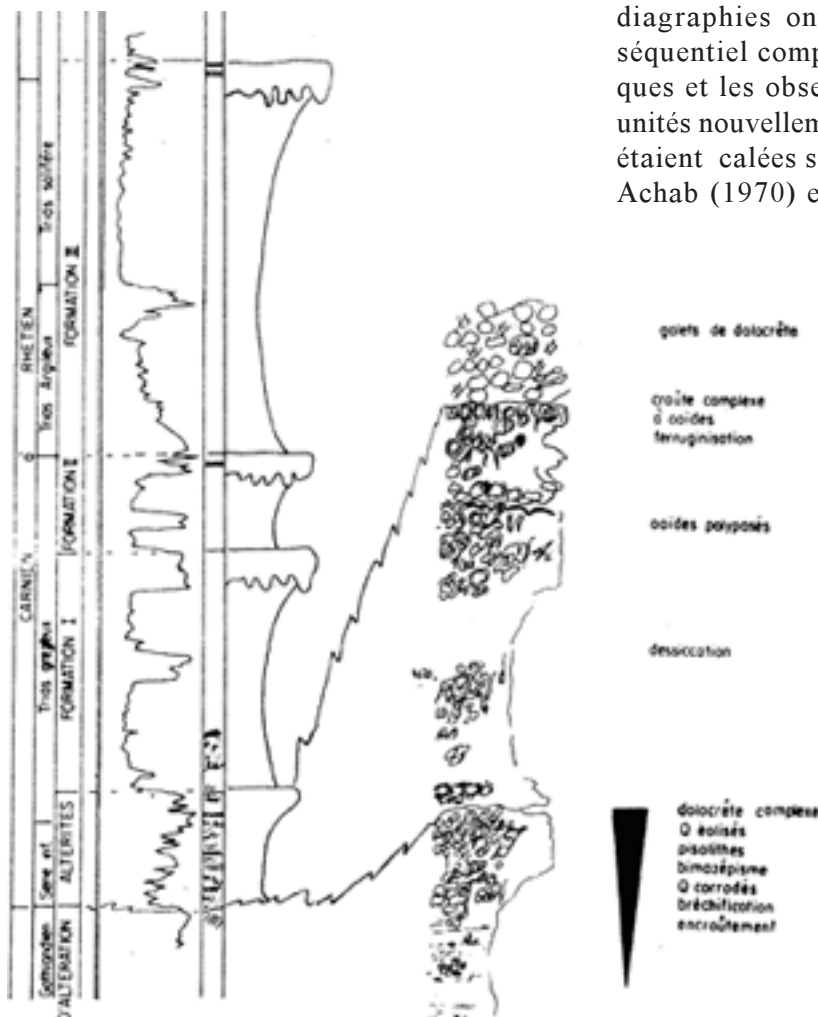


Fig. D.1 - Un exemple de nouveau découpage ( sondage NI4- Bordj Nili)

*Example of the new cutting (boring N14- Bordj Nili).*

## 2. Un nouveau découpage; une organisation spatiale; une évolution géodynamique plus nuancée par l'utilisation des paléoaltérations et des paléopédogénèses

### *Une nomenclature affinée :*

La révision de 12 forages clefs, représentatifs et bien carottés a permis de nuancer et d'affiner le schéma. Nous avons recherché les coupures majeures reconnaissables dans tous les dépocentres et retenu les assises "carbonatées" ou autres qui clôturent les séquences. L'analyse des assises carbonatées a montré qu'il s'agissait de résultats de pédogénèses, des calcrêtes plus ou moins complexes et non de termes marins associés à des intervalles transgressifs comme suggéré par certains auteurs.

La majeure partie de la série sédimentaire triasique au Sahara algérien se compose de termes gréseux et argileux assez monotones. Localement des accidents pédo-géochimiques apportent une diversité, les paléopédogénèses.

Dans tous les sondages étudiés, une analyse fine montre en plus des trois unités sédimentaires reconnues, des formations, un profil d'altérations plus ou moins développé et des altérites élaborées au cours d'une phase anté carnienne. Ces profils d'altération et les altérites sont une histoire triasique, des unités parfaitement bien individualisées avec chacune ses caractéristiques propres et de grande extension. Elles peuvent également se télescoper mais existent à l'échelle du bassin. Elles sont limitées par des discontinuités majeures résultants de phénomènes complexes au cours d'une longue évolution (7/8 Ma). Elles ont valeur de formations. Le schéma est ainsi nuancé et complété.

### *Un autre modèle géodynamique :*

Dans les bassins alpins ou téthysiens, le Trias est considéré comme une période de pré rifting précédant le vrai qui intervient au Lias. Ces conceptions sont difficilement applicables à la Province Triasique. Certains auteurs proposent une subdivision en série syn et post rift en se basant uniquement sur des critères lithologiques.

Il s'avère que ces conceptions méritent également d'être nuancées.

Dans cette autre approche développée dans l'analyse fine des formations triasiques à partir de données de sondages (Ait Ouali et Nedjari, 1994, Ait Ouali et Nedjari, 1996, Nedjari *et al.*, 2002 et 2006), et de la subsidence, il est alors distingué dans cette histoire deux phases distinctes sur le plan géodynamique :

- **une phase passive** anté-carnienne caractérisée par une lente évolution subaérienne du substratum et dominée par des processus pédogéochimiques. Elle est à l'origine de deux unités, bien distinctes le plus souvent, mais qui néanmoins peuvent être inscrites au sein d'une seule unité comprenant un profil d'altération et des altérites. Ils s'agit de véritables lacunes ou tout au plus d'intervalles condensés avec une épaisseur comprise entre 10 et 50 m. Ces unités ont valeur de formations;

- **une phase active** avec des processus d'érosion plus ou moins intenses, une dynamique des corps sédimentaires et localement un magmatisme, entrecoupée de processus pédologiques. Dans tous les forages examinés, au-dessus des altérites nous avons reconnu trois formations ou séquences de 4<sup>ème</sup> ordre. Les deux premières sont argilo-gréseuses, la troisième évaporitique.

## 3. Confrontation du modèle aux données des surfaces : derniers développements dans le Zarzaïtine inférieur (In Aménas)

Dans une autre étape, il nous a semblé intéressant de tester ce modèle élaboré à partir de données de subsurface aux seuls affleurements du Trias au Sahara, la série de Zarzaïtine dans la région d'In Aménas (bassin d'Illizi).

Depuis les travaux de Lehman (1957, 1971), la série dite de Zarzaïtine Inférieur ou Grès de Zarzaïtine de la classique coupe de la Reculée, figures D2 et ph. 1, (In Aménas, Sahara algérien) continue d'être considérée comme appartenant au Trias supérieur (Ait Salem et Hellal, 1993; Ait Salem *et al.*, 1998).

Un travail collectif mené depuis 2006 en collaboration avec le Laboratoire de Paléontologie-Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, avec le concours du Service Géologique de l'Algérie a permis de nouveaux développements sur cette série de Zarzaïtine avec:



- un nouveau découpage lithostratigraphique de cette série et ainsi une confirmation du modèle développé à partir des données de sub-surfaces;

- une stratigraphie affinée par la découverte de nouveaux gisements d'amphibiens.

Ainsi et en réalité, seule la partie basale des Grés de Zarzaitine est triasique.

La région de Zarzaitine dans le bassin d'Illizi, offre à quelques 20 km au sud d'In Amenas les seuls affleurements du Trias du Sahara algérien (ph.1, fig D1 et D2).

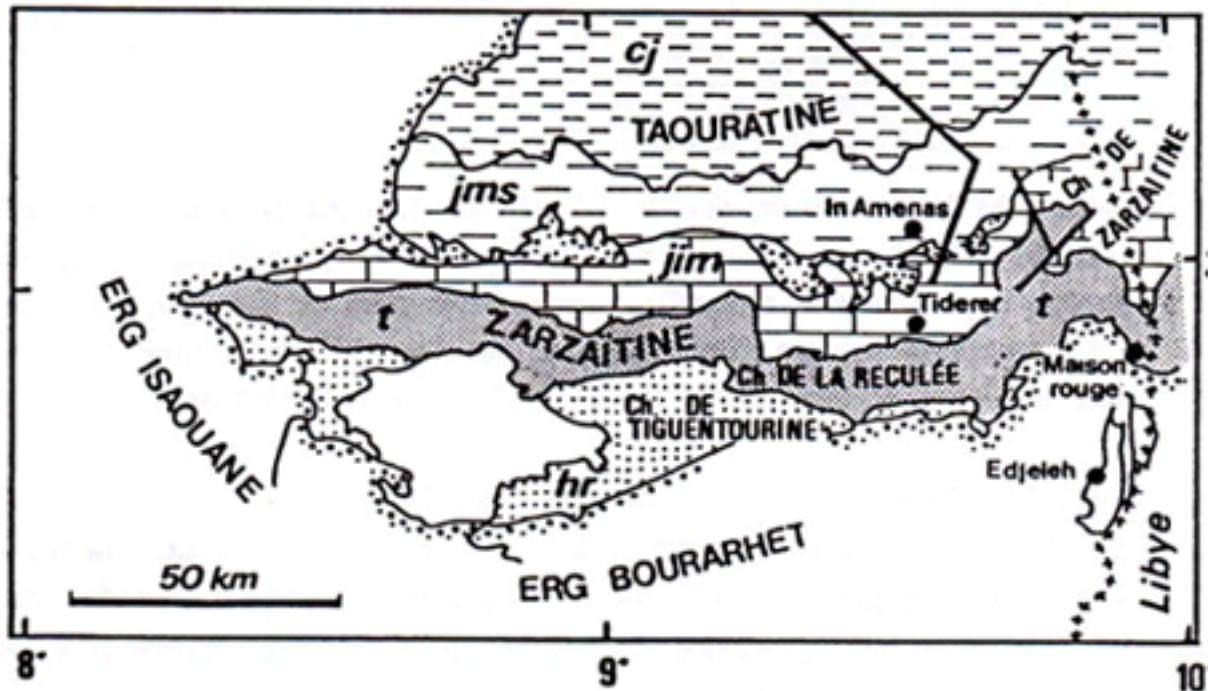


Fig. D.2 - Esquisse géologique simplifiée de la région de Zarzaitine – Taouratine au sud-est de la Hamada de Tihert (d'après Busson, 1972).

*Geological simplified sketch of the Zarzaitine-Taouratine region South-Est of the Tihert Hamada (after Busson, 1972)*

hr : Carbonifère (Tiguentourine); t : Trias (Zarzaitine inférieur); jim : Lias-Dogger inférieur (Zarzaitine moyen-supérieur); Jms : Jurassique moyen supérieur (Touaratine inférieur); cj: Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Touaratine supérieur).



Ph. 1- La Reclée, vue d'ensemble  
*General view of La Reclée*

Les terrains de cette série sont argilo-gréseux et désignés dans la littérature (Lehman 1957; Busson 1967, 1972) sous l'appellation de la série de Zarzaitine .

Seule la partie basale, le Zarzaitine inférieur est attribuée au Trias. Cette formation est comprise entre la discordance hercynienne développée sur un substratum stéphano-autunien (Attar *et al.*, 1981), (la formation de Tiguentourine) et le premier repère carbonaté à extension régionale, considéré comme l'équivalent du repère D2 des pétroliers daté de l'Hettangien ( Achab, 1970) dans le Sahara septentrional et

l'Illizi. Dans le détail Busson (1970 et 1980) subdivise la Formation de Zarzaitine inférieur en trois membres qui sont, à partir de la base (fig. D.3):

- les Grès inférieurs ou "Grès à Stégocéphales (30 à 50 m);
- les Argiles (40 m), des argiles rouges , riches en illites, passées de kaolinite et localement à montmorillonite, qui n'ont pas livré de faune;
- les Grès supérieurs (100 m) coiffés par un banc dolomitique de 5 m, au sommet de la falaise.



**Fig. D. 3** - Les Grès de Zarzaitine.  
La Reculée (Busson, 1972)

*The « Grès de Zarzaitine » « La Reculée » (Busson 1972)*

Un levé de détail des coupes de référence, en particulier celle de la Reculée, a permis de retrouver les subdivisions déjà établies dans les autres régions à partir des données de subsurface (fig. D.4).

Par ailleurs, à Tiguentourine, des travaux récents de décapage ont mis à jour des affleurements frais de la discordance hercynienne et des premiers dépôts du Trias. L'analyse de ces affleurements montre, sous la discordance hercynienne, un ensemble peu épais marqué par des processus pédogéochimiques. Il s'agit d'un profil d'altération triasique développé sur les Argiles de Tiguentourine sous les premiers sédiments triasiques.

Cette unité, constituée ici par ce profil d'altération, bien que peu épaisse, en raison de sa lithologie argileuse qui limite les circulations de fluides, est l'équivalent de l'ensemble - profil d'altération et altérites – que l'on rencontre bien conservé dans les sondages de la Province Triasique. Les phénomènes pédogéochimiques qui l'affectent sont complexes et correspondent au début de l'histoire triasique.

Cette série est subdivisée en trois formations d'épaisseurs inégales séparées par des discontinuités d'origine pédologique qui seront décrites dans ce qui suit.

### *Les formations triasiques de la coupe de la Reculée*

La série Triasique (épaisseur : 50m) de la coupe de la Reculée est encadrée par deux discontinuités majeures :

- la discordance hercynienne à la base, non visible à cet endroit;
- une discontinuité complexe au sommet caractérisée par;
- une surface de ravinement par des dépôts grossiers et chenalisés du Jurassique présumé (ph. 4);
- un changement important dans la sédimentation. A une sédimentation relativement fine, éolienne le plus souvent, succèdent des arrivées de sables rouges plus grossiers (ph. 2 et 4).

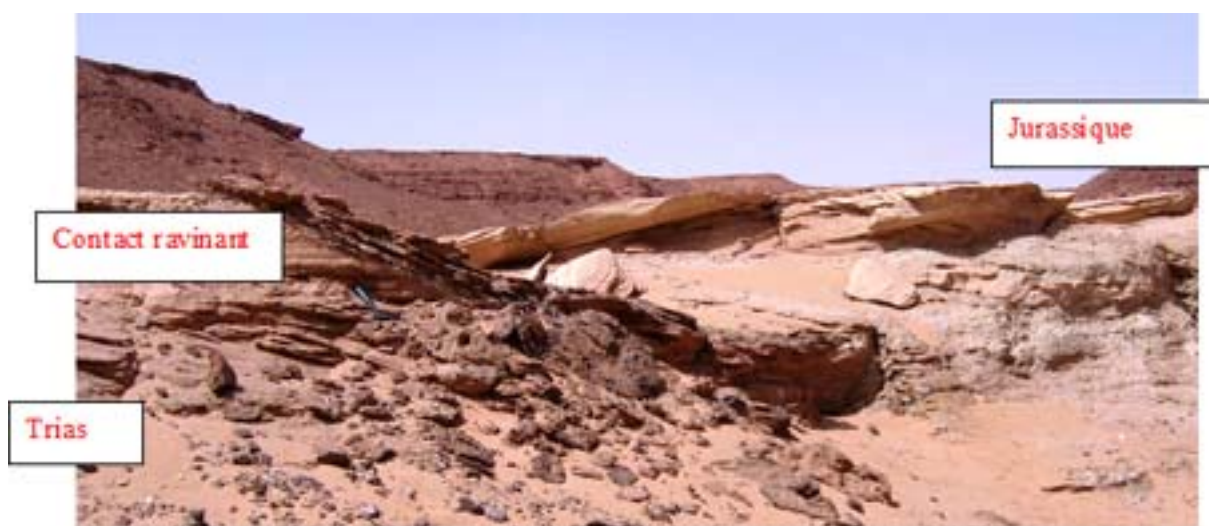


**Ph. 2** - Premiers dépôts du Jurassique.  
*The first jurassic deposits*

LA GÉOLOGIE SAHARIENNE REVISITÉE  
(1980-2009)



**Ph. 3 - La discordance hercynienne à Tiguentourine**  
*The hercynian unconformity at Tiguentourine*



**Ph. 4 - Discontinuité sommitale fin du Trias. Contact ravinant et légère discordance angulaire entre le Trias et le Jurassique**

*Unconformity at the top of the Triassic. Erosionnal contact and scarce angular unconformity between Triassic and Jurassic*

*La Formation I :*

Le nature et l'organisation des corps sédimentaires évoquent un paysage désertique à topographie peu contrastée, associant de petits cordons dunaires de sable fin clair devant rouge au sommet, de larges chenaux fluviaux à fond plat, des plaines d'inondation évoluant souvent en petites sebkhas à sédimentation éolienne et évaporitique affectée par de fréquentes structures de dessiccation notamment des tepees.

Cette sédimentation est souvent interrompue par le développement de croûtes centimétrique de nature variée : gypseuse, siliceuse, carbonatée puis fer-rugineuse.

Des restes d'amphibiens de petite taille (mandibules, crânes, museaux, vertèbres) constituent un premier gisement à l'extrême base de cet ensemble. Il est en cours d'étude. Cette accumulation d'ossements (ph.5) en place et bien conservés pourrait s'expliquer dans une

phase d'assèchement des mares où proliférerait cette faune d'amphibiens.

Au pied de la falaise, dans les deux premiers mètres d'un sable fin clair probablement éolien se situe un second gisement d'amphibiens Stégocéphales (ph.5) du Trias supérieur, associés à quelques restes de reptiles avec entre autres:

- un crane entier de Stégocéphale (*Temnospondyle capitosauure*);
- des fragments de mâchoires, de crânes et de vertèbres de Stéréospondyle.

Ce gisement est en cours d'exploitation.

Le sommet est une croûte siliceuse à kerboub, de 30 à 50 cm d'épaisseur formant un replat de grande extension bien visible dans le paysage. C'est une surface irrégulière diaclasée sur laquelle s'est installé un paléoreg à galets et dragées de quartz. Ces éléments sont parfois inclus dans la croûte. Cette importante discontinuité représente la fin de la formation.



Ph 5 - Gisement de Stegocephale au pied de la première falaise

*Stegocephal deposits at the base of the first cliff*

*La Formation II:*

Cette deuxième formation d'une quinzaine de mètres tout au plus, est comprise entre la surface à kerboubs précédemment décrite, un second replat sur un petit ressaut topographique parsemé de tubulures ferruginisées (ph. 6) qui sont des restes de végétaux. Ces végétaux sont décrits dans une note collective en cours de rédaction (Arbey *et al.*, à paraître).

Le paysage est d'abord dominé par de vastes playas à sédimentation fine argilo sableuse à gypse fréquent et petits chenaux décimétriques à remplissage silteux laminé

Sur ce matériel piégé dans des dépressions humides, assimilables à des marécages, se sont développés en bosquets épars et pendant une période assez longue des végétaux (Nématophytes, du genre *Prototaxites*, Arbey, com. orale).

Par la suite, cette région reçoit un matériel plus grossier (sableux à micro conglomératique) transporté et déposé dans des chenaux ravinant qui remanient des éléments décimétriques de croûtes ferrugineuses, des dragées et galets de quartz éolisés, résultant du développement de paléoregs fréquemment encroûtés.

Ils constituent sur plus de 3m trois niveaux de paléosols d'extension limitée pouvant passer latéralement à des croûtes ferrugineuse à anneaux de Liésegang.

L'ensemble de ces phénomènes est la signature d'une discontinuité importante et complexe qui clôture la formation. La dernière surface, diaclasée est un paléoreg à dreikanTERS.

A un contexte désertique (Tucker et Benton, 1982) où se sont développés continuellement des paléo regs consolidés par des encroûtement ferrugineux, fait suite une phase moins aride avec des remaniements brutaux de matériel grossier résultant d'un régime fluvial. L'ensemble évolue en marécages sableux occupés par la végétation.

*La Formation III :*

L'épaisseur de cette formation est de 10 m à peine.

Le paysage est celui de sebkhas à sédimentation argilo-évaporitique générant des croûtes gypseuses à tepees, sporadiquement envahies par des apports sableux éoliens organisés en petites dunes décimétriques.



**Ph. 6 - Paléosol à *Prototaxites***  
***Paleosoil with Prototaxites***

A la base apparaissent des croûtes carbonatées, ferrugineuses ou siliceuses sur lesquelles s'installent des paléo regs.

La fin de la formation montre sur environ 2m une succession de niveau argilo-sableux à gypse, de croûtes ferrugineuses et de regs.

Cette troisième formation se distingue des précédentes par une sédimentation de sebkha très réduite et une succession de croûtes variées et de regs qui représentent une discontinuité majeure clôturant la série triasique.

En raison de sa lithologie argilo-évaporitique, cette formation est tout à fait comparable à celle qui a été définie dans les sondages.

Rappelons que le passage à la série suivante décrite plus haut est une paléosurface irrégulière, un reg sur lequel se met en place, en légère discordance angulaire, une sédimentation plus grossière presque exclusivement fluviale. C'est le début d'une autre histoire plus humide et dans un contexte plus subsident.

#### 4. Conclusions

On retiendra de cette analyse quelques points fondamentaux mais également des questions.

Dans cette région, seule la partie basale du Zarzaïtine est triasique. Cette attribution Stratigraphique qui reste à confirmer est basée :

- sur l'indication d'un âge Trias supérieur donné par les stégocéphales, dont l'étude, rappelons-le, est en cours;
- sur la similitude du schéma établi dans la Province Triasique qui a conduit à reconnaître une phase passive anté-carnienne représentée par un profil d'altération et des altérites, (deux unités à valeur de formations), suivie d'une phase active avec la mise en place de trois formations sédimentaires dont l'âge est Carnien-Norien (Achab, 1970).

La sédimentation est de type cratonique de zone très stable. L'épaisseur de la série triasi-

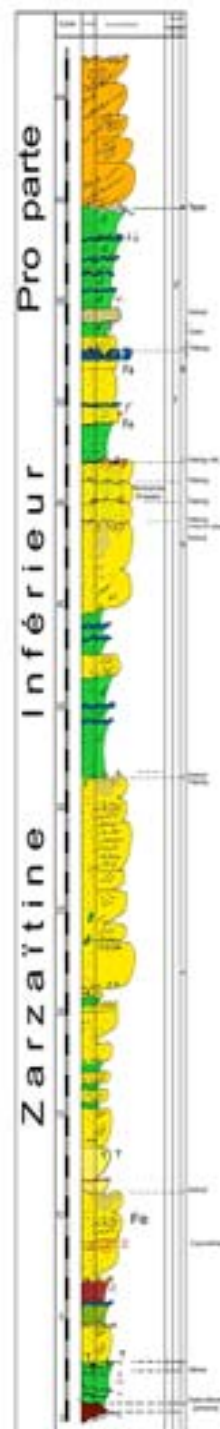
que ne dépasse pas les 45 m à la Reculée pour la période Carnien-Norien. L'épaisseur des formations est décroissante (20, 15 puis 10 m) suggérant un taux de sédimentation de 1 à 2 m par million d'années.

Cette sédimentation est fréquemment interrompue par le développement de minces croûtes de nature variée et de regs discontinus. La question concernant l'origine des galets et dragées de quartz reste cependant posée. Ces regs représenteraient donc des interruptions de longue durée nécessaire à leur élaboration.

Cette dynamique n'est que le contrecoup des phénomènes observés au SW dans la Province Triasique: réactivations d'accidents et magmatisme; effondrements; subsidence.

- Les paysages sont désertiques (Tucker et Benton, 1982) avec des ergs, des regs, de larges chenaux plats, des marécages, des playas et des sebkhas lors de périodes de plus grande aridité.

Sur le plan biologique des amphibiens et quelques reptiles constituent les seuls peuplements à proximité des plans d'eau. Leur disparition pourrait s'expliquer par des phases plus arides entraînant l'assèchement des plans d'eau comme le témoigne le sédiment hôte, un sable gypseux.



**Fig. D4** - coupe de la Reculée : un autre découpage du Trias en formations

***La Reculée cross section : an other cutting of the trias into formations.***

## II. LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR DES RÉGIONS DE TIMIMOUN-EL GOLÉA ET D'AOULEF-REGGAN (MESSAMRI, K., AIT OUALI, R. ET NEDJARI, A.)

### 1. Introduction

Le Crétacé inférieur couvre presque la quasi totalité du domaine saharien (Busson 1967 et 1970). Il repose en discordance sur différents termes plus ou moins plissés du Paléozoïque, (J. et G. Conrad, 1967 et G. Conrad, 1969).

Il est représenté exclusivement par des dépôts continentaux, d'où le terme de "Continental Intercalaire" introduit par C. Kilian, en 1931 pour désigner initialement les formations continentales rouges comprises entre les couches marines du Carbonifère terminal et celles du Cénomano-Turonien (*in* J.Ph. Lefranc et R. Guiraud 1990).

Un certain nombre de travaux : C. Kilian (1931), A.F. Lapparent, et M. Lelubre (1948); J. Ph. Lefranc (1958,1976), et G. Busson (1964-1970), entre autres ont permis d'y préciser les subdivisions.

Il est représenté essentiellement par le Barrémien, l'Aptien et l'Albien.

Nous avons repris son analyse en utilisant les outils nouveaux que sont l'analyse séquentielle pour une harmonisation des découpages, mieux cerner les environnements de dépôts, puis réaliser des corrélations plus fiables sur de très grande distances (Timimoun, El Goléa, Reggan, Aoulef).

### 2. Les formations du Crétacé de la région de Timimoun-El Goléa

L'analyse d'une coupe synthétique (fig.D5) de la série du Crétacé inférieur de la région de Timimoun-El Goléa (Plateau de Tadmait) montre trois formations :

#### *La Formation I*

La Formation I, attribuée au Barrémien, repose en discordance angulaire sur différents termes du Paléozoïque. Elle débute par des argiles brunes sableuses à tepees, riches en gypse (ph. n°1) puis évolue progressivement à des grès grossiers rouges à encroûtements (ph. n°2).

Cette formation est clôturée par un important niveau à dragées de quartz et encroûtement ferrugineux.

La sédimentation dans une plaine tantôt inondée, tantôt asséchée est influencée progressivement par des arrivées fluviales.

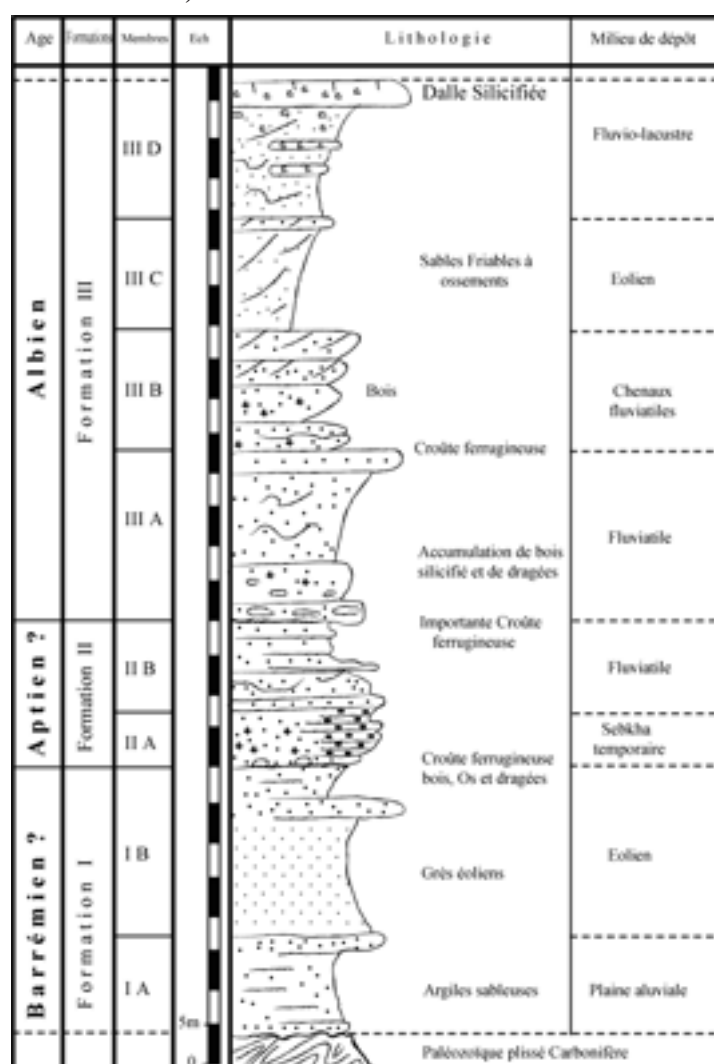


Fig. 5.D - Coupe synthétique de la région de Timimoun-El Goléa (Plateau de Tadmait)

**Synthetic cross section of Timimoun-El Golea region (Tadmait Plateau).**



### *La Formation II*

La formation II attribuée à l'Aptien, est essentiellement gréseuse, et la plus réduite. Les dépôts sont représentés par des grès rouges chenaillés, strato et granocroissants à stratifications obliques, parfois à dragées de quartz et à ossements.

A la fin de cette formation, une importante croûte ferrugineuse, est développée sur un niveau conglomératique riche en fragments d'os.

### *La Formation III*

La formation III, attribuée à l'Albien, est composée en majorité par des cordons dunaires (ph. n°3), traversés par des chenaux, parfois à accumulation de bois, de fragments d'os et d'éléments arrondis et grossiers (ph. n°4).

Cette formation est coiffée par une impordalle silicifiée.



Ph. n° 1 - Argiles brunes sableuses à tepees  
***Sandy brown clays with a tepee.***



Ph. n°3 - Cordons dunaires.  
***Dune ridges***

### **3. Les formations du Crétacé de la région d'Aoulef – Reggan**

Le Crétacé inférieur de la région d'Aoulef-Reggan (plateau de Tidikelt) (fig.D6) a été subdivisé en trois formations .

#### *La Formation I*

La formation I repose en discordance sur les terrains paléozoïques plissés. Elle débute par des argiles sableuses évoluant progressivement à des grès grossiers (ph. n°5). C'est une sédimentation de plaine d'inondation envahie progressivement par du fluviatile .

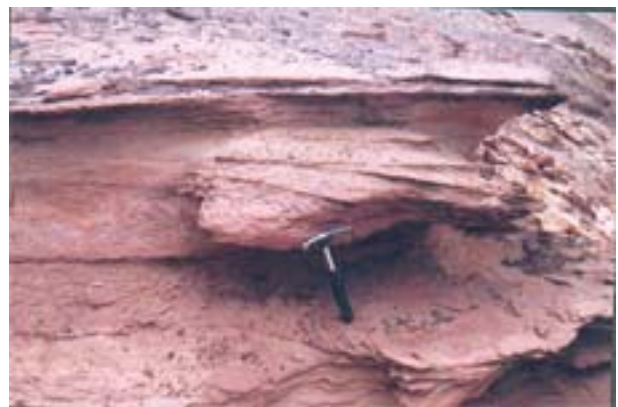
#### *Formation II*

C'est la formation la plus importante de la série. Elle débute par des grès grossiers chenaillés, à stratifications obliques (ph. n°7), des accumulations de sables dunaires et se termine par des argiles sableuses liquéfiées (ph. n°8).



Ph. n° 2 - Evolution progressive des argiles sableuses vers des grès.

#### ***Progressive evolution from sandy clays into sandstones***



Ph. n° 4 - Remplissages de chenaux grossiers à stratifications obliques.

#### ***Filling of coarse channels with oblique stratifications.***

LA GÉOLOGIE SAHARIENNE REVISITÉE  
(1980-2009)

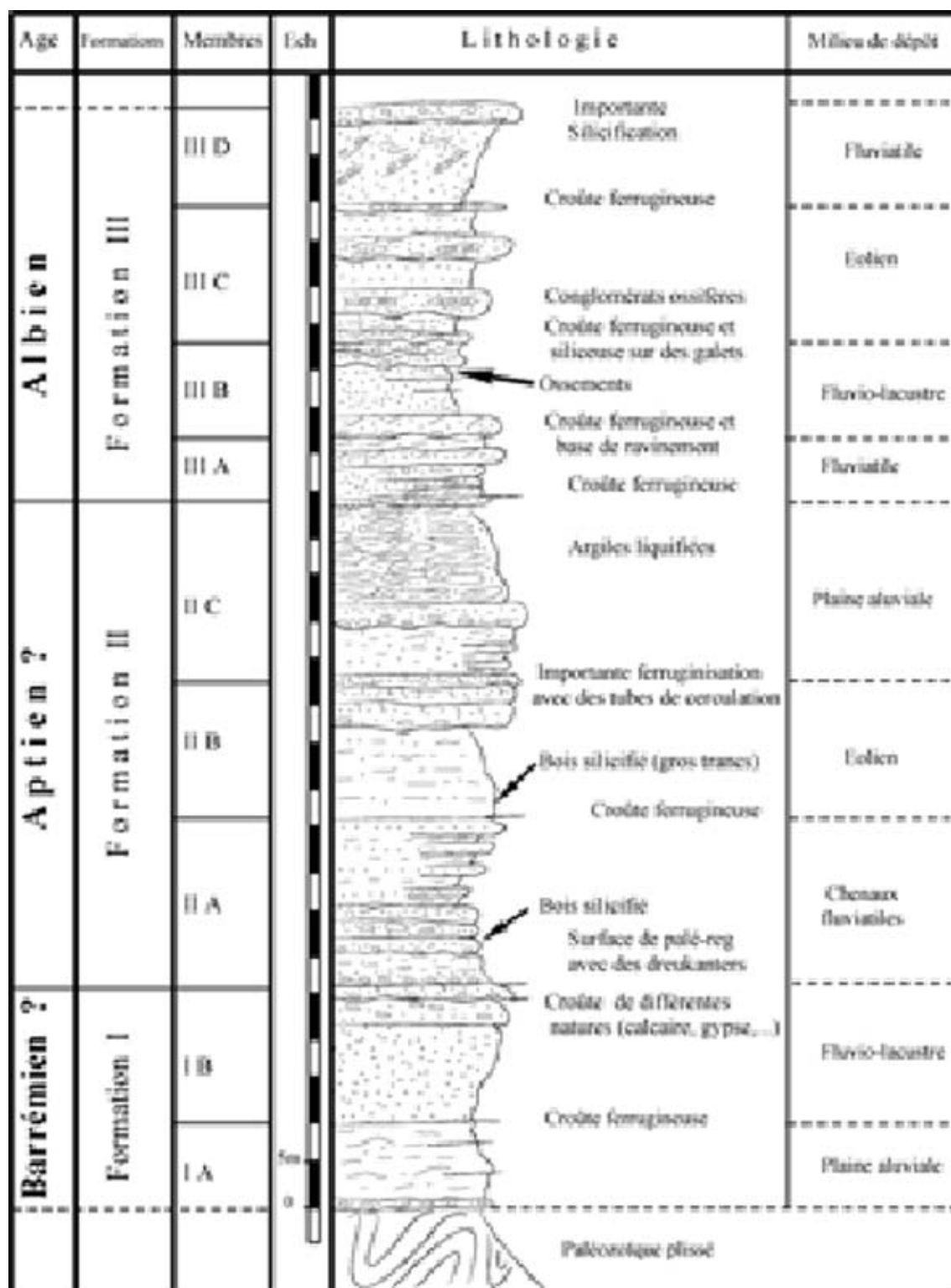
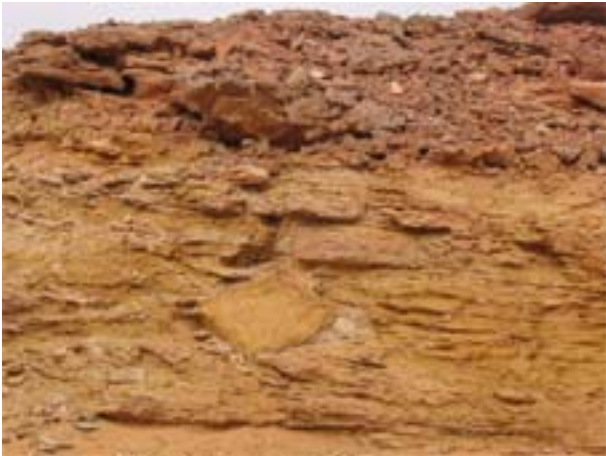


Fig. D.6 - Coupe synthétique type de la région d'Aoulef-Reggan.

*Typical synthetic cross section of the region of Aoulef-Reggan*



Ph. n° 5 - Passage des argiles sableuses vers des grès.  
*Passage from sandy clays to sandstones.*



Ph. n° 6 - Niveau à croûtes de différentes natures.  
*Level with different natures of crusts.*



Ph. n°7 - Grès grossiers à stratifications obliques.  
*Coarse sandstones with oblique stratifications.*



Ph. n° 8 - Argiles liquéfiées.  
*Liquified clays*

### *La Formation III*

La Formation III comporte pour l'essentiel des dépôts sableux fluviatiles, avec des niveaux d'accumulation d'éléments grossiers, du bois et des fragments d'os.

Cette formation est clôturée par une importante dalle silicifiée. C'est également la fin de cette la série.

La fin de cette formation est marquée par un important niveau à croûte de différentes natures (ph. n°6).

### **4- Conclusion**

Une comparaison de la sédimentation au cours du Crétacé inférieur entre les régions de Timimoun-El Goléa et d'Aoulef fait ressortir (fig. D7) :

- une prédominance du régime fluviatile au Nord (Tademaït) et éolienne au sud (Tidikelt);

- l'Aptien est relativement plus développé au sud; à l'Albien c'est l'inverse qui se produit.

Au cours du Crétacé inférieur le domaine saharien a été le siège d'une sédimentation cratonique à subsidence faible à nulle. Elle est représentée par des nappes détritiques de nature variée (fluviatile, plaine alluviale, sebkhas temporaires, éolien). Le climat aride tantôt sec, tantôt pluvieux. Des ouragans pourraient expliquer les accumulations de sables désorganisés et les troncs d'arbres de très grandes tailles désarticulés.

La formation III est dominée par la sédimentation fluviatile, alors que la formation II est l'éolienne.

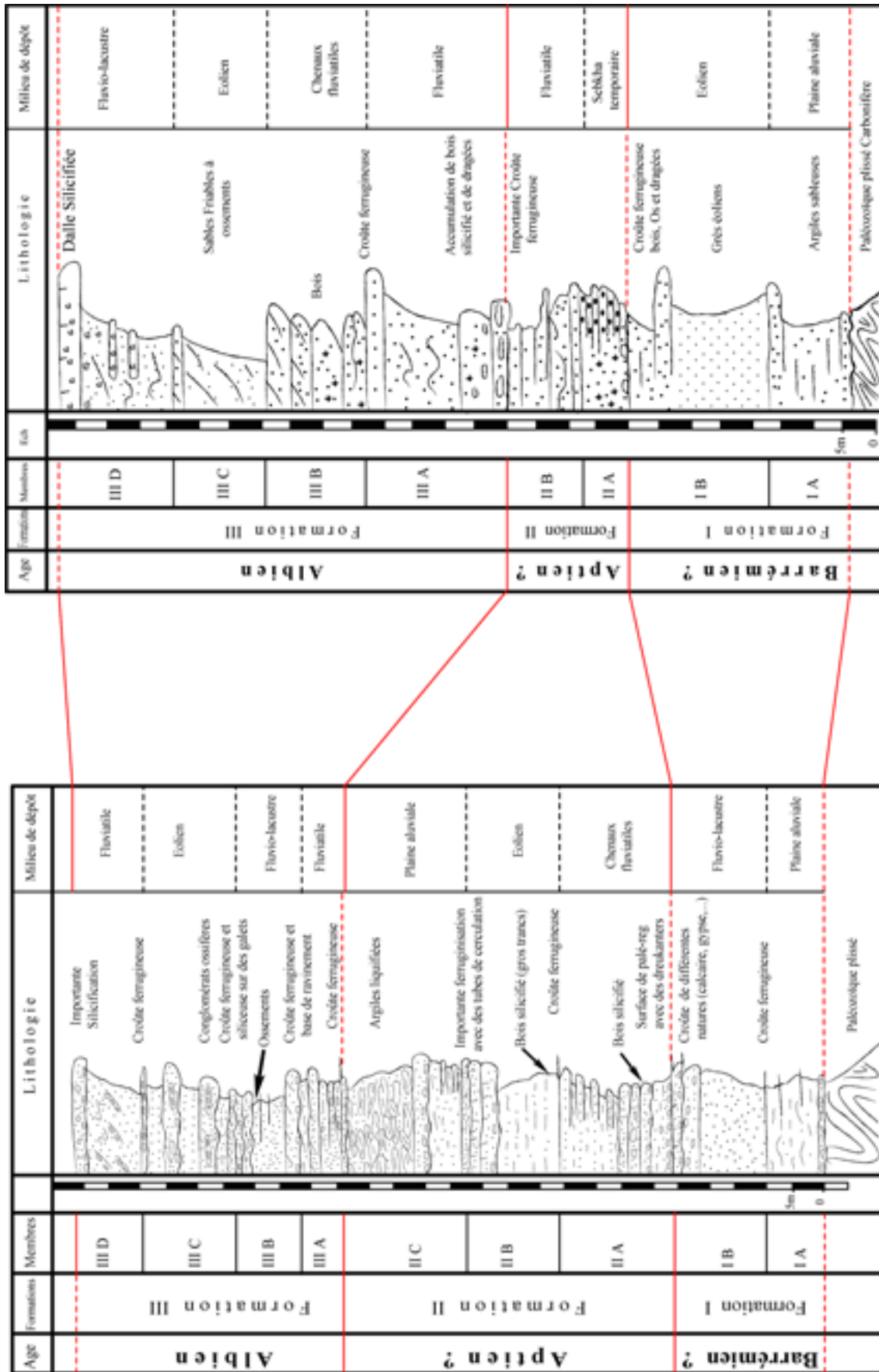


Fig. D.7 - Comparaison entre les deux séries.  
**Comparison between the two series.**

### III. LES FORMATIONS HAMADIENNES DE LA REGION DE TINDOUF (BENHAMOUCHE, A. ET NEDJARI, A.)

#### 1. Une approche évènementielle

Dans le bassin de Tindouf les formations hamadiennes constituent un aquifère important par une meilleure qualité des eaux. Son exploitation pose problèmes (niveaux silicifiés en répartition aléatoire, épaisseurs variables) en raison d'une approche uniformiste développée jusque là (Gevin, 1960), dans un environnement continental où la coexistence de faciès variés engendrant des passages latéraux et le diachronisme, sont une règle. Nous avons ainsi, repris leur étude dans une approche évènementielle ayant fait ses preuves dans des contextes de sédimentation analogues (Carbonifère supérieur et Trias saharien). Elle fait appel dans la définition des formations, aux discontinuités, les paléopédogénèses.

Cette démarche a ainsi permis des corrélations plus fiables et de cerner la géométrie des corps sédimentaires et leur extension.

Par ailleurs, la structure du bassin de Tindouf en raison des recouvrements récents, n'est connue que dans ses grands traits. Le réseau hydrographique est un marqueur structural (Coque, 1983; Collina-Girard, 1993; Chorowicz et Fabre, 1996; Benhamouche et Berraki, 1996). Nous avons complété cette image par l'analyse du réseau hydrographique actuel et subactuel organisé dans son ensemble durant le Villafrançien supérieur (Conrad, 1971).

#### 2. Réseau hydrographique et structuration du bassin de Tindouf

Cette approche indirecte consiste à utiliser deux techniques statistiques différentes mais complémentaires, grâce à l'outil informatique. L'application de cette méthode passe d'abord par l'élaboration d'une carte du réseau hydrographique du bassin (fig. D.8), un document de base pour la confection d'une banque de données sur l'organisation et l'agencement du réseau, ses directions privilégiées, son extension, sa hiérarchisation et ses relations avec les structures associées (Benhamouche 1997).

La première technique est une analyse statistique simple. Elle consiste en une projection stéréographique des directions qu'empruntent les différentes branches du réseau. Son objectif principal est de faire ressortir les directions préférentielles des oueds. Cette étude a montré que l'organisation du réseau n'est pas fortuite. Les oueds empruntent des directions privilégiées (N-S, NE-SW, NW-SE, E-W et ENE-WSW) et même l'alignement des daïas obéit à cette logique. L'intensité de ces directions n'est pas uniforme et évolue en fonction de la zone étudiée car l'influence des différentes phases tectoniques qui ont affecté le bassin ne se fait pas ressentir avec la même acuité partout.

La seconde méthode plus complexe, l'analyse en composantes principales (A.C.P.), est statistique multidimensionnelle. Elle a permis de déceler les différentes organisations du réseau prédominantes et les structures qui leur sont éventuellement associées. L'application de l'A.C.P. confirme que ce réseau est localisé loin des reliefs et en particulier son collecteur principal C0 et ses affluents secondaires C1 et C2. Les branches secondaires d'ordre 3 et 4 sont totalement ou en partie guidées par la pente. Ce réseau, dans sa globalité, est guidé par la structure. Il s'est mis en place probablement à la faveur d'accidents anciens qui affectent le bassin. Une carte structurale complétée et qu'il faudrait confirmer avec un travail de terrain est proposée (fig. D9).

#### 3. Formations, discontinuités et séquences

Le découpage en séquences repose sur une typologie des discontinuités et des paléopédogénèses liées à une hydromorphie temporaire développée sous climat aride, avec pour moteur le battement d'une nappe phréatique.

Leurs manifestations (tabl. I) sont:

- simples et ne font intervenir que des processus mécaniques;
- ou complexes, modifiant profondément le sédiment en remobilisant les éléments du matériel, en particulier le fer, les carbonates, le gypse.

Elles constituent des discontinuités qui caractérisent la fin des séquences.

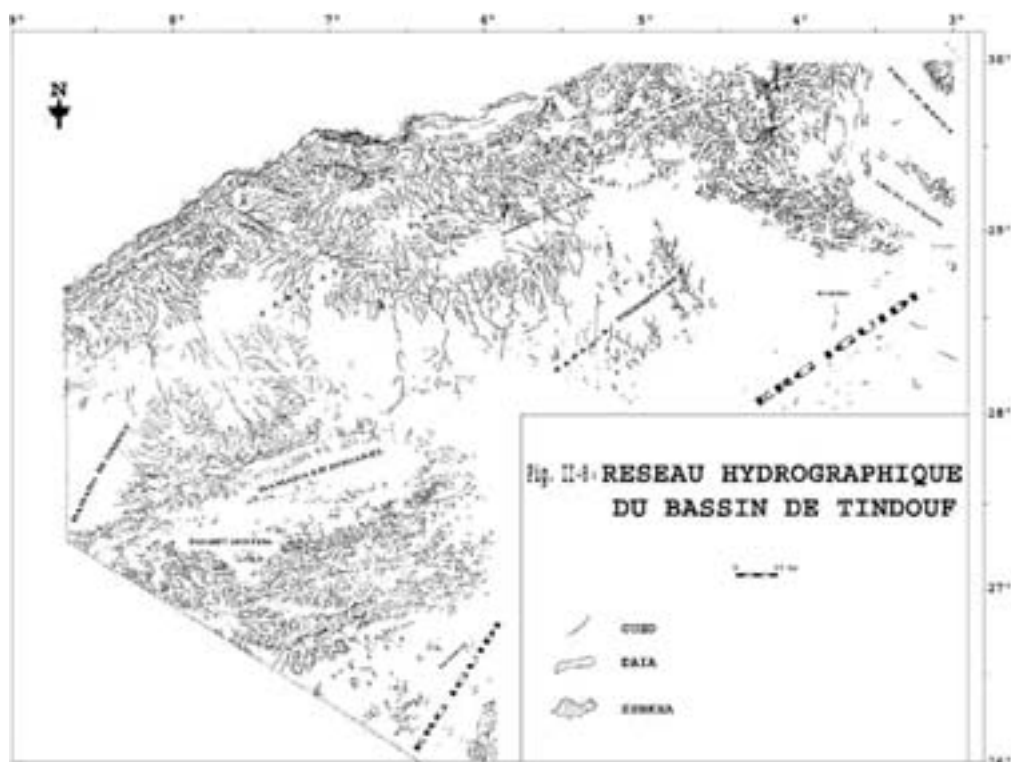


Fig. D 8 - Carte du réseau hydrographique du bassin de Tindouf  
*Hydrographic network map of the basin of Tindouf.*



Fig.D9 - Carte de la fracturation du bassin de Tindouf.  
*Fracturation map of the Basin of Tindouf.*

**Tableau II** - Typologie des discontinuités et leur position scalaire séquentielle.**Synthetic cross section of the Tindouf Hammada.**

Expressions	Position scalaire séquentielle	Environnement
Marmorisations ocre jaunes Nodules carbonatés simples Petits nodules siliceux (kerboub) Traces de racines soulignées par du gypse Nodules de fer Quartz éclatés	Fin de séquence de deuxième ordre	- chenal - écoulement en nappe
Marmorisations violacées Remobilisations de fer (niveaux à grenaille) Condensation de niveaux à racines avec imprégnation de gypse Silicifications (kerboub et lits de silex) Événements gypseux	Fin de séquence de troisième ordre	- plaine d'inondation - palustre (marécage) - lacustre
Dolomitisations Remobilisations des carbonates Nodules polyphasés Pseudomorphoses de gypse Dolomitisations Silicifications et remobilisation de fer (géode de calcédoine cernée par du fer, silice fibreuse)	Fin de séquence de quatrième ordre	lacustre

Les séquences de quatrième ordre ou formations, stratocroissantes et granodécroissantes, associent les séquences précédentes. Le sommet est une croûte complexe très silicifiée, calcaire, dolomitique ou gypseuse. La silice se présente sous forme de calcédoine (opale, silice fibreuse, mégaquartz et microquartz en puzzle ou quartz polycristallins).

**Dans la région centrale** du bassin, la base de la coupe n'est pas accessible. La hamada (épaisseur moyenne de 25 m) montre en général un faciès détritique non stratifié, de couleur clair jaunâtre à verdâtre qualifié de **torba**. Ce faciès est entrecoupé par un ou plusieurs niveaux calcaires dolomitiques et parfois par des lentilles gréseuses de faible extension. Le caractère lacustre de la torba s'accroît dans les calcaires. La torba peut parfois être chenalisée ou traversée par des écoulements en nappes.

Ces dépôts s'organisent en deux unités géomorphologiques ou formations (T1 et T2), coiffées chacune d'une dalle carbonatée très silicifiée (fig. D10). La Formation inférieure, la plus importante (18 m) et la plus complexe, associe des faciès variés. Elle est subdivisée en membres et séquences du 2<sup>ème</sup> ordre. La Formation supérieure, moins épaisse (7 à 8 m) est plus simple. Elle comporte également deux membres. Les principaux faciès rencontrés sont la torba, les calcaires et à un degré moindre les grès.

**A Merkala (bordure septentrionale)**, la Hamada repose en discordance sur un important profil d'altération (20 m d'épaisseur), développé sur les argiles rouges du Permien (discordance hercynienne). La torba claire est absente et laisse place à des grès et des grès carbonatés très consolidés et coiffés par des niveaux cal-

caires d'épaisseurs variables. Les dépôts s'organisent en trois (03) grandes unités morphologiques (les Formations M1, M2 et M3).

La Formation inférieure M1, grés-carbonatée et d'évolution fluvio-lacustre, peut atteindre 35 m d'épaisseur. Elle associe des dépôts de chenaux et de plaine d'inondation puis évolue vers des faciès lacustres.

La Formation intermédiaire M2, moins épaisse (10 m environ), est grés-carbonatée avec une évolution finale fluvio-lacustre. Le calcaire terminal qui coiffe cette formation est karstifié.

La Formation supérieure M3 ne dépasse que rarement les cinq mètres. Elle débute par un conglomérat hétérométrique avec des brèches à éléments de silex et se termine par un calcaire blanc très silicifié.

#### 4. Mise au point sur les âges proposés, corrélations

Un âge Pliocène certain à la dalle supérieure des Hamadas de Tindouf est avancé par P. Jodot sur la base de *Limnèa bouilleti* (Michelin) récoltée par P. Lavocat notamment dans les falaises de Merkala (in Gevin, 1960).

Les formations rouges comme sur la bordure septentrionale de ces plateaux (Merkala et Targant), sont considérées plus anciennes que les dalles silicifiées. Le Pontien (Miocène supérieur) leur est rattaché par analogie avec les attributions proposées plus au nord par G. Choubert (Gevin, 1960).

Un âge Eocène inférieur est attribué à ces faciès rouges grâce à une flore de Charophytes associée à des Mammifères (Gevin, Lavocat, Mongereau et Sudure, 1975). L'étude de la flore récoltée par Gevin *et al.*, en 1974 et 1975 à Glib Zegdou (NE de Targant) a permis de rattacher ces dépôts à l'Eocène inférieur et peut être le début du l'Eocène moyen (Mahboubi, 1994; Mahboubi *et al.*, 2002). F. Mebrouk, dans une communication orale au premier séminaire de stratigraphie (Boumerdès, 2000) propose un âge Eocène moyen.

Le calcaire karstique décrit à Targant, constant à Oum El Assel et plus à l'Est à Zegdou est considéré comme la formation sommitale de l'Eocène mais le passage à l'Oligocène est mal défini (Gevin *et al.* 1975).

L'analyse de la faune de Mollusques terrestres et d'Ostracodes d'eau douce récoltée dans les lentilles de calcaires silicifiées (faciès clair jaunâtre) à Targant par G. Truc, a fourni un âge Miocène supérieur à cette formation (Gevin *et al.*, 1975).

Les faciès rouges de la bordure septentrionale de la Hamada de Tindouf, sont différents des faciès clairs de la région de Tindouf (lithologie et organisation). Seule la formation supérieure M1, définie surtout dans la région de Targant montre des similitudes (couleur, lithologie et organisation) avec la formation inférieure T1, définie à Tindouf ville, mais moins développée en épaisseur et moins variée en faciès.

En l'absence d'arguments biostratigraphiques, nous sommes amenés à considérer sur la base des rares données bibliographiques disponibles que :

- les Formations rouges de Merkala (M1 et M2) sont plus anciennes que les deux formations T1 et T2 de Tindouf ville;
- la Formation supérieure M3 de Merkala est isochrone à la formation inférieure T1 de Tindouf ville.

La coupe synthétique de la Hamada de Tindouf (fig. D10) est subdivisée donc en quatre grandes formations, M1, M2, M3 (ou T1) et T2.

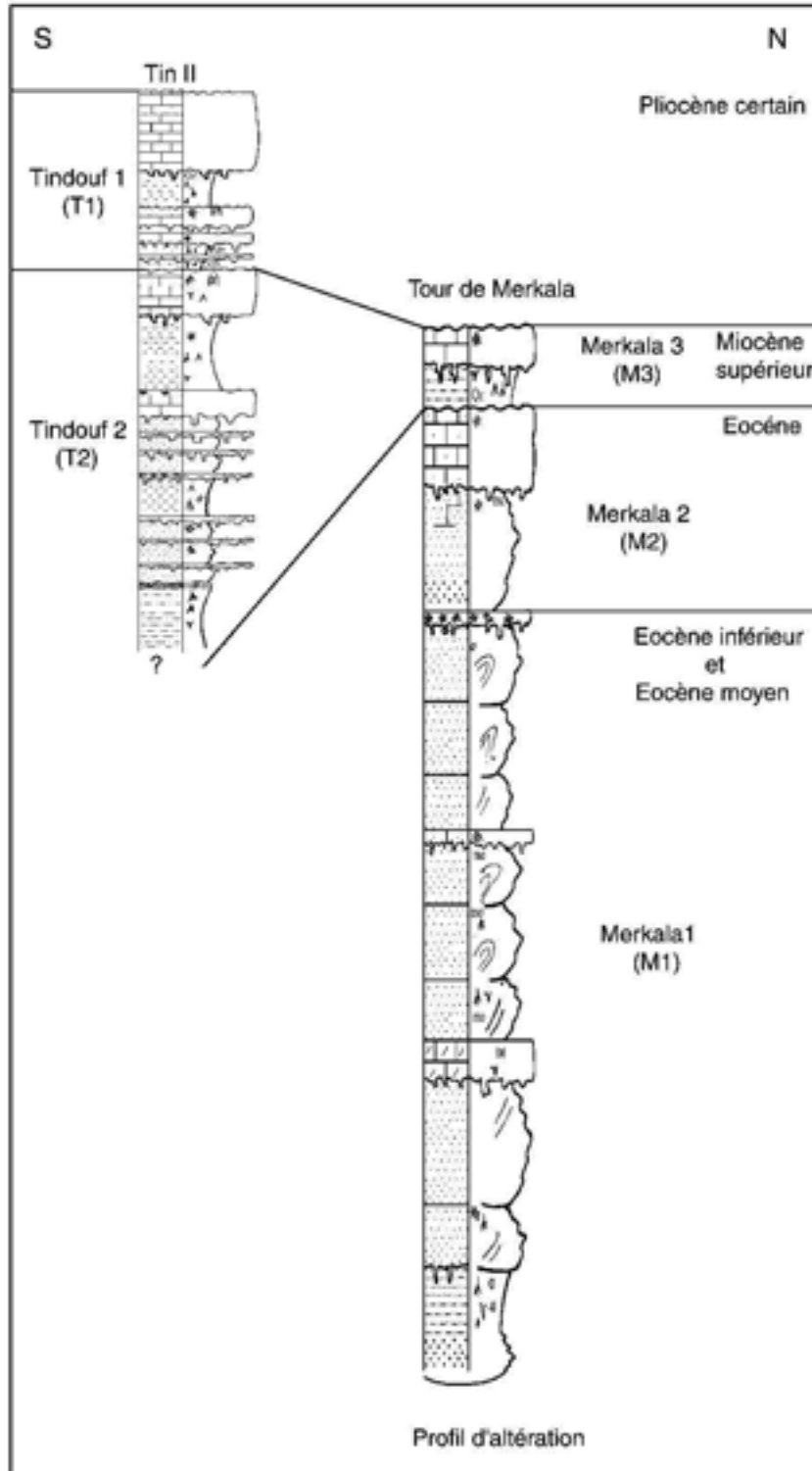
#### 5 . Conclusion

Il est proposé une nouvelle approche dans la caractérisation des formations hamadiennes en utilisant les paléopédogenèses. Ces discontinuités se manifestent à toutes les échelles (tabl. II). L'intensité et la rythmicité de ces phénomènes déterminent la grandeur scalaire des séquences (Nedjari, 1991 et 2000). La lecture des Hamadas devient plus simple. Leur évolution est logique et inscrite dans un schéma régi



par les discontinuités. Le paysage aride associe chenaux fluviatiles, plaines d'inondation sur fond de torba. Accidentellement, des écoulements en nappes déclenchés par des orages amènent des sables. Ils sont souvent silicifiés et constituent

des entraves lors des opérations de forages hydrauliques car très difficiles à traverser. En fin de membre et de formations, la relative humidité est à l'origine des carbonates lacustres et palustres (petits lacs et marécages).



**Fig. D.10 - Coupe synthétique de la Hamada de Tindouf**  
**Synthetic cross section of the Tindouf Hammada.**

#### IV. UN BASSIN SALIFERE LIÉ A L'OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE SUD : LE BASSIN DE BÉCHAR – KENADSA

( HAMDIDOUCHE, R., NEDJARI, A.  
ET AIT OUALI, R.)

##### 1. Une relique d'avant fosse réactivée en un bassin salifère

La région de Béchar en raison de sa situation, une confluence plurielle, fut à différentes périodes une zone de transition mobile. Elle a ainsi fonctionné en un bassin d'avant fosse à l'Hercynien (Nedjari, 1991), réorganisée lors de la phase de serrage maximum du début du Moscovien en trois sous bassins dont celui de Béchar-Kenadsa, une relique de cette avant fosse.

Dés l'Albien probablement, en relation avec l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud, cette dernière est réactivée en un bassin d'avant pays où se met en place au Sénonien une puissante série évaporitique de plus de 1200 m d'épaisseur.

Son remplissage post hercynien a été sommairement analysé (Deleau, 1951). Il fut pros-

pecté dans le détail (nombreux sondages carotés mécaniquement et diagraphies) lors d'une recherche de sels de potassium et de magnésium (EREM 1997).

Nous avons exploité cette information l'étude systématique de ce bassin pour le caractériser.

##### 2. Caractérisation du bassin

###### *Géométrie :*

Le bassin de Béchar-Kenadsa montre une géométrie triangulaire déterminée par deux accidents majeurs (fig. D.11) :

- l'accident sud atlasique d'orientation E-W au nord, très actif;

- un accident SW-NE correspondant à l'axe anticlinal de Chebket Mennouna, une zone particulière active au Carbonifère.

Leur jonction assure sa fermeture à l'est au niveau de la région de Ben Zireg.

Son extension vers l'ouest est mal connue mais il semble se fermer dans les Monts de

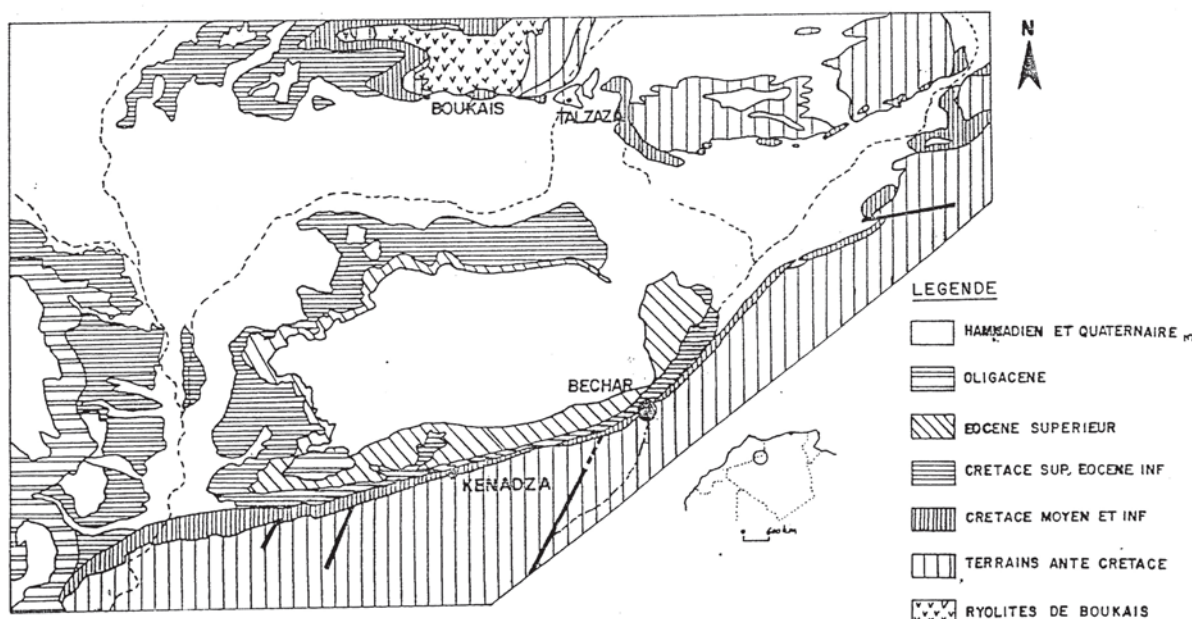


Fig. D.11 - Carte géologique du bassin salifère de Béchar-Kenadsa  
(d'après, P. Deleau, 1951)

**Geological map of Bechar-Kenadsa saliferous basin**  
(After P. Deleau, 1951)

Toubkal qui le sépareraient du bassin côtier de Sousse (Ben Brahim, 1990), (fig. D.12).

L'analyse de la distribution des épaisseurs à différents moments et les données de la géophysique (sismique réfraction SONATRACH 1969-71) montrent un bassin compartimenté en panneaux par des accidents NS et des EW dont le rôle semble essentiel dans le contrôle de son fonctionnement (fig. D.13).

*Contexte et évolution :*

Au Crétacé inférieur, la rotation anti horaire de l'Afrique et sa remontée vers le nord va entraîner l'ouverture de l'Atlantique Sud, réactivant ainsi et entre autres, le bassin de Béchar Kénadsa. Envoiyé probablement dès l'Albien suite à une hausse eustatique mondiale (Vail et al. 1987), il accueille des faciès tidaux et évolue au Cénomaniens en une plateforme carbonatée.

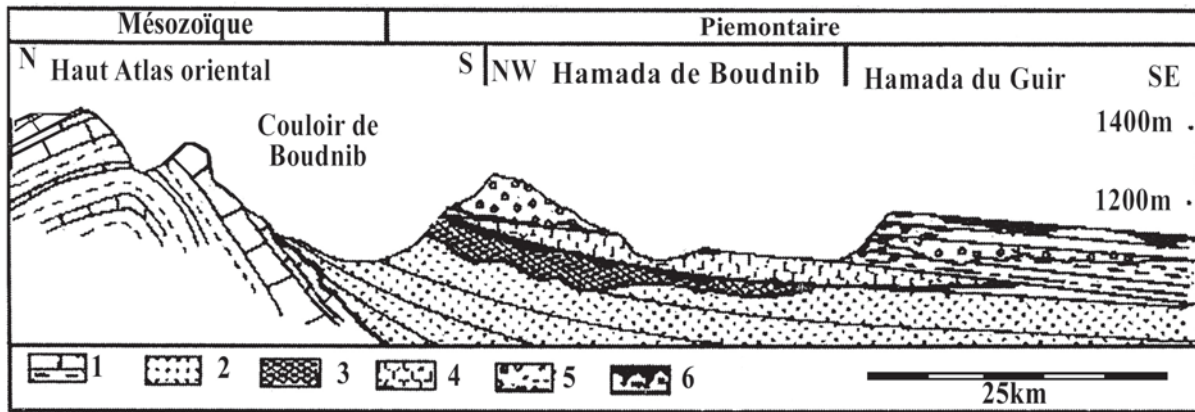


Fig. D.12 - Shéma morphostructural des formations hamadiennes du piemond de Boudnib (Ben Brahim, 1994)

*Morphostructural sketch of the Boudnib piedmont hamadian formations (Ben Brahim, 1994)*

- 1. Mésozoïque plissé (*Plisséd mesozoic*);
- 2. Grès 'senoniens' (*Senonian sands*);
- 3. Hamada de Boudnib I (*Boudnib's hamada*);
- 4. Hamada de Boudnib II (*Boudnib's hamada II*);
- 5. Hamada du Guir (faciès conglomératiques et argilo-calcaires) (*Guir's hamada (conglomeratic and sands-clays facies)*);
- 6. Silifications (*Silifications*).

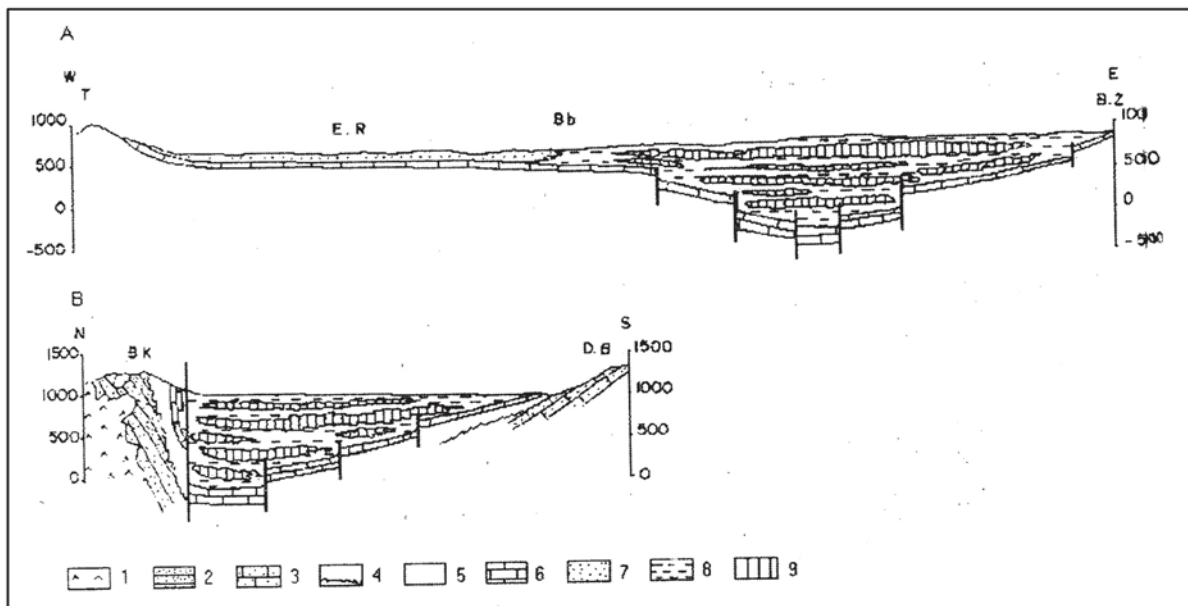


Fig. D.13 - Coupe à travers le bassin salifère de Béchar-Kenadsa (A : Est-Ouest, B : Nord-Sud) montrant la structure du bassin

*Cross section through the Saliferous basin of Bechar- Kenadsa (A: East-West, B: North-South) showing the structure of the basin.*

Au Sénonien, un ensemble d'événements tectoniques : des mouvements verticaux; la surrection de la région de Ben Zireg à l'est et de celle de Toubkal à l'ouest; le basculement de l'ensemble, va isoler ce bassin des aires atlasiques et de l'Océan Atlantique. Il fonctionnera ainsi en un bassin salifère, alimenté sporadiquement en eaux marines par l'ouest par des couloirs à travers les monts de Toubkal. A l'Eocène des épandages détritiques (cônes de déjections) et du lacustre clôturent ce cycle.

### *Le remplissage :*

La stratigraphie du remplissage de ce bassin Crétacé-Tertiaire fut esquissée en grande partie par Deleau (1951), puis complétée par Jodot (1953). Nous l'avons affinée en termes de séries et de formations dans une analyse séquentielle fine des informations de subsurface et de terrain et apporté des précisions stratigraphiques en particulier pour le Cénomanién. Nous avons également intégré celles de Mahboubi (1994) sur l'Eocène et celle de Zellouf (1987) sur le Pliocène.

Cette analyse fait ressortir trois séries délimitées par des discontinuités majeures et des formations désignées la plupart par des noms locaux (fig. D14).

- *Une Série Inférieure*, albo-cénomaniénne dont l'épaisseur varie de 20 à 50m sur les bordures et atteint les 120 m au centre du bassin. Elle est comprise entre la discordance hercynienne et un hard ground développé sur la dernière barre calcaire affectée elle-même par une légère karstification.

Elle comporte deux formations :

\* La Formation de Oued Messouar (probablement albienne). Elle est fluvio-lacustre avec des grés, puis des argiles gypseuses.

\* La Formation de du Djebel Asfer, un ensemble marno-calcaire riche en Huitres et Foraminifères daté Cénomanién par un Rudiste du genre *Hypurite*.

- *Une Série Médiane d'âge Sénonien* reconstruite uniquement en sondage. Son épaisseur est

en relation directe avec la structuration du bassin en damier actif qui ressort des corrélations entre les différents sondages (fig. D.15).

Elle varie de 460 m à 1200 m. Cette série régressive est subdivisée en trois formations ayant une évolution similaire avec des argiles qui s'enrichissent progressivement en sels jusqu'à donner de véritables couches très épaisses.

- *Une Série Supérieure* (Eocène, Oligocène, Pliocène) affleurant de manière discontinue sur l'ensemble du bassin. Trois formations la composent :

- la Formation de M'reidja d'âge Eocène (Mahboubi, 1994) associe sur ces 30-40m, un membre argileux rouge lagunaire et un membre calcaire à *Clavatores* et Planorbes lacustrés;

- la Formation de Maaleg Nifou (Oligo-Miocène) : Un paysage avec des cônes alluviaux alimentés par des reliefs proximaux, des lacs temporaires expliquerait les faciès qui la composent : conglomérats, grés. L'évolution sur ses 150m est granocroissante;

- la formation du Guir (épaisseur 30m, Pliocène) : elle correspond aux formations hamadiennes connues dans toute la région à l'instar de celles de Tindouf décrites précédemment (Benhamouche et Nedjari cet article). Leur lithologie est composée pour l'essentiel d'une "torba" un matériel argilo-sablo-carbonaté coiffé d'une épaisse dalle silicifiée d'origine pédologique.

### *La subsidence :*

Les courbes de subsidence obtenues par utilisation du logiciel "Burial and subsidence analysis" montrent une saccade à l'Albo-Cénomanién qui caractérise le stade d'ouverture de ce bassin. Au Sénonien, la courbe dessine une rampe avec des paliers successifs. Cet enfoncement progressif correspond au stade de maturité.

Le Tertiaire s'inscrit dans une courbe relativement plate à l'exception d'une saccade à l'Oligocène en relation probablement avec la collision alpine. C'est le comblement du bassin.

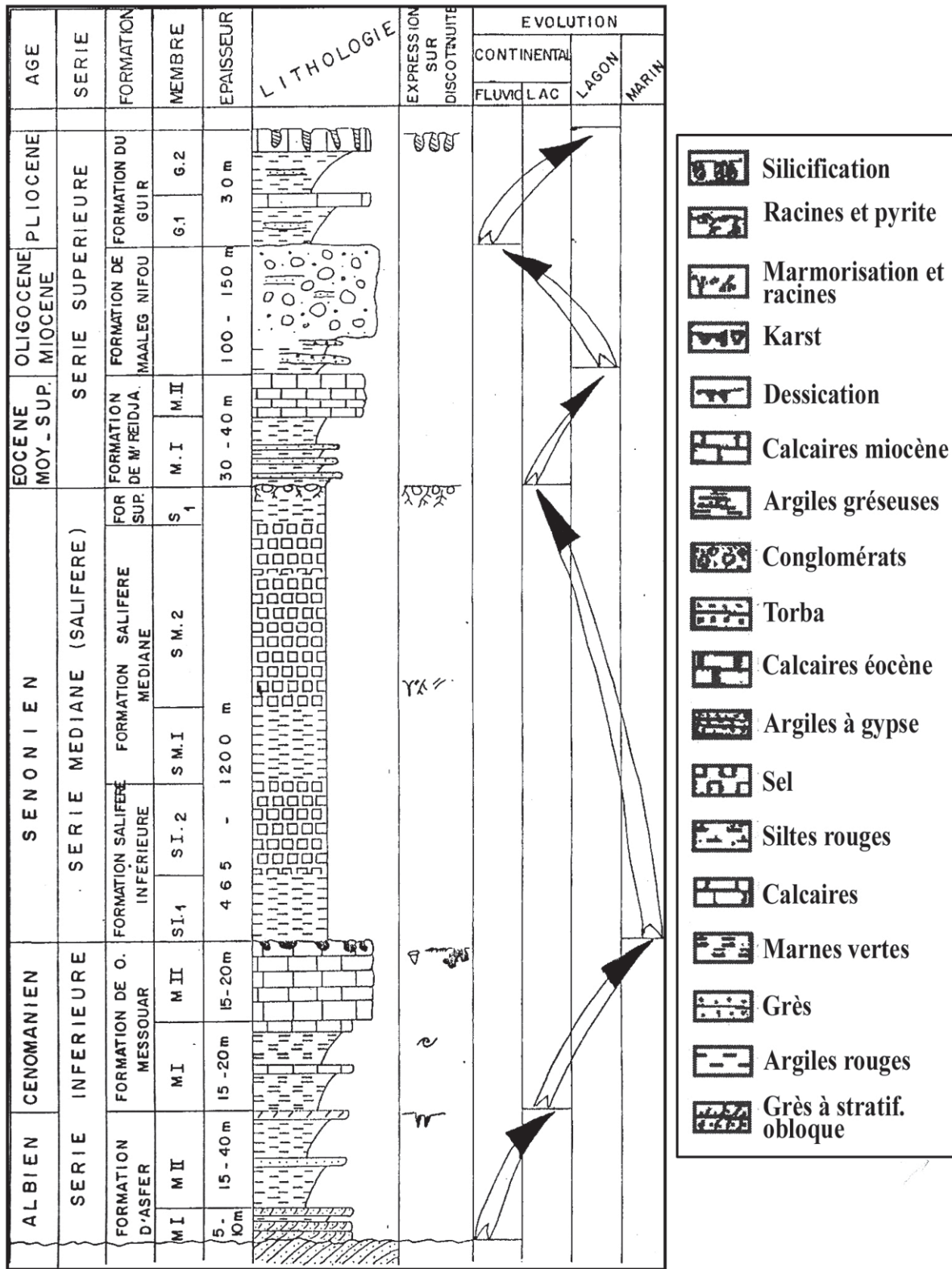


Fig. D.14 - Log synthétique  
Synthetic log.

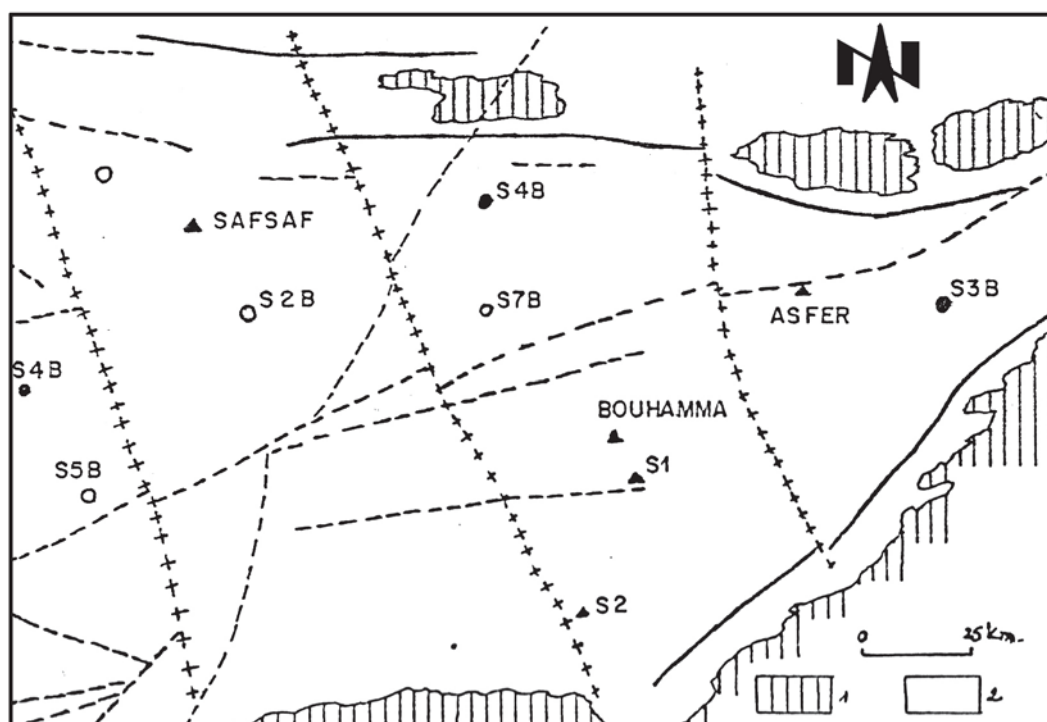


Fig. D.15 - Structure du bassin en damier  
*Chequered basin structure.*

#### *Le climat :*

Les différentes approches : reconstitutions palinspastiques, palynologie, faune fraction argileuse, (Azni et Bouksani-Doumaz, 1993) aboutissent à un climat chaud de type tropical à subtropical .

#### **Conclusion**

Ce bassin de par ses caractéristiques est un bassin d'avant pays. Ce n'est ni un bassin sali-fère proprement dit ni un bassin atlasique car extérieur au système intra plaque. Néanmoins, tout au long de son existence, il est sous l'influence de la tectonique alpine avec une marge active au N et une relative stabilité au S. Son histoire apparaît guidée aussi bien par les facteurs géodynamiques internes, la tectonique en particulier, mais également par les conditions externes le climat et eustatisme.

#### **E. CONCLUSIONS GÉNÉRALES**

Cette "géologie saharienne revisitée" n'est pas exhaustive. Elle est réalisée à travers le travail de quelques personnes regroupées avec le temps en une équipe, celle du Laboratoire de

Géodynamique des Bassins Sédimentaires et des Orogènes.

Cette équipe avec des objectifs communs, utilise un outil fondamentale qu'est l'analyse séquentielle dans la définition des unités sédimentaires pour une harmonisation des nomenclatures avant de les intégrer dans un cadre plus global, celui du fonctionnement d'un bassin ou d'un éventuel bassin dont parfois on n'arrive pas à préciser les limites. Les bassins sont ainsi, dans une suite logique, caractérisés sur le plan de la géodynamique.

Cet exercice intéresse plusieurs pages de l'histoire de la Plateforme Saharienne mais également diverses de ses régions. Il est loin de tout couvrir. Bien des bassins ou des régions sont voir ou revoir (Taoudéni, Reggan, Lullemeden entre autres ...).

Certaines pages de cette histoire sont assez bien décryptées comme c'est le cas de l'Hercynien.

Dans la chaîne de l'Ougarta un point important fut réglé. Il concerne les rhyolites. Elles constituent bien le substratum de la couverture

paléozoïque. Les arguments sont là : profil d'altération, galets de rhyolite remaniés à la base de la couverture.

Dans ce même Ougarta les séries et formations sont redéfinies sur la base de l'importance des discontinuités donc des événements. Parmi ces événements il en est un majeur : la phase taconique jusque là occultée par la glaciation et la glacio-tectonique de la fin de l'Ordovicien. Il est également à retenir la mobilité permanente de cette région en raison de sa situation géologique dans une aire sensible, fontanelle, zone de suture et de transition au cours des temps.

L'image reste à affiner tout le long de la chaîne mais également sur la Plateforme Saharienne, au Sahara Central en particulier. Cet Ougarta pour cette période n'a pas encore fini de nous étonner.

Au cours de l'hercynien, les bassins regardés sont plus nombreux : Béchar, Illizi, Timimoun et Tindouf. A l'exception du bassin de Béchar un bon modèle de bassin d'avant fosse, les autres censés être des synclises prennent des libertés, chacun est particulier à sa manière.

Les séries continentales de la phase de comblement du bassin de Béchar auront été des plus utiles. Les paléopédogénèses bien conservées, variées auront permis une typologie événementielle, une clef dans le décryptage des séries continentales du Trias et des Continentaux suivants.

Les paysages de cette époque sont à affiner par l'étude des bassins de même génération.

Avec l'histoire alpine, la Plateforme Saharienne va vivre un calme tout relatif et elle a des difficultés à se parer du modèle et schéma classique avec une série syn rift et une série post rift.

La Province Triasique après une phase passive à l'origine d'un épais profil d'altération et d'altérites (définis aussi bien en subsurface qu'en affleurement (In Amenas) va connaître une phase active au cours de laquelle vont se mettre en place des corps sédimentaires. Ces formations sont caractérisées et vont permettre

des corrélations plus fiables. Une partie de ce qui était considéré comme Trias (coupe de la Reculée, In Amenas) est Jurassique. La aussi des précisions sont à apporter dans les datations, les géométries des "bassins" et leur fonctionnement.

Les "Continental" réexaminés avec cette nouvelle optique apparaissent plus agréable et logique.

Ce "géologie saharienne revisitée" n'intègre pas le fruit des autres... Et les autres sont nombreux par définition. Cette opération aurait dépassé ce cadre. Un travail à entreprendre.

## BIBLIOGRAPHIE

- ACHAB, A. 1970. Le Permo-Trias saharien. Associations palynologiques et leurs applications en stratigraphie. *Thèse 3ème cycle, Faculté des Sciences, Univ. d'Alger*, 144 p., 14 fig., 10 pl.
- ABED, L. 2003. Etude structurale et cartographique de l'anticlinal de Timimoun. *Mém. D'ing. F.S.T.G.A.T./USTHB*. 42 pages.
- ABDESSALEM-ROUIGHI, F. 1997. Spores, Acritarches et Chitinozoaires du Dévonien de la synclise d'Illizi-Ghadamès (Sahara oriental). Systématique et biostratigraphie mise en évidence de lacunes, de pièges stratigraphiques. *Thèse mag. IST/USTHB*. 27 pl., 12 fig., 190pages.
- ABDESSALEM-ROUIGHI, F. 2000. Biostratigraphie du Dévonien et Carbonifère du bassin de Ghadames. Biostratigraphie et paléogéographie. Premier séminaire national de stratigraphie, Boumerdès (DZA). *Notes*, 2000, p. 41, SGA.
- ABDESSALEM-ROUIGHI, F. 2003. Biostratigraphie des spores, Acritarches et Chitinozoaires du Dévonien moyen et supérieur du bassin d'Illizi (Algérie). *Bull. serv. Géol. Algérie*, vol. 14, N° 2 pp -110.
- ABDESSALEM-ROUIGHI, F. ET COQUEL, R. 1999. Carbonifère inférieur du Sahara occidental algérien : la formation de Timimoun. *Ann. Soc. Géol. Du Nord. T. 7 (2ème série)*, p. 129-134.
- AÏT KACI AHMED, A. 1990. Evolution litho stratigraphique et sédimentologique des Monts d'Ougarta pendant le Cambrien (Sahara algérien nord occidental). *Th. 3ème cycle I.S.T.U.S.T.H.B, Alger*.

- AÏT OUALI, R. ET NEDJARI, A. 1994.** La province triasique: 20 ans d'informations géologiques, un bilan critique. *Rapport interne, C.R.D. Sonatrach, Alger, ronéot.*
- AÏT OUALI, R. ET NEDJARI, A. 1996.** La province triasique saharienne, 20 ans d'informations géologiques : bilan critique et réflexions. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie.* Vol. 7, n°2, pp.21-28, 7 fig.
- AÏT SALEM, H. ET HELLAL, C. 1993.** La série de Zarzaïtine, Sédimentologie (Edjelleh-Tiguentourine-La Reculée). Trias Livret guide d'excursion. *Sociétés Algériennes des Sciences Géologiques et Sonatrach*, 4-18.
- AÏT SALEM, H., BOURQUIN, S., COUREL, L., FEKIRINE, B., HELLAL C., MAMI L. AND TEFIANI, M. 1998.** Triassic series of the Saharan Plateform in Algeria; Peri-Tethyan onlaps and related structuration. In Crasquin-Soleau S., and Barrere E. (eds). Peri-Thetys Memoire 3: Stratigraphy and evolution of peri-Thetyan Plat-forms. *Mém. Mus. Hist. nat.* 177-191.
- ALIMEN, A., LEMAITRE, D., MENCHIKOFF, N. ET POUYETO, A. 1952.** Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. *19<sup>ème</sup> Cong. Géol. Inter. Alger. Monogr. Région.* 1<sup>ère</sup> série Algérie, n° 15.
- AMRANE, A. ET AMROUCHE, F. 1996.** Caractérisation géodynamique d'un modèle de synclise le bassin d'Illizi au Permo-Carbonifère. *Mém. D'ing. IST/USTHB*, 42 fig., 11 tab., 120 pages.
- AMROUCHE, F. 2004.** Carbonifère du flanc sud du bassin de Tindouf : Sédimentologie, biostratigraphie, subsidence, réservoirs et ressources hydriques associés. *Th. de Mag. FSTGAT/USTHB.* 134p.
- ARBEY, F. 1962.** Données nouvelles sur la sédimentation du Cambro-Ordovicien dans les Monts d'Ougarta (Saoura), *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 254, pp. 3726-3728.
- ARBEY, F. ET CABY, R. 1966.** Présence de dreikanter à la base du Cambrien de Sebkhet El Mellah. Remarque sur la discordance du Paléozoïque et sur l'âge du sous bassement dans la région des Monts d'Ougarta (Sahara algérien), *C. R. Soc. Géol., Fr.* 2, pp. 63-64.
- ARBEY, F. 1968.** Structures et dépôts glaciaires dans l'Ordovicien terminal des chaînes d'Ougarta, *C.R.Acad.Sci, Paris*, t. 266, pp. 76-78.
- ARBEY, F. 1971.** Glacio-tectonique et phénomènes périglaciaires dans les dépôts siluro-ordoviciens des Monts d'Ougarta (Sahara algérien), *C.R.Acad.Sci. Paris*, t 273, p854-857.
- ARBEY, F. 1971.** Les milieux de sédimentation des séries ordoviciennes terminales des Monts de l'Ougarta (Sahara algérien) : algueraies et graptolites ; découverte d'algues géantes, *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 273, pp. 1265- 1267.
- ARBEY, F. 1987.** Les anneaux de Liesegang, vestiges de phénomènes d'oxydo-réduction des périodes régressives du Cambro-Ordovicien des monts d'Ougarta (Sahara algérien). *112<sup>ème</sup> Congrès National des Soc. Sav. Lyon, 1987, II<sup>ème</sup> Colloque de Géologie Africaine*, pp. 189-221.
- ATTAR, A., FABRE, J., JANVIER, PH. ET LEHMAN, J.P. 1981.** Les vertébrés de la formation de Tiguentourine (Permo-Carbonifère, bassin d'Illizi, Algérie). *Bull. Mus.nat. Hist. nat. Paris*, 4<sup>e</sup> Sér., 3, section C., 301-309.
- AUTRAN, A. 1980.** présentation de l'ensemble des objectifs de l'excursion. Evolution pré-hercynienne et hercynienne du domaine varisque et de sa bordure nord. *Bull. soc. Géol. France*, (7), T XXII, N° 2, PP 151-177.
- AZNI, L. ET BOUKSANI-DOUMAZ, N. 1993.** Le Sénonien du bassin salifère de Béchar (SW oranais). Evolution de la fraction argileuse. Associations palynologiques. Approche climatique. *Mém. Ing. I.S.T.U.S.T.H.B. Alger.*
- BEGHOUL, M.S. 1991.** Apports et contributions de diagraphies à la connaissance d'un bassin sédimentaire : application au bassin de Timimoun. *Thèse doc. Univ. Strasbourg.* 277p.
- BEKKOUCHE, DJ. 1992.** Le silurien supérieur dévonien inférieur du bassin de Ghadamès (Sahara oriental Algérie) : Lithostratigraphie, sédimentologie et diagenèse des réservoirs gréseux. *Thèse de doc. Université de Joseph Fourier-Grenoble I* 261 p., 22pl., 21 tab., 134 fig.
- BENHAMOU, M. 1997.** Analyse des séries sédimentaires (Stratigraphies Séquentielle : Théorie, Modèles et Application) cours de Magister. *Ens. Sédim. Fasc. II, univ. Es-Senia, Oran.*
- BENBRAHIM, M. 1990.** Silicification pédogénétique dans les dépôts hamadiens du piemont de Boudnib (Maroc). *Géodynamica Acta(Paris)*. 4.4, pp. 237-251.



- BEN HAMMOU, M., ABBACHE, A., ELMI, S., MEKAHLI, L., RACHEBOEUF, P., OUALI-MEHADJI, A. ET BOUMENDJEL, K. 2004.** Les calcaires griottes et faciès associés du Dévonien supérieur des environs de Beni Abbes au Djebel Hech (Saoura, Algérie) : Environnement et implications paléogéographiques. *Bull. Serv. Géol. Algérie*. Vol 15, N°1. pp. 27-49.
- BERGER, A. 1980.** Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: a modern review. *Vista in astronomy*, 24, pp. 103-122.
- BISSON, J. 1955.** Le Gourara. *Trav. Inst. Rech. Sahariennes, mém. N° 3*.
- BOEUF, S., BIJU-DUVAL, B., DE CHAROAL, O., ROGNON, P., GARIEL, O. ET BENNACEF, A. 1971.** Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. *Pub. Ins. Fr. Petr. Collection Scie. et Tech. N°18, Techniped. Paris. 1vol. 446p. 357 fig., 30 pl.*
- BONHOMMET, N. ET PEROUD, H. 1986.** Apport du paléomagnétisme à la compréhension de l'orogénèse hercynienne. Europe occidentale. *Bull. soc. Géol. France*, (8), T. II, N° 1, PP. 35-42.
- BOUIMA, T., 1986.** Le gîte de Rahmani (monts d'Ougarta, Algérie) : Sédimentologie du Cambrien inférieur et étude des minéralisations stratiformes cuprifères associées. Mise en évidence d'un processus de remobilisation de type Roll. *Thèse Doct. Ing. Université Paris XI-Orsay; 211p.*
- BOUIMA, T. ET MEKKAOUI, A. 2003.** Nouveaux éléments en faveur d'un âge protérozoïque des conglomérats de Ben Tadjine (Monts d'Ougarta, Algérie). *Bull. Serv. Géol. Algérie*. Vol 14, n°2, pp. 139-148.
- BOUYX, E. 1981.** Remarques sur la limite septentrionale du Gondwana durant les temps paléozoïques. *Bull. soc. Géol. France*, vol. 23, num. 6 pp. 553-563.
- BRICE, D., LEGRAND-BLAIN, M. AND NICOLLIN, J.P. 2005.** «New data on late Devonian and Early Carboniferous brachiopods from NW Sahara : Morocco, Algeria». *Annales de la Société géologique du Nord*, 12 (2° série), pp.1-45.
- BRUNET, M.F. ET LE PICHON, X. 1980.** Effets des variations eustatiques sur la subsidence dans le bassin de Paris. *Bull. soc. Géol. France*, 7<sup>ème</sup> série, t XXII, N° 4, Pp. 631-637.
- BRUNET, M.F. 1989.** Méthodes d'étude quantitative de la subsidence, in *Dynamique et méthodes d'études des bassins sédimentaires. Edit tech ASF*, 87p. ASF.
- BUSSON, G. 1964.** Carte géologique de l'Algérie : Fort-Flatters, feuille NH 32 SO-SE au 1/500 000°. *Pub. Centre Rech. Zones arides, Paris (et Publ. Serv. Géol. Algérie) 2 cartes en cartouche, 1 coupe.*
- BUSSON, G. 1967.** Le Mésozoïque saharien .1<sup>ère</sup> Partie. Extrême Sud tunisien. *C.R.Z.A. Série. Géol. n°8.*
- BUSSON, G. 1967.** Le Mésozoïque saharien .2<sup>ème</sup> partie : essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. *Publ. Cent. Rech. Zones arides, CNRS, Paris, sér. Géol.*, 11 (1&2), 810 p., 152 fig., 31 pl. h.t, 3 cartes géol.
- BUSSON, G. 1970.** Le Mésozoïque saharien. Deuxième partie; Essai de synthèse des données des sondages Algero-tunisiens. Tome II. *C.R.Z.A.; série Géologie*, n° 11.
- BUSSON, G. 1972.** Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien, *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris (n.s.)*, C. 19. 44pp.
- BUSSON, G. ET CORNEE, A. 1989.** Données sur les paléoclimats déduites de la sédimentation continentale du Mésozoïque saharien. *Publication occasionnelle du Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*. 95 p., 25 fig.
- BUSSON, G. ET CORNEE, A. 1989a.** Quelques données sur les antécédents climatiques du Sahara: La signification des couches détritiques rouges et des évaporites du Trias et du Lias-Dogger. *Bull. Soc. Géol. France. Paris*. (8), t.V. 1,3-11.
- BUSSON, G. ET CORNEE, A. 1989b.** Données sur les paléoclimats déduites de la sédimentation continentale du Mésozoïque saharien. *Pub. Occasionnelle. CIFEC. Paris*, 18, 87p.
- BUSSON, G. AND CORNEE, A. 1991.** The Sahara from the middle Jurassic to the middle Cretaceous: data on environments and climates based on outcrops in the Algerian Sahara. *Journal of Afri. Earth. Sci.* Vol.12.N°1/2. pp.85-105.
- CABY, R. ET MOUSSU, H. 1967.** Une grande série détritico du Sahara: stratigraphie, paléogéographie et évolution structurale de la "série pourprée" dans l'Asegrad et le Tanezrouft oriental (Sahara algérien). *Bull. Soc. Géol. France*. 7. 876-882.

- CABY, R. 1970.** La chaîne pharusienne dans le nord-ouest de l'Ahaggar (Sahara central – Algérie). Sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique, *thèse Sc., Montpellier. Publ. Dir. Mines. Géol. Alger*, 47, 1983, 290 p. Cartes h.t.
- CABY, R. 1983.** Pan-African crustal evolution of the Touareg shield (central Sahara) and the Arabian shield: Comparison proceedings of the first symposium I.G.C.P., 164, *Bull. Fac. Earth Sciences, K.A.U.* vol. 6.
- CHERFOUH, E, OUABADI, A. ET LOUNI- HACINI, A. 2002.** Pétrographie, minéralogie et géochimie de la série volcano-plutonique de la boutonnière anticlinale de Sebkhet El Mellah (chaînes de l'Ougarta, SW algérien). *Bull. Serv. Géol. Algérie.* Vol. 13. n° 2, pp. 153-184, 19 fig. 7 tabl.
- CHIKHAOUI, M. ET DONZEAU, M. 1972.** Le passage Précambrien-Cambrien dans les monts d'Ougarta : Le conglomérat du Djebel Ben Tadjine (Saoura, Sahara algérien nord-occidental). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr., Alger*, 63, (1/2), pp. 51-62.
- CHIKHAOUI, M. 1974.** Les ignimbrites et roches basiques associées du Précambrien supérieur des Monts d'Ougarta (Saoura). *Doct. 3<sup>ème</sup> cycle Fac. des Sciences Alger.*
- CHIKHAOUI, M. 1981.** Les roches volcaniques du Protérozoïque supérieur de la chaîne pan-africaine dans le N-W de l'Afrique (Hoggar, Anti Atlas, Adrar des Iforas) : Caractérisation géochimique et minéralogique, Implications Géodynamiques. *Th. de Doct. es Scie. Université des Scie et Tech du Languedoc. p. 156. 34 fig.*
- CONRAD, G. ET CONRAD, J. 1967.** Les altérations à la base du continental intercalaire, Crétacé inférieur de Tidikelt occidental (Sahara central). *C. R. Somme. Soc. Géol. France.* P 84.
- CONRAD, G. 1969.** L'évolution continentale post hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech -Tanezrouft, Ahnet- Mouydir). *Publ. Centr Rech. Zones Arides, série géologie, n° 10, 527 p, Ed. CNRS, Paris.*
- CONRAD, J. 1966.** Les goniatites des argiles viséennes du Mouydir, Sahara central Algérie. *Bull. soc. Géol. France*, vol. 8, num. 1, pp. 905-907.
- CONRAD, J. ET TERMIER, G. 1969.** Trilobites tournaisiens du Sahara Nord-Occidental et central, Algérie. *Bull. soc. Hist. Nat. Afrique du nord.* vol. 60- num. 3- pp. 67- 79.
- CONRAD, J. ET LE GRAND-BLAIN, M. 1971.** Titanaria Africana nov. sp., un nouveau Gigantoprodotide du Namurien Saharien, Algérie. *Bull. soc. Hist. Nat. Afrique du Nord*, t. 62, fasc. 3 et 4, 8 fig., pp. 107- 131.
- CONRAD, J. ET LYS, M. 1980.** Mise en évidence du Carbonifère moyen (Moscovien) au Sahara central, bassin de Reggane, Béchar, Algérie et conséquences paléogéographiques. *Bull. soc. Géol. France*, vol. 22, num. 1, pp. 115-124.
- CONRAD, J. ET LEMOSQUET, Y. 1984.** Du craton vers sa marge : évolution sédimentaire et structurale du bassin Ahnet-Timimoun-Béchar, Sahara algérien au cours du Carbonifère, *Données paléoclimatiques.* vol. 26- num. 6- pages de 987 à 994.
- CONRAD, J. 1984.** Les séries carbonifères du Sahara central algérien. Stratigraphie, sédimentologie et évolution structurale. Th. Doct. Etat. Sci. Nat. Univ. Aix-Marseille. XI. pl, 69. fig, 34. tab, 370 p.
- DE CHARPAL, O. ET RICHE, Ph. 1989.** Un exemple de sédimentation de plate-forme: le Cambro-Ordovicien saharien. In Mécanismes et méthodes d'études des bassins sédimentaires. *Ed. technip.* pp. 101- 123.
- DELEAU, P., 1951.** Les bassins houillers sud-oranais dans la région de Colomb-Béchar, Abadla. Livre I Stratigraphie-Paléontologie. *Bull. Serv. Cart. Géol. Algérie.*
- DE BOIN, F., GRENOT, C. ET VERNET, R. 1971.** Sur la découverte d'un nouveau gisement de vertébrés dans le Continental Intercalaire saharien à la Gara Samani. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 272, pp 1219-1221.
- DONZEAU, M. 1971a.** Etude structurale dans le Paléozoïque des monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien). *Doct. 3<sup>ème</sup> cycle. Fac. Sci. Orsay, Univ. Paris Sud*
- DONZEAU, M. 1971b.** Signification tectonique des diaclases du Paléozoïque des monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien). *Bull. Hist. Nat. Afri. Nord. Alger* 62, 3-4, p 97-115.
- DONZEAU, M. ET ZELLOUF, K. 1973.** La jonction Ougarta - Anti-Atlas: structure de la région de Tadaout El Berhil. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord Alger*, t. 64, fasc. 3 et 4.

- DONZEAU, M. 1974.** L'arc Anti Atlas – Ougarta (Sahara nord – occidental, Algérie-Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p 417-419.
- DONZEAU, M., FABRE, J. ET MOUSSINE-POUCHKINE, A. 1981.** Comportement de la dalle saharienne et orogénèse varisque. Essai d'interprétation. *Bull. Soc. Nat. Afr. Nord, Alger*, 69, 3-4, 137-172.
- DONZEAU, M. 1983.** Tectonique des monts d'Ougarta. In « Afrique de l'Ouest, introduction géologique en termes stratigraphiques » (Fabre éditeur). Lexique stratigraphique international. *N<sup>elle</sup> série, 1, Pergamon press, Oxford*, pp. 118-120.
- DUBOIS, P. ET MAZELET, P. 1964.** Stratigraphie du Silurien du Tassili N'Ajjer. *Bull. Soc. Géol. de France*. t. 7, pp. 586-591.
- EBBIGHAUSEN, V., BOCKWINKEL, J., KORN, D. AND WEYER, D. 2004.** «Early Tournaisian Ammonoïds from Timimoun (Gourara, Algeria)». *Mitteilungen aus dem Museum für Naturkunde Berlin Geowissenschaftlichen Reihe* 7 : 133-152.
- FABRE, J. 1971.** Structure de l'Algérie saharienne. Éléments pour une carte tectonique. *Publ. Serv. Géol. Algérie, nouvelle série. Bull. N° 41*, PP 161-185.
- FABRE, J., MOUSSINE-POUCHKINE, A. 1971.** Régressions et transgressions permo-carbonifères sur le Nord- Ouest de la plate forme africaine : épirogenèse ou variations eustatiques. *Bull. Soc. Géol de France* (7), XIII, n 1-2, p. 140-145.
- FABRE, J. 1976.** Introduction à la géologie du Sahara algérien. *S.N.E.D Alger. Algérie*.
- FABRE, J. 1988.** Les séries paléozoïques d'Afrique: une approche. *Journal of African Earth Sciences*, vol. 7, pp; 1-10.
- FABRE, J., AÏT KACI AHMED, A., BOUIMA, T. ET MOUSSINE-POUCHKINE, A. 1988.** Le cycle molassique dans le rameau trans-saharien de la chaîne pan-africaine. *Journal of african earth sciences*, Vol. 7, N° 1, pp. 41-56.
- FABRE, J. 2005.** Géologie du Sahara occidental et central. Musée royal de l'afrique centrale-Belgique. *Tervuren african geoscience collection*. Vol. 108.
- FOLLOT, J. 1952.** Monographies régionales. Ahnet et Mouydir. Série 1, Publication du XIX congrès géologiques international, 80 pages.
- GHIENNE, J.F. AND DEYNOUX, M. 1988.** Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, western Sahara. *Elsevier*, pp. 141-159.
- GOMEZ-SILVA, M., PACARD, M. ET WEIL, F. 1963.** Contribution à l'étude du Cambro-Ordovicien des chaînes d'Ougarta. *Bull. Soc. Géol. France*. n°7. pp. 133-141.
- GOUCEM, A. ET CHERROUF, N. 1995.** Etude structurale de la région de Timimoun. Rapport interne en dépôt aux archives SONATRACH. Exploration/Boumerdès.
- GRAINE, KH. 2001.** La minéralisation de manganèse en relation avec le centre émissif du djebel Boukbaisset (Monts d'Ougarta, sud-ouest algérien). *Résumé du 11<sup>ème</sup> Sémin. Nat. Scie de la Terre, Tlemcen 28-30/10/01*.
- HADDOUM, H., GUIRAUD, R., MOUSSINE-POUCHKINE, A. 2001.** Hercynian compressional deformation of the Ahnet-Mouydir basins, aharan aharan paltfprm : far field stresse aharan of the late paleozoic orogeny. *Terra nova*, vol. 13, N° 3, pp. 214-219.
- HAQ, B.U., VAIL, P.R., HARDENBOL, COLIN, J.P., STAYER, R. L.E., JAN DU CHEN, R. ET WRIGHT, R.C. 1987.** Mésozoïque cycle charte. *Bull. Soc. Géol.Fr. N°7*.
- HERVOUET, Y. ET DUEE, G. 1996.** Analyse morpho-structurale par imagerie satellitaire et coupes structurales modélisées des monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien): une chaîne hercynienne chevauchante à plis passifs. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, n°8, pp. 127-173, 57 fig.
- IRVING, E. 1983.** Fragmentation and assembly of the continents, Midcarboniferous to Present. *Geophysical*.
- JAEGER, H. ET MASSA, D. 1965.** Quelques données stratigraphiques sur le Silurien des confins algéro-marocains (Ben Zireg, Djebel Grouz et régions voisines). *Bull. Soc. Géol. France*. 7. pp 426-436.
- JALIL, N.E. 1990.** Sur deux crânes de petits Sauria (*Amnoita, diapsida*) du Trias moyen d'Algérie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 311, Série II, p. 731-737.
- JALIL, N.E. 1993.** Les Vertébrés triasiques de Zarzäitine (Algérie) : étude anatomique et phylogénique des Amphibiens Temnospondyles et des *Diapsides*.

- JALIL, N.E. ET TAQUET, Ph. 1994.** Les vertébrés triasiques de la série de Zarzaitine (Algérie). Liste faunique et implications stratigraphiques. *Mém. Serv. Géol. Algérie*. n° 6, pp. 99-104, 1 fig, 1994.
- KAZI-TANI, N., NÉDJARI, A. ET DELFAUD, J. 1991.** Modalités de fonctionnement d'un bassin d'avant fosse : l'exemple carbonifère de Béchar (Sud – Oranais, Algérie). *C.R.Ac.Sc. Paris*, t. 313, série II, p. 579-586.
- KAZI-TANI, N. 2001.** Introduction à l'étude des bassins. (Stratigraphie, paléogéographie et géodynamique) *Géoresources*, edit. 2001, 265 fig., 188 pages.
- LANZONI, E. ET MAGLOIRE, L. 1969.** Associations palynologiques et leurs applications stratigraphiques dans le Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur du Grand Erg Occidental (Sahara Algérien). *Rev. De l'inst. Français du pétrole*, XXIV, N 4, pp. 441 à 453.
- LAPPARENT, A.F., CLARACQ, P. ET NOUGREDE, F. 1958.** Nouvelles découvertes de Vertébrés dans les séries continentales au Nord d'Edjeleh. (sahara central). *C.R.Acad. Sci. Paris*, 227, pp.1106-1108.
- LAPPARENT, A.F. 1958** Nouvelles reconnaissances géologiques entre Ohanet et Bourharet ( Sahara central). *Chronique des missions. Trav. Inst. Rech. Sahar.* T XVIII.
- LAPPARENT, A. F. ET MONGIN, D. 1959.** Sur les Mollusques d'eau douce découverts dans le « Continental Intercalaire » du Sahara central. *C. R. Acad. Sci. Paris*. 249, pp.832-834.
- LAPPARENT, A.F. 1953.** Répartition des gisements de vertébrés et d'invertébrés actuellement connus dans le «continental intercalaire» du Sahara. *Bull. Soc. Geol. France.* , (6), 3, pp. 451-456, 1fig. Paris.
- LAPPARENT, A.F, 1960.** Les Dinosaures du Sahara central. *Trav. Inst. Rech. Sahar*, T. XIX.; pp. 7-24. 1960.
- LEFRANC, J.PH. 1963.** Morphologie, stratigraphie, structure et paléogéographie des formations continentales intercalaires du Fezzan nord occidental. *Thèse doc. Fac. Des sces. De l'univ. De Paris. CNRS, Paris* 32 fig., VIII pl. ph., 257 pages.
- LEFRANC, J.PH. 1964.** Grandes lignes du Sahara central au nord des pays préatassiliens : le bassin des Chaambas à l'aurore des temps secondaires. *C.R. acad. Sci. Série D, France*, 0567-655X, t. 258, N.° 23, pp. 971-973.
- LEFRANC, J.PH. 1983.** Stratigraphie : corrélations vers le nord et description stratigraphique détaillée du Continental Intercalaire (Mésozoïque Continental) de la Sebkhha de Timimoun, Gourara, Sahara algérien. *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 269, série II, N° 3, pp. 193-196.
- LEFRANC, J.PH. ET TOUTIN, N. 1971.** Un gisement de *Desertella foureaui* (Lamellibranches préhétérodantes) dans le soubassement albien du Tademaït Ouest (Sahara algérien). *Bull. Soc. Hist. Natur. Afr. Nord.* 62 (1-2). pp. 103-110. Algérie
- LEFRANC, J.PH. AND GUIRAUD, R. 1990.** The continental intercalaire of northwestern Sahara and its equivalents in the neighbouring regions. *Journal of Afr. Eart. Sci.* Vol. 10. N°1/2, pp.27-77.
- LEGRAND, PH. 1962.** Comparaison des séries cambro-ordoviciennes reconnues en affleurement dans la région d'Amguid au centre du bassin saharien occidental. *Bull. soc. Géol. de France*, (7) IV 1962. pp.132-135.
- LEGRAND, PH. ET NABOS, G. 1962.** Contribution à la stratigraphie du Cambro-Ordovicien dans le bassin saharien occidental. *Bull. Soc. Géol. France* (7) .4. pp 123-131.
- LEGRAND, PH. 1966.** Précision bio stratigraphique sur l'Ordovicien inférieur et Silurien des chaînes d'Ougarta. (Sahara algérien). *C.R. Som. Soc. Géol. France.* 7. pp. 243-245.
- LEGRAND, PH. 1974.** Essai de paléogéographie de l'Ordovicien du Sahara algérien. *CFP. Notes et Mémoires* n° 11. pp. 121-138.
- LEGRAND, PH. 1981.** Essai sur la paléogéographie du Silurien au Sahara algérien. *Notes et Mém* n°6 Paris, 30p, *compagnie française du pétrole*.
- LEGRAND, PH. 1985.** Réflexions sur la transgression silurienne au Sahara algérien. *110<sup>ème</sup> congrès nat. Des sociétés savantes, Montpellier, fasc. VI*, pp. 233-244.
- LEGRAND, PH. 1996.** Etages et zones de Graptolithes : définition et validité; l'exemple du Silurien inférieur. *Bull. Soc. Géol. France.* 167-1-1996 p. 23-38, Paris.
- LEGRAND, PH. 2006.** Analogie des séries stratigraphiques au sommet du « complexe terminal » ordovicien dans la région de l'Oued In Djerane (Tassili N'Ajjer oriental) et dans la région du Hodh (Mauritanie). *XII<sup>sem</sup>. Nat. des Sci. de la Terre; Oran.* 2006.

- LEGRAND-BLAIN, M. 1971.** Révision de *Séospirifer fascicostatus* (Menchikoff, 1930) spiriféridé du Viséen supérieur du Sahara algérien. *Publ. Serv. Géol. Algérie, nouvelle série. Bull. N° 41*, 08 tab., 02 pl., PP 187-215.
- LEGRAND-BLAIN, M. 1973.** Les Gigantoproductus (Brachiopodes) du Sahara algérien. Gigantoproductidés viséens. *Bull. soc. Hist. Nat. Afrique du Nord, Alger*, t. 64, fasc. 1 et 2, 19 fig., 04 pl., pp. 79-158.
- LEGRAND-BLAIN, M. 1974.** Les Syringothyridacea (Brachiopodes) tournaisiens- éoviséens du Sahara. *Bull. soc. d'Hist. Naturelles de l'Af. du Nord, Algérie*, Tome 65, fasci 1 et 2, pp. 93-138.
- LEGRAND-BLAIN, M. 1976.** Lithostratigraphie du Carbonifère marin du bassin d'Illizi (Sahara algérien oriental) les formations d'Assekaïf et de l'Oued Ou Barakat. *Bull. soc. Hist. Nat. Afrique de nord, Alger*, t. 67, fasc. 3 et 4, 03 fig., pp. 103-118.
- LEGRAND-BLAIN, M. 1976.** Les Gigantoproductus (Brachiopodes) du Sahara algérien. Gigantoproductus africanus (STACHE, 1883) (Productida, Carbonifère) : désignation d'un lectotype et distinction de deux sous-espèces. *Bull. soc. Hist. Nat. Afrique du Nord, Alger*, t. 67, fasc. 3 et 4, 01 pl., pp. 119-123.
- LEGRAND-BLAIN, M. 1980.** Les Gigantoproductus (Brachiopodes) du Sahara algérien. Semi-planidae viséens et namuriens. *Bull. soc. Hist. Nat. Afrique du Nord, Alger*, t. 69, fasc. 1 et 2, 07 tab, 7 pl., 22 fig., pp. 3-85.
- LEGRAND-BLAIN, M. 1980.** Le Carbonifère marin du bassin d'Illizi, Sahara oriental, Algérie. Mise au point stratigraphique. *BSGF. Vol. 22, n° 3*, pp. 81-83.
- LEGRAND-BLAIN, M. 1985.** Dynamique des Brachiopodes carbonifères sur la plate forme carbonatée du Sahara algérien. Paléoenvironnements, Paléobiogéographies; Evolution. *Thèse doc es-sci, Bordeaux I*, 47 fig., 315 pages.
- LEGRAND-BLAIN, M. 1986.** Dynamique des Brachiopodes carbonifères sur la plateforme carbonatée du Sahara algérien. Paléoenvironnements, paléogéographie, évolution. *Th. Doct. ès Sci. , Bordeaux I*, 315 p.
- LEGRAND-BLAIN, M. 2002.** Le Tournaisien au Sahara algérien. Limites, échelles biostratigraphiques régionales. 1<sup>er</sup> séminaire national de stratigraphie. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, N° 11, 2 fig., 6 tab., pp. 61-85.
- LEHMAN, J.P. 1957.** Les stégocéphales sahariens. *Ann. Paléon. (Vert.) Paris*, 53, pp. 139-146 .
- LEHMAN, J.P. 1971.** Nouveaux vertébrés du Trias de la série de Zarzaïtine. *Ann. Paléon., (Vert.) Paris*, 57(1), pp. 71-93.
- LEROUGE, G., QUENARDEL, J.M. 1988.** Les zones de cisaillement carbonifères dans les plutons vendéens et leurs prolongations dans le Nord ouest du massif central français. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), T IV, N°5, PP. 831-838.
- LUCAS, S.G AND MORALES, M. (eds) 1993.** The Nonmarine Triassic. *New Mexico Mus. Nat. Hist. and Sci. Bull. N°3*.
- MAACHE, N. 1987.** Etude sédimentologique (lithostratigraphie – diagenèse - paléogéographie) des séries du Dévonien de la Saoura. Monts de l'Ougarta, Sahara nord occidental. Algérie. *Th. 3<sup>ème</sup> cycle Univ. Paris Sud, centre d'Orsay*.
- MAHBOUBI, M., 1994.** Etude stratigraphique et paléontologique des formations continentales paléocènes et éocènes de l'Algérie. *Th Doct. Es Sci. U.S.T.O Oran. Algérie*.
- MAKHOUS, M., YU, I. ET GALUSHKIN, 2003.** Burial history and thermal evolution of the southern and western aharan basins: Synthesis and comparison with the eastern and northern Saharan basins. *AAPG Bulletin*, v. 87, no. 11 (November 2003), pp. 1799–1822.
- MASSA, D. 1965.** Observations sur le Siluro-Dévonien des confins algéro-marocains du Sud. *Notes et Mémoires, CFP.*, N° 8, pp. 128-132
- MASSA, D. 1988.** paléozoïque de Libye occidentale, stratigraphie et paléogéographie. *Thèse doc. Es-sciences. Univ de Nice*, 180 fig., 514 pages. 1<sup>er</sup> volume : pp. 1-220. 2<sup>ème</sup> volume : pp.221-514.
- MATTE, PH. 1986.** La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantique, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. soc. Géol. France*, (8), T. II, N° 1, PP. 09-24.

- MELOU, M., OULEBSIR, L. ET PARIS, F. 1999.** Brachiopodes et Chitinozoïres ordoviciens dans le Nord Est du Sahara algérien : implications stratigraphiques et paléogéographiques. *Géobios*, 32 (6). pp. 823-839. fig. 1-7.
- MEILLIEZ, F. ET MANSY, J.L. 1990.** Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène : le Dévonien-Carbonifère de l'Ardenne. *B.S.G.F.*, (8), T VI, N° 1, PP. 177-188.
- MENCHIKOFF, N. 1933.** La série primaire de la Saoura et des Chaînes d'Ougarta. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, (2), 11: 109-123.
- MENCHIKOFF, N. 1949.** Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidental. *Ann. Hubert et Haug*, 7, (livre. Jub. Charles Jacob). 303-325. Paris.
- MENCHIKOFF, N. 1951.** La paléogéographie du Sahara aux temps primaires. *Trav. Inst. Rech. Sahariennes*, t. VII, pp 191- 194.
- MENCHIKOFF, N., ALIMEN, H., LE MAITRE, D., PETTER, G. ET POUYETO, A. 1952.** Les chaînes d'Ougarta et de la Saoura. *19<sup>ème</sup> cong. Géol. Intern., Alger 1952, Mongr. Région, 1<sup>ère</sup> Série, Algérie*, n° 15.
- MEYENDOREF, A. 1938.** Les couches du passage Dévonien Carbonifère dans le Gourara-Sahara occidental. *C.R. Acad. Scie. Paris*. 209, pp 228-229.
- MEYENDORF, A. ET POUYETO, A. 1952.** Carte géologique au 1/500.000 de Kerzaz. *Publ. Serv. Carte. Géol. Algérie*.
- MILLOT, G. 1967.** Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires. *Sedimentology*, 8, pp. 259-280.
- NÉDJARI, A. 1991.** Dynamique du remplissage littoral et continental moscovo- permien du bassin d'avant fosse de Béchar. Electroséquences, modèles sédimentaires, paléopédogénèses. *Th.Doc. ès Sci. U.S.T.H.B. Alger*, 289 p.
- NÉDJARI, A. 1994.** Images et événements finihercyniens de l'ouest du Maghreb (Algérie, Maroc). *Mém. SGA. De l'Algérie*, N° 6, 22 fig., pp. 13-40.
- NÉDJARI, A. 1995.** Le dernier grand épandage détritique hercynien au Sahara algérien: exemple du bassin de Béchar-Abadla. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 6, n° 2 pp. 195-209 .
- NÉDJARI, A. 1998.** Lithoséquences et électroséquences dans le houiller du bassin d'Abadla : comparaison des modèles et interprétations. *Bull.Serv Géol. Algérie*, 9, n° 1, pp. 69-79.
- NÉDJARI, A. AMRANE, A. ET AMROUCHE, F. 1998.** Modalités de fonctionnement d'une synclise saharienne : l'exemple du bassin intracratonique d'Illizi (SE algérien) au Carbonifère. *Bull. serv. Géol. Algérie*. Vol. 9, n° 1, 4 fig., pp. 33-41.
- NÉDJARI, A., AÏT OUALI, R. ET DELFAUD, J. 2002.** Le Trias des bassins sahariens; mise au point et nouvelle approche. *Mém. Serv. Géol. Algérie*. n° 11, pp. 87-113, 7 fig., 2 tabl., 3pl.
- NÉDJARI, A., AÏT OUALI, R., TAQUET, PH., BENHAMOUCHE, A. ET AMROUCHE, F. 2006.** Les phases passives en géologie et leur comptabilisation en stratigraphie. *Mém. Serv. Géol. Nat.* N° 13, pp. 253-261.
- PARÉYN, C. 1961.** Massifs carbonifères du Sahara sud oranais. Tome I : Stratigraphie et tectonique. 180 fig., 03 cartes géologiques, pp. 1 à 325. Tome II : Paléontologie stratigraphique. XVI tab., 27 fig., XXVIII pl., pp. 1 à 244. *Edit. CNRS. Paris en collab. Avec l'organisme tech. de mise en valeur sous-sol saharien*.
- PERON, S., BOURQUIN, S., PLUTEAU, F. AND GUILLOCHEAU, F. 2005.** Paleoenvironment and climate simulations of the Early Triassic: Impact of the water and sediments of the preservations of fluvial systems. *Geodynamica Acta* 18/6, pp. 431-436.
- PIQUE, A. 1994.** Histoire géologique du Maroc. *PUMAG*. Marrakech. 1 vol, 284 p.
- POUYETO, L. 1952.** Contribution à l'étude des terrains paléozoïques de la basse Saoura (Sahara occidental). *C. R. Somm. Soc. Géol.Fr.*, 10., 156-157.
- PREIDEL, H. 1985.** Etude géologique et géochimique du massif de Damrane, Ougarta. *Ex. SONAREM. Rapport interne*.
- RAHMANI, A. 2000.** Résultat de la mission de terrain Ahnet-Timimoun. Rapport interne en dépôt aux archives SONATRACH. Exploration/Boumerdès.
- REMARCK-PETITOT, M.L. 1960.** Contribution à l'étude des conodontes du sahara (bassins de Fort Polignac, d'Adrar, Reggane et du sud Béchar). Comparaison avec les pyrénées et la Montagne noire. *Bull. soc. Géol. France*, (7), T II, pp 240-262.

- REMICHI, L. 1987.** Etude géologique du Précambrien du Damrane (Chaîne d'Ougarta). Le volcanisme et les minéralisations associées. *Th. Doct-Ing. Paris 6*. n° de réf. 87/26.
- REYRE, Y. 1973.** Palynologie du Mésozoïque saharien. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 27 (C) : 1-284.
- RICHA, F. GOUCEMA, A. 1999.** Etude structurale de la bordure occidentale de la dépression de Timimoun. *Rapport interne en dépôt aux archives SONATRACH. Exploration/Boumerdès*.
- ROLET, J., LE GALL, B., DARBOUX, J.R., THONON, P. ET GRAVELLA, M. 1986.** L'évolution géodynamique dévono-Carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique- Cornwall. *Bull. soc. Géol. France*, (8), T. II, N° 1, PP. 45-54.
- SABRIER, R. 1988.** Interprétation géodynamique et climatique d'un complexe deltaïque d'avant chaîne par les minéraux argileux: toposéquence, héritage et néogénèse dans les bassins de Jacca – Pampelune. *C.R. Acad. Sci. Paris*. t. 307, série II, pp. 1549-1552.
- SEBBAR, A. 1998.** Foraminifères benthiques carbonifères des bassins d'Abadla et de Béchar, Sahar septentrional, Algérie. *Bull. serv. Géol. de l'Algérie*, vol 9, N° 2, 51 fig., 4 pl. ph., 6 tab., 213p.
- SEBBAR, A., AÏT OUALI, R. 1997.** Dynamique de la plate forme carbonatée du Carbonifère du bassin de Béchar- Mézarif: paléoenvironnements, bioconstructions. *Bull. serv. Géol. De l'Algérie*, vol 8, N° 2, 24 fig., 5 pl. ph., 5 tab., 193p.
- SEBBAR, A. 2000.** Dynamique des microfossiles (Foraminifères benthiques et Algues calcaires) carbonifères dans le Sahara nord-ouest algérien (Bassin de Béchar, Reggane, Tindouf). *Thèse doct. Es sciences, microplaléontologie-sédimentologie, IST. USTHB. Alger*. 370 p., 61 fig.
- SCHLATTER, L. E. 1953.** Preliminary photogeological report on the Timimoun area algerian Sahara. *Dist. 8. Bloc nbre. Ex. 1 mic. M. B.P.M pII. Pl. 3.*
- SEMINOFF, P., TIAN-CHANSKY, 1974.** Recherche sur les Tétracoralliaires du Carbonifère du Sahara occidental. *Mémoires du muséum national d'histoires naturelles, nouvelle série, série C, sciences de la terre, Tome XXX.* . Edit. CRZA, série géol. N° 22, 316 pages.
- TAQUET, Ph. 1997.** Au temps des crocodiles mésozoïques sahariens. In R. Billard et I. Jarry (eds), hommage à Théodore Monod naturaliste d'exception. *Mus Nat.Hist. Nat, Archives. Paris*. pp.57-72.
- THOMAS, G. 1985.** Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le bassin du Bas Chéelif Occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire. *Th. Doct. es Sci. Pau*. 594 p., 162 fig. , 3 pl. h. t., 32 tabl.
- TRICART, J., RIMBERT, S. ET LUTZ, G. 1970.** Introduction à l'utilisation des photographies aériennes. *Edit. d'enseign., Paris*, 248 pages.
- TUCKER, M.E. AND BENTON, J.M. 1982.** Triassic environments, climate and reptile evolutions. *Paleogeography, Paléoclimatology, Paleocology*, (40): 361-379
- VAIL, R.P., COLLIN, J.P., DUCHERE, R.G., KUCHELLY, J., MEDIA-VILLA, A.F. ET TRIFLIFF, J. 1987.** Stratigraphie et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. France. *Bull. Soc. Géol. France*. Vol. 3, num. 7 pp. 1301-1321
- VAIL, P.R., COLLIN, J.P., CHENE, R.Y., KUCHLY MADUAVILLA, F ET TRIFLIEF, V. 1987.** La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. De France*.
- ZAIGOUCHE, D. 1985.** Examen des phases d'instabilité orogéniques au Paléozoïque supérieur du bassin de Béchar-Abadla et leurs relations avec la sédimentation. *Thèse de doc. 3<sup>ème</sup> cycle, IST/USTHB*, 228 pages.
- ZDANOVSKI, A. ET BULA, Z. 1987.** Estimation des possibilités de l'occurrence du Charbon au Carbonifère des bassins de Tindouf-Reggane-Timimoun. *Rap. final N° 537 S. 3 volumes + planches*.
- ZELLOUF, K. 1987.** Les nappes d'altérites du secteur d'Oglat Beraber témoins de la dynamique qui a marqué le Sahara nord occidental depuis le Précambrien. *Th. Doct. 3<sup>ème</sup> cycle. Univ. Paris*
- ZIQUIANG, W. 1993.** Evolutionary ecosystem of Permian-Triassic Redbeds in North China. *Review of Paleobotany and Palynology*. Vol 91. Issue 1-4.