

N° d'ordre : 3367

THÈSE

Présentée à

L'UNIVERSITÉ BORDEAUX 1

**ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES DU VIVANT, GÉOSCIENCES,
SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT**

par : Monsieur Madjid AKKOUCHE

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

Spécialité : MARGES CONTINENTALES ET BASSINS

**Application de la datation par traces de fission
à l'analyse de la thermicité de bassins à potentialités pétrolières.
Exemple de la cuvette de Sbaâ et du bassin de l'Ahnet-Nord
(plate-forme saharienne occidentale, Algérie)**

Thèse soutenue le 11 mai 2007

Rapporteurs **Luis Martinez**, Professeur à l'Université Nancy 1
Marc Sosson, Chargé de Recherche au CNRS, Géosciences AZUR, Sophia-Antipolis

Examineurs **Jean-Luc Schneider**, Directeur de thèse, Professeur à l'Université Bordeaux 1
Gérard Poupeau, co-Directeur, Chargé de Recherche au CNRS, Université Bordeaux 3
Gilles Merzeraud, Maître de Conférences à l'Université Montpellier 2
Jean-Pierre Peypouquet, Directeur d'Études à l'EPHE, Université Bordeaux 1

Invité **Hamid Aït Salem**, Chef du Département Géochimie, CRD-SONATRACH, Boumerdès

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	1
-----------------------------	---

-- PREMIERE PARTIE --

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL ET METHODOLOGIE

Chapitre I

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

I.1 GEOLOGIE GENERALE DE L'ALGERIE	9
I.1.1 Géologie de l'Algérie alpine	10
I.1.2 La flexure sud-atlasique	13
I.1.3 La plate-forme saharienne	13
I.1.4 Le bombement du Hoggar : un complexe magmatique cénozoïque	15
I.2 LES PRINCIPAUX ELEMENTS STRUCTURAUX DE LA PLATE-FORME SAHARIENNE	17
I.2.1 Historique des études	17
I.2.2 Les boucliers	18
I.2.2.1 Le bouclier Réguibat	18
I.2.2.2 Le Hoggar (bouclier Targui)	19
I.2.3 Les monts d'Ougarta	22
I.2.4 Les bassins sédimentaires	24
I.3 LITHOSTRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE REGIONALES	25
I.3.1 Le Paléozoïque	27
I.3.1.1 Le Cambrien	28
I.3.1.2 L'Ordovicien	30
I.3.1.3 Le Silurien	31
I.3.1.4 Le Dévonien	33
I.3.1.5 Le Carbonifère	34
I.3.1.6 Le Permien	35
I.3.2 Le Méso-cénozoïque	35
I.3.3 Les dolérites	36
I.4 EVOLUTION GEODYNAMIQUE REGIONALE	37
I.4.1 Evolution générale des bassins et de leur remplissage	37
I.4.2 Relations avec l'éclatement de la Pangée	42
I.4.3 Les courbes d'enfouissement et leur signification géodynamique	43
I.4.4 Thermicité de la plate-forme saharienne	46
I.5 POTENTIALITES EN HYDROCARBURES	47
I.5.1 Les grandes découvertes	47
I.6 CONCLUSIONS	49

Chapitre II
LA DATATION PAR TRACES DE FISSION - PRINCIPE ET METHODE

II.1 NOTION DE FISSION ET DE TRACES DE FISSION	54
II.1.1 Fission et traces de fission « latentes »	54
II.1.2 Microscopie optique et traces « révélées »	56
II.2 L'EQUATION D'AGE	57
II.2.1 Equation de la décroissance nucléaire	57
II.2.2 Equation de la datation par traces de fission	58
II.3 LA TECHNIQUE DE DATATION PAR "DETECTEUR EXTERNE"	62
II.3.1 Méthode pratique de datation	62
II.3.2 Représentation graphique des âges dans la méthode du détecteur externe	66
II.4 METHODES DE CALCUL D'AGE	68
II.4.1 La méthode de Green (1981)	68
II.4.2 La méthode de l'âge central (Galbraith et Laslett, 1993)	70
II.5 STABILITE THERMIQUE DES TRACES ET INTERPRETATION DES AGES TF	71
II.5.1 Notion de zone de rétention partielle (ZRP) des traces	71
II.5.2 Concept de trace confinée	73
II.5.3 "ZRP", traces confinées et histoire thermique	75
II.5.4 L'optimisation des données TF	80

-- DEUXIEME PARTIE --

RESULTATS ET DISCUSION

Chapitre III
ASPECTS GEOLOGIQUES

III.1 LES COUPES DE REFERENCE (OUGARTA)	86
III.1.1 Coupe 1 du Djbel Boukbaïssset (Cambrien)	87
III.1.2 Coupe 2 du Djbel Boukbaïssset (Ordovicien)	88
III.1.3 Coupe du Kheneg du Fougoum Tlaïa (Ordovicien)	92
III.1.4 Coupe d'Ougarta (K'sar)	96
III.1.5 Coupe de la formation de Marhouma (Famennien)	101
III.1.6 Coupe de Fougoum El Aribi (Strunien)	106
III.2 DESCRIPTION DE CAROTTES DE FORAGES	109
III.2.1 Forage LT-1bis (cuvette de Sbaâ)	109
III.2.2 Forage MSR-1 (Ahnet)	112
III.3 STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE	119
III.3.1 Le Gamma Ray	120
III.3.2 Concepts et définitions de la stratigraphie séquentielle	120
III.3.3 Les séquences de dépôts reconnues en marges passives à l'échelle sismique	125
III.3.4 Les cycles sédimentaires de troisième ordre	126
III.3.5 Le découpage séquentiel des formations paléozoïques de la plate-forme saharienne algérienne	128

Chapitre IV
ASPECTS THERMICITE PAR TRACES DE FISSION

IV.1 ECHANTILLONNAGE	139
IV.1.1 Cuvette de Sbaâ	142
IV.1.2 Bassin de l' Ahnet	144
IV.1.3 Ougarta	145
IV.2 PROTOCOLES EXPERIMENTAUX	146
IV.2.1 Séparation des apatites	146
IV.2.2 Préparation des apatites et irradiation en réacteur nucléaire	149
IV.2.2.1 Montage des apatites dans une pastille de résine	149
IV.2.2.2 Polissage	152
IV.2.2.3 Révélation des traces	152
IV.2.2.4 Irradiation des échantillons	152
IV.2.3 Calibration : le facteur zêta	155
IV.2.3.1 Le paramètre zêta	155
IV.3 RESULTATS ET INTERPRETATIONS	158
IV.3.1 Cuvette de Sbaâ	161
IV.3.1.1 Bordure orientale	161
IV.3.1.2 Bordure occidentale	171
IV.3.1.3 Bordure nord-ouest	177
IV.3.2 Bassin de l' Ahnet	177
IV.3.2.1 Secteur nord	177
IV.3.2.2 Bordure ouest	180
IV.3.2.3 Partie centrale	186
IV.3.3 Ougarta	188
IV.3.3.1 Grès arkosiques de Djbel Boukbaïssat	188
IV.4 INTERPRETATION DES DONNEES	190
IV.4.1 Bassin de l' Ahnet	191
IV.4.2 Cuvette de Sbaâ	192
 CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	 197
 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	 213
 PLANCHES PHOTOS	 231
 ANNEXES	 255
Annexe 1	257
Annexe 2	258
Annexe 3	260
Glossaire	281

Liste des tableaux

Tableau I-1 : Tableau présentant les équivalences des formations litho-stratigraphiques des différentes régions de la plate-forme algérienne. _____	28
Tableau I-2 : Tableau résumant l'ensemble des événements tectoniques et sédimentaires au niveau de la plate-forme saharienne. _____	50
Tableau II-1 : Etalons d'âges utilisés dans ce travail. _____	61
Tableau III-1 : Tableau comparatif des cycles de 3 ^e ordre des forages LT-1bis, TOT-1, MSR-1 et OTLH-1 par rapport à la charte de Haq <i>et al.</i> (1998, réactualisée en 2002). _____	135
Tableau IV-1-1 : Bilan des résultats de préparation des échantillons pour analyse. _____	142
Tableau IV-1-2 : Détermination du paramètre zêta. Données analytiques. _____	156
Tableau IV-1-3 : Détermination du paramètre zêta. Valeur pondérée générale (utilisée dans ce travail) _____	157
Tableau IV-1-4 : Tableau comparatif des valeurs du paramètre zêta pour les apatites de Durango et du Fish Canyon Tuff, déterminées à Grenoble par différents observateurs (pour le dosimètre 962 du NIST) _____	157
Tableau IV-1-5 : Détermination d'âges : comparaison entre deux observateurs. _____	158
Tableau IV-2-1 : Datation par TF. Echantillons de la bordure orientale de la cuvette de Sbaâ. _____	162
Tableau IV-2-2 : Données analytiques des échantillons de la bordure occidentale de la cuvette de Sbaâ. _____	171
Tableau IV-2-3 : Données analytiques des échantillons de la partie nord du bassin de l'Ahnet. _____	178
Tableau IV-2-4 : Données analytiques des échantillons de la partie centrale du bassin de l'Ahnet. _____	186
Tableau IV-2-5 : Données analytiques des échantillons d'Ougarta. _____	188
Tableau IV-4-1 : Comparaison des âges TF obtenus par GEOTRACK et ceux obtenus dans ce travail. _____	194

Liste des figures

- Figure I-1 : Carte géologique de l'Algérie. D'après la carte géologique internationale de l'Afrique (feuille n°2), CGMW/UNESCO 1990 pour le Nord de l'Algérie et un document SONATRACH ____ 10
- Figure I-2 : A. Carte structurale simplifiée (document SONATRACH, modifié). B. Coupe N-S (d'après Guiraud, 1975, in Bracène, 2002) _____ 12
- Figure I-3 : Carte des principaux éléments morphotostructuraux de la plate-forme saharienne (modifié d'après Boots *et al.*, 1998). _____ 14
- Figure I-4 : Les bassins les plus importants de la plate-forme saharienne en Algérie. _____ 16
- Figure I-5 : Carte schématique régionale, illustrant les principaux éléments structuraux (Etablie sur la base des cartes de Fabre 1976 et de Roussel *et al.*, 1991). (in Khennous, 1997, simplifiée). _____ 19
- Figure I-6 : Inclinaison de la surface infratassilienne vers le Nord d'après les reconstitutions de paléocourants (modifiée d'après Beuf *et al.*, 1971). (in Boudjemaâ, 1987). La longueur de chaque flèche est proportionnelle au nombre de mesures de chaque région _____ 21
- Figure I-7 : Schéma structural général des Monts de l'Ougarta. (Caby *et al.*, 1968 ; Beicip - Sonatrach, 1972 ; Donzeau, 1972 ; Carte géologique du Maroc au 1/1000 000, 1982) _____ 23
- Figure I-8 : Colonne stratigraphique synthétique des formations du Paléozoïques des monts d'Ougarta (Donzeau, 1971b ; Fabre, 1975 ; Hervouet et Duée, 1996). _____ 26
- Fig I-9 : Colonne lithostratigraphique du bassin de l'Ahnet (Epaisseurs de formations supérieures à la moyenne). _____ 27
- Figure I-10 : Colonne lithostratigraphique de la cuvette de Sbaâ (Epaisseurs de formations supérieures à la moyenne). _____ 27
- Figure I-11 : Mécanisme de dépôt dans un milieu périglaciaire. (Beuf *et al.*, 1971) _____ 32
- Figure I-12 : Carte de répartition des filons doléritiques jurassiques à l'affleurement (d'après Khennous, 1997). Les filons se concentrent à l'Ouest et plus particulièrement dans le bassin de Tindouf. _____ 37
- Figure I-13 : Coupe géologique du Sahara algérien (d'après SCHLUMBERGER 1979). _____ 40
- Figure I-14 : Déformations intraplaques de la plate-forme saharienne au début du Permien. (Guiraud *et al.*, 2005). _____ 41
- Figure I-15 : Principaux évènements ayant affectés les bassins de Reggane, de l'Ahnet et la cuvette de Sbaâ. _____ 41
- Figure I-16 : Courbe d'enfouissement des forages LT-1bis et OTLA-1. _____ 44

Figure I-17 : Carte potentialités en hydrocarbures dans le domaine du bouclier Réguibat et de l'Ougarta (d'après Khennous, 1997). _____ 49

Figure II-1 : La fission spontanée ou induite d'un noyau d'atome d'uranium produit deux noyaux-fils ou fragments de fission et quelques neutrons, en libérant une énergie d'environ 200 MeV. _____ 55

Figure II-2 : Traces latentes et traces révélées. Dans un solide isolant, les dommages produits par la fission d'un atome d'uranium (traces latentes) n'est pas observable en microscopie optique. Par contre, après un traitement chimique approprié, de dissolution sélective le long des traces, il est possible de rendre visibles en microscopie optiques celle qui interceptent une surface (traces révélées). _____ 56

Figure II-3 : Traces de fission dans une apatite. Les différences de morphologies viennent des différences de vitesses d'attaque le long et perpendiculairement aux traces. Conditions d'observation : microscopie optique avec objectif à immersion d'huile 100x. Les traces les plus longues mesurent environ 15 μm . Conditions de révélation : apatite, HNO_3 1N, 20°C pendant 40 secondes. _____ 57

Figure II-4 : Explication schématique de la méthode expérimentale utilisée impliquant une différence de géométrie des deux parties à compter.

D'après Bigot-Cormier F., (2002), modifié. $r(s, 4p)$ et $r(d.e., 2p)$, respectivement densité de traces de fission spontanée dans le grain à dater et dans son détecteur externe. _____ 64

Figure II-5 : Principe de la détermination du facteur g dans une apatite, à partir d'un cristal dont toute trace fossile a été au préalable éliminée par un traitement thermique (500°C pendant 2 heures). Après irradiation de ce cristal, associé à un détecteur auxiliaire, dans un réacteur nucléaire, les traces induites sont mesurées d'une part dans ce détecteur (géométrie d'irradiation 2p stéradians) par les fissions produites dans l'apatite ; et d'autre part dans le cristal, après avoir abrasé par polissage une épaisseur supérieure au parcours maximum d'un fragment de fission. Les traces induites révélées sur cette nouvelle surface viennent donc d'un espace de 4p stéradians. La valeur de g est alors celle du rapport des densités (traces/cm²) $r(\text{détecteur})/r(\text{apatites})$ (d'après Jakni, 2000, modifié). _____ 65

Figure II-6 : Principe du diagramme radial (voir texte). En (a), détermination de la position du point représentatif de l'âge du cristal j . Sa position sur l'axe t_j dépend de la précision statistique relative sur t_j , calculée selon $s = (1/N_{s,j} + 1/N_{i,j} + 1/N_d)^{0,5}$, où $N_{s,j}$ et $N_{i,j}$ sont le nombre de traces spontanées et induites relatives au cristal j , et N_d celles relatives au dosimètre neutronique. En (b), lorsqu'on peut considérer que dans un échantillon une seule population d'âges est présente parmi les grains analysés, tous les points représentatifs sont dans l'intervalle $\pm 2 \text{ sto}$, où t_o est l'âge central. Dans un autre cas, en (c), les points représentatifs de deux populations de grains d'âges nettement différents au sein d'un échantillon "sortent" de cet intervalle. _____ 67

Figure II-7 : Schéma comparant les zones de rétention partielle (ZRP) des zircons et des apatites (d'après Bigot-Cormier, 2002., modifié). _____ 72

Figure II-8 : Différents types de traces et leurs longueurs. d'après Gleadow et al., 1986 (modifié)

A : sur une face polie d'une apatite, B : vue en coupe. _____ 74

Figure II-9 : Diagrammes polaires montrant l'évolution des longueurs de traces confinées mesurables dans une apatite après différents traitements thermiques. Les axes des abscisses et des ordonnées correspondent respectivement à des directions parallèles et perpendiculaires à l'axe cristallographique C. Les diagrammes a) à f) sont relatifs à différents traitements thermiques. On constate que les longueurs

de traces confinées sont d'autant plus affectées par un traitement thermique qu'elles forment un angle élevé avec l'axe C (modifié, d'après Donelick, 1991). _____ 75

Figure II-10 : Quelques chemins thermiques lors du refroidissement d'un segment de croûte continentale et ses conséquences sur les distributions de longueurs de traces confinées. (D'après Bigot-Cormier, 2002). _____ 77

Figure II-11 : Distributions de longueurs de traces confinées dans un niveau stratigraphique sédimentaire résultant d'une subsidence lente (1, 2, 3), ou en accélération (4), d'un réchauffement (enfouissement?) modéré suivi d'un refroidissement (6), enfin d'un refroidissement lent depuis des températures >110°C (5). D'après Gleadow *et al.* (1983). _____ 78

Figure II-12 : Effets sur la distribution des âges et des longueurs confinées de la forme de la courbe de refroidissement t-T depuis >110°C. On remarquera, que, dans certains cas de figure, on ne distingue pas, dans ces distributions, de différence. Il en est ainsi entre les distributions résultant d'une histoire de refroidissement monotone avec un palier prolongé à température constante dans la zone de rétention partielle des traces de fission (60-110°C), -parcours 3 et 5-, et celles qui résultent d'un parcours t-T marqué par un refroidissement puis un retour suffisamment prolongé à de telles températures, -parcours 4 et 6 -. Les âges indiqués dans les encarts de droite sont ceux qui seraient déterminés par TF (d'après Dumitru *et al.*, 1991). _____ 79

Figure III-1 : Carte de localisation des coupes de référence. _____ 87

Figure III-2 : Coupe lithologique dans le Cambrien supérieur de la formation d'Aïn Néchaâ. _____ 89

Figure III-3 : Coupe lithologique dans l'Ordovicien supérieur de la formation Foum Zeïdia. _____ 89

Figure III-4 : Les différentes paraséquences de la région d'Ougarta. _____ 91

Figure III-5 : Coupe lithologique dans les grès de l'unité IV (Kheneg Etlaiïa). _____ 95

Figure III-6 : Coupe lithologique dans le passage Ordovicien terminal / Silurien inférieur. _____ 99

Figure III-7 : Icebergs vêlés en mer, perdant des dropstones qui décantent sur le fond et se mélangent aux sédiments marins sableux et argileux. _____ 101

Figure III-8 : Coupe lithologique dans le Famennien de Marhouma (Coupe du Km 30). _____ 104

Figure III-9 : Coupe lithologique au Foum El Aribi. _____ 108

Figure III-10 : Coupe lithologique dans le Cambro-ordovicien du forage LT-1bis. _____ 113

Figure III-11 : Coupe lithologique dans le Cambro-ordovicien du forage LT-1bis. _____ 114

Figure III-12 : Coupe lithologique dans le Cambro-ordovicien du forage LT-1bis. _____ 115

Figure III-13 : Coupe lithologique dans le Cambro-ordovicien du forage MSR-1. _____ 118

Figure III-14 : Motif élémentaire des séquences de dépôt dans l'Ordovicien du forage MSR-1. _____ 119

Figure III-15 : La séquence de dépôt. (Guillocheau, 1990 ; d'après Mitchum <i>et al.</i> , 1977 in Merzeraud, 1992).	123
Figure III-16 : Notion d'accomodation (espace disponible pour l'accumulation de sédiments à chaque instant). Le schéma tient compte de deux paramètres : l'eustatisme et la tectonique (d'après Posamentier <i>et al.</i> , 1988, in Merzeraud, 1992).	124
Figure III-17 : Profil stratigraphique représentant les différents cortèges sédimentologiques et discontinuités (Vail <i>et al.</i> , 1984).	126
Figure III-18 : Découpage stratigraphique des formations d'Ougarta (Fékirine <i>et al.</i> , 1998).	129
Figure III-19 : Cycles sédimentaires << transgression-régression >> du forage LT-1 bis au cours du Paléozoïque.	132
Figure III-20 : Charte eustatique pour la Paléozoïque (Haq 1989, révisée en 2002).	136
Figure III-21 : variation d'épaisseurs des cycles d'un forage à l'autre (données des puits TOT-1, LT-1bis, MSR-1 et OTLH-1).	137
Figure IV-1-1 : Carte schématique des bassins de l'Ahnet et de Sbaâ et de leur nvironnement, avec la localisation des affleurements (croix bleues, nw Ougarta) et des forages échantillonnés.	141
Figure IV-I-2 : Positions d'échantillons prélevés dans les affleurements de Dj'bel Boukbaïssat (Ougarta).	142
Figure IV-1-3 : Système de décantation par liqueur lourde, avec recueil des cristaux séparés par l'entonnoir à plaque filtrante (verre fritté).	149
Figure IV-1-4 : Cristaux d'apatites inclus dans une pastille de résine. Vue après polissage. La longueur des cristaux varie d'environ 100 à 200 μ m. Tous les cristaux, sauf deux, sont polis selon un plan approximativement parallèle à l'axe cristallographique C d'ordre 6 de l'apatite.	150
Figure IV-1-5 : Inclusion des grains à dater dans une pastille de résine.	151
Figure IV-1-6 : Furet d'irradiation contenant plusieurs échantillons emballés dans du papier fin avec trois verre-dosimètres.	154
Figure IV-2-1 : Comparaison, pour huit échantillons, des résultats obtenus par deux observateurs. Les $P(\chi^2)$ sont ceux reportés dans les tableaux IV-2-1, IV-2-2 et IV-2-3.	160
Figure IV-2-2 : Données TF de l'échantillon ODZ-1bis (533).	163
Figure IV-2-3 : Données TF de l'échantillon ODZ-1bis (572).	164
Figure IV-2-4 : Données TF de l'échantillon ODZ-1bis (644).	165
Figure IV-2-5 : Données TF de l'échantillon ODZ-1bis (2071).	167
Figure IV-2-6 : Données TF de l'échantillon ODZ-1 (844).	168

Figure IV-2-7 : Données TF de l'échantillon OTRA-1 (1446).	170
Figure IV-2-8 : Données TF de l'échantillon LT-1bis (953).	172
Figure IV-2-9 : Données TF de l'échantillon LT-1bis (1846).	173
Figure IV-2-10 : Données TF de l'échantillon LT-1bis (2232).	174
Figure IV-2-11 : Données TF de l'échantillon LTSW-1bis (772).	176
Figure IV-2-12 : Données TF de l'échantillon MSR-1 (1085).	179
Figure IV-2-13 : Données TF de l'échantillon MSR-1 (1756).	181
Figure IV-2-14 : Données TF de l'échantillon OTLH-1 (1251).	182
Figure IV-2-15 : Données TF de l'échantillon MSL-1 (1291).	183
Figure IV-2-16 : Données TF de l'échantillon TITN-1 (2692)/	184
Figure IV-2-17 : Données TF de l'échantillon MKRN- (1030).	185
Figure IV-2-18 : Données TF de l'échantillon BH-5 (1532).	187
Figure IV-2-20 : Données TF de l'échantillon (Arkose).	189
Figure IV-4 -1 : Comparaison entre les âges obtenus par GEOTRACK et ceux dans ce travail pour la bassin de l'Ahnet.	195
Figure IV-4 -2 : Comparaison entre les âges obtenus par GEOTRACK et ceux dans ce travail pour la bassin de l'Ahnet.	196
Figure C-1 : Courbe d'enfouissement des sédiments des forages OTRA-1 (Cuvette de Sbaâ, haut) et TEG-1 (bassin de l'Ahnet, bas), (Duddy et Logan, 1998).	202
Figure C-2 : Principaux événements ayant affecté les bassins de Reggane, de l'Ahnet et la cuvette de Sbaâ.	207
Figure C-3 : Modèle de thermicité des bassins de Reggane, Ahnet et de la cuvette de Sbaâ depuis le Carbonifère supérieur.	208

- INTRODUCTION -

LES HYDROCARBURES, source d'énergie essentielle durant le XX^e siècle, jouent un rôle toujours primordial de nos jours. Depuis une cinquantaine d'années, les techniques de prospection, de forage, de gestion des champs exploités ont fait de très considérables progrès. Ainsi, dans les années 1960-70, l'apparition de la thermochronologie par "traces de fission" (Price et Walker, 1963) puis l'émergence de la stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1977) ont-elles apporté de nouvelles contributions dans l'étude des bassins, pour l'une dans la reconstitution de l'histoire thermique d'échantillons et de colonnes sédimentaires, pour l'autre dans l'analyse des milieux et des cyclicités de sédimentation.

La datation par traces de fission (TF) repose sur l'endommagement local d'un réseau cristallin résultant de l'énergie libérée par la fission spontanée d'un atome d'uranium 238. Cette méthode avait tout d'abord été appliquée aux roches d'origine métamorphique ou magmatique, principalement à partir de leurs apatites et dans une moindre mesure, de leurs zircons. Les traces de fission ne commencent à être enregistrées durablement qu'à des températures inférieures à environ 120°C et 300°C respectivement dans ces deux espèces minérales. Par conséquent, les âges TF ne pouvaient être que des âges de "refroidissement" (*cooling ages*), post-datant la mise en place d'un complexe métamorphique ou d'un massif plutonique.

Réciproquement, lors d'un réchauffement, les traces de fission commencent à s'altérer à des températures supérieures à environ 50-60°C dans l'apatite et 180°C dans le zircon. Il existe donc une "fenêtre" critique de températures dans laquelle les traces sont progressivement détruites. Pour l'apatite, cette fenêtre, située entre ~60 et 120°C, correspond approximativement à celle de la maturation de la matière organique d'un sédiment en hydrocarbure liquide puis à son cracking en gaz. C'est la raison pour laquelle, dès les années 1970, la "thermochronométrie" par TF a été appliquée à l'étude de forages pétroliers.

Les séries sédimentaires paléozoïques de la plate-forme saharienne présentent un potentiel important en hydrocarbures. L'essentiel des gisements se situent dans la partie orientale de cette plate-forme en Algérie, aux confins de la Tunisie et de la Libye. Des gisements de gaz naturel sont également connus dans les bassins de Reggane, de Timimoun et de l'Ahnet. Cependant, les potentialités de ces zones de production sont bien inférieures à celles des bassins orientaux de la plate-forme algérienne.

L'exploration des bassins occidentaux révèle des potentialités majeures en gaz, mais également en huile dans la cuvette de Sbaâ, située en bordure nord des Monts d'Ougarta. L'ensemble des travaux montre que ces potentialités en hydrocarbures (huile et gaz) sont contrastées d'un bassin à l'autre. Les perspectives en hydrocarbures suggèrent la potentialité en huile et gaz à la périphérie des Monts d'Ougarta (bassin de Reggane et cuvette de Sbaâ), alors que seul le gaz pourrait être présent plus loin, dans le bassin de Tindouf à l'Ouest et dans celui de l'Ahnet et Timimoun au Sud-est et à l'Est. Ces différences n'étaient pas clairement comprises à ce jour. Dans la mesure où la nature des hydrocarbures présents dans les réservoirs dépend en grande partie (1) du stade de maturation de la matière organique des roches-mères et (2) de l'évolution thermique postérieure des réservoirs (possibilités de cracking secondaire), il est extrêmement important d'intégrer l'histoire thermique des bassins sédimentaires dans les études pétrolières. Tel est l'objectif premier de ce travail de doctorat, avec son application aux séries sédimentaires paléozoïques de la cuvette de Sbaâ et du bassin de l'Ahnet.

Afin d'atteindre nos objectifs, nous avons adopté une double approche. Il convenait dans un premier temps d'analyser les caractéristiques de la colonne lithostratigraphique, tant par des travaux sur le terrain que par des analyses de puits (carottes étudiées à la Carothèque de la SONATRACH à Hassi Messaoud, diagraphies). Dans un second temps, des échantillons de grès ont été prélevés, principalement dans les carottes de forages, afin d'en extraire les apatites pour l'étude des traces de fission.

L'étude sur le terrain a permis de déterminer les différents environnements de dépôt. Cette étape était importante pour contraindre le contexte de la sédimentation de la plate-forme saharienne occidentale, mais également pour déterminer les paléotranche d'eau aux différentes périodes. Ce travail devait servir de base au découpage séquentiel de la colonne lithostratigraphique. Cette approche apporte des informations utiles pour évaluer la préservation des séries sédimentaires et, par conséquent, les épisodes de non-dépôt ou d'érosion.

Les travaux conduits au laboratoire concernaient l'analyse des traces de fission des apatites prélevées dans une sélection d'échantillons dans 13 puits forés par la SONATRACH (6 dans la cuvette de Sbaâ et 7 dans le bassin de l'Ahnet). Les objectifs étaient de reconstituer les paléogradients géothermiques de la plate-forme saharienne occidentale, les températures maximales atteintes par les différents niveaux lithostratigraphiques et, par une modélisation numérique, de reconstituer l'histoire thermique des colonnes sédimentaires étudiées. Le corollaire de cette approche était de tenter de comprendre l'historique de la maturation de la matière organique, l'évolution secondaire possible des hydrocarbures dans les différents réservoirs et, *in fine*, de rendre compte des potentialités en hydrocarbures contrastées des différents bassins et, en particulier, de la cuvette de Sbaâ et du bassin de l'Ahnet.

Le présent mémoire s'articule autour de deux parties de deux chapitres chacune. La première partie présente dans un premier chapitre une synthèse bibliographique sur l'évolution géologique de la plate-forme saharienne occidentale, replacée dans le contexte géodynamique général. Le second chapitre rappelle les principes de la méthode des traces de fission appliquée à ce travail. La seconde partie présente les résultats du travail, dans le chapitre 3 pour les aspects de sédimentologie et de stratigraphie séquentielle, le chapitre 4 étant consacré, quant à lui, aux résultats de l'analyse thermochronologique. Dans tous les cas, les résultats sont confrontés à d'autres données antérieures.

- PREMIERE PARTIE -

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL ET METHODOLOGIE

Chapitre I

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

LES TRAVAUX réalisés dans le cadre de cette thèse concernent la cuvette de Sbaâ et le bassin de l'Ahnet qui se situent au niveau de la plate-forme saharienne, dans le Sud-Ouest de l'Algérie. Dans cette partie, nous présentons les grands traits géologiques de ces deux bassins dans leur contexte géodynamique. Leur évolution s'inscrit dans celle de l'Afrique du Nord qui a subi de nombreux événements géologiques du Précambrien à l'Actuel. Nous résumons ici, dans un premier temps la géologie générale de l'Algérie avant de détailler l'évolution de la plate-forme saharienne en y replaçant notre secteur d'étude.

* *
*

I.1 GEOLOGIE GENERALE DE L'ALGERIE

L'histoire géologique de l'Algérie s'inscrit dans une longue évolution géodynamique. Dans son état actuel, l'Afrique du Nord correspond à une zone ayant subi plusieurs phases de déformation et de sédimentation depuis le Précambrien (figure I-1). La géologie de la partie septentrionale de l'Algérie est marquée par l'empreinte de l'orogénèse alpine (domaines tellien et atlasique). Le linéament majeur du pays correspond à la *flexure sud-atlasique* qui sépare l'Algérie alpine au Nord de la plate-forme saharienne au Sud, constituée pour l'essentiel de terrains du Précambrien et du Paléozoïque. Cette plate-forme a peu évolué depuis la fin du Paléozoïque et correspond *de facto* à un domaine cratonique relativement stable (Fabre, 1976 ; Coward et Ries, 2003).

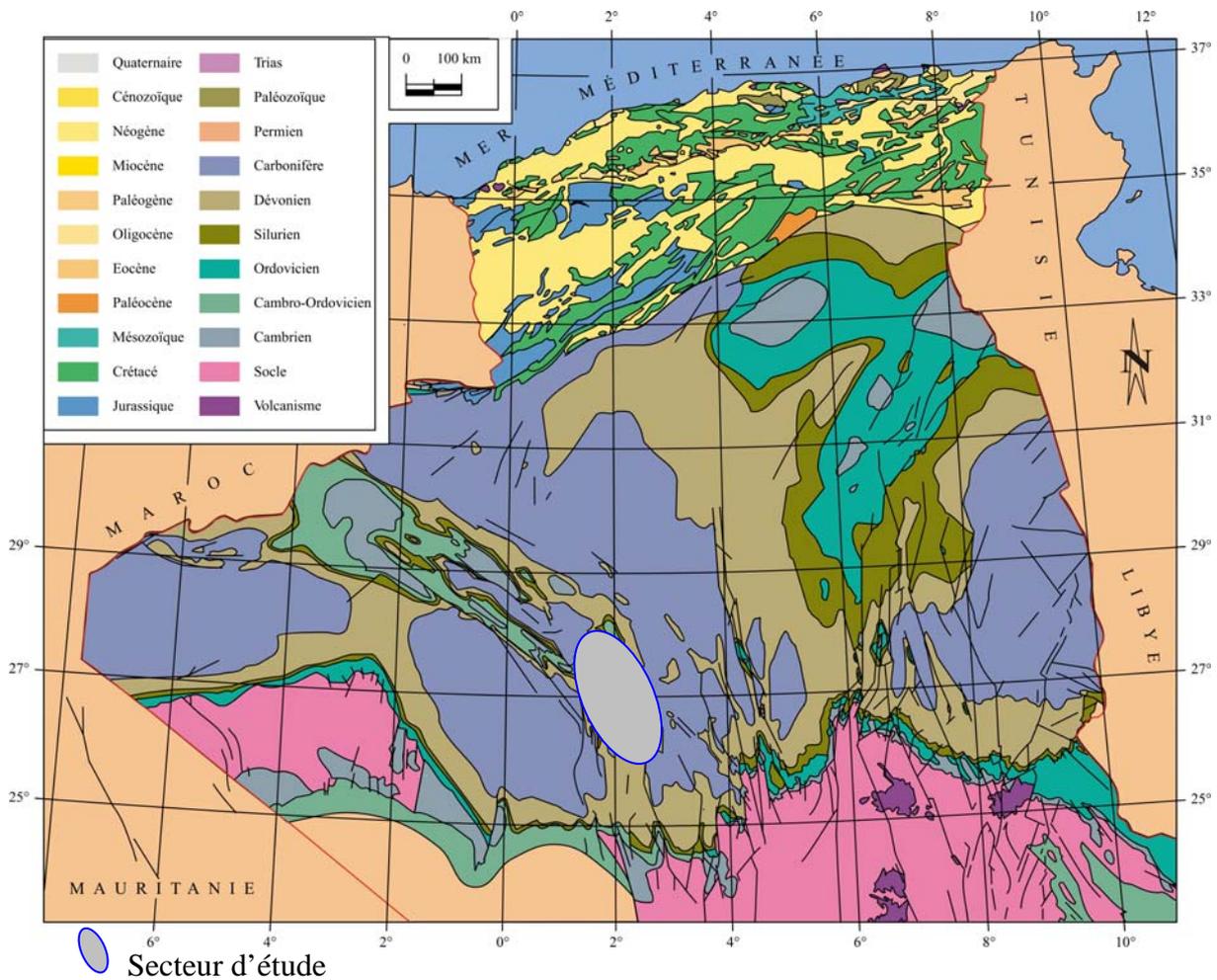


Figure I-1 : Carte géologique de l'Algérie. D'après la carte géologique internationale de l'Afrique (feuille n°2), CGMW/UNESCO 1990 pour le Nord de l'Algérie et un document SONATRACH.

I.1.1 Géologie de l'Algérie alpine

Cette région est constituée d'ensembles structuraux et sédimentaires portant l'empreinte de la tectonique alpine. Deux ceintures orogéniques se trouvent juxtaposées, le domaine tellien au Nord (chaîne téthysienne) et l'Atlas saharien au Sud (chaîne intracontinentale). On en peut distinguer, selon un transect nord-sud, de la mer Méditerranée jusqu'à la flexure sud-atlasique, les ensembles géologiques suivants (figure I-2) :

- le *plateau continental* bordant la Méditerranée (Glangeaud, 1932 ; Saadallah, 1992) qui se situe à l'aplomb de la limite plus ou moins diffuse entre les plaques Nubie et Eurasie. La limite a des caractères décro-chevauchants à vergence nord et est caractérisée par une sismicité moyenne (Meghraoui, 1988) pouvant être le lieu de violents séismes (e.g. le séisme d'Alger du 21 mai 2003, $M_s = 6.6$). Cette limite marque le prolongement de la grande faille transformante Azores-Gibraltar qui se raccorde également à l'arc de Gibraltar (Leblanc et Olivier, 1984 ; Sanz De Galdeano, 1990).
- le *domaine tellien* qui correspond à un domaine orogénique de collision des Maghrébides, caractérisé par la présence d'un empilement de nappes de charriages auquel sont associés des bassins intra-montagneux (Caire, 1957 ; Mattauer, 1958 ; Piqué *et al.*, 2002). Le domaine tellien appartient au chapelet des chaînes alpines péri-méditerranéennes (domaines bétique, rifain, arc calabrais) et constitue une ceinture orogénique distincte de l'Atlas. Les formations sédimentaires de couverture sont d'âge mésozoïque et cénozoïque et reposent sur un socle varisque impliqué dans le plissement. La déformation tangentielle de l'ensemble conduit à la mise en place des nappes de charriage et à un métamorphisme de haute-pression dans les zones internes (Wildi, 1983). Au Miocène, l'ensemble chevauche vers le Sud le sillon tellien qui le sépare du domaine des Haut-Plateaux (figure I-2a). Ce sillon correspond à l'ancienne marge passive téthysienne méridionale qui a évolué en contexte de bassin d'avant-pays à la suite de l'inversion tectonique (Bracène et Frizon de Lamotte, 2002) ;
- le *domaine des Hauts-Plateaux* correspond à un domaine d'avant-pays qui forme l'équivalent en Algérie de la Meseta marocaine. Il chevauche le sillon tellien vers le Nord, selon une vergence opposée à celle reconnue dans le Sud du domaine tellien (Bracène et Frizon de Lamotte, 2002 ; figures I-2A et I-2B). Vers l'Ouest, le domaine des Hauts-Plateaux présente une déformation modérée de couverture décollée de son substratum au niveau des évaporites du Trias. Vers l'Est, la déformation est plus poussée ; c'est le cas au niveau du bassin du Hodna (Guiraud, 1973, 1975 ; Bracène et Frizon de Lamotte, 2002) où la tectonique en décollement conduit à un écaillage important de la couverture et à l'apparition du domaine subsident cénozoïque du bassin. Cette évolution structurale, couplée à la flexuration de la lithosphère sous-jacente, est celle d'un domaine d'avant-pays.
- l'*Atlas saharien* est la continuité orientale du Haut-Atlas marocain (Bracène et Frizon de Lamotte, 2002 ; Piqué *et al.*, 2002 ; figure I-2a). Ce domaine orogénique distinct s'est

formé à la suite de l'ouverture d'un système de rifts pendant le Lias, conduisant à l'individualisation d'une fosse subsidente d'orientation WSW-ESE qui s'étend du Maroc à la Tunisie. À l'Eocène supérieur, cette fosse subit une déformation transpressive en Algérie, alors que le plissement commence dès le Jurassique moyen au Maroc (Piqué *et al.*, 2002). L'évolution de cette déformation, qui fait suite à une inversion tectonique (Bracène et Frizon de Lamotte, 2002) au cours du Cénozoïque conduit à une surrection de l'Atlas saharien.

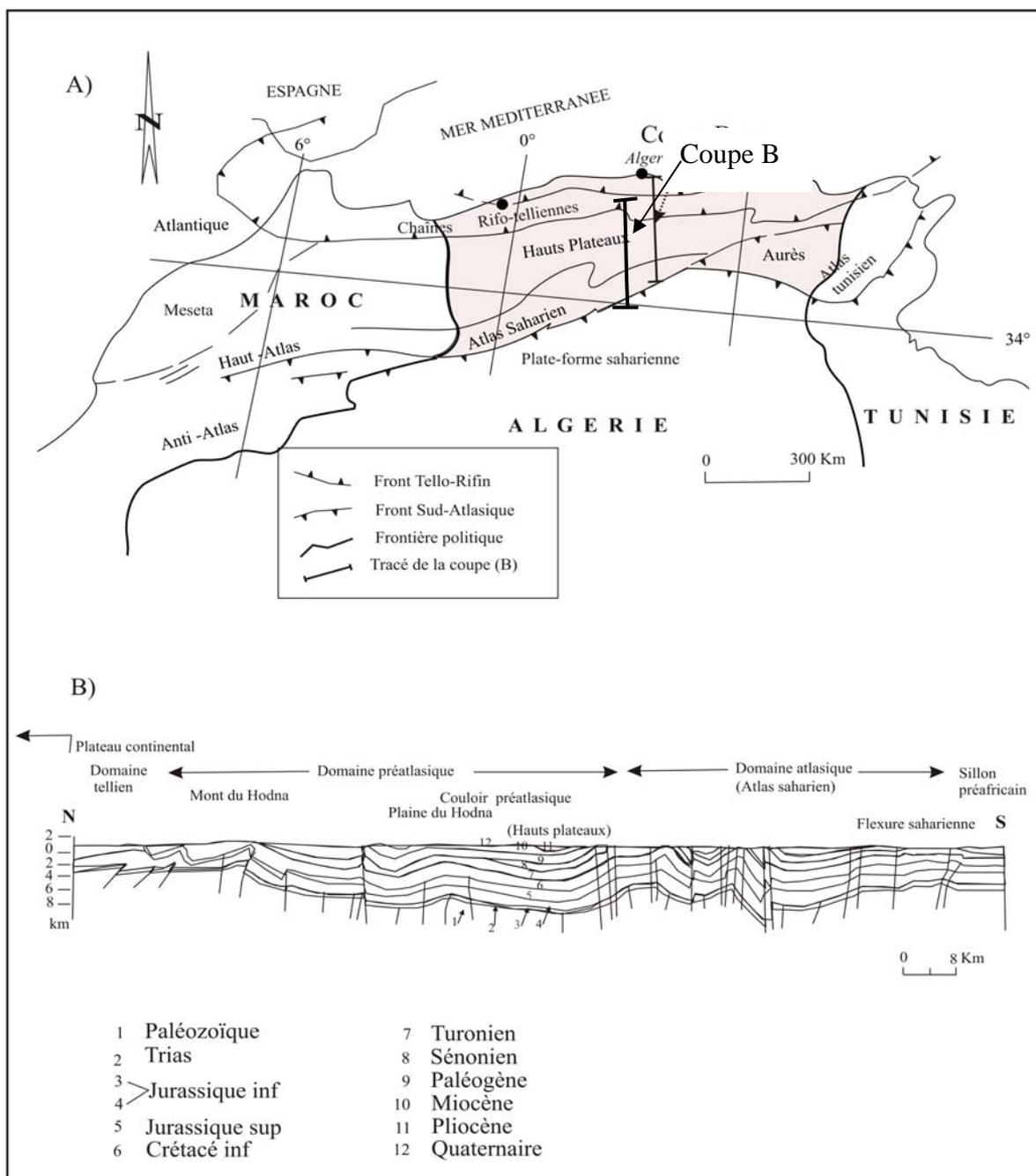


Figure I-2 : A. Carte structurale simplifiée (document SONATRACH, modifié).
B. Coupe N-S (d'après Guiraud, 1975, in Brassen, 2002).

I.1.2 La flexure sud-atlasique

La flexure sud-atlasique marque la limite entre le domaine alpin plissé nord-algérien (domaine atlasique) et la plate-forme saharienne située au Sud (figure I-2a). On considère classiquement cette structure comme un ensemble monoclinale d'avant-pays. Elle est en fait marquée par le chevauchement de l'Atlas saharien sur la plate-forme saharienne par l'intermédiaire de grands plis en rampes et duplex (Outtani *et al.*, 1995). La flexure se scinde en deux segments qui prennent en écharpe le massif alpin des Aurès vers l'Est.

I.1.3 La plate-forme saharienne

La plate-forme saharienne, située au Sud de la flexure sud-atlasique s'étend sur une superficie de 8.000.000 km², concernant plusieurs pays du Nord du continent africain (figure I-3). Elle constitue un domaine cratonique stable depuis le Paléozoïque. On y rencontre des terrains très anciens, du Protérozoïque (1,8-2 Ga ; Trompette, 1995) mis en place à l'Archéen et lors de l'orogénèse éburnéenne. Ces formations constituent de vieux boucliers stables, comme le bouclier Réguibat par exemple (Rocci *et al.*, 1991). Le bouclier du Hoggar, également très ancien, a subi de surcroît les effets de l'orogénèse panafricaine (Liégeois *et al.*, 2003).

Les différentes parties du socle de la plate-forme saharienne font partie du Gondwana, super-continent formé par le collage de blocs continentaux issus de la Rodinia lors des événements orogéniques panafricains. Parmi les témoins de ce cycle orogénique ancien 625-550 Ma (Black *et al.*, 1979 ; Caby *et al.*, 1981 ; Fabre, 1988 ; Ziegler, 1988 ; Scotese et McKerrow, 1990 ; Black et Liégeois, 1993 ; Trompette, 1995 ; Schandelmeier *et al.*, 1997), on reconnaît la zone de suture de la chaîne panafricaine de l'Ouest (Trompette, 1995) qui correspond à une chaîne de collision. On retrouve des traces de cette suture, en particulier au niveau des Monts de l'Ougarta dans notre zone d'étude.

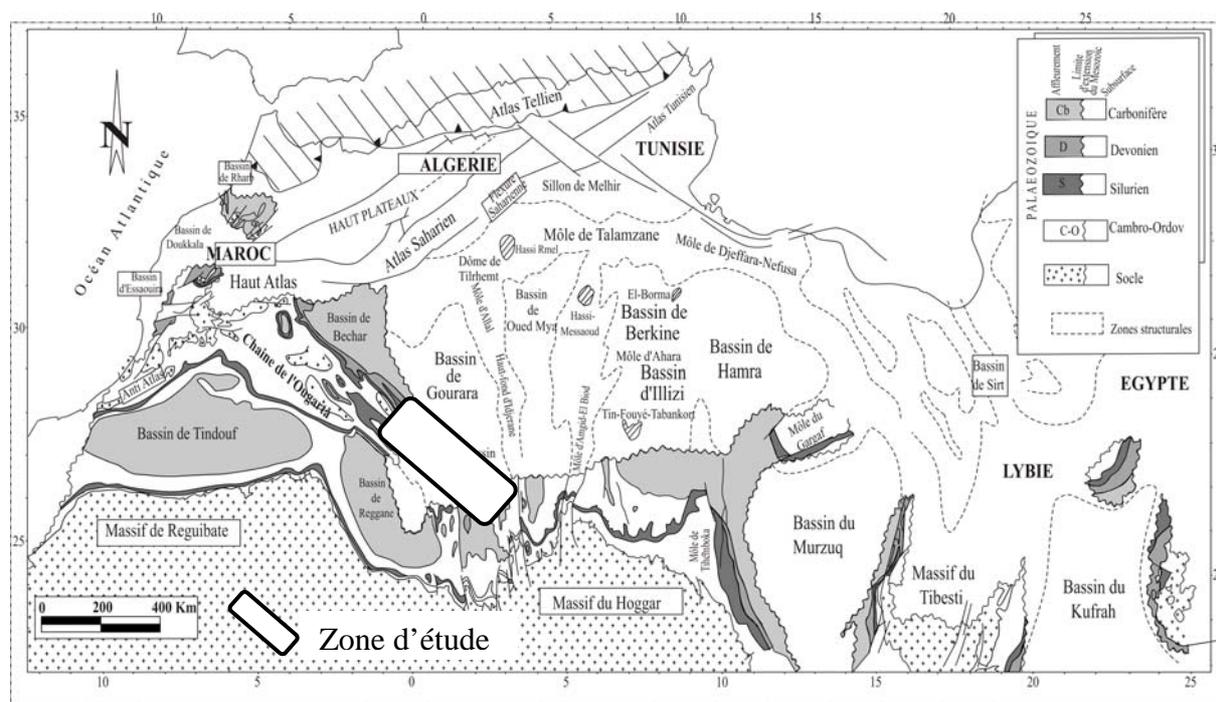


Fig I-3 : Carte des principaux éléments morphostructuraux de la plate-forme saharienne (modifiée d'après Boote *et al.*, 1998).

On reconnaît dans cette plate-forme plusieurs zones subsidentes qui ont conduit au développement d'importants bassins sédimentaires qui se développent entre les boucliers (figure I-3). Ils sont caractérisés par des subsidences et des déformations variables et sont limités par des môles. Dans la partie algérienne de la plate-forme, les bassins les plus importants sont ceux d'Ilizi-Berkine à l'Est, d'Hassi Messaoud, d'Hassi R'mel et de l'Oued Mya au centre, et de Tindouf, de Béchar, de Reggane, d'Ahnet, Sbaâ, et de Timimoun à l'Ouest (figure I-4). Les séries paléozoïques, discordantes sur le socle et qui forment le remplissage de ces bassins, ont des épaisseurs importantes, dépassant souvent les 8000 m (Aliiev *et al.*, 1971 ; Beuf *et al.*, 1971 ; Fabre, 1976, 1988 ; Legrand, 1985). Les épaisseurs sont très variables et des lacunes sédimentaires ont été identifiées. Les séries sédimentaires du Paléozoïque, essentiellement détritiques, ont été affectées par les déformations du cycle orogénique calédonono-varisque (Fabre, 1988 ; Donzeau *et al.*, 1981 ; Zazoun, 2001).

La série sédimentaire méso-cénozoïque de la plate-forme saharienne, peu épaisse (< 850 m), repose en discordance sur le Paléozoïque (Busson, 1970 ; Beuf *et al.*, 1969 ; Boudjemaâ, 1987 ; Takhris ; 1990 ; Bekkouche, 1992 ; Khennous, 1997 ; Boote *et al.*, 1998). D'importants cordons dunaires recouvrent la plate-forme, comme les Grands Ergs Occidental

et Oriental au Nord, l'Erg Chech qui recouvre en partie la désolante surface du plateau du Tanezrouft et l'Erg Iguidi aux confins de la Mauritanie.

I.1.4 Le bombement du Hoggar : un complexe magmatique cénozoïque

Le Hoggar est un bombement d'échelle lithosphérique (Lesquer *et al.*, 1988) associé à un point chaud (Aït Hamou et Dautria, 1994). L'activité magmatique a conduit, dès l'Eocène supérieur, à l'épanchement, à son sommet de trapps basaltiques à affinités tholéïtiques. Elle s'est poursuivie, entre le Miocène et le Quaternaire, par l'édification de plusieurs districts volcaniques alcalins à sa périphérie.

Ce bombement lithosphérique est associé à la présence d'un manteau supérieur de faible densité, en relation avec des phénomènes asthénosphériques susceptibles de s'accompagner d'une intense métasomatose (existence de kimberlites et de carbonatites) datant de la fin du secondaire-début tertiaire. Ces phénomènes accompagnent probablement un important étirement crustal (Dautria et Lesquer, 1989). D'après les données géophysiques, il semblerait cependant que ce bombement ne soit pas associé à un gradient géothermique anormal comme le suggèrent les mesures du flux thermique actuel (Lesquer *et al.*, 1988, 1989). Cependant, on peut penser qu'il était plus important dans le passé, et qu'il serait à l'origine de l'intumescence thermique de cette région.

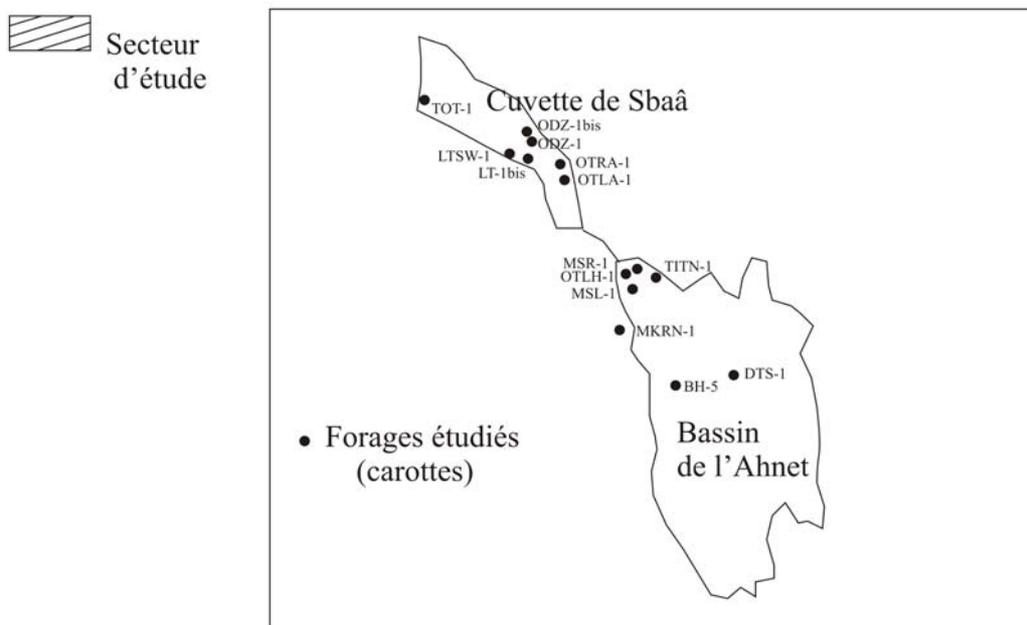
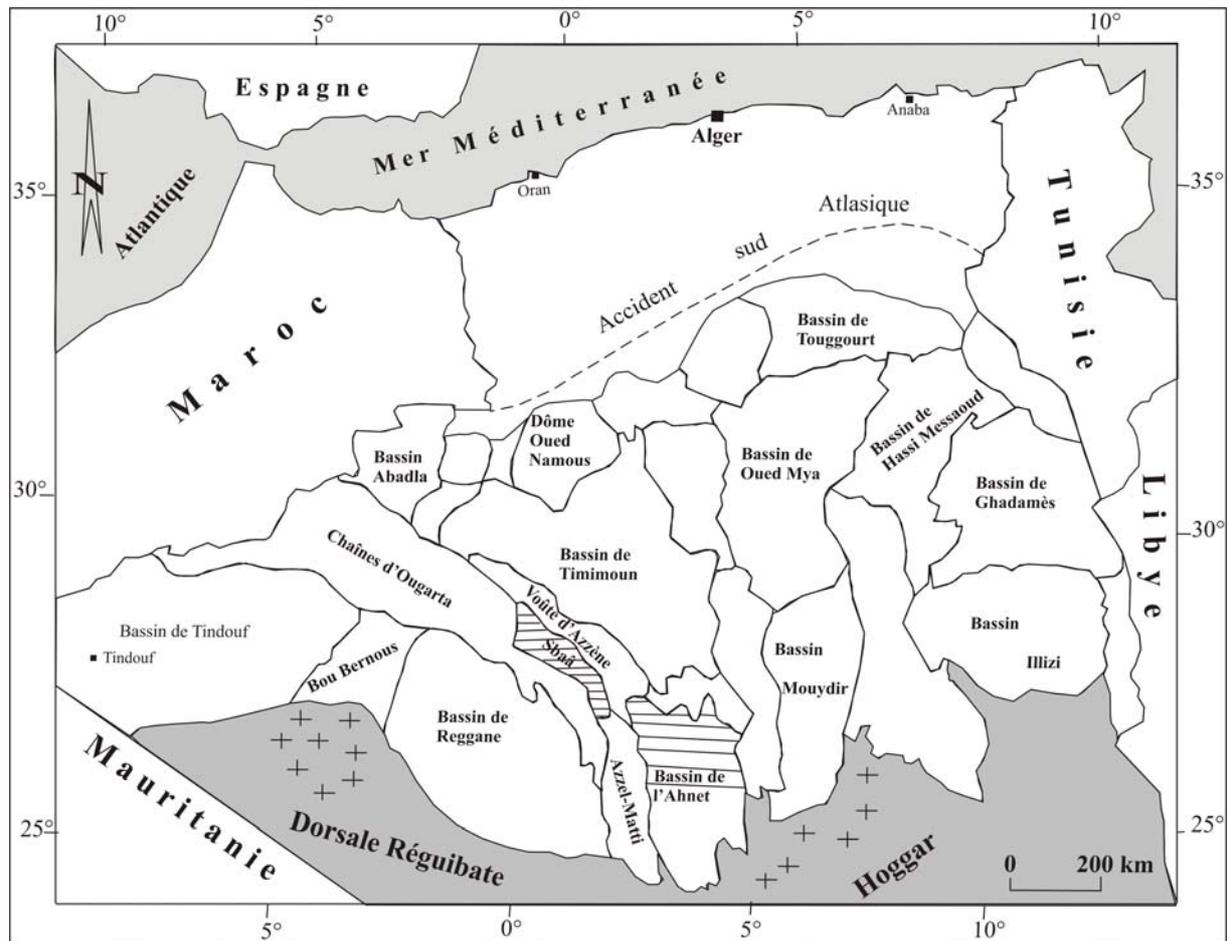


Figure I-4 : Les bassins les plus importants de la plate-forme saharienne en Algérie. (Carte SONATRACH, Division Exploration).

I.2 LES PRINCIPAUX ELEMENTS STRUCTURAUX DE LA PLATE-FORME SAHARIENNE

La région d'étude se situe dans l'Ouest-Sud-Ouest du Sahara algérien au niveau de la plate-forme saharienne (figure I-3). Des ergs (massifs de dunes de sable) et des regs (plateaux caillouteux) constituent les paysages de la zone étudiée. Seuls les monts d'Ougarta présentent des reliefs significatifs. Ailleurs, les affleurements se rencontrent dans le lit des oueds limités par des hamadas (plateaux). L'altitude moyenne de la zone est comprise entre 500 et 700 m.

La plate-forme saharienne qui occupe une très grande surface de la partie septentrionale du continent africain (figure I-3) correspond à l'une des plus grandes plates-formes précambriennes au monde. Elle est aujourd'hui constituée de l'association de plusieurs bassins intracratoniques d'âge paléozoïque. On distingue deux grands ensembles de bassins situés de part et d'autre de la suture panafricaine marquée, entre autres, par l'alignement des monts d'Ougarta.

I.2.1 Historique des études

Les premiers travaux de reconnaissance géologique dans la région remontent au XIX^e siècle. Ils firent l'objet d'une première synthèse géologique lors de l'excursion géologique organisée par Oscar Lenz en 1880, avec un itinéraire allant du Maroc au Mali, en traversant le Sahara algérien. Au cours de cette excursion, les premiers fossiles du Dévonien et du Carbonifère ont été déterminés. D'autres travaux de reconnaissance ont été conduits dès le début du XX^e siècle entre autres, ceux de Gautier, 1906 ; Menchikoff, 1924, 1930, 1949 ; Meyendorf, 1938 ; Pouyetto, 1952 ; Beuf *et al.*, 1971. Dans le cadre de ces travaux, des cartes géologiques ont été levées à différentes échelles (Fabre *et al.*, 1972 ; Fabre, 1978).

Les travaux d'exploration géologique prennent beaucoup d'ampleur à partir des années 50 en raison de l'essor des prospections pétrolières qui ont permis de mettre en évidence d'importants gisements d'hydrocarbures dans le Sahara algérien. Ces gisements sont parmi les plus importants au monde. La découverte des grands gisements pétroliers, d'huile d'Hassi Messaoud et de gaz à Hassi R'Mel, a orienté l'effort de recherche principalement dans l'Est du pays au détriment de l'exploration dans l'Ouest, où les travaux sont peu

abondants. À l'heure actuelle, la connaissance détaillée de la géologie et de la structure du centre et de l'Ouest de la plate-forme saharienne d'Algérie demeure fragmentaire.

L'ensemble de ces travaux de précision inégale a permis de définir les principaux éléments structuraux de la partie occidentale de la plate-forme saharienne (figure I-3) de l'Algérie où l'on rencontre les zones d'étude de ce travail.

I.2.2 Les boucliers

Trois boucliers très anciens issus de la structuration du craton ouest-africain (Réguibat et Léo) et de l'orogénèse panafricaine (Hoggar) caractérisent la partie nord-occidentale du continent africain (figure I-5). Les bassins sédimentaires de notre secteur d'étude se situent en position périphérique et intermédiaire entre les boucliers Réguibat et du Hoggar.

I.2.2.1 Le bouclier Réguibat

Il occupe un territoire d'environ 500 000 km², et se répartit sur plusieurs pays situés dans la partie Nord occidentale du continent, à la bordure méridionale du bassin de Tindouf. Constitué de roches cristallines d'âge précambrien, datant de plus de deux milliards d'années, il est subdivisé en deux entités géotectoniques majeures (Rocci *et al.*, 1991) :

- le *bouclier archéen* situé à l'Ouest et constitué de roches archéennes, essentiellement métamorphiques (gneiss, migmatites, amphibolites, leptynites) et de granites. Il est affecté par le cycle orogénique libérien (= orogénèse ouzzalienne) entre 3 et 2,5 Ga (Bessoles, 1983) ;
- le *bouclier birrimien* en position centrale et orientale est essentiellement granitique. Il a quant à lui été affecté, entre 2,5 et 2 Ga, par le cycle orogénique birrimien qui s'achève par le cycle éburnéen.

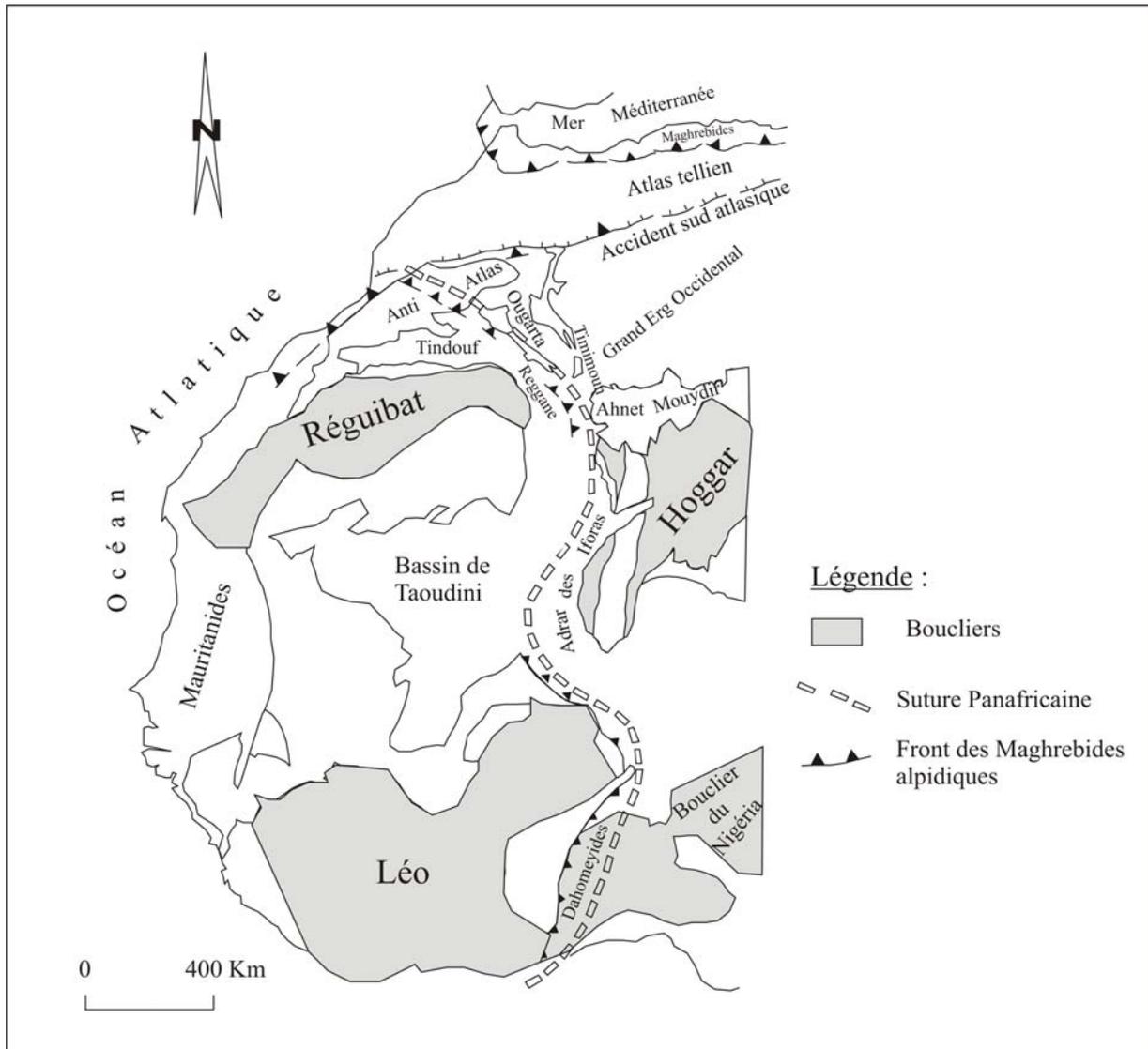


Figure I-5 : Carte schématique régionale, illustrant les principaux éléments structuraux (Etablie sur la base des cartes de Fabre 1976 et de Roussel *et al.*, 1991).
(in Khennous, 1997, simplifiée).

I.2.2.2 Le Hoggar (bouclier Targui)

Le bouclier du Hoggar, constitué pour l'essentiel de formations du Précambrien, forme actuellement des reliefs qui dominent le cœur de la plate-forme saharienne. La structuration et le métamorphisme du bouclier du Hoggar sont liés au cycle orogénique éburnéen (2 Ga). Deux autres périodes de structuration plus récentes se superposent à ce cycle. Il s'agit des cycles kibarien (1 Ga) et panafricain (650-750 Ma). Ce dernier événement exprime la phase

de collision entre le craton ouest-africain et la zone mobile panafricaine (Bertrand et Caby, 1978 ; Bertrand *et al.*, 1983 ; Dautria et Lesquer, 1989), période de mise en place de grandes quantités de granite (Dautria et Lesquer, 1989).

Du fait de cette évolution complexe, on distingue plusieurs domaines structuraux dans le Hoggar :

- Le *Hoggar occidental*, possède une structure complexe. Les terrains les plus anciens sont affectés par l'orogénèse libérienne à la fin de l'Archéen (2,7 Ga). Ils sont surmontés par diverses unités sédimentaires et volcano-sédimentaires dont les plus récentes sont d'âge protérozoïque terminal (800-570 Ma ; Allègre et Caby, 1972). L'ensemble est déformé lors de l'orogénèse panafricaine (= pharusienne) ;
- Le *Hoggar central* formé essentiellement de granulites et de gneiss au niveau d'un socle pré-panafricain réactivé au Panafricain (Takherist, 1990) ;
- Le *Hoggar oriental*, caractérisé sur sa marge occidentale par la présence de la chaîne intracontinentale de Tiririne d'âge protérozoïque terminal (Bertrand et Caby, 1978 ; Takhrhist, 1990), est stabilisé depuis 750 Ma.

La structuration du bouclier du Hoggar s'exprime par des failles subméridiennes soulignées par d'importantes bandes mylonitiques. Elles délimitent des horsts et grabens d'orientation sub-méridienne. Ces failles se prolongent vers le Nord et ont rejoué au cours du Paléozoïque et, dans une moindre mesure, au Mésozoïque et au Cénozoïque. Leur présence a contrôlé de manière importante le remplissage des bassins de la plate-forme saharienne à proximité du bouclier. Ces failles ont également subi des rejeux relativement récents (Bertrand *et al.*, 1983).

La phase panafricaine tardive autour de la limite Précambrien-Cambrien qui clot la structuration du Hoggar a été suivie d'une période d'érosion importante qui nivelle les reliefs. Une vaste pédiplaine se forme. Elle possède une légère pente vers le Nord. Les sédiments plus récents se déposent en discordance sur cette *surface infra-tassilienne*. La géométrie des

dépôts est influencée par la pente de cette paléosurface comme le montrent les directions des apports du matériel libéré par la destruction des reliefs montagneux vers des zones de sédimentation situées au Nord et au Nord-Ouest (Beuf *et al.*, 1971) (figure I-6). La sédimentation s'effectue alors dans des espaces subsidents au cours du Paléozoïque. La subsidence est particulièrement importante au cours du Dévonien et du Permo-Carbonifère. L'évolution du Hoggar se poursuit au Cénozoïque avec d'importants épisodes volcaniques (Dautria J.M. et Lesquer A. 1989 ; Aït Hamou et Dautria, 1994).

L'évolution tectonique du bouclier du Hoggar se poursuit jusqu'au Quaternaire. Cette évolution contrôle en partie le développement des bassins sédimentaires de la plate-forme saharienne. L'évolution thermique du Hoggar, en particulier en relation avec la mise en place de corps magmatiques au cours du Cénozoïque, va également influencer l'histoire thermique de ces bassins sédimentaires (Makhous et Galushkin, 2003).

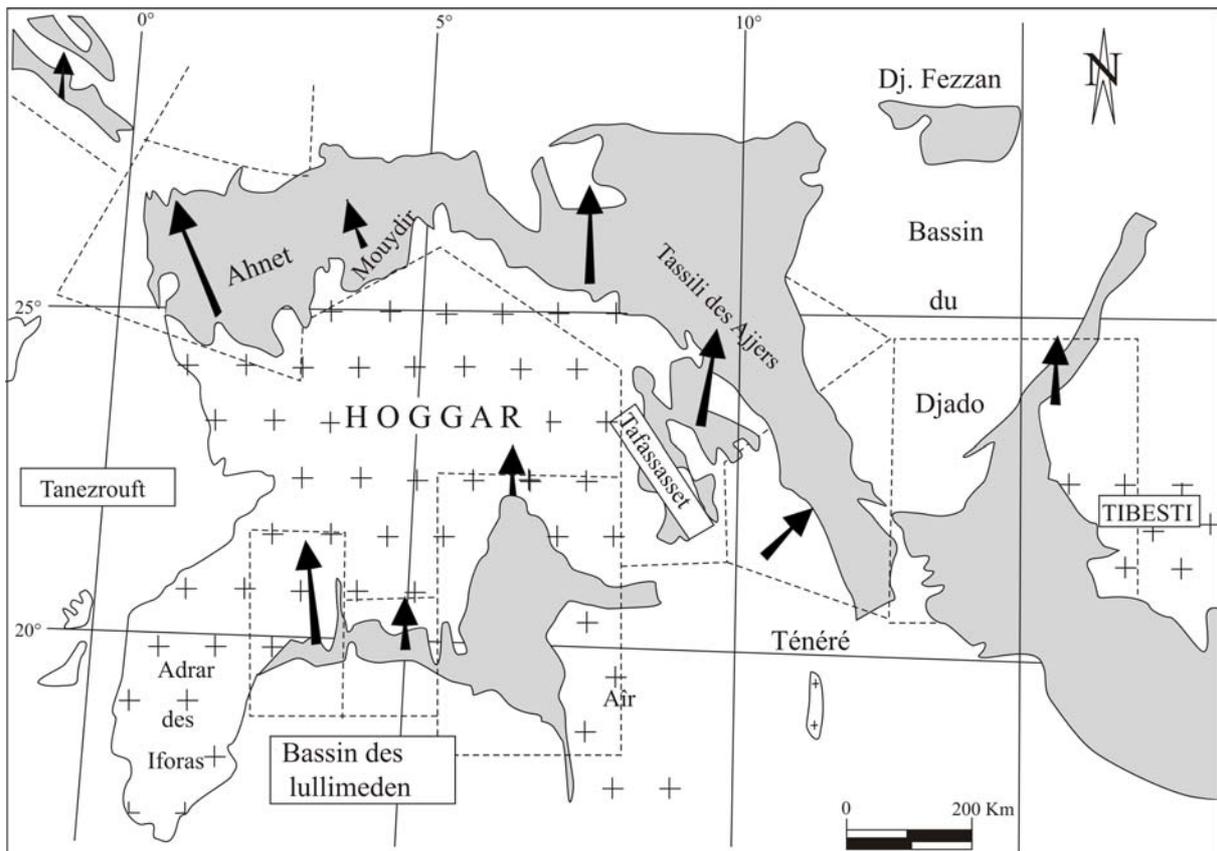


Fig I-6 : Inclinaison de la surface infratassilienne vers le Nord d'après les reconstitutions de paléocourants (modifiée d'après Beuf *et al.*, 1971). (in Boudjemaâ, 1987). La longueur de chaque flèche est proportionnelle au nombre de mesures de chaque région.

I.2.3 Les monts d'Ougarta

Les monts d'Ougarta s'étendent sur une longueur d'environ 450 km pour une largeur de 200 km. Du point de vue géomorphologique, l'Ougarta est formé de monticules ne dépassant pas les 700 m d'altitude et de vastes dépressions. Cet ensemble représente l'un des éléments structuraux les plus importants de la plate-forme saharienne (figure I-7). Les monts d'Ougarta se situent à l'aplomb de la ligne de suture panafricaine (Donzeau *et al.*, 1981 ; Collomb et Donzeau, 1974 ; Fabre, 1976 ; Aït Kaci, 1990) qui sépare le socle du bouclier Réguibat à l'Ouest du domaine panafricain qui affleure dans le Hoggar à l'Est. Les reliefs viennent disparaître vers le Nord-Ouest dans l'Anti-Atlas marocain. Actuellement, les monts d'Ougarta constituent une « ride » qui sépare le bassin de Timimoun au NE de celui de Reggane au SW.

Dans leur partie nord-occidentale, les monts d'Ougarta se séparent en deux faisceaux de plis, le *faisceau de la Saoura* au Nord, et le *faisceau de la Daoura* au Sud. Le domaine synclinal qui sépare ces deux faisceaux représente en fait le prolongement morphologique nord-ouest de la *cuvette de Sbaâ*. Vers le Sud-Est, les monts d'Ougarta viennent se raccorder avec le haut-fond du Bled El Mass – Azzel Matti qui marque la limite entre les bassins de Reggane et de l'Ahnet.

Le socle des monts d'Ougarta affleure à la faveur de boutonnières où l'on observe principalement des formations ignimbrtiques (Djebel Bou Kbaïssset, Collomb et Donzeau, 1974) et molassiques panafricaines. Les formations sédimentaires qui constituent le corps des monts d'Ougarta reposent sur un matériel volcano-sédimentaire constitué de grès arkosiques de la base du Cambrien (Fabre, 1976 ; Aït Kaci, 1990). Cinq mégaséquences de deuxième ordre ont été définies depuis le Cambrien jusqu'au Dévonien (Fekirine et Abdellah, 1998 ; Zazoun *et al.*, 2004).

L'ensemble de la couverture sédimentaire du Paléozoïque de l'Ougarta est plissé. Les flexures sont liées au jeu en failles inverses de fractures du socle, et se traduisent par la présence de plis en genou dont l'ampleur s'échelonne du kilomètre à la dizaine de kilomètres, et de kink-bands (Donzeau, 1971b ; Zazoun *et al.*, 2004). Les plis présentent deux directions

majeures, NW-SE dite « Ougartienne » et E-W (Menchikoff *et al.*, 1952 ; Donzeau, 1972). Ces systèmes de grands plis ouverts sont recoupés par des failles perpendiculaires d'orientation NE-SW.

Les monts d'Ougarta se développent à l'aplomb d'une zone fortement subsidente. Au Paléozoïque, le Cambro-Ordovicien et le Siluro-Dévonien ont une épaisseur de près de cinq fois supérieure par rapport aux autres secteurs de la plate-forme saharienne. Le contexte géodynamique de l'Ougarta pourrait donc être celui d'un domaine ou d'un bassin lié à l'effondrement de la chaîne, qui s'est développé à l'aplomb de la suture panafricaine (Donzeau, 1974 ; Collomb *et al.*, 1974 ; Hervouet et Duée, 1996). Les plissements qui affectent les séries paléozoïques de l'Ougarta ont commencé au Viséen (Fabre, 1976), et l'édification s'est achevée au Permien, bien après l'Autunien (Donzeau *et al.*, 1981). L'évolution structurale semble faire suite à un phénomène d'inversion tectonique d'anciennes structures du socle (Donzeau, 1971, 1972). Des rejeux des structures ont également eu lieu localement au Crétacé (Aït-Kaci, 1990).

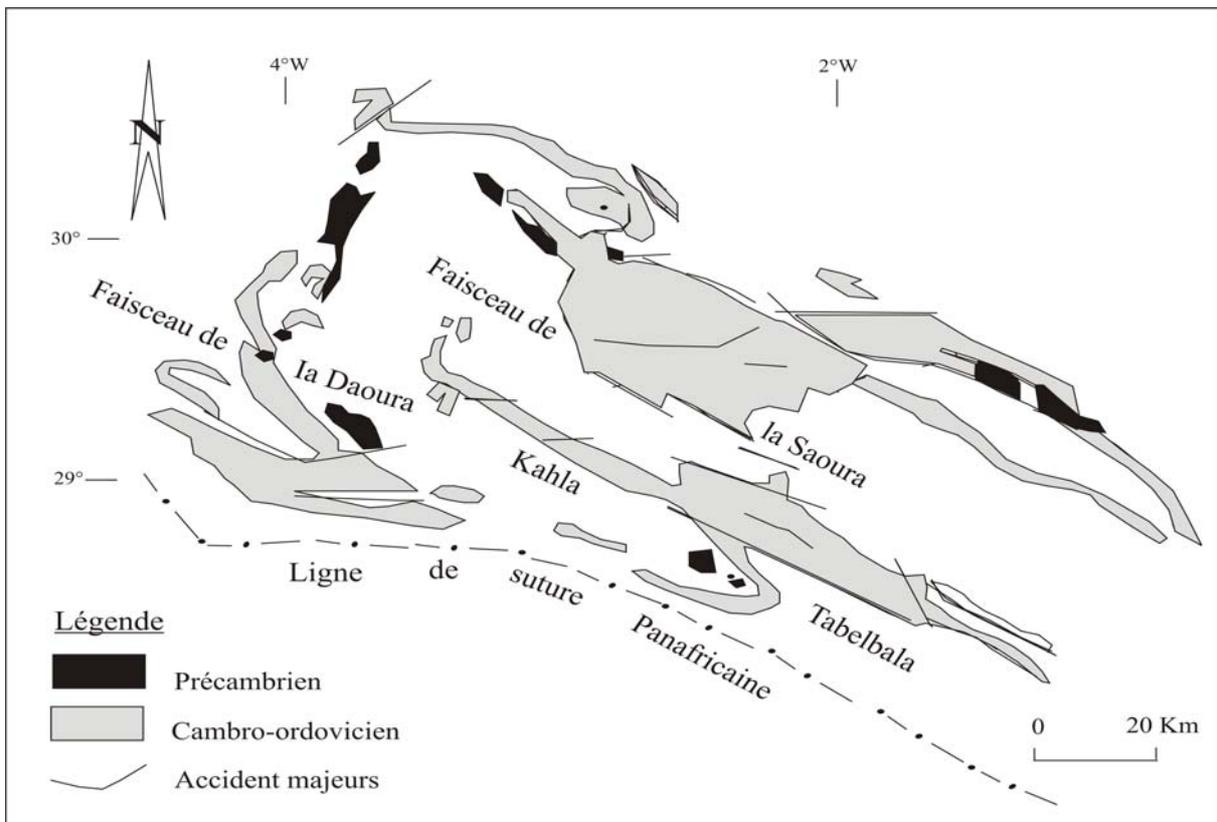


Figure I-7 : Schéma structural très simplifié des Monts de l'Ougarta.
(Caby, 1968 ; Beicip - Sonatrach, 1972 ; Donzeau, 1972 ;
Carte géologique du Maroc au 1/1000 000, 1982).

I.2.4 Les bassins sédimentaires

Les bassins sédimentaires de la plate-forme saharienne correspondent à de grandes dépressions remplies de sédiments marins, fluviatiles et lacustres qui reposent en discordance sur la surface infra-tassilienne formée avant le Cambrien (Caby, 1968). Le substratum de cette surface, dont les structures sont héritées de la déformation panafricaine, correspond à un ensemble de panneaux qui demeurent mobiles au cours du Paléozoïque (Caby, 1968). Cette organisation structurale contribue, entre autres, aux remarquables variations d'épaisseurs des accumulations sédimentaires du Paléozoïque d'une zone à l'autre de la plate-forme saharienne. C'est dans ce contexte que se développent les bassins sédimentaires qui sont de caractère intracratonique (Petters, 1991). La figure I-4 présente la localisation de ces différents bassins. Parmi les grands bassins sédimentaires de la partie occidentale de la plate-forme saharienne algérienne (Khenous, 1997 ; Logan et Duddy, 1998), on reconnaît :

- Le *bassin de Tindouf* qui correspond à une dépression dissymétrique qui s'appuie en pente douce sur le bouclier Réguibat au Sud, alors que le flanc nord est fortement redressé vers sa limite nord, au contact de l'Anti-Atlas marocain. Il s'agit d'un bassin épicrotonique qui s'est développé sur la marge nord du craton ouest-africain et du bassin de Taoudéni (Destombes *et al.*, 1985 ; Bertrand-Sarfati *et al.*, 1990). Son remplissage sédimentaire s'effectue du Cambrien au Carbonifère inclus et son épaisseur atteint entre 8000 et 10000 m (SONATRACH, 1987). Les dépôts, principalement argilo-gréseux, se sont mis en place dans des environnements fluviatiles à marins peu profonds. Le Dévonien moyen et le Viséen renferment des niveaux plus carbonatés. La série méso-cénozoïque qui repose en discordance sur le Paléozoïque a une puissance variable qui ne dépasse pas 130 m.
- Le *bassin de Reggane* est recouvert pour l'essentiel par les importants cordons dunaires de l'Erg Chech. Il se développe entre le long de la bordure sud-ouest des monts d'Ougarta et le bouclier Réguibat. Il se prolonge vers le SSE par le haut-fond du Bled El Mass – Azzel Matti et est séparé vers l'Ouest par le seuil de Bou Bernous. Le flanc nord-est du bassin est redressé au contact du système plissé de l'Ougarta. La colonne sédimentaire de 6500 m d'épaisseur est très semblable à celle du bassin de Tindouf. La couverture sédimentaire mésozoïque ne dépasse pas les 300 m d'épaisseur.

- La *cuvette de Sbaâ* qui occupe la partie sud-ouest du bassin de Timimoun correspond à un étroit (60 km) sillon d'orientation NW-SE qui borde les flancs nord-est des monts d'Ougarta. L'épaisseur des sédiments est relativement peu importante par rapport au reste du bassin de Timimoun (8000 m), puisqu'elle est comprise entre 2500 et 3000 m. La colonne sédimentaire phanérozoïque repose sur un socle granitique précambrien et sur des formations détritiques argilo-gréseuses et ferrugineuses d'âge infra-cambrien (*série pourprée*). Il s'agit d'une unité molassique datée par la méthode Rb-Sr à 550 ± 30 Ma pour la partie inférieure (Allègre et Caby, 1972) et à 487 ± 18 Ma (méhode Rb-Sr ; Clauer *et al.*, 1982) pour les argiles qui les surplombent. Le remplissage est constitué de formations sédimentaires du Paléozoïque surmontées en discordance de 830 m de séries du Mésozoïque. Cette discordance témoigne du plissement varisque de la région. Les dépôts du Paléozoïque sont dominés par un faciès argilo-gréseux avec des niveaux carbonatés interstratifiés datés du Dévonien moyen et du Frasnien.
- Le *bassin de l'Ahnet* situé au Sud du bassin de Timimoun et dans le prolongement de la cuvette de Sbaâ, entre le haut-fond de Bled El Mass – Azzel Matti et le bouclier du Hoggar. La série sédimentaire, analogue à celle présente dans la cuvette de Sbaâ, y est plus épaisse que dans cette dernière, puisqu'elle atteint une puissance de 8000 m. La
- couverture méso-cénozoïque n'est que très peu développée.

I.3 LITHOSTRATIGRAPHIE ET PALEOGEOGRAPHIE REGIONALES

À partir de la base du Paléozoïque, l'évolution géodynamique de la plate-forme saharienne s'enregistre à travers les accumulations sédimentaires. Bien qu'il existe des variations parfois importantes des faciès d'une zone à l'autre, nous présentons maintenant les coupes lithostratigraphiques des monts d'Ougarta, du bassin de l'Ahnet et de la cuvette de Sbaâ qui sont représentatives de notre région d'étude (figures I-8, I-9 et I-10). Le tableau I-1 présente les équivalences des formations litho-stratigraphiques et le tableau I-2 résume l'ensemble des événements tectoniques et sédimentaires au niveau de la plate-forme saharienne (Makhous et Galuskin, 2003). Difficilement accessibles autrement que par forage,

les formations sédimentaires peuvent être étudiées en détail au niveau des monts d'Ougarta et sur leur bordure septentrionale, au Sud de l'oasis de Beni Abbès.

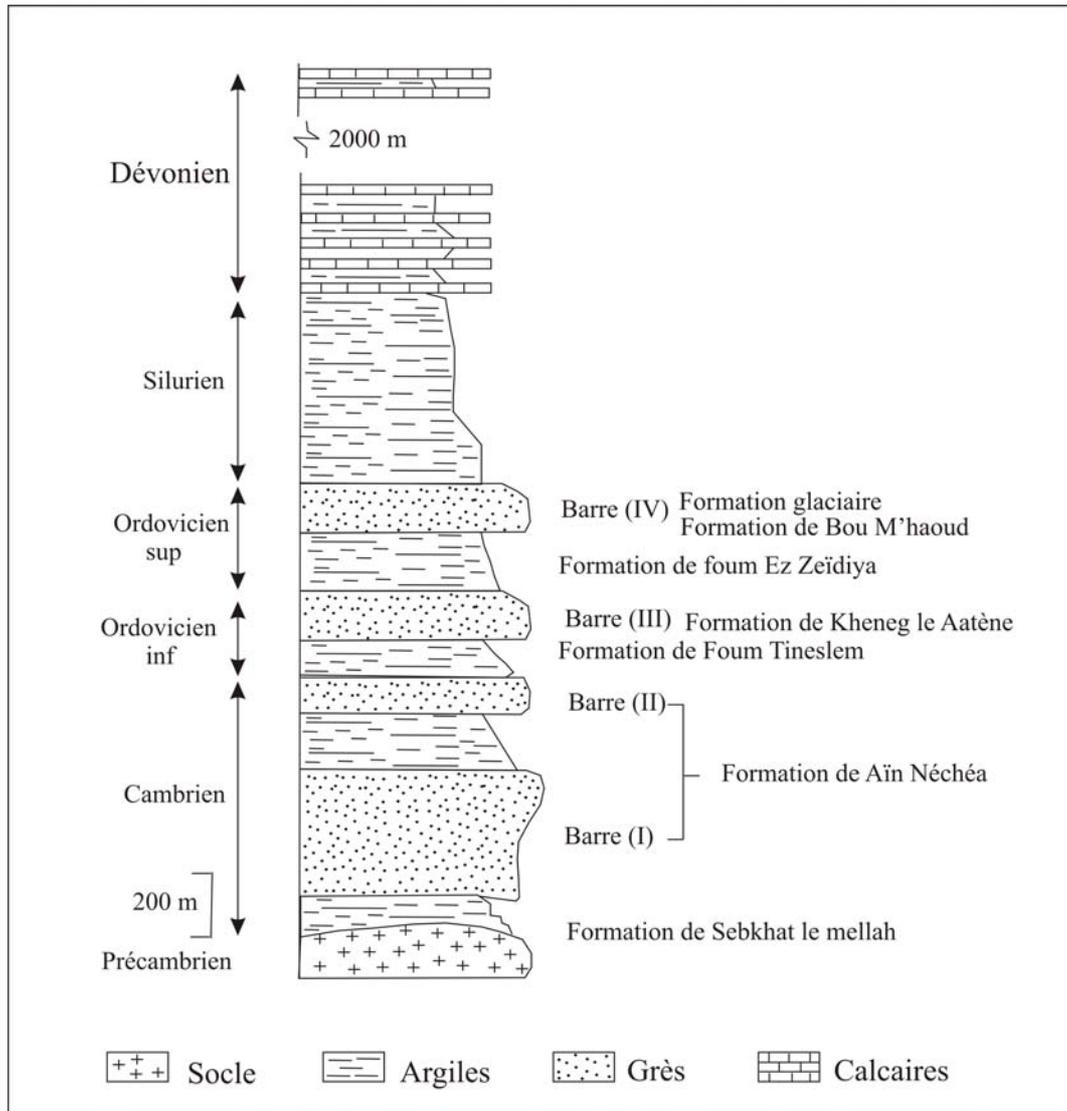


Figure I-8 : Colonne stratigraphique synthétique des formations du Paléozoïque des monts d'Ougarta (Donzeau, 1971b ; Fabre, 1975 ; Hervouet et Duée, 1996).

Système	Epaisseur (m)	Etage ou Formation	Lithologie	Description sommaire
Crétacé	500	Continental Intercalaire		Argiles silto-sableuses intercalées, de sable moyen à grossier parfois argilo-carbonaté. Présence de traces de dolomie. Discordance hercynienne
Carbonifère	450	Viséen		Argiles silto-micacées et grès très fins argileux.
		Tournaisien		Grès fins silto-micacés et grès très fins argileux.
Dévonien	1000	Faménien		Argiles noires silto-micacées avec traces de calcaire, pyrite et fossiles.
		Frasnien		
		Givétien		Argiles noires silteuses.
		Couvinien		Grès moyens à grossiers silico-carbonatés à passées d'argile grises.
		Emsien		
		Siégénien		
Gédimien				
Silurien	500	Silurien argileux		Argiles gris-foncé silteuses, micacées.
Ordovicien	600	Grès d'Elgoléa		Grès moyens silico-quartzitiques. Grès fins à moyens silico-quartzitiques, avec de fines passées d'argiles.
		Argiles d'Azzel		Argiles sombres, silto-micacées.
		Quartzites de Hamra		Grès fins à moyens, siliceux et quartzitiques.
Cambrien	200			Quartzites et grès moyens à grossiers, à passées d'argiles grises à sombres.
I-C				

Fig I-9 (à gauche) : Colonne lithostratigraphique du bassin de l'Ahnet
(Epaisseurs de formations supérieures à la moyenne)

Système	Epaisseur (m)	Etage ou Formation	Lithologie	Description sommaire
Crétacé	500	Continental Intercalaire		Grès très friables à passées d'argiles. Grès friables fins à grossiers à passées d'argiles. Grès à passées d'argiles, avec traces d'argiles et de lignite. Discordance hercynienne
Carbonifère	600	Namurien		Argiles silto-micacées et grès très fins argileux.
		Viséen (argile Timimoun) Tournaisien (grès : Sbaâ Kahla)		Grès fins silto-micacés et grès très fins argileux.
Dévonien	500	Strunien (grès inf Kahla)		Argiles silteuses à sableuse, dolomitiques à passées de grès fins à moyens. Traces d'anhydrite.
		Faménien (argiles Marhouma) Frasnien (Cheffar le Ahmar)		
Silurien	500	Lochkovien		Argiles silteuses, feuilletées, pyriteuses. (Argiles d'Oued Ali)
		Silurien argileux		Argiles micassées, pyriteuses à passées de calcaires sombres microcristallins, durs
Ordovicien	200			Grès fins à moyens. Passées d'argiles silteuses.
Cambrien	200			Grès quartzitiques fins à grossiers. inclusions de gros grains de quartz.
I-C				

Fig I-10 (à droite) : Colonne lithostratigraphique de la cuvette de Sbaâ
(Epaisseurs de formations supérieures à la moyenne)

I.3.1 Le Paléozoïque

L'ensemble des formations paléozoïques de la plate-forme saharienne est subdivisé, sur la base des coupures établies dans le bassin d'Illizi et les Tassili des Ajjers (périphérie du bouclier du Hoggar), en Unités dont le chiffre romain correspondant croît de la base au sommet (Attar, 1984 ; Fekirine et Abdellah, 1998).

I.3.1.1 Le Cambrien

Le Cambrien est largement répandu dans le Sahara algérien (Unités I et II ; l'Unité I datée du Cambrien inférieur est absente dans le Sahara occidental). Son épaisseur varie d'une région à l'autre, mais peut parfois dépasser 1200 m ; sa puissance avoisine les 900 m dans les monts d'Ougarta. Il repose en discordance sur le socle précambrien et est essentiellement gréseux.

Tableau I-1 : Le Paléozoïque du Sahara occidental et oriental.
Correspondance entre les formations et attribution stratigraphiques.
(Attar, 1984 ; Fekirine et Abdallah, 1998).

NOMENCLATURE DES FORMATIONS AU SAHARA OCCIDENTAL		ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES		NOMENCLATURE DES FORMATIONS AU SAHARA ORIENTALE		
OUGARTA (Affleurements)	SBAA (Sondages)			ILLIZI-BERKINE (Sondages)	SUD-EST (Affleurement)	
		STEPHANO-PERMIEN	PERMIEN	SERIE DE TIGUENTOURINE		
		MOSCOVIEN	CARBONIFERE	SERIE F	LE ADEB LARACHE	
		BASHKIRIEN		SERIE E		
BAHMER	NAMURIEN	SERPUKHOV.		SERIE D	OUBARAKAT	
		WISEEN		SERIE C	ASSEKAÏFAT	
TIMIMOUN	WISEEN	WISEEN		SERIE B	HASSI ISSENDJEL	
KAHLA	TOURNAISIEN	TOURN. SUP.		SERIE A		
	SBAA	STRUNIEN		RESERVOIR F2	ILLERBNE	
MARHOUMA	FAMENNIEN	FAMENNIEN		SERIE	SERIE DE TIN MERAS	
	FRASNIEN	FRASNIEN		RESERVOIR F3		
CHEFAR EL AHMAR	GIVETIEN	GIVETIEN	DEVONIEN	ARGILEUSE		
		COUVINIEN		RESERVOIR F4 & F5	ORSINE	
TEFERGUINIT		EMSIEN		RESERVOIR F6	UNITE C3	
DKHISSA		PRAGUIEN			UNITE C2	BARRE SUPERIEURE
SAHEB EL DJIR		LOCHKOVIEN			UNITE C1	TROTTOIRS
ZEMLET		PRIDOLI			UNITE B	BARRE MOYENNE
		LUDLOVIEN	SILURIEN	UNITE A	TALUS A TIGILLITES	
OUED ALI	SILURIEN ARGILEUX	WENLOCKIEN		UNITE M	BARRE INFERIEURE	
		LLANDOVERIEN MOY. A SUP.			ATAFAÏTAFAT	
		LLANDO. INF.		SILURIEN ARGILEUX	IMIRHOU	
DJEBEL SERRAF	UNITE IV	ASHGLIEN		UNITE IV	TAMADJERT	
BOU M'HAUD		CARADOCIEN	ORDOVICIEN	UNITE III - 3	IN TAHHOUIE	
	UNITE III	LLANDELIEN				
FOUM EZ ZE-DIYA		LLANVIRNIEN		UNITE III - 2	BANQUETTE	
KHENEG EL ATENE		ARENIGIEN		UNITE III - 1	VIRE DU MOUFLON	
FOUM TINESLEM	DALLE A LINGULES	TREMADOCIEN		UNITE II	TIN TARADJELLI	
A-N NECHEA		(Supérieur)	CAMBRIEN	UNITE I	EL MOUGAR	
SEBKHET EL MELAH	UNITE II	Moyen				
SERIES INTERMEDIAIRES		INFRACAMBRIEN		SERIES INTERMEDIAIRES		
SOCLE		PRECAMBRIEN		SOCLE		

Les éléments sont grossiers, moyens à fins. La maturité du sédiment est faible comme en témoigne l'abondance des arkoses qui surmontent la série pourprée fini-précambrienne. Des niveaux quartzitiques bioturbés à *Tigillites* sont présents.

Les structures sédimentaires les plus courantes sont les stratifications obliques qui témoignent d'un dépôt en contexte fluvial, alors que la présence des *Tigillites* plaide, lorsqu'elles sont présentes, pour un environnement marin littoral. Bien que les sources d'apport des sédiments ne soient pas bien contraintes, on peut supposer qu'elles se situent à l'emplacement actuel du Hoggar comme le suggèrent l'inclinaison générale des formations vers le Nord et les paléocourants orientés vers le Nord et le Nord-Ouest (figure I-6 ; Beuf *et al.*, 1971).

Dans la cuvette de Sbaâ, le Cambrien inférieur est marqué par la présence de grès beiges à galets centimétriques de quartz. Ces dépôts sont surmontés par des grès moyens à glauconie et *Tigillites*, et les dépôts cambriens s'achèvent vers le sommet, par des grès fins quartzitiques parfois argileux, riche en glauconie. Dans l'Ahnet, le Cambrien est représenté de la base au sommet essentiellement par des alternances de grès fins à moyens parfois grossiers et siliceux, et de grès moyens à grossiers quartzitiques mal classés.

Dans la partie occidentale de la plate-forme saharienne, le sommet du Cambrien est marqué par la présence d'un niveau marin condensé, riche en lingules et en nodules phosphatés, la *dalle à lingules*, qui marque le maximum de la transgression marine.

Du point de vue paléogéographique, la sédimentation au Cambrien inférieur s'est effectuée sur la surface plane d'un plateau structuré en panneaux délimités par des failles anté-cambriennes avec des apports en provenance du Sud – Sud-Est (Beuf *et al.*, 1971). L'influence marine commence à se manifester au Cambrien moyen par la présence des *Tigillites* et de la glauconie. D'une manière générale, au cours du Cambrien, l'influence marine est croissante d'Est en Ouest ; le Cambrien est gréseux, carbonaté et franchement marin dans l'Anti-Atlas marocain. Vers la fin du Cambrien moyen, ce sont les mouvements épirogéniques, qui vont influencer la sédimentation sur toute la bordure ouest de la plate-forme saharienne ; prémices d'une transgression qui va se généraliser sur l'ensemble du Sahara au cours de l'Ordovicien (Legrand, 1985).

I.3.1.2 L'Ordovicien

Les formations ordoviciennes constituent un objectif pétrolier de choix en raison de l'importance du développement des réservoirs gréseux. C'est pour cette raison qu'elles ont été traversées par de nombreux forages dans l'ensemble des bassins sédimentaires du Sud-Ouest algérien. Leur épaisseur peut atteindre 1900 m.

Du point de vue lithologique, et pratiquement partout dans le Sahara, la série ordovicienne débute par l'Unité III datée du Trémadocien au Caradocien. Sa base est généralement marquée par un complexe argilo-gréseux, surmontée par des argiles noires à passées de grès à pyrite et glauconie ; ce sont les *argiles d'El Gassi*. Au-dessus reposent des quartzites blancs à niveaux de grès très fins renfermant parfois des *Tigillites* ; c'est la formation dites *quartzites de Hamra*. Par la suite, les dépôts deviennent argileux, et vers le sommet, on observe les grès fins à moyens de la formation des *grès d'El Goléa*. L'Unité IV, séparée de la précédente par une surface de ravinement, correspond tout d'abord aux *argiles microconglomératiques d'El Goléa* et ensuite de grès à dragées de quartz. Le sommet de l'Unité IV de l'Ashgilien correspond aux *grès de Ramade* qui viennent couronner le sommet de l'ensemble ordovicien. Il s'agit de grès quartzitisés fins à très fins, à passées d'argiles.

Les dépôts ordoviciens sont donc constitués de deux ensembles sédimentaires superposés (Unités III et IV) qui témoignent d'une histoire contrastée. L'Ordovicien terminal (Ashgill ; Unité IV) est marqué par une importante glaciation qui a laissé de nombreux témoins en Afrique de l'Ouest (Beuf *et al.*, 1971 ; Hambrey, 1985 ; Ghienne, 1998 ; Crowell, 1999). Il s'agit de planchers glaciaires striés, de dépôts d'eskers, de formations fluvio-glaciaires et glacio-marines présents sur l'ensemble de la plate-forme saharienne, de la Mauritanie à la Libye (Beuf *et al.*, 1971 ; voir Ghienne, 1998 pour une bibliographie exhaustive sur la glaciation hinanrtienne). Cette glaciation importante a également été reconnue en Afrique du Sud, en Jordanie, en Arabie Saoudite et en Oman (Braakman *et al.*, 1982 ; Vaslet, 1990 ; Powell *et al.*, 1994). Les témoins sont principalement liés aux effets érosifs induits par l'inlandsis. Il s'agit de surfaces d'érosion importantes et de paléo-vallées glaciaires (Dia *et al.*, 1969 ; Beuf *et al.*, 1971 ; Deynoux, 1980 ; Ghienne et Deynoux, 1998). L'inlandsis gondwanien qui occupait une position antarctique avait un développement comparable à l'inlandsis antarctique actuel. Notre secteur d'étude se situe le long de l'ancienne bordure septentrionale de l'inlandsis et nous y trouvons principalement dans les

monts d'Ougarta d'anciens planchers glaciaires et aussi des dépôts périphériques (Arbey, 1968, 1971) qui font l'objet d'une description dans le Chapitre III.

L'Ordovicien terminal est ainsi séparé des formations plus anciennes par une discordance angulaire de ravinement (Beuf *et al.*, 1971), datée du Caradoc supérieur – Llandovery inférieur ou moyen (Fabre, 1976). Les formations de l'Ordovicien terminal dans le Sahara sont connues sous le nom d'*Unité IV* (Debyser *et al.*, 1965). Leur base est représentée par les *argiles microconglomératiques* à dragées de quartz. Ces dépôts témoignent d'un environnement marin périglaciaire et sont présents dans l'ensemble du Sahara à la périphérie de l'inlandsis gondwanien mis en place au cours de la grande glaciation ordovicienne alors que le Sahara se situait en position antarctique (Fabre, 1976). Les argiles microconglomératiques sont les témoins de la période de déglaciation au cours de laquelle l'inlandsis disparaît. Les dragées de quartz et le matériel sableux présent dans ce niveau ont sédimenté en contexte marin lors des grandes débâcles glaciaires et au cours de la fusion des icebergs vêtés depuis les bordures de l'inlandsis (Beuf *et al.*, 1971). Les dépôts proximaux se déposent alors au niveau de vastes plaines fluviales côtières (*sandurs*) et dans des environnements littoraux par l'intermédiaire de fan-deltas. Dans le domaine côtier, les dépôts péri-glaciaires sont parfois mobilisés par des processus tidaux. Ce faciès glacio-marin présente de nombreuses analogies avec les dépôts quaternaires présents aux hautes latitudes (Beuf *et al.*, 1971 ; figure I-11). Plus distalement, vers le Nord, les sédiments issus de la zone périphérique de l'inlandsis, en cours de déglaciation, transitent vers des domaines marins plus profonds par l'intermédiaire d'écoulements gravitaires sous-marins (*cf.* Chapitre III).

Les *grès de Ramade* qui marquent le sommet de l'ensemble ordovicien se sont déposés en contexte continental ou sous une faible tranche d'eau. Ils témoignent d'une courte phase d'émersion (Legrand, 1974b).

I.3.1.3 Le Silurien

L'épaisseur moyenne de l'ensemble du Silurien est de 600 m, mais elle varie dans notre secteur d'étude. Dans la cuvette de Sbaâ, le Silurien est plus développé du côté nord-ouest du bassin avec parfois 700 m d'épaisseur, alors que dans l'Ahnet il dépasse les 800 m au centre du bassin.

Sa base est caractérisée par des argiles noires ampélitiques à graptolithes, représentant la principale roche-mère des hydrocarbures dans tout le Sahara (Legrand, 1985 ; Lüning *et al.*, 2000). Ce niveau caractéristique constitue un repère stratigraphique précieux, connu sur l'ensemble de la plate-forme saharienne. Les sédiments constitués essentiellement d'argiles noires fossilifères, riches en matière organique d'origine marine, viennent se déposer directement sur les grès de l'Ordovicien terminal. Toutefois, des faciès gréseux existent au sein de cette formation, comme c'est le cas dans le bassin de Béchar où les premiers sédiments déposés à la base du Silurien peuvent être des grès grossiers surmontés par les argiles. Des faciès argilo-silteux à lentilles carbonatées ont également été reconnus (Fabre, 1988).

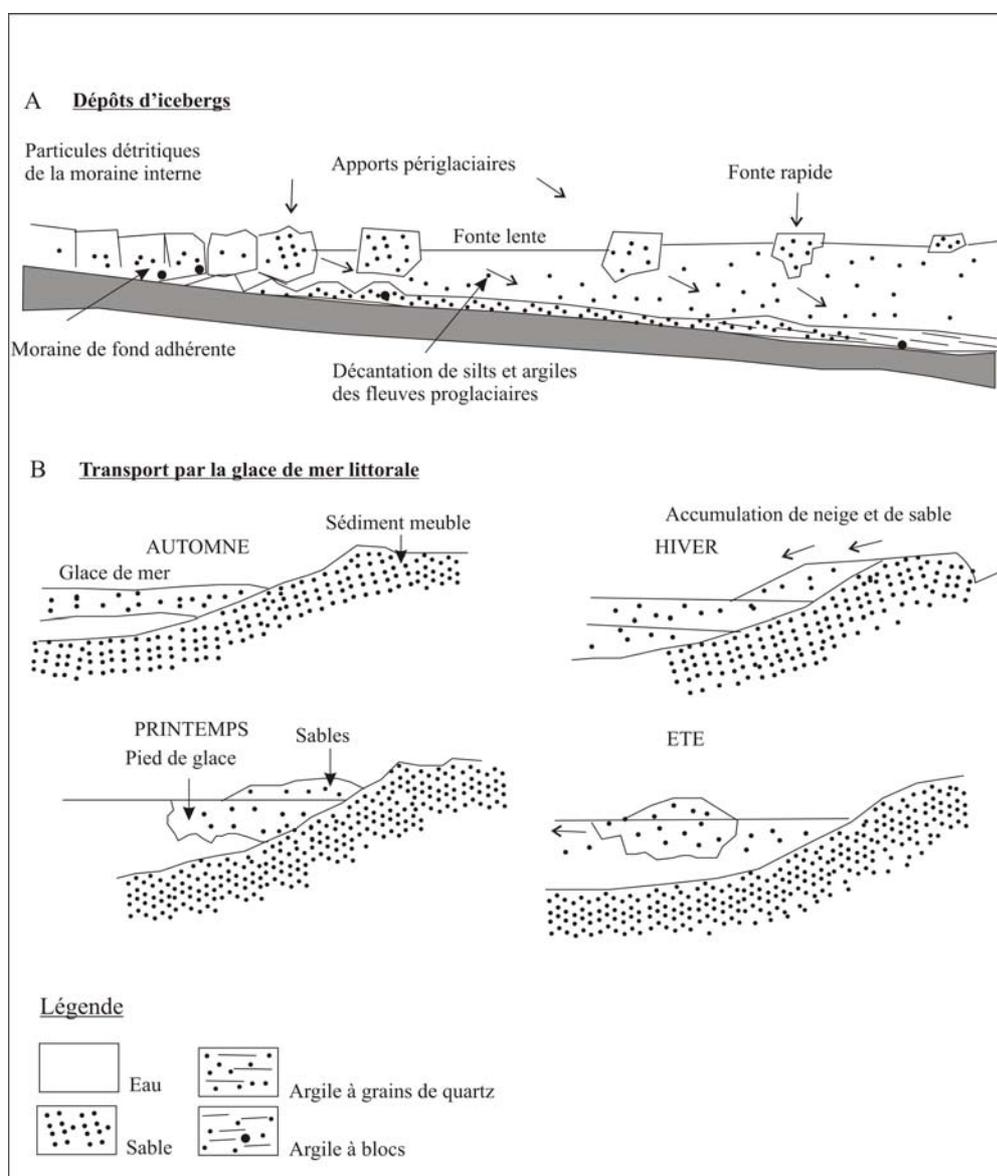


Figure I-11 : Mécanisme de dépôt dans un milieu périglaciaire. (Beuf *et al.*, 1971).

Dans l'Ougarta, les niveaux carbonatés à *Siphocrinites* de la formation des *Argiles de l'Oued Ali* reposent sur les argiles à graptolites. Ils forment un ensemble pouvant atteindre 500 m d'épaisseur très fossilifère (orthocères, trilobites, brachiopodes et lamellibranches). Les conodontes et les graptolites permettent l'attribution d'un âge Pridolien supérieur à Lochkovien basal à cet ensemble supérieur (Legrand, 1985), âge confirmé par les assemblages de chitinozoaires (Boumendjel *et al.*, 1997).

La sédimentation terrigène fine du Silurien est caractéristique d'un milieu marin, comme le confirme d'ailleurs la présence des graptolites. Elle témoigne de l'importante transgression qui affecte l'ensemble de la plate-forme saharienne et qui se traduit dans son développement maximal par les dépôts carbonatés de la formation des *Argiles de l'Oued Ali*. L'évènement structural le plus important pendant cette période, et ayant une influence sur la sédimentation, correspond au basculement vers le Nord de la plate-forme saharienne au Wenlockien supérieur (Legrand, 1969) selon un axe est-ouest (Fabre, 1988). La conséquence de ce basculement est un approfondissement progressif de la plate-forme vers le Nord.

I.3.1.4 Le Dévonien

Le passage de la sédimentation du Silurien au Dévonien est marqué par le développement d'une sédimentation essentiellement argilo-gréseuse. Au Dévonien inférieur, les dépôts qui s'accumulent dans la zone sud de la plate-forme sont argilo-gréseux, et présentent de nombreuses stratifications obliques qui témoignent d'un environnement fluvial (Bassin de Reggane, Cuvette de Sbaâ, voûte d'Azzène). Les paléocourants indiquent une direction des apports fluviaux vers le Nord-Ouest (Bœuf *et al.*, 1971). Cette sédimentation continentale passe progressivement vers le Nord, et par l'intermédiaire d'un environnement de plaine côtière, à des dépôts marins. Ils se déposent au Nord de la Cuvette de Sbaâ et dans l'Anti-Atlas marocain (Piqué, 1994). Principalement carbonatés, ces dépôts ont pu être datés du Dévonien inférieur à l'aide des Chitinozoaires (Boumendjel, 1987). Les carbonates du sommet du Dévonien inférieur (Emsien) renferment d'abondantes faunes marines, avec parfois de riches concentrations d'Orthocératidés, de brachiopodes, de polypiers, de *Tentaculites*, etc.

Le Dévonien moyen, à dominance argilo-carbonatée, indique des conditions marines franches. La transgression d'origine eustatique de cette mer peu profonde se généralise à l'ensemble de la plate-forme au Givétien (Fabre, 1976). Autour de la dorsale Réguibat ainsi que dans l'Ahnet et l'Azzel Matti, des constructions récifales se développent. Certaines de ces constructions récifales (Wendt, 1993 ; Wendt *et al.*, 1993) semblent se développer à l'aplomb d'accidents généralement subméridiens qui seraient les témoins des premiers plissements dans la chaîne varisque du Maroc (Piqué *et al.*, 1991).

Le Dévonien supérieur est argilo-carbonaté au Frasnien dans l'ensemble de la plate-forme, puis devient plus argileux au Famennien. Durant cette période, les sédiments s'accumulent sur une épaisseur importante, supérieure à 1000 mètres, témoin d'une subsidence importante. Dans l'Ougarta, le Frasnien et le Famennien, riches en goniatites, présentent un faciès « griotte » particulièrement bien développé le long de la coupe dite de la Marhouma (partie de la célèbre coupe du « Km 30 » ; Menchikoff *et al.*, 1952 ; Fabre, 1976). Ce faciès a également été reconnu dans l'Anti-Atlas marocain. Au Dévonien supérieur, le « sillon de la Saoura » qui se développe au Nord de l'Ougarta est fortement subsident (Fabre, 1976). Cette subsidence pourrait marquer les prémices des déformations varisques dans cette région (Khenous, 1997). Cependant, la mer demeure peu profonde au cours du Dévonien supérieur à l'échelle de la plate-forme saharienne. La sédimentation demeure semblable lors du passage au Carbonifère (Strunien).

I.3.1.5 Le Carbonifère

Le Carbonifère affleure un peu partout dans la région sud-ouest, son épaisseur dépassent parfois 2000 m. Le Carbonifère inférieur se subdivise en un ensemble argilo-gréseux tournaisien surmonté d'une formation argileuse puis argilo-carbonatée datée du Viséen. Les environnements de dépôt sont considérés marins malgré la présence sporadique d'évaporites (anhydrite, témoin d'environnements supratidaux ?) dans les bassins de Tindouf et de Reggane. Mais le caractère marin franc des dépôts est confirmé par la présence de *Gigantoproductus irregularis* (Legrand-Blain, 1983). Les apports sédimentaires se font depuis le Nord et le Nord-Ouest. Des mud mounds carbonatés récifaux se développent au Viséen dans le bassin de Bechar tout comme dans l'Anti-Atlas. La paléo-ligne de rivage, marquée par une diminution importante de l'épaisseur des formations carbonatées et par

l'augmentation significative de la granularité des grès (Fabre, 1988), passe au Sud de la dorsale Réguibat et devait épouser la bordure septentrionale du Bouclier du Hoggar (Villemur, 1967). La mer quitte définitivement la majeure partie de la plate-forme saharienne (à l'exception de la périphérie du Hoggar où elle persiste au Carbonifère supérieur) pour n'y transgresser à nouveau qu'au Crétacé (Fabre, 1976).

Le Carbonifère supérieur est argileux-gréseux versicolore. Renfermant de nombreux débris végétaux, les sédiments se sont mis en place dans des environnements continentaux (Meyendroff, 1938 ; Gevin, 1960 ; Conrad, 1984 ; Conrad *et al.*, 1984). Tout comme au cours du Carbonifère inférieur, les sources des sédiments détritiques se situent au Nord et au Nord-Ouest alors que les reliefs de la chaîne varisque étaient en cours d'édification en Europe et au Maroc (Piqué *et al.*, 1991).

I.3.1.6 Le Permien

Le Permien est mal connu. Il est assez souvent regroupé avec le Carbonifère, et confondu avec le Stéphanien. Il n'est d'ailleurs pas certain que le Permien affleure dans le Sahara, sauf dans le bassin de Bechar et dans le Sud tunisien (Fabre, 1976).

I.3.2 Le Méso-Cénozoïque

L'intérêt pétrolier des formations du Méso-Cénozoïque est absent. Dès lors, les formations ont été très peu étudiées.

Le Mésozoïque n'est représenté dans notre secteur d'étude, que par le Crétacé inférieur, à l'exception des quelques 200 à 230 m de sédiments de couverture présents au Nord du bassin de l'Ahnet et attribués au début du Jurassique (Busson, 1970). Des dépôts continentaux sont reconnus. Il s'agit des formations du Continental Intercalaire dont l'âge est mal contraint mais dont le dépôt se serait échelonné dans l'ensemble du Nord de l'Afrique entre le Carbonifère inférieur et le Crétacé supérieur (Lefranc et Guiraud, 1990). Ils sont constitués de sables moyens à grossiers passant à des grès argileux mal classés, avec des

passées d'argiles silteuses, qui reposent parfois directement en discordance sur le Dévonien. Des dépôts du Crétacé supérieur à faciès calcaire ont été reconnus dans la cuvette de Sbaâ. Ces dépôts sont plus largement répandus vers l'Est, dans le bassin de Timimoun.

Le Cénozoïque, quant à lui, est représenté dans le bassin de Tindouf par *la formation de la Hamada* à faciès essentiellement carbonaté associé à des grès et des argiles. Cette formation d'origine continentale et *pro parte* lacustre affleure dans presque tout le territoire sud-ouest de la plate-forme saharienne où elle recouvre les formations paléozoïques (Hammada du Draâ). Les dépôts sont attribués au Pliocène (Gevin, 1960).

1.3.3 Les dolérites

Gevin (1960) et Fabre (1976) ont décrit des filons de dolérites dans le Nord-Ouest de l'Afrique. Elles ont été reconnues à l'affleurement et en sub-surface. Elles sont présentes à l'affleurement dans cinq secteurs : (1) au niveau des flancs nord et sud du bassin de Tindouf, (2) autour de la ville de Reggane et à l'est du bassin (Bled el Mass), (3) dans le bassin de Bechar, (4) dans le bassin de Timimoun et (5) dans le bassin de Taoudenni le long de la frontière algéro-malienne. D'autres dolérites ont été recoupées par 85 % des forages réalisés dans le bassin de Tindouf et par 46 % de ceux percés dans le bassin de Reggane (Khennous, 1997). Paradoxalement, les filons, dans leur ensemble, se localisent préférentiellement au niveau du domaine stable du craton ouest-africain (Figure I -12).

Les dolérites se rencontrent au sein de dykes et de sills d'épaisseur métrique à décamétrique dont l'extension latérale peut atteindre la vingtaine de kilomètres. Leur épaisseur atteint la centaine de mètres et leur extension est de plusieurs centaines de kilomètres au Sud de la dorsale Réguibat (Gévin, 1960). Des complexes annulaires doléritiques ont également été reconnus.

Les filons sont toujours scellés par les dépôts du Continental Intercalaire. Ces roches filoniennes basaltiques, qui s'apparentent à la série magmatique tholéiitique, recoupent préférentiellement les formations précambriennes et dévoniennes, alors que les niveaux de l'Ordovicien, du Silurien, du Dévonien inférieur, du Givétien et du Frasnien en sont

dépourvus. Les filons du flanc nord du bassin de Tindouf se prolongent dans l'Anti-Atlas marocain. Ces derniers, tous comme ceux présents dans la région de Reggane, ont livré un âge jurassique inférieur à moyen (160-200 Ma ; Fabre, 1976). Ces dolérites sont des témoins distaux du magmatisme basaltique qui accompagne l'ouverture de l'Océan Atlantique. Il est probable que ce magmatisme doléritique ait joué un rôle non négligeable dans la maturation de la matière organique des séries paléozoïques (Makhous et Galushkin, 2003).

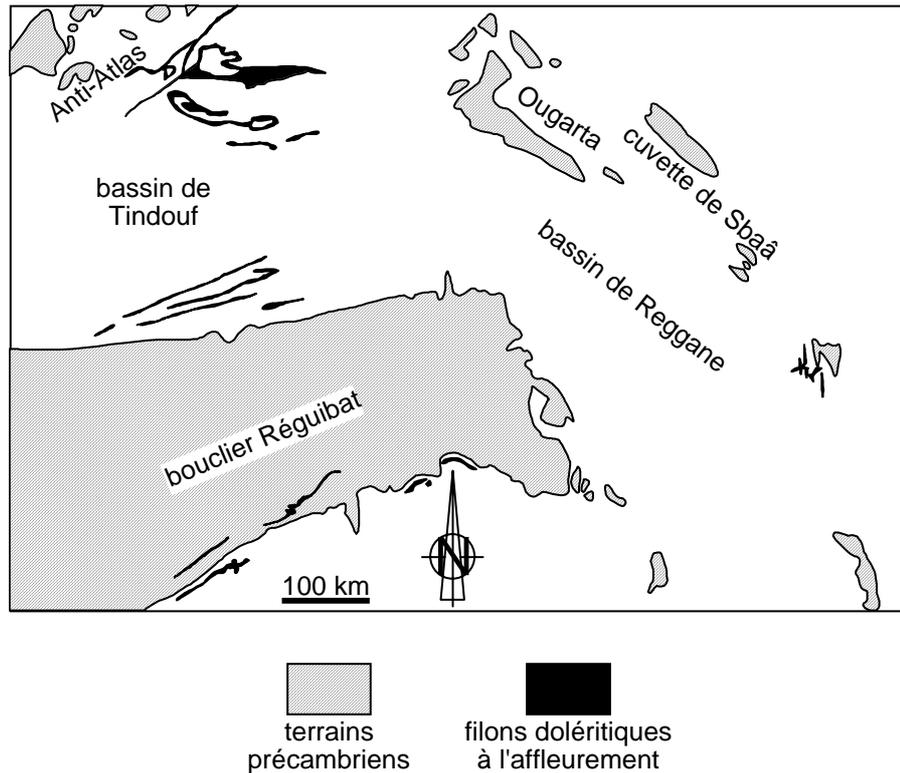


Figure I -12 : Carte de répartition des filons doléritiques jurassiques à l'affleurement (d'après Khennous, 1997). Les filons se concentrent à l'ouest et plus particulièrement dans le bassin de Tindouf.

I.4 EVOLUTION GEODYNAMIQUE REGIONALE

I.4.1 Evolution générale des bassins et de leur remplissage

L'évolution des bassins sédimentaires intracratoniques de la plate-forme saharienne s'inscrit dans celle du contexte géodynamique général du continent africain (Bumby et Guiraud, 2005). Les colonnes sédimentaires des bassins de la plate-forme saharienne sont des

témoins indirects de l'évolution géodynamique au cours du Phanérozoïque. Beaucoup de structures géologiques du continent africain sont héritées de la structuration panafricaine fini-protéozoïque dont les linéaments contrôlent la distribution des champs de contraintes au cours du Phanérozoïque (Guiraud et Bosworth, 1999). Ces zones de sutures sont réactivées à plusieurs reprises pendant le Phanérozoïque. Depuis la fin du Précambrien, le continent africain a subi des phases d'extension se traduisant par l'individualisation de bassins sédimentaires et par la formation de rifts intracontinentaux. Les zones en compression se limitent au domaine atlaso-tellien et à la chaîne varisque plissée du Cap (Afrique du Sud), situés tous deux en bordure du continent africain. Dès lors les monts d'Ougarta font figure d'exception dans ce schéma structural globalement extensif. Ils se développent cependant à l'aplomb de la suture panafricaine par le plissement d'une couverture en extension décollée.

Le cycle pan-africain a été suivi d'une phase d'érosion intense qui nivelle toutes les structures et reliefs antérieurs (Caby, 1968). Cette phase de pénéplanation conduit à l'individualisation de la discordance infra-tassilienne (Beuf *et al.*, 1971), dont la surface plane est affectée pente très douce orientée vers le Nord. Cette disposition structurale va contrôler l'essentiel des apports sédimentaires dans les bassins paléozoïques. Les événements épirogéniques qui se produisent ensuite au cours du Méso-Cénozoïque ne modifient que peu les structures formées auparavant.

D'une manière générale, les bassins sédimentaires paléozoïques de la plate-forme saharienne se développent dans un régime en extension, favorable à leur subsidence variable suivant les régions. Après le cycle panafricain, au Paléozoïque inférieur, le régime extensif, induit *ab initio* par l'effondrement gravitaire post-orogénique et l'érosion importante qui l'accompagne (formation de la pénéplaine infra-tassilienne), est favorable à la formation et à l'évolution des bassins sédimentaires dont la structuration se calque sur l'ancien domaine orogénique (Coward et Ries, 2003). L'ensemble se développe au niveau d'une très vaste marge bordant au Sud la Paléotéthys qui sépare la bordure septentrionale du Gondwana de la Laurentia. L'héritage tectonique panafricain influence l'individualisation de la cuvette de Sbaâ au sein d'un demi-graben d'orientation NW-SE d'âge cambro-ordovicien, mais également des bassins de l'Ahnet et de Reggane. L'ensemble de ces bassins se développe le long de l'ancienne suture panafricaine entre les cratons de l'Afrique de l'Ouest et du Sahara oriental. L'orientation globalement nord-sud des structures panafricaines influence également

la distribution des sédiments dans les bassins dont les apports se font, selon la même orientation, du Sud vers le Nord. Les bassins de Tindouf et de Taoudenni, en revanche, se développent à l'aplomb du craton ouest-africain (Villeneuve, 2005). À l'Ordovicien, les effets de mouvements compressifs se font sentir le long des accidents sub-méridiens en formant des plis à axes N-S, accompagnés de soulèvements régionaux affectant en particulier les boucliers Réguibat et du Hoggar qui entraînent des érosions importantes, parfois jusqu'au socle (Beuf *et al.*, 1971).

À partir du Dévonien supérieur et au cours du Carbonifère, l'ensemble des bassins est affecté par les effets tectoniques lointains de l'orogénèse varisque qui se traduisent par une déformation intraplaque au niveau de la plate-forme saharienne et dont les effets se font particulièrement sentir dans le bassin de l'Ahnet (Beuf *et al.*, 1971 ; Haddoum *et al.*, 2001). La série sédimentaire de l'Ahnet est plissée selon une orientation grossièrement N-S et les structures sont représentées par de grands anticlinaux allongés (Logan et Duddy, 1998). Le massif de l'Ougarta est plissé au cours du Viséen supérieur, et cette déformation se poursuit au long du Carbonifère supérieur. Elle se traduit entre autres par la surrection du socle qui forme alors une ride d'orientation NW-SE entre le bassin de Reggane et la cuvette de Sbaâ (figure I-13).

L'ensemble des bassins est également affecté par une tectonique intraplaque entraînant des rejeux de failles de décrochement qui affectent le socle de la plate-forme et qui limitent à l'Est le bouclier éburnéen jusqu'au Golfe de Guinée (figure I-14), Leur mouvements sont dextres au Permien, puis à sénestres au cours du Crétacé inférieur, et enfin au cours du début de l'Eocène supérieur (37-36 Ma ; Guiraud *et al.*, 2005). C'est à l'Eocène supérieur également que le socle du Hoggar subit une surrection d'origine thermique liée au fonctionnement du panache mantellique sous-jacent et au magmatisme associé (Dautria et Lesquer, 1989).

Outre le contrôle tectonique de l'évolution des bassins, les variations du niveau de mer contrôlées par l'évolution du climat, jouent un rôle majeur dans l'évolution de la sédimentation. D'origine eustatique, les transgressions majeures se produisent au Cambrien inférieur, à l'Ordovicien inférieur, au début du Silurien, au Dévonien moyen et supérieur et, enfin, au Carbonifère inférieur et supérieur (Carr, 2002 ; Bumby et Guiraud, 2005). Ces transgressions se traduisent généralement par le passage de dépôts fluviatiles au Sud à des

dépôts marins peu profonds au Nord, c'est-à-dire vers la Paléotéthys. Les zones de sédimentation les plus profondes du Paléozoïque sont aujourd'hui reconnues dans le domaine plissé du Haut-Atlas occidental au Maroc (Coward et Ries, 2003). La migration vers le Nord du Gondwana permet le développement d'un inlandsis en Afrique de l'Ouest à l'Ordovicien supérieur. La poursuite de la dérive vers le Nord s'accompagne de la disparition de l'inlandsis et d'une remontée eustatique importante au cours du Silurien. Les discordances discrètes reconnues dans les séries siluriennes témoignent de déformations tectoniques associées à la collision acadienne dans les domaines varisques européen et appalachien.

La régression marine générale qui marque le début du Dévonien dans le Nord de l'Afrique conduit à l'accumulation de séries fluviatiles, alors qu'une nouvelle transgression se traduit par les dépôts carbonatés du Dévonien moyen à supérieur. Les niveaux eustatiques sont ensuite importants au cours du Carbonifère et se traduisent par une sédimentation marine peu profonde qui passe vers le Nord à des plates-formes carbonatées (Guiraud et Bosworth, 1999).

Nous résumons dans la figure I-15 les principaux évènements ayant affecté notre secteur d'étude et le bassin de Reggane.

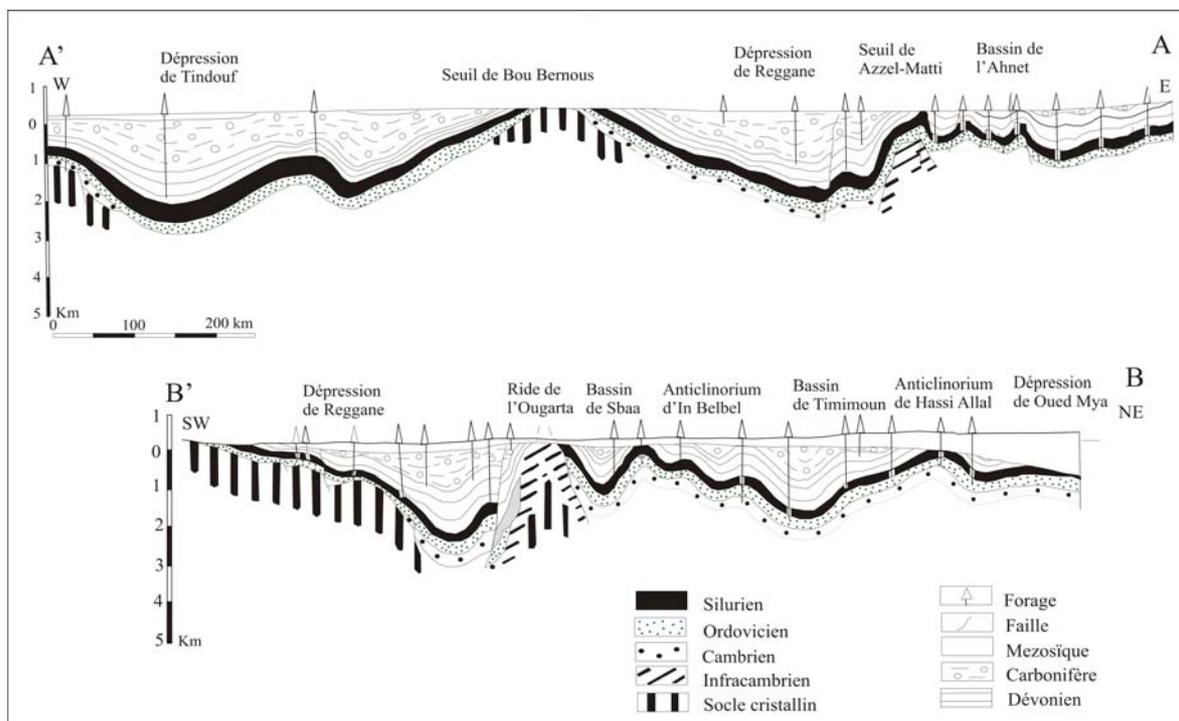


Figure I-13 : Coupe géologique du Sahara algérien (d'après SCHLUMBERGER 1979).

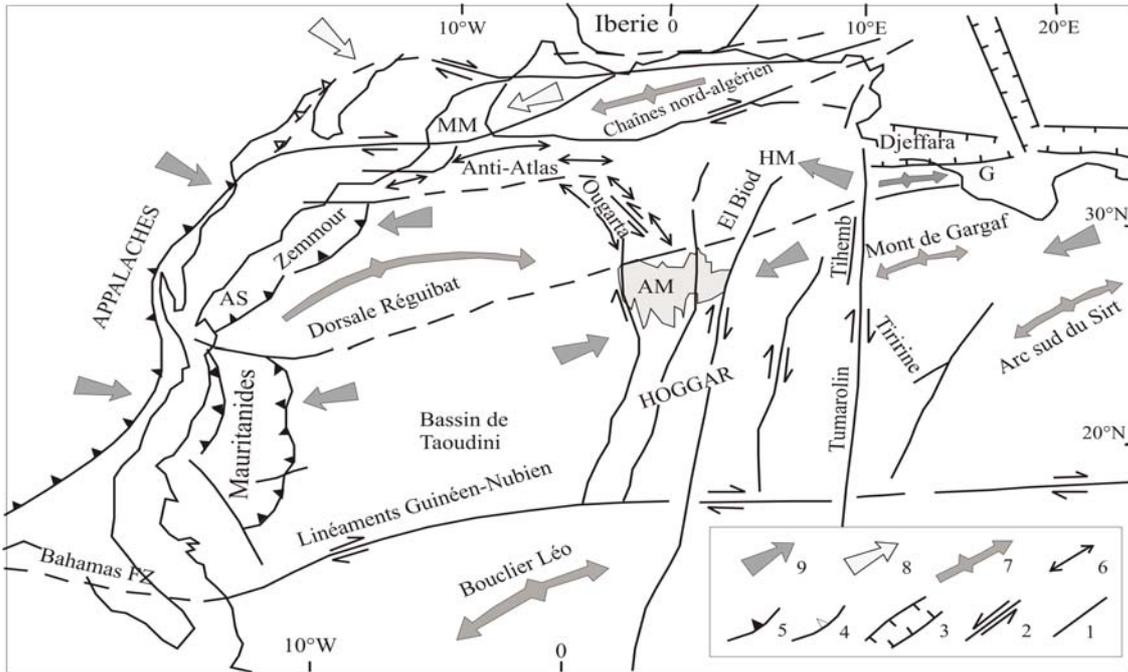


Figure I-14 : Déformations intraplaques de la plate-forme saharienne au début du Permien. (Guiraud et al., 2005). 1 Faille majeure, 2 Faille décrochante majeure, 3 Rift, 4 Contact anormal du Carbonifère terminal, 5 Contact anormal du Permien basal, 6 Chaînes du Carbonifère supérieur - Permien inférieur, 7 Chaîne de déformation majeure, 8 Direction de raccourcissement du Carbonifère terminal, 9 Direction de raccourcissement. AM Ahnet-Mouydir, AS Adrar Soutouf, HM Hassi Messaoud, MM Méséta marocaine.

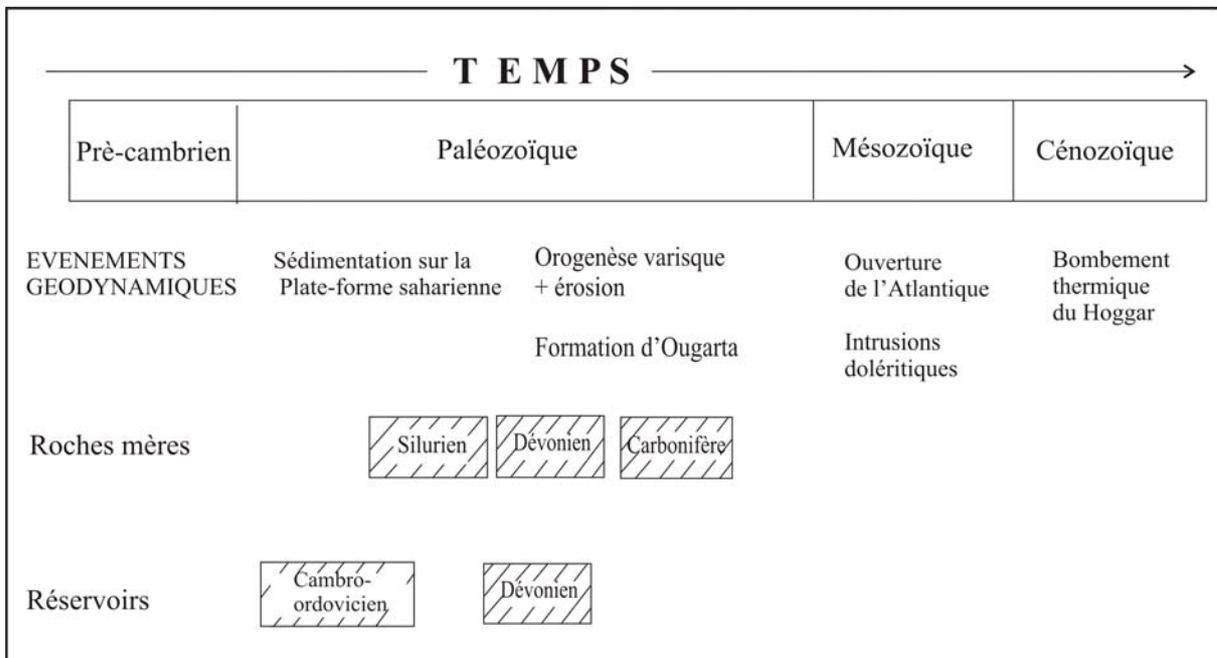


Figure I-15 : Principaux évènements ayant affecté les bassins de Reggane, de l'Ahnet et la cuvette de Sbaâ.

I.4.2 Relations avec l'éclatement de la Pangée

La présence très sporadique des dépôts du Permien, tout comme la totale absence des formations du Trias et la faible puissance des séries jurassiques au niveau de la plate-forme saharienne, constituent une caractéristique remarquable. Cette dernière pourrait être attribuée à l'intumescence thermique précédant l'éclatement de la Pangée et l'ouverture de l'Océan Atlantique. Le régime extensif qui caractérise le Nord-Ouest de l'Afrique, lié à la rupture de la Pangée, s'est apparemment traduit par trois phases majeures d'extension étalées au cours du Méso-Cénozoïque (Bumby et Guiraud, 2005) : (1) Carbonifère supérieur – Jurassique moyen ; (2) Jurassique supérieur – Crétacé inférieur ; (3) Eocène supérieur – Miocène inférieur.

La *première phase d'extension* s'étale du Carbonifère inférieur au Jurassique moyen. Elle correspond à la période de rifting qui affecte la province de l'Atlantique central, les marges septentrionale et orientale de l'Afrique, l'Arabie et, plus particulièrement, le domaine du Karoo dans le Sud et l'Est du continent africain. Pendant cette période se déposent les formations détritiques du Continental Intercalaire. Au cours du Permien et du Trias, la marge nord de l'Afrique passe du contexte convergent lié à la fermeture de la Paléotéthys à une marge passive durant l'ouverture de la Néotéthys qui se produit d'Est en Ouest, jusqu'au domaine atlasique marocain (Guiraud, 1998 ; Wilson et Guiraud, 1998). Ce dernier est également le siège d'une activité magmatique alcaline au Jurassique inférieur, témoin de ce contexte.

La *seconde phase de rifting* qui affecte le Gondwana au cours du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur a été plus importante par ses effets que la précédente. C'est au cours de cette période que les rifts d'Afrique centrale, d'Afrique de l'Ouest et d'Afrique de l'Est commencent à fonctionner (Bumby et Guiraud, 2005). Les rifts se développent à l'aplomb des anciennes structures héritées du cycle panafricaines (Maurin et Guiraud, 1993), en particulier de grands décrochements ductiles d'échelle crustale. Ces systèmes de rifts intracratoniques séparent le continent africain en trois grandes parties (bloc austral, bloc arabo-nubien, bloc occidental ; Bumby et Guiraud, 2005). La possibilité d'un rôle thermique joué par le système de rift ouest-africain sera discutée dans ce travail. Au cours du Crétacé, le début de l'ouverture de l'Atlantique Sud entraîne une modification du champ de contraintes empêchant la continuation des riftings intracratoniques dans le continent africain (Basile *et al.*, 2005). La détumescence thermique qui fait suite à l'arrêt du rifting se traduit par une subsidence

thermique dans les bassins sédimentaires intracratoniques d'Afrique de l'Ouest en général et de la plate-forme saharienne en particulier. Une transgression marine d'âge crétacé supérieur envahi les zones ainsi subsidées.

La troisième et dernière phase de rifting se produit entre l'Eocène supérieur et le Miocène inférieur. Le rifting est alors limité aux marges africaines, à l'Afrique de l'Est et à l'ouverture de la Mer Rouge. Sous l'effet de panaches mantelliques, des bombements thermiques se produisent dans l'Afar, le Tibesti, le Hoggar et dans le massif de l'Aïr. Des déformations en compression se produisent dans les domaines atlasique et tellien.

I.4.3 Les courbes d'enfouissement et leur signification géodynamique

La figure I-16 présente les courbes d'enfouissement de deux puits forés dans la cuvette de Sbaâ (Drid, 1989). La première correspond au forage d'Hassi Ilatou-1Bis (LT-1Bis) situé au niveau de la bordure sud-ouest de la cuvette de Sbaâ. La seconde courbe a été établie à partir du forage de l'Oued Teliia-1 (OTLA-1) localisé sur la bordure sud-est de ce bassin.

Ces courbes sont établies dans un diagramme temps vs profondeur. Elles représentent l'évolution au cours du temps de la profondeur du mur de différentes formations sédimentaires, à savoir, (1) l'Ordovicien, (2) le Silurien (Gothlandien), (3) le Dévonien supérieur et (4) le Carbonifère. Sur ces diagrammes sont également figurés des seuils de maturation de la matière organique (début de la fenêtre à huile et fin de génération du gaz sec). Ces courbes permettent de visualiser l'évolution générale de la subsidence et les effets des périodes d'érosion dans les zones de sédimentation forées. Cependant, il est important de noter qu'il ne s'agit pas de courbes de subsidence *s.s.* car, pour les établir, il eut été nécessaire de procéder par le calcul à la décompaction des séries sédimentaires et à la prise en compte de l'épaisseur des paléo-tranches d'eau dans le bassin, bien que ces dernières n'aient jamais été fort épaisses (domaine de plate-forme intracratonique).

L'analyse des courbes montre une grande analogie entre les deux secteurs forés. Plusieurs périodes d'évolution peuvent être reconnues dans l'enregistrement sédimentaire :

- Du Cambrien à la base du Carbonifère, l'évolution de l'enfouissement semble être contrôlée par une subsidence par saccades avec un épisode très marqué à partir de la

base du Dévonien supérieur. Il s'agit là, très vraisemblablement des témoins de la mobilité des blocs crustaux hérités de la structuration panafricaine. Il faut également envisager dans l'enregistrement de l'enfouissement les effets des cycles de transgression-régression qui affectent la plate-forme dans ce secteur, décrits plus haut dans ce chapitre.

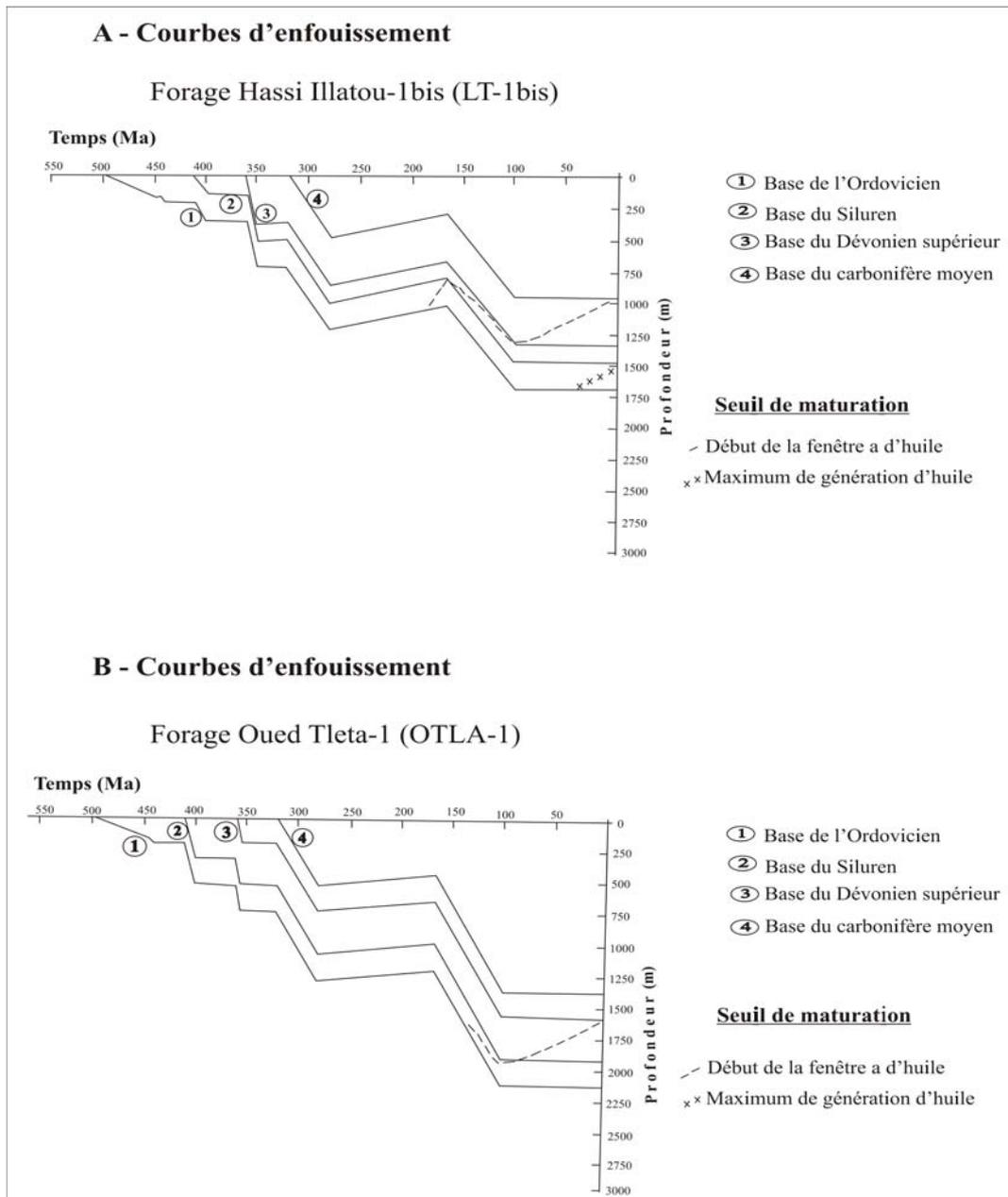


Figure 1-16 : Courbes d'enfouissement des forages LT-1bis et OTLA-1 (d'après Drid, 1989)

- Pendant tout le Carbonifère, la cuvette de Sbaâ subit une subsidence importante. Il ne s'agit pas d'une subsidence tectonique. En effet, la cuvette de Sbaâ, sillon étroit allongé selon une direction NW-SE est caractérisée par un style tectonique particulier. Les formations y sont très accidentées et marquées par la présence de nombreuses failles, surtout inverses et parfois normales, et sont jalonnées de plis anticlinaux de dimension modeste dont les axes sont parallèles aux bordures de la cuvette (Khennous, 1997). La subsidence n'y aurait été maximale qu'à la fin du Carbonifère à la faveur du plissement de l'Ougarta. Cette hypothèse semble être confirmée par les courbes d'enfouissement de la figure I-16. Cette structuration contrôle la subsidence de la cuvette de Sbaâ, tout comme celle de l'ensemble du sillon de la Saoura. Il s'agit en fait d'une subsidence liée à la flexuration de la couverture au front du domaine plissé de l'Ougarta qui conduit également à l'isolement structural de la cuvette de Sbaâ par rapport au bassin de l'Ahnet avoisinant. L'ensemble de ces déformations démontre le caractère mobile de la croûte continentale panafricaine qui contraste fortement avec la stabilité des domaines cratoniques alentour.
- Du Permien au Jurassique moyen, les courbes témoignent d'une surrection de la zone et de l'érosion qui l'accompagne. On semble enregistrer ici les effets du bombement thermique de la plate-forme saharienne, avant et pendant l'ouverture de l'Atlantique Sud. Cette période est également marquée par le fonctionnement des systèmes de rifts intracontinentaux de l'Afrique de l'Ouest (Bumby et Guiraud, 2005) jusqu'au Crétacé inférieur. Au cours du Jurassique inférieur et moyen les intrusions doléritiques qui témoignent de la déchirure continentale se mettent en place. Elles induisent une anomalie thermique notable qui se traduit par une remontée du début de la fenêtre à huile au cours du Jurassique (figure I-16).
- Du Jurassique moyen au sommet du Crétacé inférieur, on observe une reprise de la subsidence. Il s'agit très vraisemblablement de la subsidence thermique qui fait suite à l'arrêt de l'extension au niveau des rifts à la suite de l'ouverture de l'Atlantique. Elle se traduit entre autres par la grande transgression du Crétacé supérieur sur la plate-forme (Bumby et Guiraud, 2005). Le refroidissement subi par la croûte se traduit également par la dépression du début de la fenêtre à huile.
- À partir du Crétacé supérieur, et jusqu'à l'Actuel, le caractère plat des courbes suggère que la plate-forme ne semble pas avoir subi d'évolution structurale notable. En revanche, la thermicité de la croûte évolue comme en témoigne la nouvelle remontée

du début de la fenêtre à huile (figure I-16A) ainsi que l'émergence profonde de la surface de la fin de la zone de génération de gaz sec à partir de 50 Ma, c'est-à-dire à partir du début de l'Eocène. Il s'agit là de l'expression thermique distale de l'activité magmatique intraplaque au niveau du bouclier du Hoggar qui subit également une surrection thermique à la même époque (Lesquer *et al.*, 1989).

I.4.4 Thermicité de la plate-forme saharienne

D'importants flux de chaleur ont été mis en évidence par des études sur les anomalies thermiques régionales actuelles, sur leur évolution au cours du temps et sur leur influence sur la maturation de la matière organique (Makhous et Galushkin, 2003). Les mesures de flux thermique réalisées par ces auteurs permettent d'établir des modèles de thermicité de la lithosphère et d'en déterminer l'épaisseur en tenant compte des propriétés pétrochimiques des roches et des effets des périodes d'érosion.

Les flux de chaleur mesurés dans les forages de la plate-forme témoignent d'un régime thermique élevé de la lithosphère (Lesquer *et al.*, 1989, 1990), bien que certaines extrapolations soient sujettes à caution (Makhous et Galushkin, 2003). Au niveau de la plate-forme nord-occidentale, au Nord-Est du Hoggar, des flux thermiques caractéristiques et qui dépassent 80 mW/m^2 ont été mesurés dans les bassins situés au Nord-Est du Hoggar. L'anomalie thermique se superpose à un axe est-ouest depuis l'archipel des Canaries jusqu'en Libye. Cependant, les flux peuvent atteindre $100\text{-}120 \text{ mW/m}^2$ dans la plate-forme méridionale à proximité et au niveau du bouclier du Hoggar (Lesquer *et al.*, 1989, 1990). Cette anomalie thermique s'oriente perpendiculairement à l'ancienne suture panafricaine. Elle est interprétée comme le résultat d'un rajeunissement thermique du socle associé au magmatisme cénozoïque alcalin, et qui s'accompagne également pendant la même période d'une surrection du massif en régime transpressif pouvant être liée à un grand décrochement dextre nord-sud qui recoupe la plate-forme (Takhrist et Lesquer, 1989 ; Lesquer *et al.*, 1990 ; Lucazeau *et al.*, 1990).

Les modèles proposés par Makhous et Galushkin (2003) permettent de reconstituer l'histoire thermique des parties septentrionale et orientale de la plate-forme saharienne en

Algérie. Entre le Cambrien et le Dévonien, les flux thermiques en surface devaient atteindre 85 mW/m^2 ce qui correspond à une épaisseur lithosphérique de l'ordre de 30 km. La lithosphère devait être plus épaisse et atteindre 50-70 km vers le Sud. L'évolution du flux thermique au cours du temps n'était vraisemblablement pas liée à un simple refroidissement de la lithosphère, mais à des réactivations tectoniques jusqu'à la fin du Silurien. Ces mouvements importants transsudent d'ailleurs de l'analyse des courbes d'enfouissement (subsidence tectonique par saccades) de la figure I-15.

Du Dévonien au Permien, l'extension lithosphérique se réduit fortement. Une influence thermique croissante liée à l'importante dénudation crustale par érosion au cours de cette période a été proposée pour la partie orientale de la plate-forme saharienne en Algérie. Une épaisseur lithosphérique d'environ 35 km au début du Permien (bassin d'Ilizi) et pouvant atteindre une soixantaine de kilomètres à la fin du Permien (surrection) est proposée (Makhous et Galushkin, 2003). Au cours du Trias des circulations hydrothermales auraient contribué de manière importante à la maturation de la matière organique, phénomène amplifié au Lias par des intrusions doléritiques. Un refroidissement conduit à un épaissement de la lithosphère jusqu'à 100 km à la fin du Crétacé. Cependant, l'extrapolation de ces données vers la partie occidentale de la plate-forme demeure problématique.

I.5 POTENTIALITÉS EN HYDROCARBURES

La plate-forme saharienne constitue une des régions de production de gaz et d'huile les plus importantes au monde.

I.5.1. Les grandes découvertes

Les premières découvertes d'hydrocarbures sur la plate-forme saharienne d'Algérie remontent à 1956 avec celles de Berga (Ahnet) pour le gaz et d'Edjeleh (Ilizi) pour l'huile. Par la suite, de nombreuses découvertes ont été réalisées sur l'ensemble de la plate-forme. Les gisements d'hydrocarbures se rencontrent principalement dans les formations sédimentaires allant du Cambrien au Trias.

Les principales roche-mères à l'origine des hydrocarbures sont liées aux argiles à graptolithes du Silurien inférieur, aux argiles du Dévonien (Frasnien inférieur) et aux faciès de transition du Cénomaniens au Turonien. Les formations argileuses de l'Ordovicien et du Carbonifère occupent une place moins importante. Les études géochimiques de l'ensemble des roches-mères réalisées au CRD de la SONATRACH ont montré que les teneurs en COT sont comprises entre 1 et 10 %. Dans notre secteur d'étude, la teneur moyenne en COT est de 4 à 6 %. Dans le bassin de Sbaâ, le kérogène est immature, sauf dans le Sud-Est du bassin (fenêtre à huile). Aux abords de la voûte d'Azzène (entre les monts d'Ougarta et la cuvette de Sbaâ), le kérogène est immature. Aux abords des monts d'Ougarta, la fenêtre à huile est atteinte. Dans l'Ahnet, par contre, le kérogène a atteint la fenêtre à gaz ; c'est également le cas dans le bassin de Tindouf et Reggane (figure I-16).

Les réservoirs paléozoïques à hydrocarbures se développent dans différentes formations. Les dépôts gréseux fluvio-glaciaires de l'Ordovicien ont des porosités comprises entre 7 à 12 % en moyenne. Les réservoirs du Dévonien sont constitués de grès moyens avec des porosités qui dépassent parfois les 20 % ; ailleurs elle est en moyenne de 6 à 12%. Dans les zones où le Trias (dépôts fluviaux) et le Jurassique sont présents (centre et Est de la plate-forme algérienne), les réservoirs sont argilo-gréseux et présentent des porosités de 12 % en moyenne. L'ensemble des réservoirs est producteur.

Les réservoirs paléozoïques sont scellés par les argiles gris-noir ordoviciennes d'El Gassi, qui forment une couverture imperméable épaisse d'environ 70 m dans tout le Sahara. Les roche-mères siluriennes constituent également par endroits d'épaisses couvertures (800 m en moyenne), tout comme les argiles du Frasnien (500 à 1800 m) et du Carbonifère (600 à 800 m).

Les pièges structuraux dominent dans les gisements algériens. Ils correspondent à des plis anticlinaux formés lors des différentes phases tectoniques.

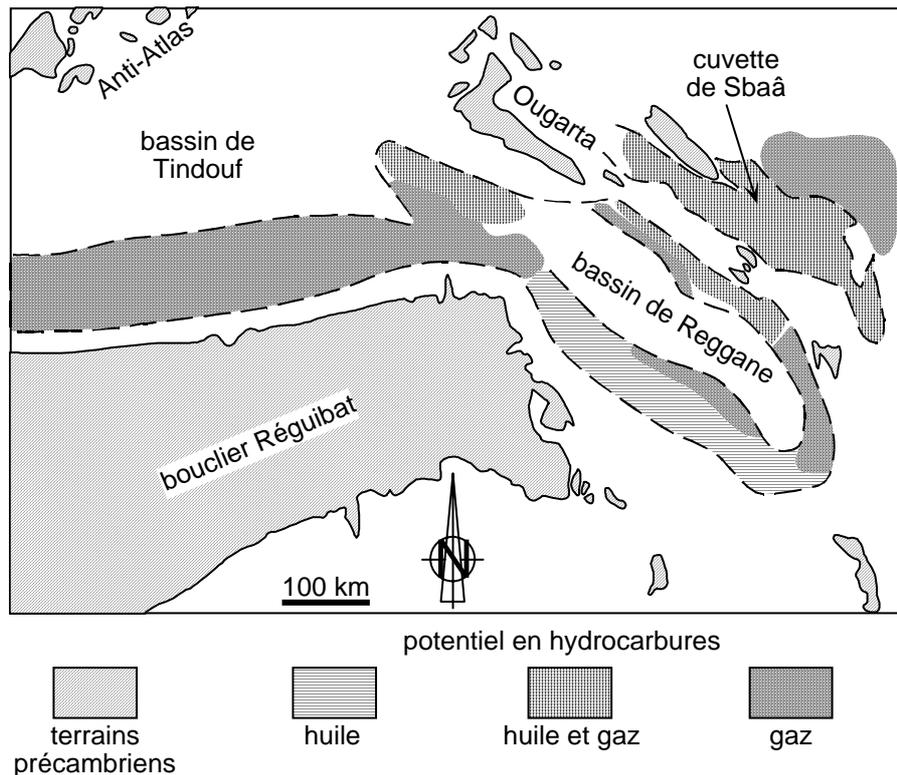


Figure I-17 : Carte des perspectives en hydrocarbures dans le domaine du bouclier Réguibat et de l'Ougarta (d'après Khennous, 1997).

I.6 CONCLUSIONS

En définitive, les bassins sédimentaires de la plate-forme saharienne dans lesquels se localise notre étude enregistrent les grandes étapes de l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du continent africain. L'interprétation synthétique des travaux de recherche fondamentale, étayée par ceux des compagnies pétrolières sur des forages traversant les formations parfois jusqu'au socle, permet de préciser l'évolution des bassins intracratoniques de la plate-forme saharienne qui se décline selon le triptyque suivant :

- *L'étape cambrienne* est caractérisée par l'accumulation de sédiments en discordance sur la surface infra-tassilienne (Beuf *et al.*, 1971). Ces dépôts, qui marquent le début de la sédimentation au niveau de la plate-forme saharienne, proviennent de l'érosion de la chaîne panafricaine (Fabre, 1976) dont ils constituent les molasses (« série pourprée » de l'Ahnet).

Tableau I-2 : Tableau résumant l'ensemble des événements tectoniques et sédimentaires au niveau de la plate-forme saharienne. (Makhous et Galuskin, 2003).

Temps ~ (Ma)	Éléments tectoniques	Mouvements tectoniques	Transgression/Regression	Type de sédimentation	Hiatus/Erosion	Références
570 - 515	Océan Leptus	Dérive au dessus de l'Afrique du Nord	transgression	Détritique, marine et continentale		Petters, 1991 ; Klitzsch, 1990 ; Burrollet, 1989
510 - 475	Bassins intracrat	Orog Calédonienne	Rég, transg	Détritique, marine et conti	Erosion locale	Petters, 1991
470 - 440	Gondwana	Dérive au dessus du pôle sud	Transg	Détritique, conti et marine		Neugebauer, 1989
450 - 440	Bassins intracrat (sahara central et est)	Stabilité relative	Transg (essentiel. d'origine glaciaire)	Détritique, glacial et marine		Rognon, 1971 ; Beuf et al., 1971
440 - 410	Massifs du Hoggar et Réguibat	Soulèvement permanent des massifs				Petters, 1991
440 - 420	Bassins (Ouest sahara)	Subsidence	Transg répétées	Essentiellement marine		
410 - 360	Bsins (Sahara ouest)	Alternances de subsidence et de soulèvement	Transg/reg	Détritique, marine et conti		
360 - 320	Bassins (essentiellement d'ouest et sud du sahara)	Subsidence et premiers signes de soulèvement	Transg/reg	Détritique, marine et conti		
320 - 290	Bassins (essentiellement centre et Est du sahara)	de soulèvement hercynien		peu de carbonates	Hiatus	Bishop, 1975
290 - 245	Bassins	Soulèvement en Algérie, subsidence en Tunisie et Libye	Reg/transg	Pas de dépôts en Algérie	Erosion	
245 - 240	Bassins de l'Est	Soulèvement		Détritique, marine et conti à l'est volcanique		
245 - 240	Bassins d'est et du Nord	Subsidence mineure	Transg			
240 - 235	Bassins d'est et du nord	Subsidence	Transg	Détritique, conti et carbonates marins		
235 - 210	Bassins d'est et du nord	Subsidence	Transg	Evaporites (de lagon, détritiques)		
210 - 145	Bassins	Subsidence, soulèvement mineur	Reg/transg	Evaporites (de lagon, détritiques)		
145 - 65	Bassins d'est et du centre	Subsidence, soulèvement mineur	Reg/transg	Carbonates, évaporites et détritique		
65 - 3	Bassin (Tunisie et Libye)	Subsidence/Orog alpine formation de l'atlas	Transg/reg	Détritique, carbonates	Erosion locale	

L'étape paléozoïque–post cambrienne est caractérisée par l'accumulation d'épaisses séries principalement détritiques dans des domaines fortement subsidents. Les bassins s'individualisent. Le Paléozoïque correspond à l'âge d'or (« noir » !) des bassins de la plate-forme saharienne. La sédimentation est contrôlée par la subsidence tectonique variable suivant les secteurs (panneaux mobiles), mais également par les variations climatiques (phases glaciaires entre autres) et eustatiques. Ces dernières sont inféodées aux débordements de la Paléotéthys au niveau de la plate-forme saharienne (Carr, 2002 ; Bumby et Guiraud, 2005). Des surfaces de discordances viennent recouper les colonnes sédimentaires qui sont également affectées d'un plissement généralement discret ; ce sont autant de témoins des effets lointains de l'orogénèse varisque au cours du Paléozoïque supérieur. Parmi ces plissements, la structuration de l'Ougarta conduit au plissement et à la fracturation des formations sédimentaires de la cuvette de Sbaâ au cours du Carbonifère.

- *L'étape méso-cénozoïque*, contemporaine de la dislocation du super-continent du Gondwana et de l'ouverture de l'Atlantique. Les dépôts sédimentaires ont une épaisseur variable et qui demeure limitée. Les lacunes de sédimentation sont nombreuses, en particulier au Permo-Trias. Un bombement thermique affecte la partie occidentale de la plate-forme saharienne. Il précède l'ouverture de l'Océan Atlantique qui s'accompagne de l'intrusion des dolérites au Jurassique. La phase de refroidissement qui suit la fin de la seconde période de rifting (Jurassique supérieur – Crétacé inférieur) conduit à une subsidence thermique de la plate-forme saharienne et à son envahissement par la mer au Crétacé supérieur. Au cours du Cénozoïque, la mise en place d'importants corps magmatiques plutoniques dans le Hoggar va conduire à la surrection de ce massif et, plus distalement, à l'évolution thermique par réchauffement des bassins sédimentaires et à la fin de la maturation de la matière organique.

En définitive, l'évolution de la sédimentation des bassins sahariens, et en particulier de la cuvette de Sbaâ, enregistre la succession des événements géodynamiques et climatiques qui affectent la plate-forme saharienne occidentale au cours du Phanérozoïque : (1) individualisation des bassins dont la subsidence est contrôlée par l'héritage tectonique panafricain au Paléozoïque inférieur, (2) effets épirogéniques de l'orogénèse varisque au Carbonifère, (3) bombement thermique précédent l'ouverture de l'Océan Atlantique, (4) la subsidence thermique post-rifting de la plate-forme et (5) les effets thermiques du panache

mantellique cénozoïque du massif du Hoggar. À ces phénomènes tectoniques et thermiques s'ajoutent les variations climatiques et eustatiques qui contrôlent également et parallèlement le remplissage des bassins.

Chapitre II

LA DATATION PAR TRACES DE FISSION PRINCIPE ET METHODES

TOUTE DESINTEGRATION nucléaire crée dans les minéraux un dommage plus ou moins permanent. Ce sont de tels dommages qui sont utilisés dans la datation par traces de fission, comme dans la datation par thermoluminescence ou par résonance paramagnétique électronique (Dickin, 1997). La datation par TF est basée sur la fission spontanée de l'uranium 238.

La fission spontanée de l'uranium a été découverte en 1940 par Flerov et Petrzhak (1940). Ce n'est qu'en 1963 que l'idée d'utiliser les dommages créés dans les minéraux par la fission spontanée de l'uranium 238 en géochronologie a été proposée par Price et Walker. On s'était en effet aperçu quelques années auparavant que la fission de l'uranium 235 induite par capture neutronique laissait dans les micas des "traces" visibles en microscopie électronique (Silk et Barnes, 1959 ; Price et Walker, 1962a). En montrant que, par une attaque chimique appropriée, ces traces pouvaient devenir visibles en microscopie optique, Price et Walker (1962b) ouvraient la voie à de très nombreuses applications. Rapidement, ces auteurs découvrent des traces de fission "fossiles" dans des micas (Price et Walker, 1962c), qu'ils attribuent à la fission spontanée de ^{238}U et proposent à partir de là, une nouvelle méthode de datation dite "par traces de fission" (Price et Walker, 1963). Rapidement on devait montrer que de nombreux minéraux, renfermaient des traces de fission "fossiles" et pouvaient être utilisés en géochronologie par TF (Fleischer et Price, 1964). On s'est aperçu par la suite que de nombreux autres solides diélectriques pouvaient enregistrer les trajectoires de particules chargées. Cela devait aboutir en fin de compte, à un élargissement considérable de la "méthode des traces" à d'autres domaines en biologie, planétologie, physique, etc (voir par ex. Fleischer *et al.*, 1975).

En Géologie, la datation par TF s'applique à de nombreux domaines, comme l'étude des taux de surrection/érosion de chaînes récentes, la dénudation de "complexes métamorphiques", l'évolution morphologique des marges continentales, etc. Dans les bassins

sédimentaires, elle contribue à la reconstitution de l'histoire thermique d'une colonne stratigraphique, à l'évaluation de paléogradients géothermiques, à la datation d'inversions subsidence/érosion, à l'évaluation d'anomalies thermiques au voisinage d'intrusions magmatiques, de dômes de sel, etc. (voir par ex. Wagner and Van den Haute, 1992 ; Gallagher et al., 1998).

Dans la prospection pétrolière, la probabilité de trouver de nouveaux gisements dans un bassin sédimentaire dépend de l'histoire thermique/tectonique des formations géologiques considérées. Il est admis que la maturation de la matière organique qui génère les hydrocarbures liquides se produit entre environ 65 et 105°C, avant son *cracking* en méthane lorsque la température augmente (ces températures-repères variant quelque peu selon la durée de leur maintenance). Ces limites correspondent aussi à peu près à celles de la zone dite de "rétention partielle " (voir ci-dessous) des traces de fission dans les apatites. En conséquence, l'analyse des TF dans l'apatite est actuellement très largement utilisée pour la caractérisation de l'histoire thermique des bassins sédimentaires (voir par ex. Zhao *et al.*, 1996 ; Armstrong *et al.*, 1997), notamment par les compagnies pétrolières.

* *
*
*
*

II.1 NOTION DE FISSION ET DE TRACES DE FISSION

Dans cette partie, comme par la suite, il ne sera question que des traces de fission de l'uranium.

II.1.1 Fission et traces de fission « latentes »

La thermochronologie par TF repose sur le dommage créé par la fission spontanée de l'uranium 238. Lors de la fission, le noyau d'un atome d'uranium se divise en deux noyaux-fils, ou *fragments de fission*, en libérant statistiquement 2,7 neutrons (figure II-1). L'atome initial d'uranium donne ainsi naissance à deux atomes-fils, appelés fragments de fission,

fortement ionisés. La fission est un processus très exothermique, qui libère environ 200 MeV. Cette énergie est essentiellement distribuée sous forme d'énergie cinétique impartie aux deux fragments de fission, qui se trouvent ainsi expulsés selon des directions opposées.

Lorsque cette fission se produit dans un solide isolant, sa structure est localement endommagée au long du parcours (linéaire) des fragments de fission. Le volume ainsi perturbé, appelé *trace latente*, se présente comme une zone du réseau cristallin fortement perturbée, d'environ 19 μm de long dans une apatite, pour un diamètre $<100 \text{ \AA}$ (pour une discussion des processus de formation des traces latentes (voir Durrani et Bull, 1987 ; Wagner et Van den Haute, 1992). Des structures de ces dimensions ne peuvent être visualisées que par microscopie électronique en transmission. Les premières observations en ont été ainsi réalisées pour la première fois par Silk et Barnes (1959) dans une feuille de mica irradiée par des fragments de fission, puis par Price et Walker (1962a). Ces auteurs avaient utilisé comme source de fragments de fission des plaquettes métalliques d'uranium. Fixées contre des feuilles de micas, ces plaquettes avaient été la source de fragments de fission d'uranium 235 par capture de neutrons lors d'une irradiation en réacteur nucléaire.

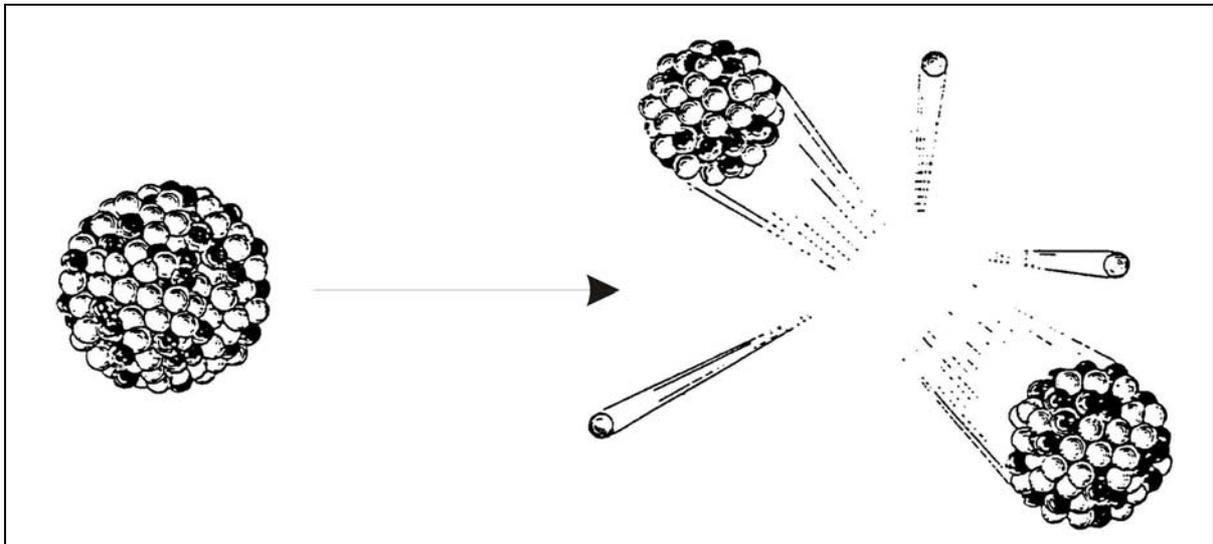


Figure II-1 : La fission spontanée ou induite d'un noyau d'atome d'uranium produit deux noyaux-fils ou fragments de fission et quelques neutrons, en libérant une énergie d'environ 200 MeV.

II.1.2 Microscopie optique et traces « révélées »

C'est la découverte par Price et Walker d'une possible visualisation des traces en microscopie optique qui a permis à la datation par traces de fission d'exister. Les zones des minéraux perturbées par le passage d'un fragment de fission sont chimiquement plus réactives que les parties du réseau cristallin non affectées. Elles sont en conséquence plus sensibles aux attaques chimiques. Un réactif bien choisi peut alors dissoudre préférentiellement le solide le long des traces latentes, et élargir leur diamètre jusqu'à les rendre visibles en microscopie optique (figure II-2). On parle alors de *trace révélée*. Selon le rapport des vitesses d'attaque le long d'une trace latente et perpendiculairement à elle, on trouvera, d'un diélectrique à l'autre, des morphologies de traces révélées variant d'un aspect tubulaire à ovalisé (figure II-3). L'aspect « en comète » des traces de fission révélées dans un minéral vient des conditions optiques d'observation (objectif 100x) dont la faible profondeur de champ ne permet une mise au point fine que sur une partie de la trace.

Dans une apatite, les traces de fission révélées sur un plan de polissage, comme dans la figure II-3 ont une longueur maximum d'environ 16 μm . *Ce sont ces « traces révélées » qui sont l'objet de la thermochronologie par TF.*

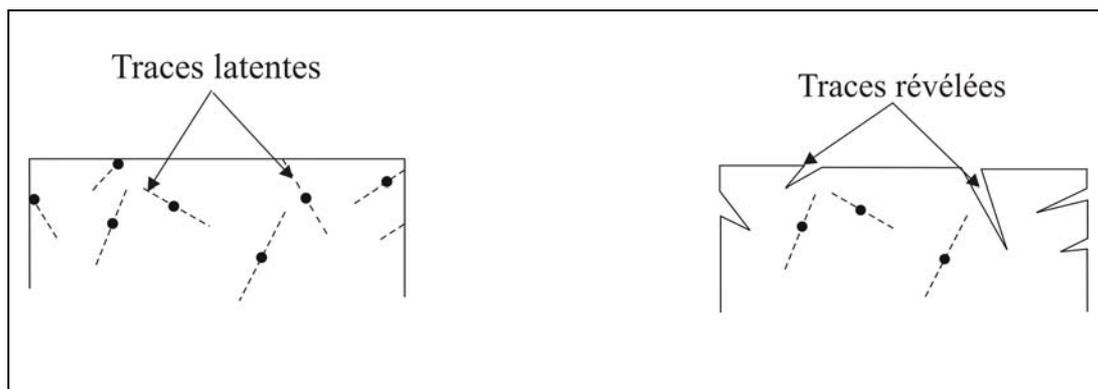


Figure II-2 : Traces latentes et traces révélées. Dans un solide isolant, les dommages produits par la fission d'un atome d'uranium (traces latentes) ne sont pas observables en microscopie optique. Par contre, après un traitement chimique approprié de dissolution sélective le long des traces, il est possible de rendre visibles en microscopie optiques celles qui interceptent une surface (traces révélées).

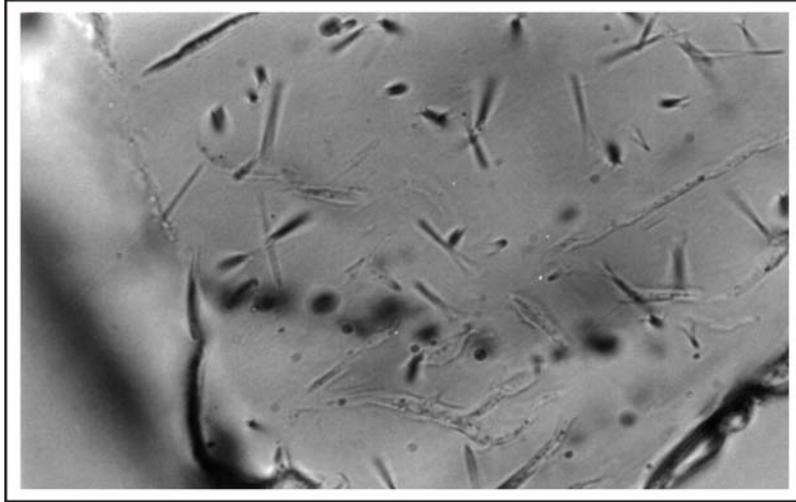


Figure II-3 : Traces de fission dans une apatite. Les différences de morphologie viennent des différences de vitesses d'attaque le long et perpendiculairement aux traces. Conditions d'observation : microscopie optique avec objectif à immersion d'huile 100x. Les traces les plus longues mesurent environ 15 μm . Conditions de révélation : HNO_3 1N, 20°C pendant 40 secondes.

II.2 L'EQUATION D'AGE

La datation par traces de fission étant un processus de désintégration nucléaire obéit, comme la radioactivité, à une loi de décroissance exponentielle. Nous rappelons ici son expression mathématique et établissons l'équation de datation par TF.

II.2.1 Equation de la décroissance nucléaire

Une datation isotopique suppose la présence d'un isotope instable dans le matériel à dater. Le taux de désintégration dN/dt d'un isotope instable est toujours proportionnel au nombre d'atome N présents au temps t , soit $dN/dt = -\lambda N$, où λ est la constante de désintégration de cet isotope.

En réorganisant cette équation, on obtient : $dN/N = -\lambda dt$, soit, par intégration :

$$\log N = -\lambda t + C$$

Comme à $t = 0$, $N = N_0$, on en déduit que $C = \text{Log } N_0$. L'équation devient alors : $\text{Log } N - \text{Log } N_0 = -\lambda t$, ou $\text{Log}(N/N_0) = -\lambda t$, ce qui, par inversion, donne l'équation fondamentale de la radioactivité :

$$N = N_0 \exp(-\lambda t) \quad (1)$$

II.2.2 Equation de la datation par TF

Si à un temps t_0 (qui peut être défini comme celui de sa cristallisation ou de son refroidissement au-dessous d'un certain isotherme), un minéral renferme un nombre $N_{(238,0)}$ d'atomes d'uranium, au bout d'un temps t ne subsisteront que $N_{(238)}$ de ces atomes. Il s'en sera donc désintégré, par fission spontanée ou radioactivité α , un nombre N_t au cours de cette durée, $N_t = N_{(238,0)} - N_{(238)}$

Si l'on tient compte de l'équation (1), le nombre d'événements de fission spontanée pendant le temps t , jusqu'à l'actuel, sera, compte tenu du rapport de branchement de désintégrations par fission spontanée et par radioactivité α :

$$N_t = [\lambda_f / (\lambda_f + \lambda_\alpha)] N_{238} \{ \exp[(\lambda_f + \lambda_\alpha)t] - 1 \} \quad (2)$$

où λ_f et λ_α sont respectivement les constantes de décroissance par fission spontanée et radioactivité α . Comme $\lambda_f \ll \lambda_\alpha$, on prendra $\lambda_f + \lambda_\alpha = \lambda_\alpha$.

La "densité" (ou nombre/cm²) de traces ρ_s que l'on pourra observer en microscopie optique sur une surface obtenue par polissage, après révélation, sera donnée par :

$$\rho_s = \eta_s N_t$$

où η_s est un coefficient caractéristique du minéral, du mode de révélation des traces et des conditions de leur observation. Dans ces conditions, l'équation donnant la densité de traces spontanées observables en microscopie optique est donnée par l'expression :

$$\rho_s = \eta_s(\lambda_f/\lambda_\alpha)N_{238}[\exp(\lambda_\alpha t) - 1] \quad (3)$$

Cette équation ne permet pas encore une datation par TF, car elle contient deux inconnues : t, "l'âge TF", et N_{238} , le nombre actuel d'atomes d'uranium 238 par cm^3 du minéral considéré. On doit donc déterminer cette dernière grandeur, et pour ce faire on irradie le minéral à dater dans un réacteur nucléaire, afin de faire fissionner l'uranium 235 qu'il contient. Les traces ainsi produites présenteront, après révélation, une densité ρ_i donnée par :

$$\rho_i = \eta_i N_{235} \sigma \Phi \quad (4)$$

où η_i est un coefficient de révélation/observation des **traces de fission induite**, N_{235} le nombre d'atomes de ^{235}U par cm^3 , σ la section efficace de capture (cm^{-2}) d'un neutron thermique par un noyau de ^{235}U pour la fission et Φ la fluence neutronique ($\text{neutrons}/\text{cm}^2$) utilisée.

Si on tient compte du fait que le rapport des abondances isotopique $I = ^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ est une constante, en combinant les équations (3) et (4), on obtient une équation implicite en t :

$$\rho_s/\rho_i = (\eta_s/\eta_i)(\lambda_f/\lambda_\alpha)(N_{238}/N_{235})\sigma\Phi[\exp(\lambda_\alpha t) - 1] \quad (5)$$

soit, en posant $\eta_s/\eta_i = g$ et en résolvant cette équation pour t :

$$t = (1/\lambda_\alpha)\text{Ln}[1 + g(\rho_s/\rho_i)(\lambda_\alpha/\lambda_\phi)\sigma I\Phi] \quad (6)$$

La dosimétrie neutronique est réalisée au moyen de verres standards dopés à l'uranium, ou *moniteurs* : il suffit alors, pour déterminer la fluence Φ de compter, après irradiation, la densité ρ_m de traces de fission induite produites dans le moniteur. On a alors :

$$\Phi = B\rho_m$$

où B est une constante, caractéristique du verre dosimètre utilisé. En reportant cette expression dans (6), on obtient l'équation d'âge (7) :

$$t = (1/\lambda_\alpha) \text{Ln}[1 + g(\rho_s/\rho_i)(\lambda_\alpha/\lambda_f)\sigma \text{IB}\rho_m] \quad (7)$$

L'équation (6) est l'une des formes, la plus anciennement utilisée de l'équation de datation par TF. Son examen fait ressortir qu'il **suffit de trois mesures de densités (nombre/cm²) de traces pour obtenir un âge TF** : deux mesures relatives aux échantillons, respectivement pour les traces spontanées et induites, et une se rapportant à la fluence neutronique. C'est en réalité une forme dérivée de cette équation qui est utilisé en géochronologie, car (i) on ne connaît pas avec une exactitude suffisante la valeur de λ_f et (ii) la valeur de B est *a priori* inconnue. Afin d'éliminer ces incertitudes, on définit un paramètre ζ (zêta) tel que :

$$\zeta = \sigma \text{IB}/\lambda_f$$

L'équation d'âge prend alors sa forme opérationnelle définitive :

$$t = (1/\lambda_\alpha) \text{Ln}[1 + g\lambda_\alpha(\rho_s/\rho_i)\rho_m\zeta] \quad (8)$$

Chaque opérateur doit déterminer la valeur du paramètre ζ adaptée à ses conditions de travail. Le paramètre g dépend de la technique de datation utilisée (voir plus loin).

Détermination du facteur zeta.- Le paramètre ζ étant défini par des produits et un quotient de constantes est donc lui-même une constante, dont on peut établir la valeur si l'on dispose d'échantillons géologiques d'âges connus indépendamment par d'autres méthodes isotopiques, et pour lequel on est en droit de supposer que l'âge TF serait identique. Nous donnons dans le tableau II-1 les âges de référence des standards utilisés dans ce travail. Une liste plus complète est donnée dans Akkouche et Poupeau (2000). Il s'agit de roches volcaniques dans lesquelles, en raison de leur refroidissement quasi-instantané, on considère que l'âge TF d'apatites, de zircons ou de sphènes sera concordant avec celui de la mise en place, datée par

K-Ar ou $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. A partir de l'analyse d'un échantillon standard d'âge t_{st} , on détermine donc ζ selon :

$$\zeta = [\exp(\lambda_{\alpha} t_{st} - 1)] / g(\rho_s / \rho_i) \rho_m \lambda_{\alpha} \quad (9)$$

IMPORTANT : un âge "traces de fission", tel qu'il est défini par l'équation (8) est la mesure du temps depuis lequel les traces fossiles ont été enregistrées, mais à la condition qu'elles aient été intégralement conservées, c'est à dire que leur longueur moyenne révélabile (voir ci-dessous §II.5.2) soit proche de celle des traces induites. **Dans le cas contraire, le plus général**, (traces en partie plus courtes, résultant de l'histoire thermique du minéral à dater), l'âge TF ainsi défini n'est donc qu'un âge apparent, qui ne donne qu'une limite inférieure de l'âge de début d'enregistrement des traces. Cela est dû au fait que des traces fossiles raccourcies amènent à une diminution de la densité révélabile ρ_s .

Il faut donc, pour interpréter complètement l'information TF une approche complémentaire, sur la "qualité" de l'enregistrement des traces.

Pour cela, on doit introduire la notion de "trace confinée" (§ II.5.2), dont la mesure de la longueur, accompagnée d'un traitement de données tenant compte à la fois d'un âge apparent et d'une distribution de ces longueurs, permettra une reconstitution de l'histoire thermique d'un échantillon depuis son dernier refroidissement au-dessous d'environ 110-120°C.

Tableau II-1 : Etalons d'âges utilisés dans ce travail

Standard	Source	Age, Ma $\pm 2\sigma$	Méthode	Auteurs	Minéraux datables par TF
Fish Canyon Tuff	Colorado (USA)	27,90 \pm 0,70	K/Ar	Steven et al, , 1967	Apatite, Zircon
		27,42 \pm 0,41	K/Ar	Huford et Hammerschmidt, 1985	
		27,80 \pm 0,20	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Huford et Hammerschmidt, 1985	
		27,79 \pm 1,40	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Kunk et al, 1985	
		Valeur pondérée	=	27,74 \pm 0,17	
Buluk Member	Kenya	16,10 \pm 0,20	K/Ar	McDougall et Watkins, 1985	Zircon
		16,40 \pm 0,20	K/Ar		
		Valeur pondérée	=		
Durango	Mexique	30,68 \pm 0,62	K/Ar	Naeser et Fleischer, 1975	Apatite
		31,40 \pm 0,62	K/Ar		
		30,88 \pm 0,62	K/Ar		
		31,91 \pm 0,72	K/Ar		
		32,32 \pm 0,72	K/Ar		
Valeur pondérée	=	31,40 \pm 0,30			

Huford et Hammerschmidt (1985), *Chem, Geol, (Isot, Geosci, Sect.)*, **58**, 23-32,
Kunk, Sutter et Naeser (1985), *Geol, Soc, Amer, Abstr, Program*, **17**, 6-13,
McDougall et Watkins (1985), *Nature*, **318**, 175-178
Naeser et Fleischer (1975), *Geophys, Res, Lett.*, **2**, 67-70,
Steven, Mehnert et Obradovich (1967), *Geol, Survey Prof Paper* 575, 74-55.

II.3 LA TECHNIQUE DE DATATION PAR « DETECTEUR EXTERNE »

C'est celle qui s'applique à la thermochronologie par TF dans les apatites et les zircons des terrains sédimentaires. Ces minéraux sont le plus souvent d'origine détritique, mais ils peuvent aussi provenir d'un volcanisme synsédimentaire. Dans le premier cas, au moment de leur dépôt, les minéraux détritiques possèdent déjà des traces de fission, qui témoignent d'une histoire thermique antérieure depuis leur dernier refroidissement au-dessous de 120°C. Dans le second, les minéraux d'origine volcanique ne renferment encore aucune trace lors de leur enfouissement. Donc dans un sédiment en cours de déposition, les grains d'apatite et des autres minéraux relevant de la datation par TF ont des âges TF compris entre zéro et une valeur maximum dépendant de l'histoire thermique du matériel-source. ***Il est donc indispensable de disposer d'une technique permettant une datation grain par grain*** : la technique dite du *détecteur externe* remplit cette fonction. En cela elle s'oppose à une autre technique parfois utilisée dans les terrains non sédimentaires, celle dite des *populations*, qui utilise des densités moyennes de traces calculées à partir de mesures sur un grand nombre de grains (voir par ex. Wagner et Van den Haute, 1992).

II.3.1 Méthode pratique de datation

Dans la technique de datation dite du détecteur externe, on date individuellement plusieurs cristaux d'une même espèce minérale. Pour les apatites, utilisées dans ce travail, un grand nombre de grains, idéalement une centaine, sont inclus dans une pastille de résine ; après polissage, les traces fossiles sont révélées par une attaque chimique appropriée. Les traces sont ainsi rendues visibles sur une surface initialement interne des grains. Elles proviennent donc de façon égale de la fission spontanée d'atomes d'uranium situés, avant polissage, au-dessus et au-dessous de la surface d'observation, donc dans une géométrie de type " 4π stéradians".

Un *détecteur externe* (feuille de kapton ou de mica) est fixé sur ce montage et l'ensemble est irradié. Une partie des traces induites produites dans les apatites (pendant leur irradiation en réacteur nucléaire) à proximité de leur surface de polissage, s'enregistrent aussi

dans le détecteur, donc selon une géométrie de type "2π stéradians" (elles ne proviennent que d'un demi-espace). Les traces enregistrées dans le détecteur sont ensuite révélées.

On doit donc comparer, pour dater les apatites, les traces fossiles (spontanées), dans ces minéraux, et les traces induites, telles qu'elles ont été produites dans les détecteurs externes, dans un contexte géométrique différent (figure II-4). Comme en outre, les conditions d'enregistrement des traces nucléaires ne sont pas les mêmes dans ces deux types de détecteurs et que les traces s'y présentent sous des aspects (morphologies) différents (voir figure II-3), on doit déterminer expérimentalement un paramètre qui tienne compte de ces spécificités. C'est le facteur g de l'équation (5). La figure II-5 montre le processus de détermination de ce facteur, à partir d'une apatite dont on a fait, préalablement à toute irradiation, disparaître les traces fossiles par chauffage (2 heures à 500°C). Le facteur g est alors obtenu selon :

$$\gamma = \rho_{(2\pi/\text{kaptan})} / \rho_{(4\pi/\text{apatite})} \quad (10)$$

La valeur de g a été déterminée à partir d'aliquotes de deux standards internationaux, respectivement d'après une lame taillée dans un cristal d'apatite de Durango (Mexique) parallèlement à l'axe cristallographique C et dans des grains du Fish Canyon Tuff (voir tableau II-1), également polis parallèlement à cet axe. Les valeurs de g ainsi déterminées, pour le kapton comme pour le mica, sont très proches de 0,5 (voir aussi Lelarge, 1993), valeur formelle adoptée dans ce travail comme dans l'ensemble des laboratoires qui pratiquent la datation par détecteur externe.

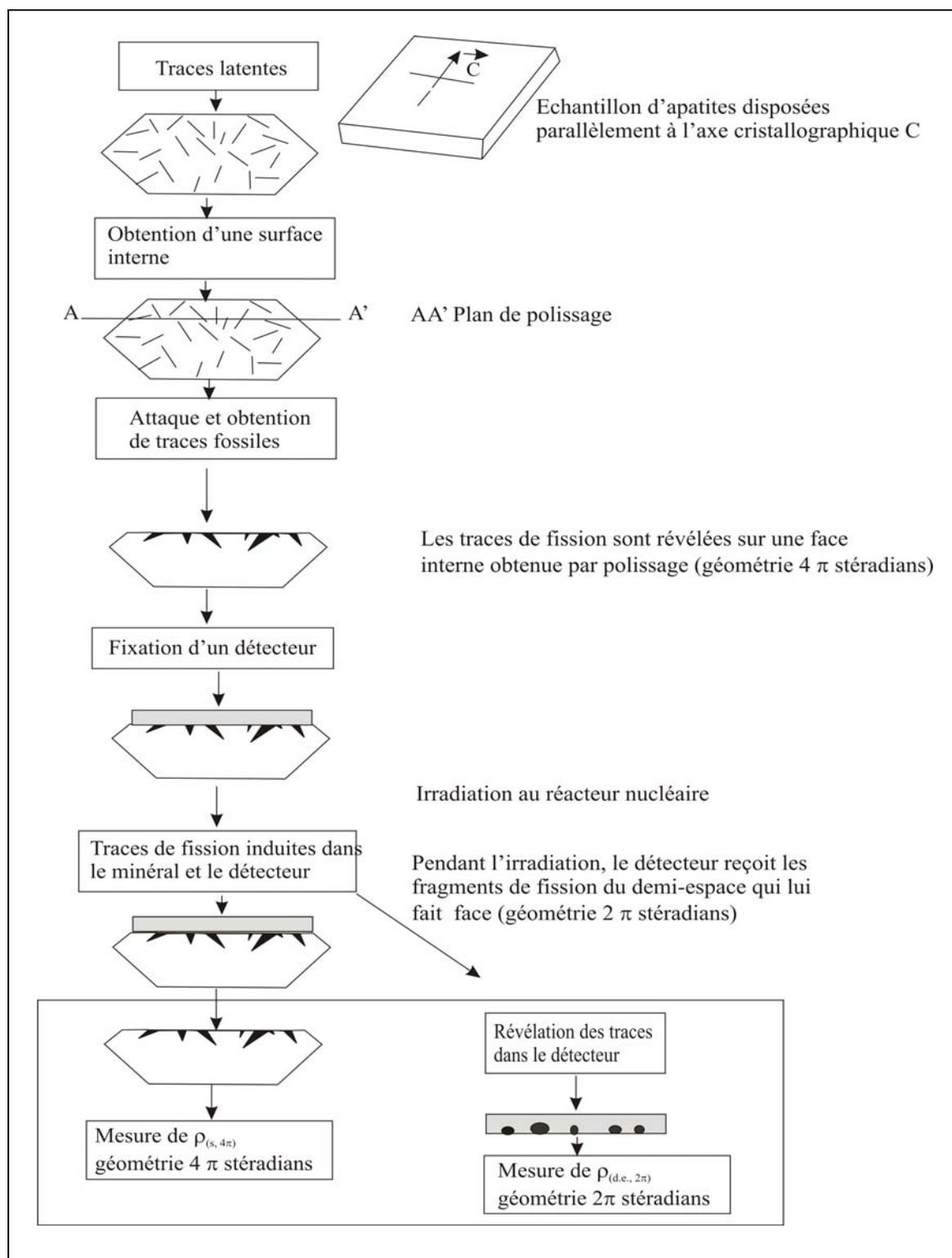


Figure II-4 : Principe de la datation par détecteur externe. D'après Bigot-Cormier F. (2002). $\rho_{(s, 4\pi)}$ et $\rho_{(d.e., 2\pi \text{ stéradians})}$, respectivement densité de traces de fission spontanée dans le grain à dater et dans son détecteur externe.

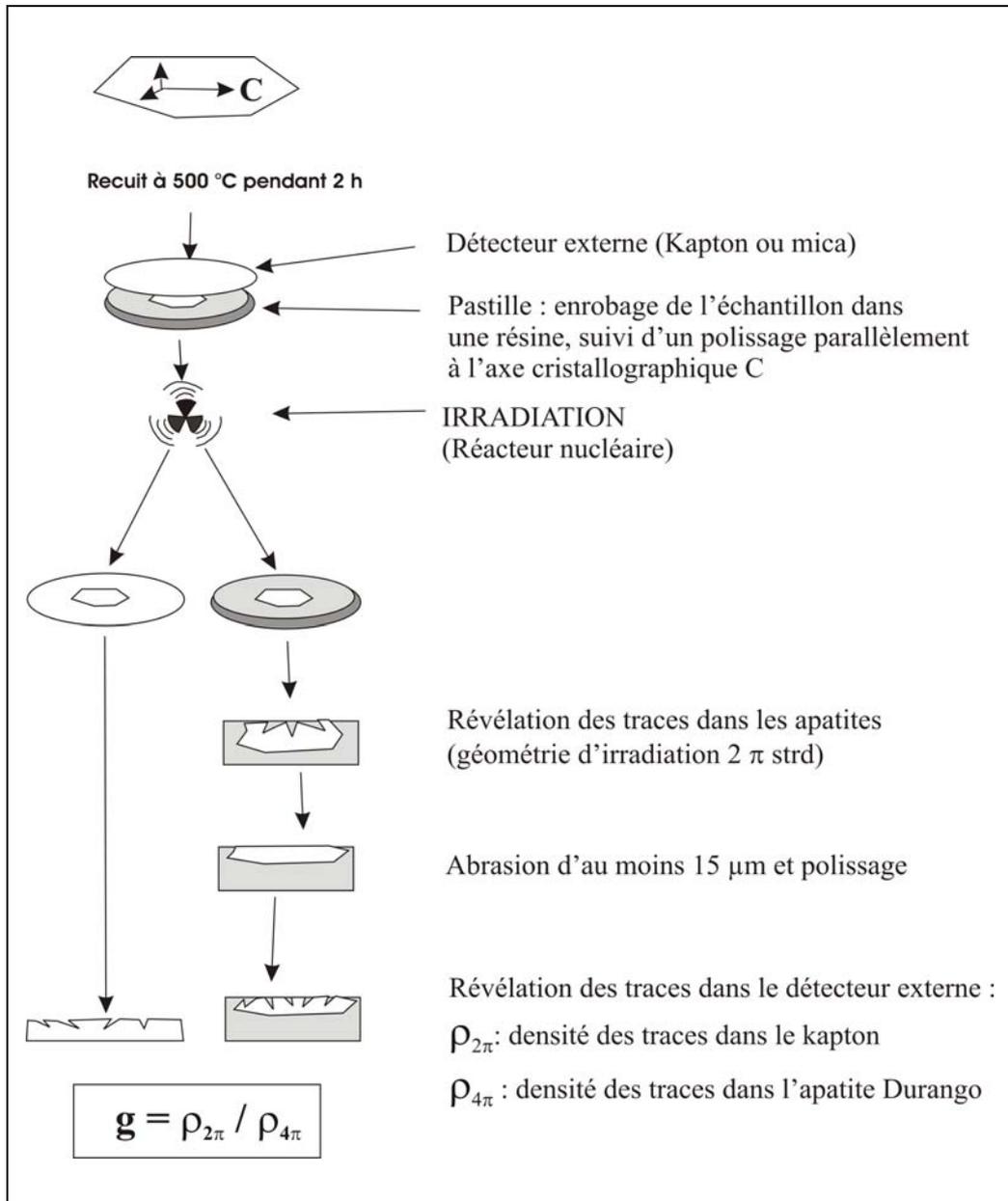


Figure II-5 : Principe de la détermination du facteur g dans une apatite, à partir d'un cristal dont toute trace fossile a été au préalable éliminée par un traitement thermique (500°C pendant 2 heures pour l'apatite). Après irradiation de ce cristal, associé à un détecteur auxiliaire, dans un réacteur nucléaire, les traces induites sont mesurées d'une part dans ce détecteur (géométrie d'irradiation 2π stéradians) par les fissions produites dans l'apatite ; et d'autre part dans le cristal, après avoir abrasé par polissage une épaisseur supérieure au parcours maximum d'un fragment de fission. Les traces induites révélées sur cette nouvelle surface viennent donc d'un espace de 4π stéradians. La valeur de g est alors celle du rapport des densités (traces/cm²) ρ (détecteur)/ ρ (apatites) (d'après Jakni, 2000, modifié).

II.3.2 Représentation graphique des âges dans la méthode du détecteur externe

Dans la procédure de datation par "détecteur externe", on date individuellement un certain nombre de cristaux. L'expérience a montré qu'au moins 20 grains devraient être datés pour que l'âge TF d'un sédiment devienne stable. La représentation graphique qui permet de faire apparaître la précision de l'âge TF de chaque grain est celle du "diagramme radial", proposée par Galbraith (1988, 1989).

Ce diagramme (figure II-6) se lit de la façon suivante :

- l'échelle des temps (courbe sur la partie droite de diagramme) est en $\log(t)$,
- le point représentatif du cristal "j" se trouve sur une corde joignant l'origine de l'axe des ordonnées de gauche au point "t_j" (à droite), âge TF de ce grain.
- la position de ce point sur cette corde dépend de sa précision. Celle-ci est donnée de deux façons sur l'axe des abscisses, soit (au-dessous de cet axe) comme l'inverse de sa précision relative, soit (au-dessus) en précision relative exprimée en %,
- l'échelle des ordonnées (à gauche) est définie par $(t_j - t_0)/\sigma$, où t_0 est l'âge TF de l'échantillon.

La bande grisée, correspondant à l'intervalle $[-2, +2]$ correspond à l'ensemble des grains dont l'âge TF est compris dans l'intervalle $\pm 2\sigma$ de l'âge TF de l'échantillon,

- l'âge t_0 de l'échantillon, ou "âge central", est l'âge de référence porté sur l'échelle logarithmique de droite, en regard de l'origine de l'axe des ordonnées. Ainsi, lorsque, dans un échantillon, toutes les apatites datées présentent des âges concordants entre elles, les points représentatifs de leurs âges sont tous dans la bande grisée de la figure II-6. C'est souvent le cas dans les roches magmatiques et métamorphiques. Dans les sédiments, au contraire, où chaque apatite peut présenter une composition chimique et/ou une histoire thermique spécifiques depuis son dernier refroidissement au-dessous de $\sim 120^\circ\text{C}$, on peut observer des dispersions plus larges.

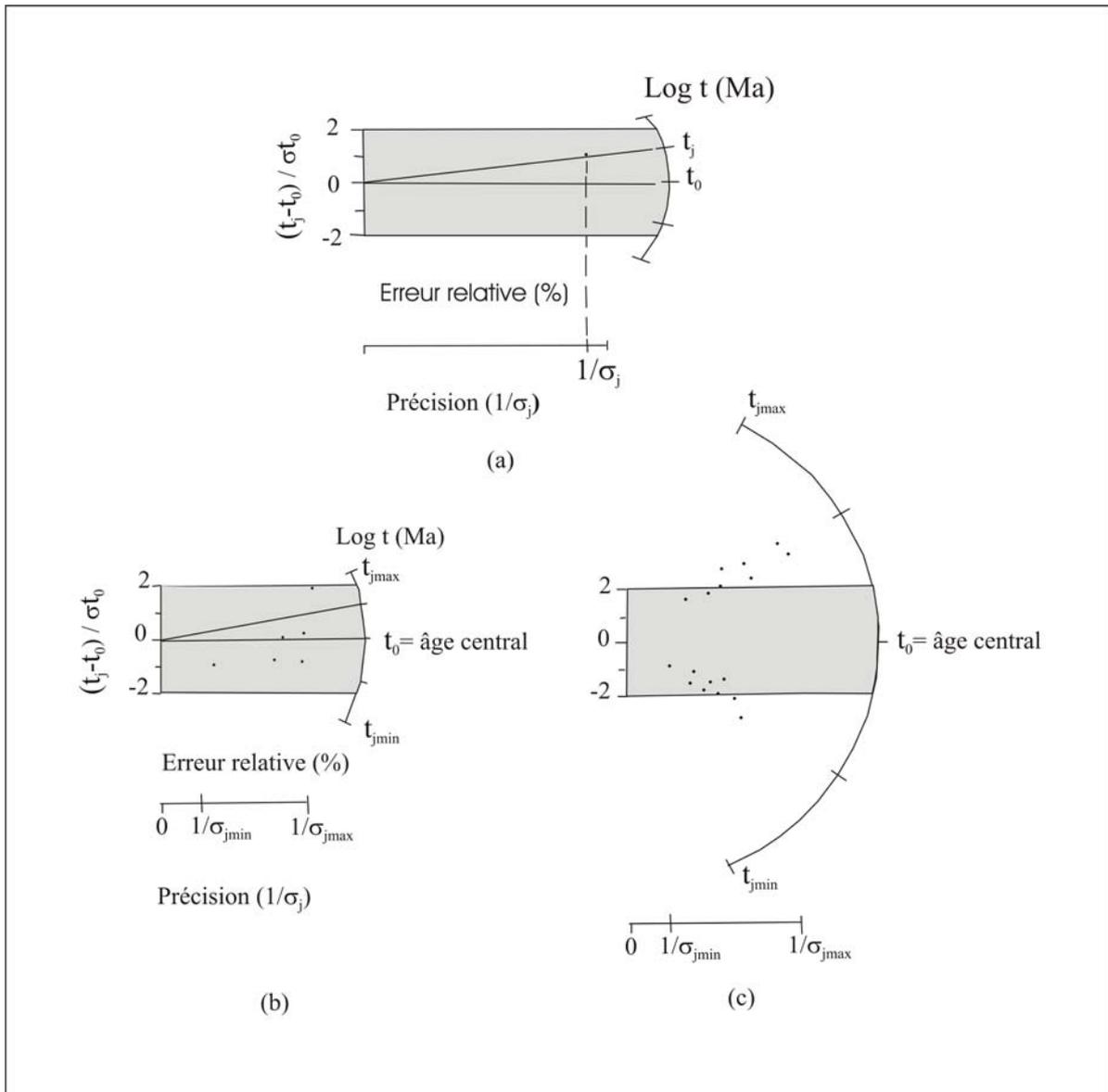


Figure II-6 : Principe du diagramme radial (voir texte). En (a), détermination de la position du point représentatif de l'âge du cristal j d'âge t_j . Sa position sur l'axe 0- t_j dépend de la précision statistique relative sur t_j , calculée selon $\sigma = (1/N_{s,j} + 1/N_{i,j} + 1/N_d) \times 0,5$, où $N_{s,j}$ et $N_{i,j}$ sont le nombre de traces spontanées et induites relatives au cristal j, et N_d celles relatives au dosimètre neutronique. En (b), lorsqu'on peut considérer que dans un échantillon une seule population d'âges est présente parmi les grains analysés, tous les points représentatifs sont dans l'intervalle $\pm 2 \sigma t_0$, où t_0 est l'âge central. Dans un autre cas, en (c), les points représentatifs de deux populations de grains d'âges nettement différents au sein d'un échantillon "sortent" de cet intervalle.

II.4 METHODES DE CALCUL D'AGE

Lorsqu'un échantillon est traité par la technique du détecteur externe, l'âge TF de chaque grain est calculé selon l'équation (8). Par contre, il existe plusieurs méthodes de calcul de l'âge TF de l'échantillon lui-même. On utilise actuellement le formalisme dit de "l'âge central", qui remplace souvent celui, plus ancien, que l'on rencontre encore parfois, de Green (1981).

Il est avant tout important de savoir si les âges des n grains datés dans un échantillon se réfèrent bien tous au même événement, c'est à dire si leurs âges TF peuvent être considérés comme concordants, dans les limites de leur précision statistique. On vérifie l'homogénéité d'une population d'âges à partir du test de χ^2 de Galbraith (1981), explicité dans Green (1981) (voir Annexe 1). Lorsque pour un échantillon la probabilité $P(\chi^2)$ de la valeur de χ^2 est $>5\%$, on considère qu'il n'y a qu'une population d'âges parmi les minéraux datés. Dans le cas contraire, plusieurs populations d'âges sont en présence. Dans un sédiment qui n'a jamais été porté à une température supérieure à 60°C , on a toutes chances d'avoir un $P(\chi^2) < 5\%$, c'est à dire un mélange de populations d'âges qui reflète la diversité des sources d'approvisionnement en minéraux détritiques.

II.4.1 La méthode de Green (1981)

Dans cette méthode, on utilise deux modes de calcul, selon la valeur obtenue pour le $P(\chi^2)$:

$$\underline{\text{Si } P(\chi^2) > 5\%}$$

On admet que les âges de tous les grains d'un échantillon sont bien distribués selon une statistique de Poisson. On estime alors que :

$$\rho_s / \rho_i = N_s / N_i \quad (11)$$

où le rapport ρ_s/ρ_i de l'échantillon est le rapport des densités de traces fossiles et induites de l'équation (8) et N_s/N_i le rapport du nombre total fossiles/induites de traces comptées dans les n grains analysés.

Un âge TF résultant de trois mesures liées entre elles par des produits ou des quotients, la forme générale du calcul d'erreur sera donnée par :

$$\sigma t/t = C[\sigma(\rho_s/\rho_i)^2 + \sigma(\rho_m)/\rho_m]^2]^{0,5} \quad (12)$$

où le paramètre C apporte un facteur correctif qui tient compte de la nature exponentielle de la décroissance de l'uranium 238 (McGee *et al.*, 1985) :

$$C = (1/\lambda_\alpha t)[1 - \exp(-\lambda_\alpha t)] \quad (13)$$

Ces âges sont calculés selon une statistique "globale" ("*pooled*" statistics) (Green, 1981), puisqu'ils ne tiennent compte que du nombre total de traces comptées. Leur précision est obtenue à partir de la précision statistique sur les trois comptages de traces nécessaires à la datation (voir équation 8), qui obéissent à une loi de Poisson, soit :

$$\sigma t/t = C(1/N_s + 1/N_i + 1/N_m)^{0,5} \quad (14)$$

avec $C = 1$ pour $t \ll 1/\lambda_\alpha$.

C'est ce que Green appelle la méthode "conventionnelle" de calcul de l'âge.

Si $P(\chi^2) < 5\%$

C'est le cas où plus d'une population d'âges sont présentes. Il n'est alors plus réaliste de calculer un âge comme précédemment, et Green propose de prendre pour valeur *formelle* de l'âge TF de l'échantillon celle qui est calculée à partir de la valeur moyenne du rapport des densités de traces des n grains datés :

$$\rho_s/\rho_i = \Sigma(\rho_s/\rho_i)_j/n \quad (15)$$

Le calcul d'erreur sur l'âge mené selon l'équation (14) peut aboutir à des incertitudes trop petites par rapport à la dispersion observée des âges t_j des grains individuels. Green suggère, comme estimation plus juste de l'incertitude sur ρ_s/ρ_i , de considérer l'écart-type de la distribution des $(\rho_s/\rho_i)_j$.

II.4.2 La méthode de l'âge central (Galbraith et Laslett, 1993)

Soit une population de grains caractérisés chacun par une valeur ρ_s/ρ_i propre. Dans leur *random effects model*, Galbraith et Laslett assument que la distribution des $\log(\rho_s/\rho_i)$ est normale. Par suite, les paramètres μ et σ de cette distribution correspondent respectivement à la moyenne et à la déviation standard de ce rapport. Ces auteurs appellent *âge central* celui qui correspond à μ , c'est à dire l'âge qui correspond à $\rho_s/\rho_i = e^\mu$ dans l'équation (6). L'âge central est la moyenne géométrique de l'âge de la population. De son côté, dans la mesure où les ρ_s/ρ_i sont, en première approximation, proportionnels à t , la *dispersion* σ est l'écart-type relatif de la population d'âges.

Les paramètres μ et σ peuvent être calculés par une méthode de *maximum likelihood*. Nous reproduisons en Annexe 2 le type d'algorithme de calcul de $t_{(\text{central})}$ et de sa dispersion, plus simple, proposé par Galbraith et Laslett.

On considère que si une bonne valeur de $t_{(\text{central})}$ peut être obtenue avec une vingtaine de grains, davantage sont nécessaires pour σ , la qualité de ces estimations dépendant par ailleurs du nombre de traces comptées par grain. Si l'écart-type σ est $>30\%$, plus d'une population d'âges sont présentes dans un échantillon ; si par contre $\sigma < 15\%$, on admet qu'une seule population d'âges est présente. Enfin, si σ est nettement $< 15\%$, l'âge central est très proche de celui obtenu selon la méthode conventionnelle de Green (1981).

II.5 STABILITE THERMIQUE DES TRACES ET INTERPRETATION DES AGES TF

Jusqu'à présent, nous avons considéré dans les calculs d'âge et de leur précision, que les traces fossiles n'avaient connu aucune altération. Cependant, l'analyse des résultats de traitements thermiques en laboratoire et la datation de grains d'apatite, de zircons, etc. prélevés à diverses profondeurs dans des forages pétroliers et/ou géothermiques ont montré que dans les minéraux, et en particulier l'apatite, des températures même « modérées » (voir ci-dessous) pouvaient amener à un raccourcissement des traces révélées, jusqu'à empêcher leur révélation (voir par ex. Fleischer *et al.* 1975, Naeser, 1981).

Ces observations ont conduit à l'élaboration du concept de *Zone de Rétention Partielle* des traces de fission, et à celui concomitant de *traces confinées*, qui sont maintenant à la base de toute interprétation des données thermochronométriques par TF.

II.5.1 Notion de zone de rétention partielle (ZRP) des traces

En partant de la surface, on définit trois domaines de température dans lesquelles le comportement des traces de fission latentes est différent (figure II-7). Ainsi, pour les apatites :

- en-deçà de $\sim 60^{\circ}\text{C}$, les traces sont considérées comme stables et possèdent leur longueur maximum. C'est le domaine dit de la *zone de stabilité totale (ZST)*. Entre la température de surface du sol et la profondeur où règne une température ambiante de $\sim 60^{\circ}\text{C}$, il n'existe qu'une influence thermique minimale sur la longueur révélable des traces.

- entre ~ 60 et $\sim 120^{\circ}\text{C}$, le réseau cristallin se réorganise partiellement à la suite de la formation d'une trace. C'est la *zone de rétention partielle (ZRP)*, dans laquelle les longueurs révélables (voir ci-dessous) des traces dépendent de la température ambiante à une profondeur donnée. Ces longueurs révélables décroissent progressivement jusqu'à s'annuler lorsque la température atteint $\sim 120^{\circ}\text{C}$.

- au-delà d'environ 120°C , les traces latentes ne sont plus stables. Aussitôt formées, elles se dégradent rapidement en raison de la réorganisation rapide, plus ou moins complète, du réseau cristallin. C'est la *zone d'instabilité totale (ZIT)*, dans laquelle les traces latentes ont une durée de vie très brève.

Le concept de ZRP est évidemment simplificateur, pour plusieurs raisons. D’une part, les températures-limites indiquées pour les trois types de comportement des traces varient quelque peu selon la durée du maintien à une température donnée (régime isothermique) ou selon son taux ($^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$) de variation (réchauffement, refroidissement). D’autre part elles présentent aussi quelques différences selon les teneurs relatives en chlore et en fluor. Les fluorapatites, souvent prépondérantes dans les sédiments détritiques sont légèrement plus sensibles aux effets thermiques.

Les températures-limites des ZRP varient considérablement d’un minéral à l’autre. Ainsi, pour le zircons, elles sont notablement supérieures à celles des apatites, puisqu’on les situe actuellement entre environ 180 et 320 $^{\circ}\text{C}$ (Tagami et Shimada, 1996), avec des variations parfois encore considérables selon les auteurs. Une partie de ces variations pourraient résulter du processus de métamictisation, connu aussi par exemple pour les sphènes, qui consiste en une altération du réseau cristallin par les atomes de recul des désintégrations α des chaînes radioactives de l’U et Th.

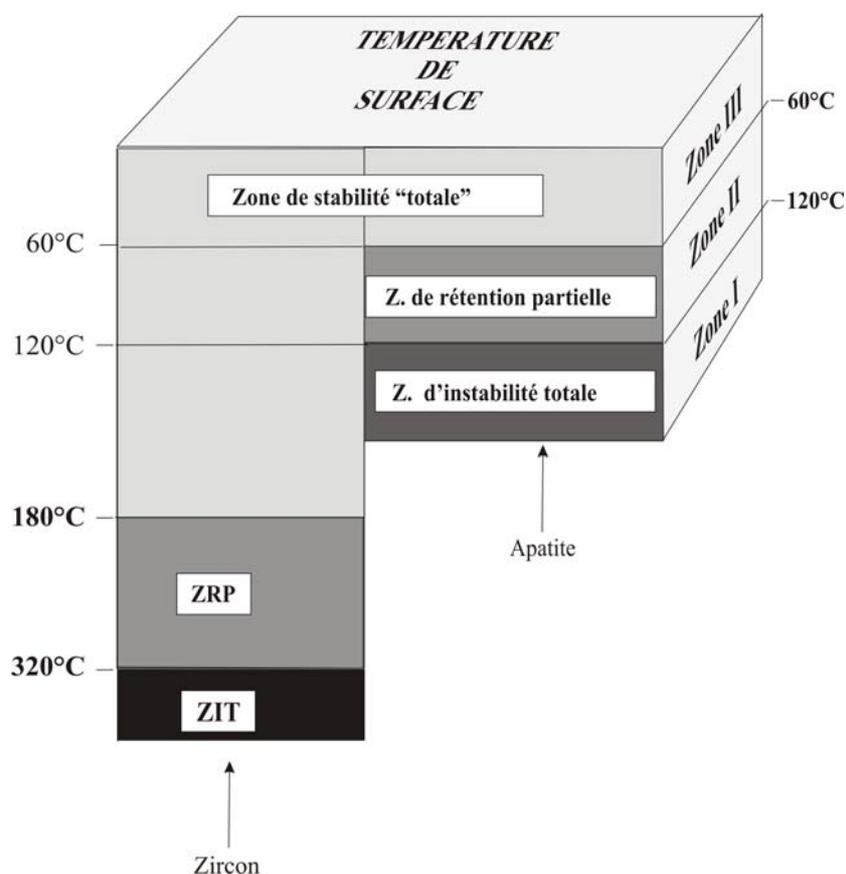


Figure II-7 : Schéma comparant les zones de rétention partielle (ZRP) des zircons et des apatites (d’après Bigot-Cormier, 2002).

II.5.2 Concept de trace confinée

Afin de comprendre l'histoire thermique d'un minéral, il est donc indispensable de compléter la mesure d'un âge *apparent* TF par une détermination de la distribution des *longueurs révélables totales* des traces fossiles. Pour mesurer ces longueurs, on doit introduire la notion de *trace confinée* : par définition on appellera trace confinée toute trace *totale* incluse dans un minéral et qui ne pourra donc être révélée par un réactif approprié, que si elle recoupe une trace sécante sur la surface d'attaque (TINT, "*Track In Track*") ou si elle recoupe une fracture elle aussi sécante sur cette surface (TINCLE, "*Track In Cleavage*"), comme le montre la figure II-8 (Lal *et al.*, 1969).

A quelles formes de distributions doit-on s'attendre? Dans la ZRT, toutes les traces devraient présenter la même longueur, aux effets cristallographiques près. En effet, toute fission d'uranium libérant à peu près la même énergie, les traces confinées d'un minéral devraient être de même longueur. Ceci est pratiquement respecté pour les apatites, où l'on constate une différence de longueur de moins de 4% entre celles qui sont parallèles à l'axe cristallographique C du minéral (les plus longues) et celles qui lui sont perpendiculaires (Donelick, 1991).

Par ailleurs, des expériences de laboratoire ont montré que l'effacement thermique des traces était anisotrope, les traces étant d'autant plus sensibles à la température que leur angle avec l'axe cristallographique C de l'apatite est plus grand (Green *et al.*, 1986 ; Donelick, 1991), (figure II-9). *L'existence d'un tel "ellipsoïde" d'effacement thermique des traces implique, aussi bien pour les datations que pour les mesures de longueur, de travailler uniquement sur des grains d'apatites prismatiques, que l'on montera dans les pastilles de résine de façon à ce que les surfaces de polissage soient parallèles à l'axe cristallographique C. On ne mesurera alors que les traces confinées parallèles à cette surface.*

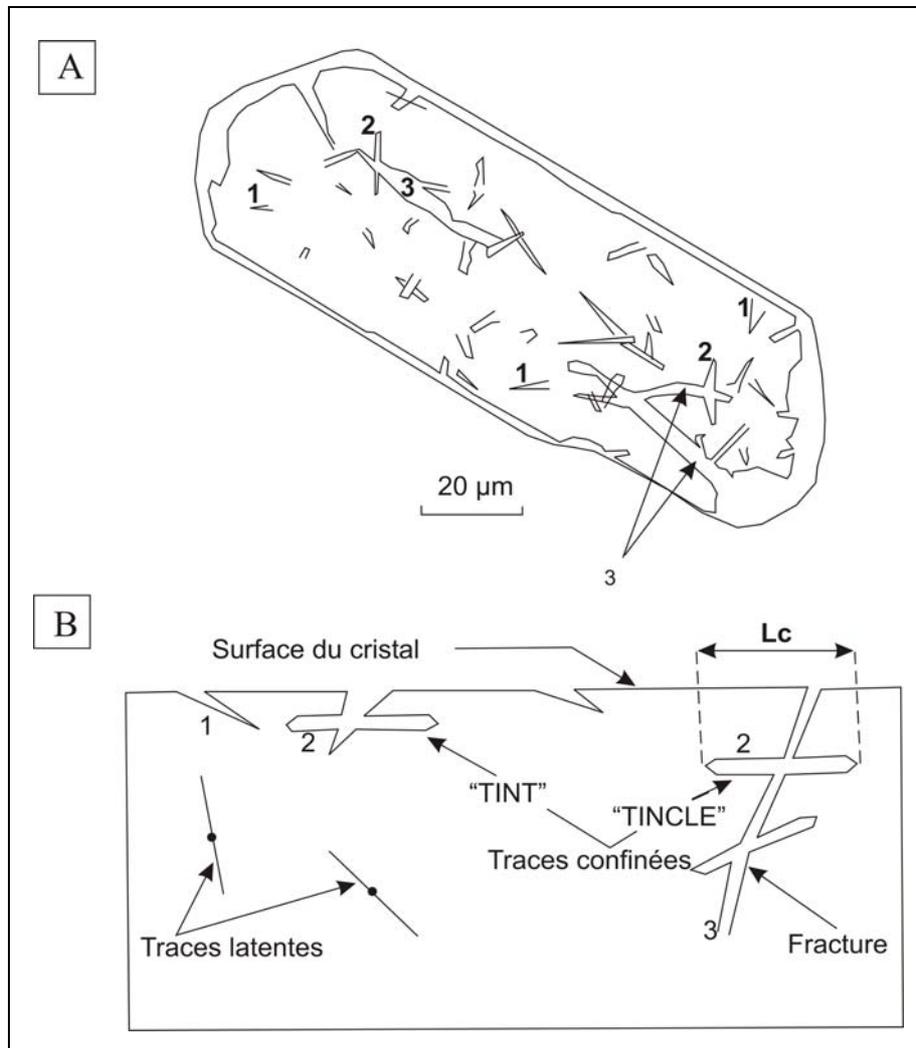


Figure II-8 : Différents types de traces et leurs longueurs.
d'après Gleadow et al., 1986 (modifié).

- A : sur une face polie d'une apatite,
1 : traces recoupées par la surface du polissage (formes en V ouvert),
2 : traces confinées (forme en tubules fixés aux deux extrémités),
3 : fractures.
B : vue en coupe.

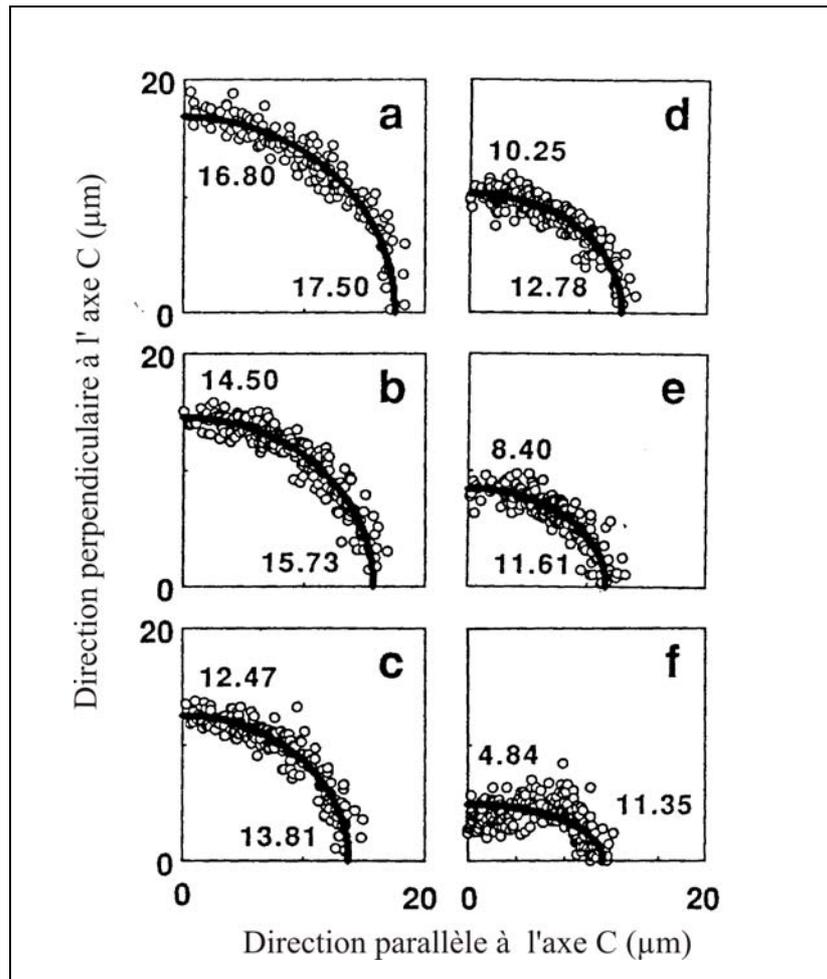


Figure II-9 : Diagrammes polaires montrant l'évolution des longueurs de traces confinées mesurables dans une apatite après différents traitements thermiques. Les axes des abscisses et des ordonnées correspondent respectivement à des directions parallèles et perpendiculaires à l'axe cristallographique C. Les diagrammes sont relatifs à différents traitements thermiques.

On constate que les longueurs de traces confinées sont d'autant plus affectées par un traitement thermique qu'elles forment un angle élevé avec l'axe C.

(modifié, d'après Donelick, 1991).

II.5.3 ZRP, traces confinées et histoire thermique

La distribution des longueurs de traces confinées *dans les apatites d'une roche métamorphique ou magmatique actuellement en surface* reflétera à la fois son histoire t-T de refroidissement dans la ZRP et la durée relative passée dans la ZRP et la ZST. La figure II-10 illustre trois exemples typiques :

- La courbe I représente le cas de roches volcaniques ou très rapidement (typiquement, tectoniquement) dénudées, qui ont donc subi un refroidissement brutal. Le temps passé dans

la ZRP est bref. La longueur moyenne des traces fossiles confinées est élevée, de l'ordre de 14-15 μm , et la déviation standard de la distribution de ces longueurs est $<1 \mu\text{m}$.

- La courbe II correspond à un taux de refroidissement monotone. La longueur moyenne des traces confinées est un peu plus courte, jusque vers approximativement 13 μm , la déviation standard est $>1 \mu\text{m}$ et jusqu'à à environ 1,9 μm , selon le taux de refroidissement, le minéral ayant effectivement passé un temps plus long dans la ZRP que celui de l'exemple précédent. La distribution présente un biais caractéristique du côté des faibles longueurs de traces.
- La courbe III exprime le cas d'un parcours plus complexe : refroidissement suivi d'une excursion thermique modérée. Toutes les traces produites avant le dernier maximum thermique $>120^\circ\text{C}$ sont réduites à une distribution de longueurs typique de cette température. Des traces plus longues réapparaîtront ensuite, lors du refroidissement final : on a alors une distribution bimodale, la longueur moyenne pouvant s'abaisser à 10-12 μm et la déviation standard atteindre 3 μm .

A quels types de distributions de longueurs de traces peut-on s'attendre dans les bassins sédimentaires ?

- *Dans un sédiment en cours de dépôt*, on peut trouver des distributions de tous ces types, les apatites provenant de roches magmatiques ou éruptives, voire de l'érosion d'autres sédiments.
- *Dans un sédiment déjà enfoui, mais où la température a toujours été $<60^\circ\text{C}$* , les distributions d'âges et de longueurs ne sont pas ou sont peu altérés. Dans le cas d'une subsidence régulière, les âges TF tendent vers zéro lorsque l'on approche de la profondeur où la température ambiante devient égale à 120°C . Les distributions de longueurs se déforment de façon caractéristique, avec de plus en plus de traces courtes, des traces longues étant toujours présentes du fait de la continuité du processus de fission. Pour des apatites provenant d'un volcanisme synsédimentaire, l'évolution des distributions de longueurs de traces avec la subsidence est décrite dans la figure II-11 (chemins thermiques 1 à 3). Dans le cas d'un enfouissement rapide récent comme dans la figure II-11 (chemin 6), on ne relèverait plus de traces confinées très longues.
- *Si un sédiment s'est trouvé porté, par suite de la subsidence, à une température $>60^\circ\text{C}$ mais inférieure à 120°C puis refroidi*, on peut avoir un mélange d'âges TF inférieurs à l'âge stratigraphique et une distribution bimodale des longueurs de traces confinées, comme dans la figure II-11 (chemin 4).

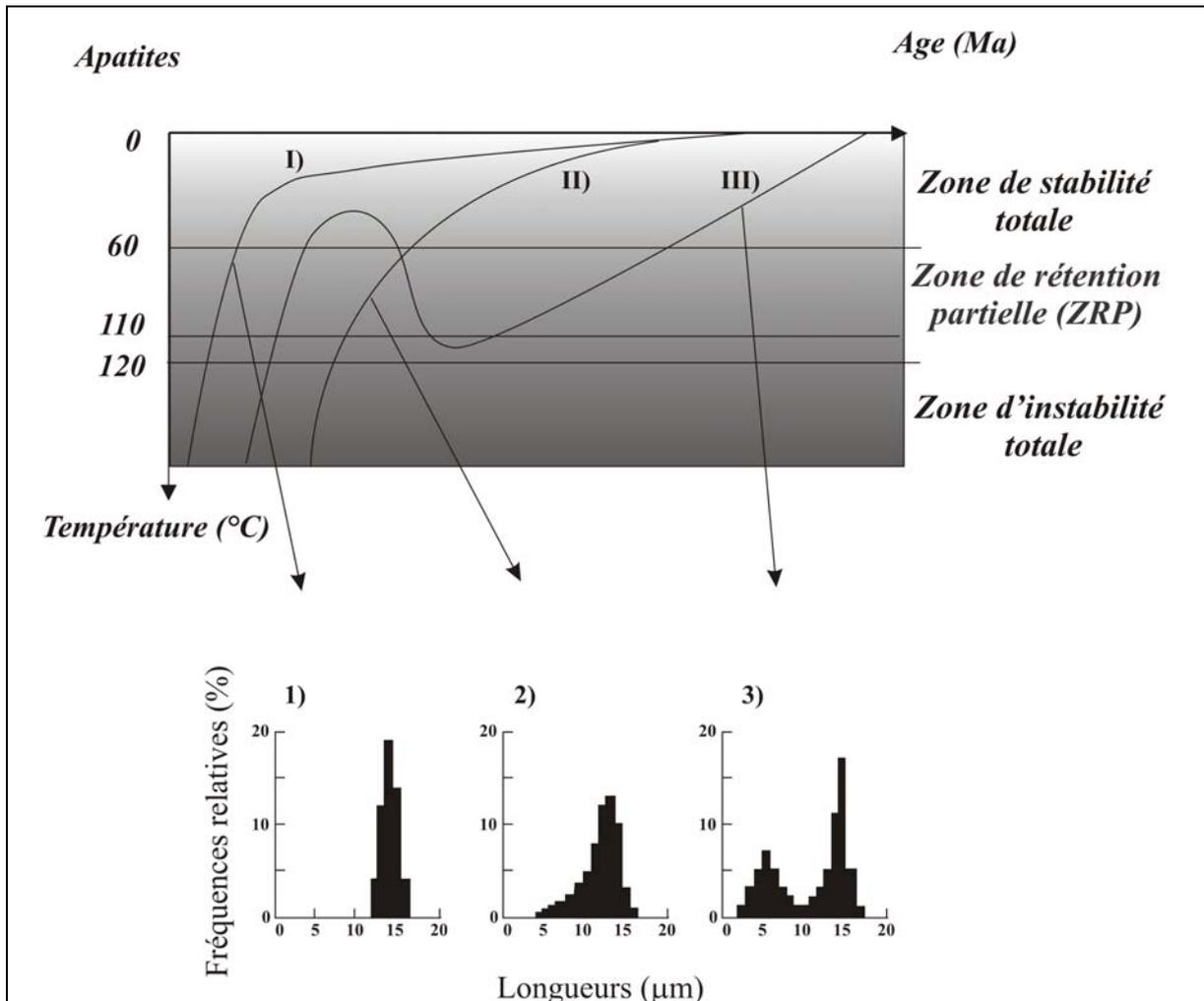


Figure II-10 : Quelques chemins thermiques lors du refroidissement d'un segment de croûte continentale et leurs conséquences sur les distributions de longueurs de traces confinées. (D'après Bigot-Cormier, 2002).

- Enfin, dans le cas d'un sédiment porté à plus de 120°C puis ultérieurement refroidi (par érosion et/ou diminution du gradient géothermique), il est possible de dater le début du ré-enregistrement des traces, c'est à dire l'âge de l'inversion. Toutes les apatites qu'il renferme ont alors le même âge TF (si elles ont la même composition chimique) et la distribution des longueurs confinées est biaisée vers les valeurs les plus courtes (figure II-11, chemin 5).

Dans de nombreux cas, on a affaire à des distributions de longueurs de traces moins caractéristiques que celles de la figures II-11, du fait de la complexité de l'histoire thermique anté et post-sédimentaire des apatites. Il faut alors faire appel, pour interpréter l'ensemble âge apparent/distribution de longueurs des apatites d'un même échantillon, à un modèle informatique d'optimisation des données, voir par exemple, celui de Gallagher (1995).

Une dernière remarque : il n'est pas toujours possible de distinguer un séjour prolongé à température constante dans la ZRP, lors d'un refroidissement monotone (figure II-12, chemins thermiques 3 et 5) d'un réchauffement à cette même température, s'il est suffisamment long (figure II-12, chemins 4 et 6) (Dumitru *et al.*, 1991).

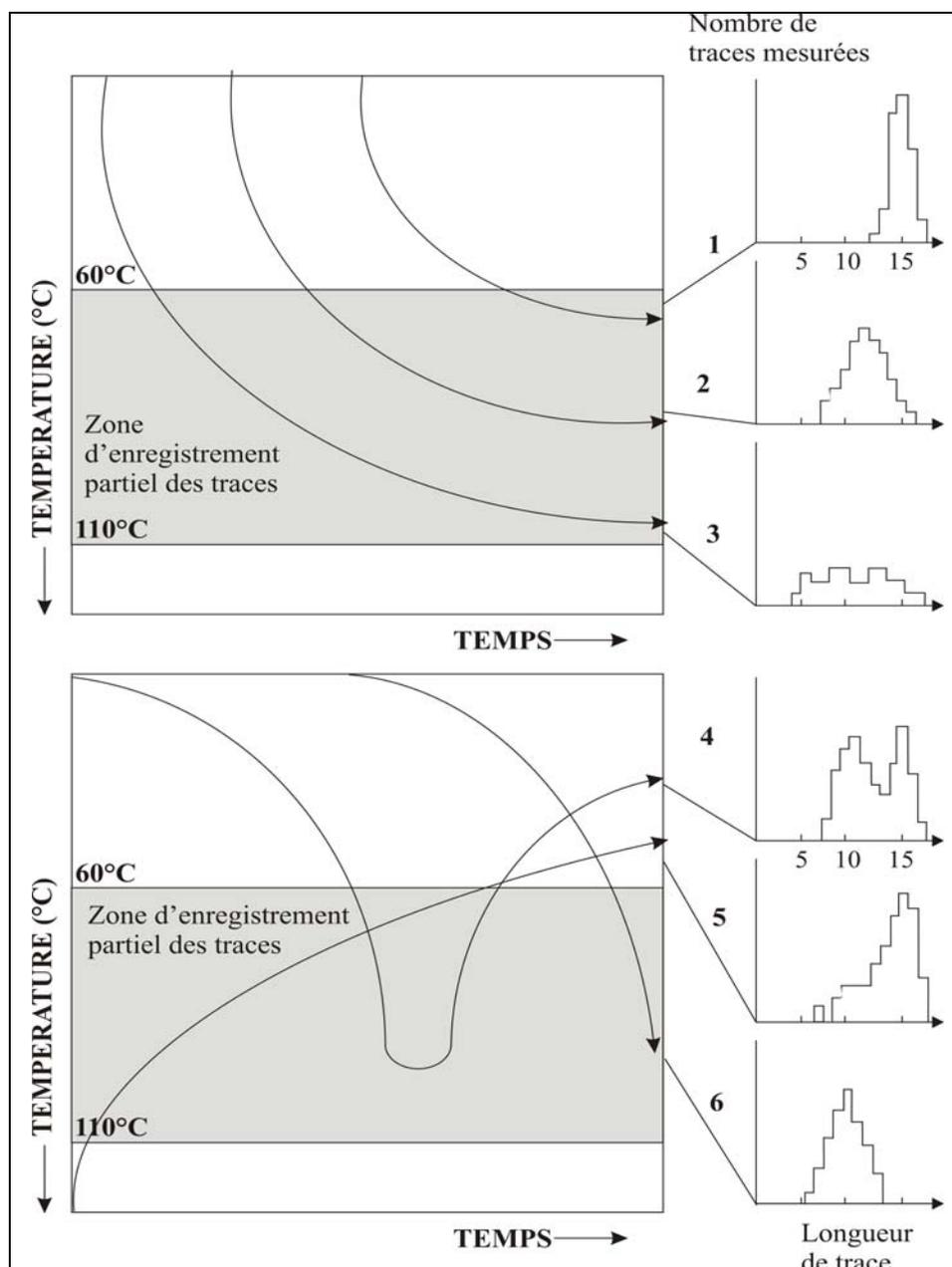


Figure II-11 : Distributions de longueurs de traces confinées dans un niveau stratigraphique sédimentaire résultant d'une subsidence lente (1, 2, 3), ou rapide (4), d'un réchauffement (enfouissement?) modéré suivi d'un refroidissement (6), enfin d'un refroidissement lent depuis des températures >110°C (5). D'après Gleadow *et al.* (1983).

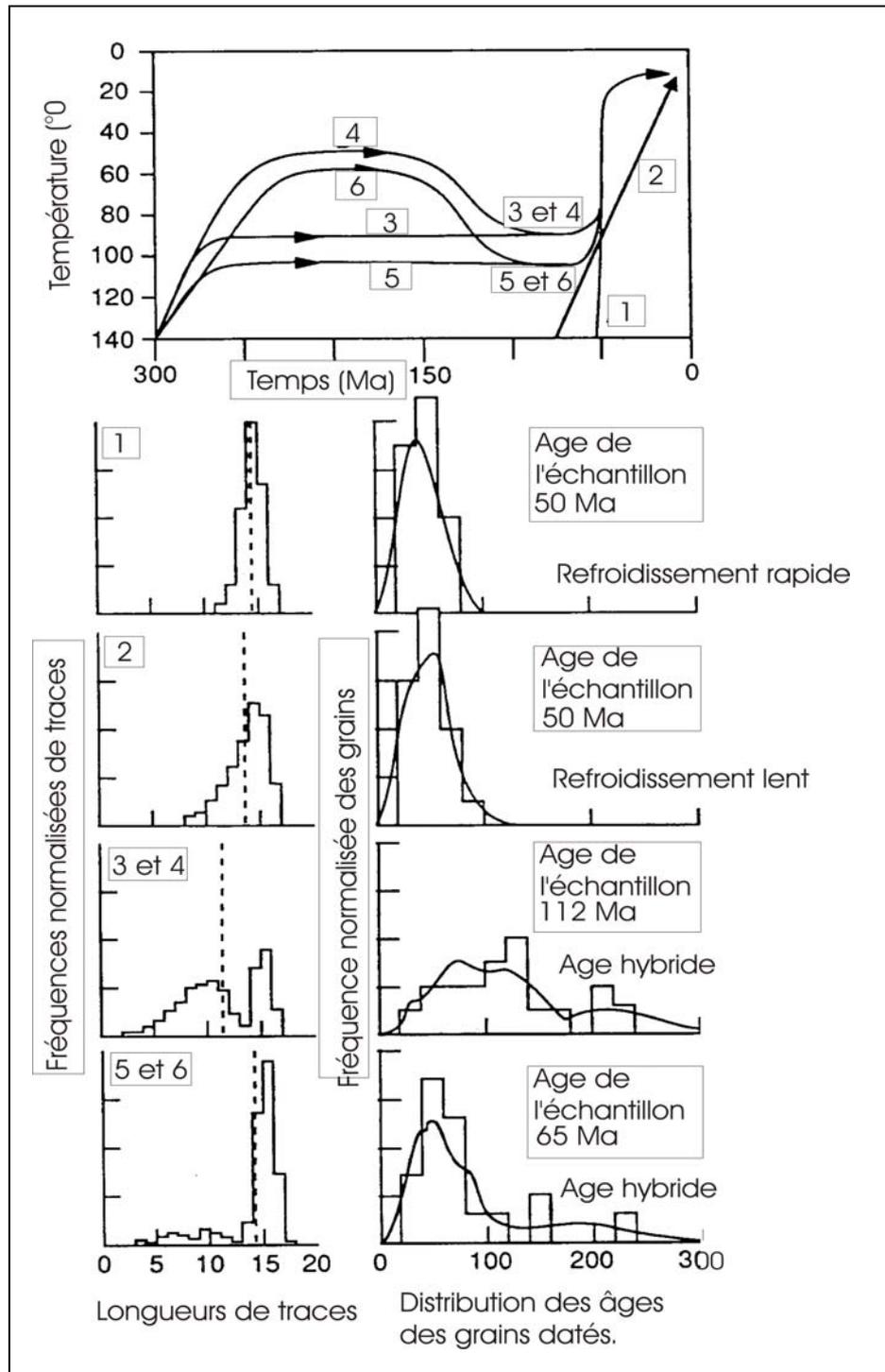


Figure II-12 : Effets sur la distribution des âges et des longueurs confinées de la forme de la courbe de refroidissement t-T depuis >110°C. On remarquera, que, dans certains cas de figure, on ne distingue pas, dans ces distributions, de différence. Il en est ainsi entre les distributions résultant d'une histoire de refroidissement monotone avec un palier prolongé à température constante dans la zone de rétention partielle des traces de fission (60-110°C), - parcours 3 et 5-, et celles qui résultent d'un parcours t-T marqué par un refroidissement puis un retour suffisamment prolongé à de telles températures, -parcours 4 et 6-. Les âges indiqués dans les encarts de droite sont ceux qui seraient déterminés par TF (d'après Dumitru *et al.*, 1991).

II.5.4 L'optimisation des données TF

On utilise pour optimiser les données TF une routine numérique comme celle du *Monte Trax* de Gallagher (1995) Celle-ci est basée sur le modèle d'effacement thermique des traces de Laslett *et al.* (1987) qui permet de prédire l'âge et la distribution des longueurs de traces confinées résultant d'une histoire thermique donnée. Le *Monte Trax* traite le problème direct, c'est à dire compare les données âges/longueurs calculées, pour un certain parcours théorique t-T avec les données effectivement mesurées.

Le modèle de Gallagher fonctionne soit en modèle aléatoire pur, soit utilise une procédure de convergence, dite d'*algorithme génétique* (Gallagher *et al.*, 1991). Pour un échantillon donné, on découpe l'espace t-T en plusieurs "boites" entre le temps "zéro", ou actuel, et un temps t supérieur à l'âge apparent des minéraux datés. On rentre ensuite les mesures effectuées sur cet échantillon (âge apparent, distribution des longueurs de traces confinées). Le modèle teste ensuite différentes histoires thermiques, passant par ces "boites" (un point par boite t-T) et compare les âges apparents et les distribution des longueurs de traces confinées auxquels ces parcours t-T aboutissent et les compare avec les données rentrées.

Bien que le modèle puisse fonctionner avec un nombre de boites t-T important (une vingtaine...), il est recommandé d'en utiliser un nombre minimum, et en général sept à huit boites sont suffisantes pour trouver des solutions acceptables, c'est à dire des solutions reproduisant approximativement les résultats expérimentaux.

Une expérience consiste à créer, par une procédure aléatoire, une série de parcours t-T (50 à 100) passant par l'ensemble de ces boîtes, et pour chacun desquels un âge et une distribution "théorique" de longueurs confinées sont calculés. Un algorithme génétique (Gallagher *et al.*, 1991) compare à la fin de l'itération les paramètres calculés et observés, et pondère, à partir de cette comparaison, le choix aléatoire des expériences de l'itération suivante (restriction du champ des parcours "possibles" dans l'espace t-T). Ceci aboutit après un nombre suffisant d'itérations, en général une dizaine (de 50 à 100 parcours t-T chacun), à la convergence des parcours vers un ensemble de solutions caractérisant au mieux l'histoire thermique de l'échantillon. A partir de ces données, il apparaît que certains des parcours testés par le modèle fournissent des prédictions (âge apparent, distribution de longueurs de traces confinées) plus proches des données expérimentales que d'autres. Ces parcours sont censés fournir une approximation de l'histoire thermique *réelle* de l'échantillon traité.

Toutefois, dans le cas d'histoires thermiques complexes, comprenant des récurrences d'incursions thermiques, les modèles d'optimisation atteignent rapidement leurs limites. En pratique, dans un processus de refroidissement, on est limité à la datation de deux incursions thermiques (<120°C environ) depuis le dernier refroidissement au-dessous de 120°C d'un échantillon, à la condition toutefois que la seconde soit de plus basse température que la première.

- DEUXIEME PARTIE -

RESULTATS ET DISCUSSION

Chapitre III

ASPECTS GEOLOGIQUES

L'ENREGISTREMENT sédimentaire au niveau de la plate-forme saharienne résulte de l'effet des variations cycliques du niveau marin. Dans notre secteur d'étude, plusieurs ordres de séquences sont reconnus. Ils témoignent de toute évidence de l'action de facteurs de contrôle variés, globaux externes d'une part et, d'autre part, de mécanismes géodynamiques régionaux d'origine interne. Afin de définir les caractéristiques principales de la sédimentation et des environnements de dépôt correspondant, nous avons procédé au levé de quelques coupes géologiques dans les formations du Paléozoïque des Monts d'Ougarta et à la description de 90 mètres de carottes de forages. Enfin, nous avons réalisé un découpage séquentiel des séries paléozoïques traversées (jusqu'au Cambrien) par les quatre forages les plus représentatifs de la cuvette de Sbaâ (TOT-1 et LT-1bis) et du bassin de l'Ahnet (MSR-1 et OTLH-1). Pour cela, nous avons utilisé les courbes diagraphiques du signal Gamma Ray (GR).

L'objectif des descriptions de certaines formations sédimentaires dans ce chapitre ne consiste pas en une étude sédimentologique au sens strict, dans le but de déterminer l'architecture des corps sédimentaires et de procéder à des corrélations à l'échelle régionale. Il s'agit en revanche de souligner quelques particularités de la sédimentation au cours du Paléozoïque dans cette zone. La finalité de ce travail est de préciser les conditions de la sédimentation et, par là même, d'affiner l'analyse séquentielle réalisée à partir des données diagraphiques. Nous cherchons, au final, de définir les cycles sédimentaires les plus importants au cours du Paléozoïque. Ce découpage séquentiel est important pour contraindre les interprétations des résultats des traces de fission qui constituent l'objectif principal de cette thèse.

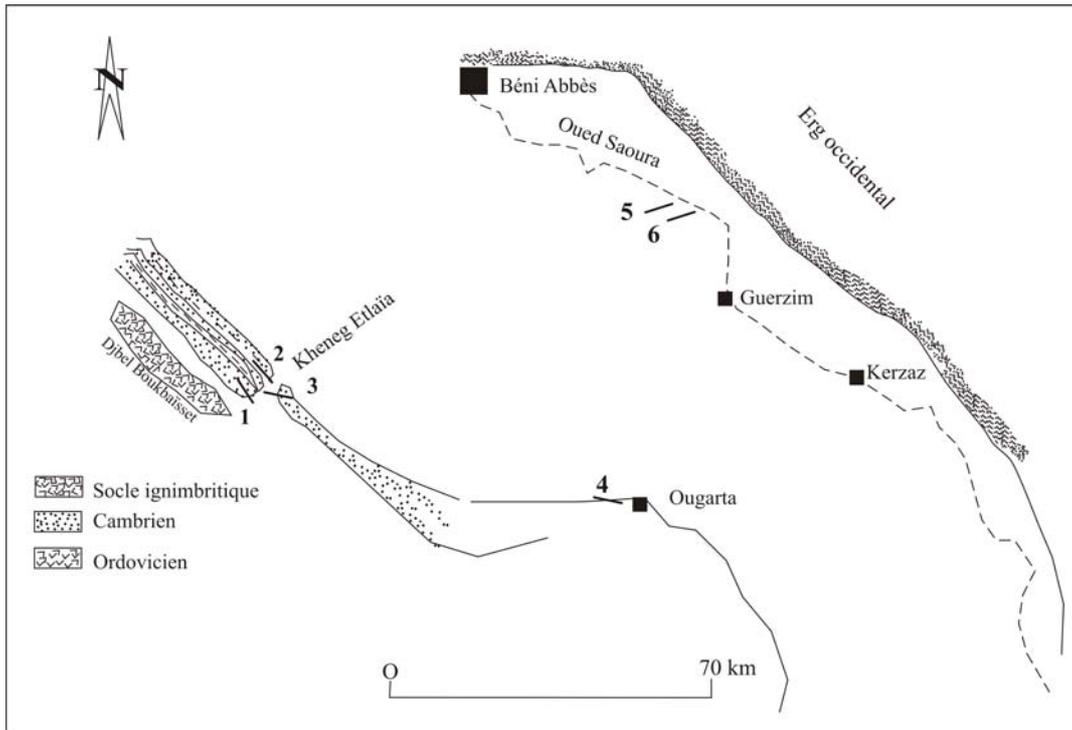
* *
*

III.1 LES COUPES DE REFERENCE

Quatre coupes géologiques au 1/100^{ème}, deux autres au 1/10^{ème} ont été levées dans les formations du Cambrien, de l'Ordovicien et du Dévonien des Monts d'Ougarta. Leur localisation est présentée sur la figure III-1. Nous avons choisi ces niveaux stratigraphiques d'une part, car ce sont principalement ces niveaux qui constituent la roche-réservoir des bassins sédimentaires de notre secteur. D'autre part, les intervalles sédimentaires étudiés présentent des caractéristiques faciologiques remarquables. Par contre, nous avons choisi les Monts d'Ougarta en raison de la bonne qualité des affleurements des séries paléozoïques, que l'on peut suivre aisément parfois sur quelques centaines de kilomètres, mais également car cet édifice, structuré vers la fin du Paléozoïque, offre à l'affleurement l'ensemble de la série sédimentaire paléozoïque reconnue par ailleurs dans les bassins avoisinants et qui n'y sont accessibles que par l'intermédiaire des forages.

Pour cela, nous avons levé trois coupes du Cambro-Ordovicien à Djbel Boukbaïset qui représente l'une des principales structures de l'ossature plissée d'Ougarta, situé à environ 65 km au Sud-Ouest de la ville de Béni-Abbès. Une autre coupe a été établie au niveau des ruines du K'sar du village d'Ougarta dans les grès qui marquent le passage de l'Ordovicien terminal (Ashgill) aux dépôts marins du Silurien. Les deux dernières coupes ont été établies dans les formations du Dévonien de la localité de Foum El Aribi (coupe du « Kilomètre 30 » ; Oasis de Marhouma).

L'intérêt de ces coupes est de caractériser les faciès de certains niveaux stratigraphiques et de reconstituer les milieux de sédimentation et la dynamique de la mise en place des dépôts. Après examen des coupes, nous avons défini deux ensembles lithologiques de dépôts. Le premier est gréseux et essentiellement quartzeux (du Cambrien à l'Ordovicien inclus), alors que le second est composé de dépôts terrigènes silto-gréseux avec des intercalations de petits bancs calcaires du Dévonien et de son passage au Carbonifère (Strunien).



- 1 : coupe du Djbel Boukbaïsset (Cambrien)
- 2 : coupe du Djbel Boukbaïsset (Ordovicien)
- 3 : coupe du Kheneg du Foum Tlaïa (Ordovicien)
- 4 : coupe d'Ougarta (K'sar)
- 5 : coupe de la formation de Marhouma (Famennien)
- 6 : coupe de Foum El Aribi (Grès cendriers - Strunien)

Figure III-1 : Localisation des coupes de référence.

III.1.1 Coupe 1 du Djbel Boukbaïsset (Cambrien)

Description

La coupe du Cambrien du Djbel Boukbaïsset, d'une épaisseur d'une dizaine de mètres, appartient à la formation dite de Aïn Néchéa du Cambrien supérieur (figure III-2). Elle se situe à environ six cent mètres à l'Est du seul affleurement du socle panafricain reconnu dans les Monts d'Ougarta.

Les dépôts observés se présentent en bancs décimétriques à métriques, organisés en petites séquences composées de grès moyens à fins. Les grès qui se débitent en plaquettes

(planche 1A) renferment une proportion variable de feldspaths ; ils sont donc arkosiques. Les séquences commencent généralement par des grès massifs très compact et rarement par une surface de base érosive et se terminent par des grès plus ou moins fins parfois en plaquettes. Elles sont d'une manière générale granodécroissantes et la tendance générale de la série est strato-croissante. Les séquences présentent des litages obliques tangentiels dans les termes inférieurs ainsi que des litages plans et des structures de tempestites à grandes longueurs d'ondes, mais qui disparaissent vers le sommet. L'ensemble des séquences est marqué par la présence de traces verticales de *Tigillites* (planche 1B). On note la présence d'une concentration de galets mous centimétriques au sommet d'un banc de grès massif de 50 cm. Les mesures réalisées au niveau des litages obliques indiquent une orientation générale des paléocourants unidirectionnels vers le Nord-Ouest.

Interprétation

La présence de lamines planes, d'une surface érosive et de structures de tempestites, implique un régime hydrodynamique fort, caractéristique d'un milieu marin à faible tranche d'eau soumis à l'action de tempêtes (tranche d'eau inférieure à la centaine de mètres) de forts apports en matériels détritiques. Les traces de *Tigillites* témoignent par contre de périodes temporairement calmes permettant à ces organismes de se développer et d'affecter les sédiments sur de grandes épaisseurs (recherche de nourriture).

III.1.2 Coupe 2 du Djbel Boukbaïssset (Ordovicien)

Description

Seize mètres de coupe ont été levés dans un niveau de grès de la formation dite de Foum Ezeïdia à dominance argilo-silteuse, située à environ un kilomètre au NE de l'affleurement du socle à Djbel Boukbaïssset (Figure III-3). Cette formation Llanvirnienne est marquée, à grande échelle, par une succession de paraséquences dont le motif correspond à la coupe de la figure III-4. Les paraséquences llanvirniennes sont caractérisées par une strato-croissance et par des apports détritiques plus grossiers vers leur sommet (figure III-4A). Des niveaux à litage de tempête, parfois associés à des intercalations riches en coquilles de Brachiopodes (lags), sont présents à la base de ces séquences qui est également marquée par une surface d'érosion. Ces séquences s'interstratifient entre des argiles à graptolites. Les tronçures d'érosion apparaissent plus nombreuses vers le sommet de la coupe.

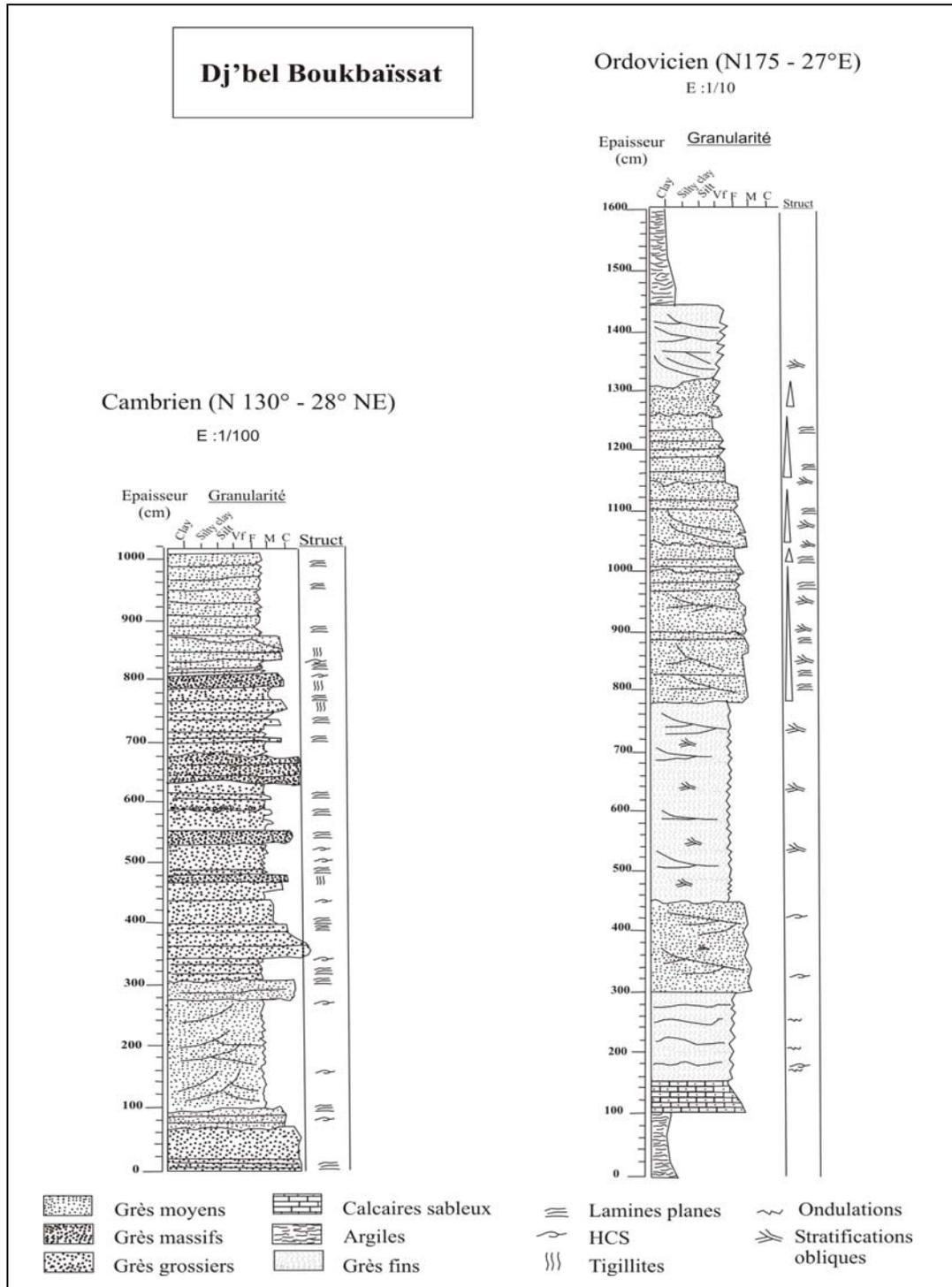


Figure III-2 (à gauche) : Coupe lithologique dans le Cambrien supérieur de la formation d'Aïn Néchaâ.

Figure III-3 (à droite) : Coupe lithologique dans l'Ordovicien supérieur de la formation Foum Zeïdia.

Les dépôts de la base de la coupe sont représentés par un banc décimétrique d'argiles grises friables à graptolites, surmonté d'un niveau calcaire de 50 cm d'épaisseur plus ou moins sableux et micacé à granoclassement normal dont le sommet est marqué par la présence de rides d'oscillations.

Au-dessus, les dépôts sont représentés par une succession de séquences détritiques à granularité plus fine et évoluant chacune vers un sommet silteux. Les séquences sont constituées de grès fins en plaquettes (planche 2A), plus ou moins micacés et parfois cimentés par des carbonates secondaires. Les structures sédimentaires caractéristiques dans ces niveaux sont des rides d'oscillation à grande longueur d'onde (aggradation verticale pure) alternant avec des faisceaux à lamines planes frustres.

Entre 3 et 7,90 m, l'intervalle sédimentaire est caractérisé par la présence de bancs gréseux en plaquettes à faisceaux de litages obliques parfois très inclinés. Les litages de tempêtes en mamelons (HCS), parfois présents au sommet de certains bancs, demeurent discrets.

Au-dessus de cet intervalle, on observe l'accumulation d'une succession de séquences de dépôt-types gréseuses à quatre termes dont l'épaisseur est comprise entre 40 et 110 cm (figure III-4B). Elles sont marquées par une surface d'érosion basale. Le premier terme est granoclassé. Le second terme de la séquence montre une lamination plane. Le troisième terme est caractérisé par des faisceaux de litages obliques. Le pendage des lamines est important et peut atteindre près de 25° et est incliné d'une manière générale vers le Nord. Le terme sommital de la séquence-type est marqué par un litage plan.

Le sommet de la coupe présente à nouveau des argiles à graptolites plus épaisses qui marquent le sommet de la séquence.

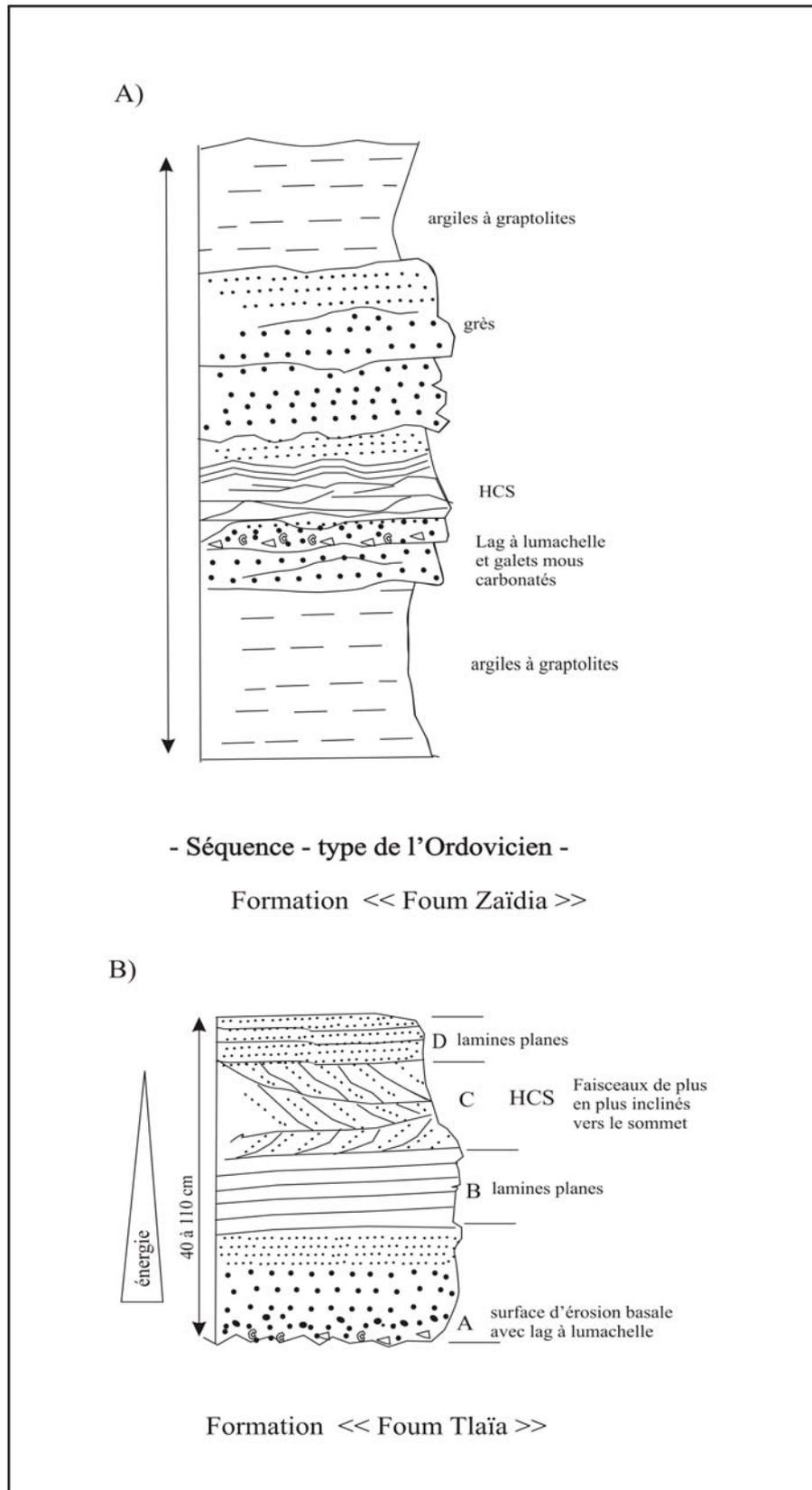


Figure III-4 : Les différentes séquences de la région d'Ougarta.

Interprétation

L'intervalle llanvirnien est donc constitué d'une succession de séquences dont le motif général vient d'être présenté. Le milieu de sédimentation est marin franc. Les intervalles gréseux portent l'empreinte de l'action des vagues de tempêtes (litages en mamelons, lags coquillers, surfaces d'érosion). La présence de rides d'oscillation à grande longueur d'onde et témoignant d'une aggradation verticale pure témoigne de l'amortissement de l'oscillation de la colonne d'eau à la fin des tempêtes (Aigner, 1985 ; Allen, 1982).

Les séquences-types (figures III-4) qui s'accumulent au cœur de la coupe rappellent fortement des dépôts gravitaires. Mais l'inclinaison importante des litages obliques suggère l'influence de courants ondulatoires de forte énergie. Nous interprétons ces dépôts comme des tempestites particulières. Les tempêtes pourraient provoquer des écoulements gravitaires localisés dont la mise en place s'effectue alors que la colonne d'eau oscille ce qui conduirait à l'individualisation du terme à litages plans très inclinés.

Cette dynamique est entrecoupée de période de sédimentation dans un régime hydrodynamique plus calme (intervalles argileux). La sédimentation enregistre des variations du niveau de la mer avec des périodes de plus haut niveau, marquées par la sédimentation argileuse, témoin d'un milieu de sédimentation plus distal par rapport à la ligne de rivage. Ces séquences correspondent de toute évidence à celles de troisième ordre d'une durée moyenne, allant de 1 à 5 Ma d'années environ.

III.1.3 Coupe du Kheneg du Foum Tlaïa (Ordovicien)

Description

Une coupe de 28 mètres (figure III-5) a été levée au sommet de l'Unité IV (Ashgill) de la formation dite de Foum Tlaïa, située juste au niveau de l'entrée du Kheneg Tlaïa. Cet ensemble vient couronner la série ordovicienne constituée essentiellement de grès quartzitiques attribués à l'épisode glaciaire qui a affecté tout le Sahara.

La coupe présente à la base des grès moyens très siliceux d'un mètre d'épaisseur, avec des figures de déformations plastiques. On observe également de nombreuses figures de charge de taille décimétrique. Au-dessus, le faciès devient brusquement monotone sur une épaisseur de 14 mètres. Les grès sont alors fins à moyens, massifs, très compacts, et les bancs présentent généralement des surfaces érosives basales caractérisées par des figures de charge (figure III-5). Plus haut, 9 m de grès moyens à fins avec parfois des laminations frustes, des joints de stratifications et des structures de liquéfaction viennent couronner l'ensemble. Ces

grès sont marqués par des discontinuités plus ou moins discrètes et les bancs présentent parfois un aspect lenticulaire (figure III-5). Vers le sommet, enfin, les dépôts sont représentés par deux mètres de grès massifs à structures de liquéfaction, présentant parfois des lamines planes.

Les séquences de dépôt sont d'ordre décimétrique à métrique et montrent généralement des surfaces de ravinement généralement bien visibles à leur base. Elles sont granocroissantes, avec une légère tendance à la stratodécroissance. Une des caractéristiques remarquables des dépôts de cette coupe est la présence de bancs à aspect lenticulaires à surface sommitale concave. Ces structures en dômes s'étalent latéralement sur quelques mètres.

Le classement des sédiments détritiques est excellent. Les grès sont très propres, la matière organique est totalement absente. L'examen exoscopique des grains de quartz des grès au microscope électronique à balayage révèle la nature très anguleuse des grains de sable (Planche 3-A). Des stries possibles suggérant une origine glaciaire du matériel détritique ont également été observées (Planche 3-B).

Interprétation

Les dépôts de cette coupe sont caractérisés par la présence permanente des surfaces de ravinement et des figures de charge à la base des séquences. Ces surfaces marquent des cycles sédimentaires qui se superposent rapidement. Le matériel sédimentaire est plutôt grossier par rapport à celui de la coupe précédente appartenant au même intervalle lithostratigraphique (Unité IV).

La présence de structures de charge dans l'ensemble de la coupe témoigne de l'importance des phénomènes de liquéfaction. La sédimentation s'est donc réalisée dans un environnement instable et riche en eau. La sédimentation ne s'est cependant pas réalisée dans un domaine subaquatique comme en témoigne l'absence de sédiments fins de la granularité des argiles et des silts. De plus, la présence des surfaces d'érosion et de banc lenticulaires à surface concave plaide en faveur d'une sédimentation dans un environnement fluvial très immature. Il convient ici d'envisager des épandages favorables au dépôt de nappes et barres sableuses lors de violentes crues peu chenalisées. La présence de sables d'origine glaciaire plaide en faveur d'un milieu de dépôt périglaciaire.

À l'Ashgill, l'inlandsis qui s'est développé au cours de la glaciation hinanrtienne (Beuf *et al.*, 1971 ; Ghienne, 1998) est en cours de disparition à la faveur de la fin de l'épisode glaciaire. L'environnement de dépôt est interprété comme un domaine de *sandur* (Maizels, 1991) où viennent s'étaler les matériaux détritiques libérés au cours d'épisodes de débâcles glaciaires plus au Sud à partir de l'inlandsis en cours de régression. Les dépôts se feraient donc par l'intermédiaire des équivalents distaux de jökulhlaups. Ces derniers correspondent à de violentes crues liées à la rupture de barrages sous-glaciaires et à la libération instantanée de poches d'eau de volume important (Maizels, 1991, 1997 ; Tweed et Russell, 1999).

Les jökulhlaups ont un pouvoir érosif important favorable à la remobilisation vers les zones distales de volumes importants de matériel détritique périglaciaire. Les dépôts de jökulhlaups, à partir des exemples quaternaires connus (*cf.* Maizels, 1991, 1997 par exemple) sont grossiers. Au Kheneg du Foum Tlaïa, la granularité des dépôts est relativement fine (grès moyens à fins). Ce caractère témoignerait du caractère distal des dépôts, mais peut également être le fait de la remobilisation de matériaux fins lors des débâcles péri-glaciaires. Le matériel détritique se serait déposé sous l'influence de ces crues violentes. Les mécanismes de transport correspondraient à des écoulements fluviaux hyperconcentrés. Les arguments qui plaident en faveur de ces crues sont, d'une part, l'organisation fruste des dépôts et, d'autre part, leur forte teneur en eau comme en témoigne l'abondance des structures de liquéfaction. Ces dernières témoignent du caractère instable des dépôts gorgés d'eau et de la fréquence des crues successives sur la vaste plaine d'inondation. Cependant, une activité sismique contemporaine de la période de déglaciation peut également être invoquée pour expliquer l'origine des structures de liquéfaction. De tels phénomènes ont été reconnus par exemple en Islande lors des périodes de déglaciation à l'Emien et à l'Holocène (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2005).

La tendance générale de la coupe est granodécroissante. Cette évolution marque *a priori* la distalisation de la source ou la migration latérale des chenaux principaux d'alimentation.

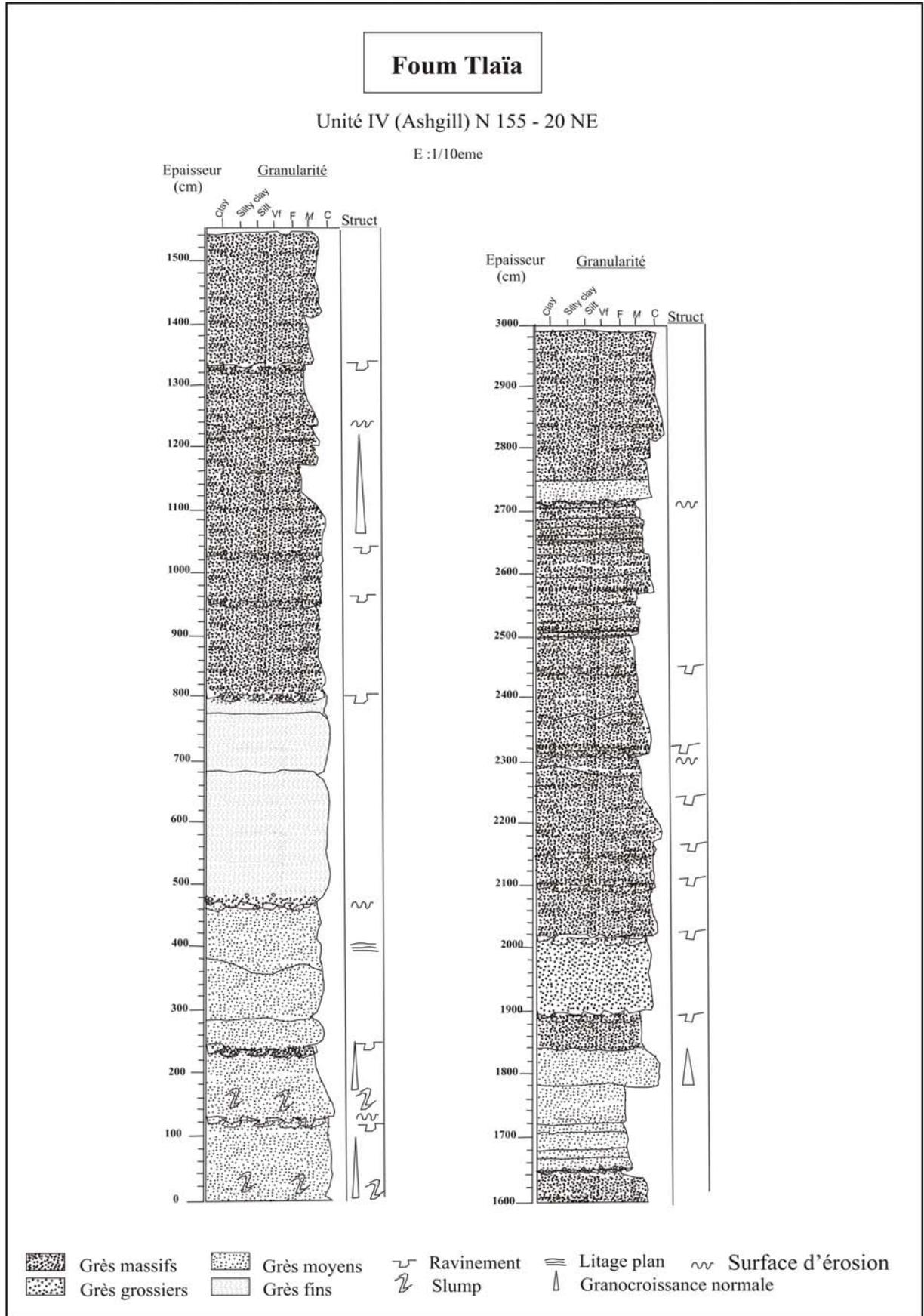


Figure III-5 : Coupe lithologique dans les grès de l'unité IV (Kheneg Etlaiä).

III.1.4 Coupe d'Ougarta (K'sar)

Description

Une coupe de 8,60 m a été levée au niveau du K'sar qui domine le village d'Ougarta (figure III-6). Cet intervalle sédimentaire marque la transition entre les derniers dépôts de l'Ordovicien terminal (Ashgill) et les premiers dépôts siluriens datés du Llandovery moyen par Legrand (1988) sur la base des faunes de graptolites. Cette limite est importante car elle montre le passage des argiles microconglomératiques du sommet de l'Unité IV de l'Ashgill aux argiles à graptolites du Silurien. Ces dernières, riches en matière organique, constituent la principale roche-mère des gisements à hydrocarbures de cette zone du Sahara.

À la base de la coupe, on observe un niveau de 1,5 mètres des grès moyens à grossiers à laminations planes et frustres et à grosses dragées de quartz (intervalle 1). Les bancs d'épaisseur décimétrique sont marqués par des surfaces basales d'érosion et présentent un léger granoclassement normal.

Entre 1,50 et 4 mètres, les dépôts apparaissent monotones et grossiers avec un sédiment mal classé, constitué de grès moyens à dragées de quartz. Un litage plan très fruste est visible dans l'intervalle 2, il s'agit là du faciès typique des argiles microconglomératiques de l'Ougarta (figure III-6).

Par la suite (4-6,10 m ; intervalle 3), les sédiments s'organisent en une succession de bancs d'épaisseur décimétrique à laminations planes. Les dépôts ont une granularité plus fine ; il s'agit de grès moyens. Les dépôts s'organisent en séquences granocroissantes marquées à leur sommet par la présence de passées à dragées de quartz. Le trait le plus caractéristique de cet intervalle est la présence de bioturbations qui affectent les sédiments dans leur épaisseur ou, plus souvent, au sommet des bancs (figure III-6).

Le sommet de la coupe (intervalle 4) est caractérisé par la présence de quelques inter-bancs argileux. Les matériaux sont des grès dont la granularité augmente au sommet. Ils s'organisent en bancs décimétriques qui présentent, à la base de l'intervalle, des litages obliques tangentiels. Au-dessus, le litage est plan. Les surfaces d'érosion sont fréquentes à la

base des bancs. Un niveau à rides de courants est présent à 7 m. À 7,10 m, des figures de liquéfaction sont présentes à la base d'un banc.

Interprétation

L'intervalle 1 correspond à l'équivalent stratigraphique des grès de l'Unité IV de l'Ashgill présents au Kheneg du Foum Tlaïa, tout en renfermant cependant une proportion non négligeable de dragées de quartz. Il s'agit donc de toute évidence de dépôts fluvio-glaciaires. Ils reposent directement sur un plancher glaciaire strié (Arbey, 1968, 1971). L'influence glaciaire sur le substratum est également confirmée par des structures de déformation glacio-tectonique visibles à El Kseib. L'intervalle 2 est représenté par des argiles microconglomératiques (formation des argiles d'El Kseib). Leur granularité est supérieure à celle des dépôts de l'intervalle 1. Il s'agit de dépôts glacio-marins alimentés par des dropstones perdus par les icebergs libérés depuis l'inlandsis à la fin de l'Ordovicien.

Les dépôts de l'intervalle 3 marquent un net changement dans la sédimentation. Il s'agit de la formation des grès du K'sar d'Ougarta (Fabre, 1976). La présence de terriers confirme l'influence marine débutée lors du dépôt de l'intervalle 2 et suggère un contexte globalement transgressif. Des fossiles de Brachiopodes et de Lamellibranches y indiquent un âge Ashgill, mais présentent cependant déjà des affinités avec les faunes de la base du Silurien (Fabre, 1976). Les séquences de dépôt de cet intervalle sont grano- et stratocroissantes et sont vraisemblablement les témoins de la progradation récurrente de barres tidales. En effet, l'architecture des dépôts est caractérisée par la superposition de niveaux de *bottomsets*, de *bar slope* et de *bar crest* (Mutti *et al.*, 1985). Les niveaux à dragées de quartz témoignent d'une influence glacio-marine distale et se situent donc à la base des séquences de dépôt des barres tidales. En effet, l'inlandsis hinanrtien est en cours de disparition et, à la suite du dépôt de l'intervalle 2, les icebergs vêlés en mer continuent de perdre des *dropstones* qui décantent sur le fond et se mélangent aux sédiments marins sableux et argileux. Ces dépôts sont ensuite recouverts par les dépôts de barres tidales progradantes (figure III-7).

L'influence marine devient encore plus marquée dans l'intervalle 4 (sommet des grès du K'sar d'Ougarta ; Fabre, 1976). Les bancs à litage oblique tangentiel sont les témoins de barres sableuses certainement soumises à l'action des courants de marées, ce que confirme la présence du niveau à rides de courant. Cet intervalle correspond à des dépôts détritiques qui se sont produits sous une tranche d'eau plus importante. On notera cependant l'absence de rides d'oscillations.

En définitive, les dépôts sédimentaires du K'sar d'Ougarta témoignent des effets d'une transgression à la fin de l'Ordovicien et constituent les dépôts d'un prisme progradant soumis à l'influence des marées. Cette dernière accompagne la disparition de l'inlandsis hinanrtien. Les dépôts enregistrent les apports glacio-marins et fluvio-glaciaires contemporains depuis le proche domaine émergé, très certainement situé plus au Sud. L'intervalle 3 marque une phase d'équilibre de l'accommodation, les effets de la transgression marine étant compensés par les apports fluviatiles qui alimentent les barres tidales. De plus, la disparition de l'inlandsis pourrait se produire par saccades, ce qui expliquerait la progradation de plusieurs complexes de barres tidales qui se superposent au final. L'influence fluviatile, favorable à leur progradation se réduit au sommet des grès du K'sar d'Ougarta, et l'influence marine y devient plus marquée. Au sommet (non représenté sur la coupe), la sédimentation devient argileuse (argiles à graptolites du Llandovery ; Legrand, 1988).

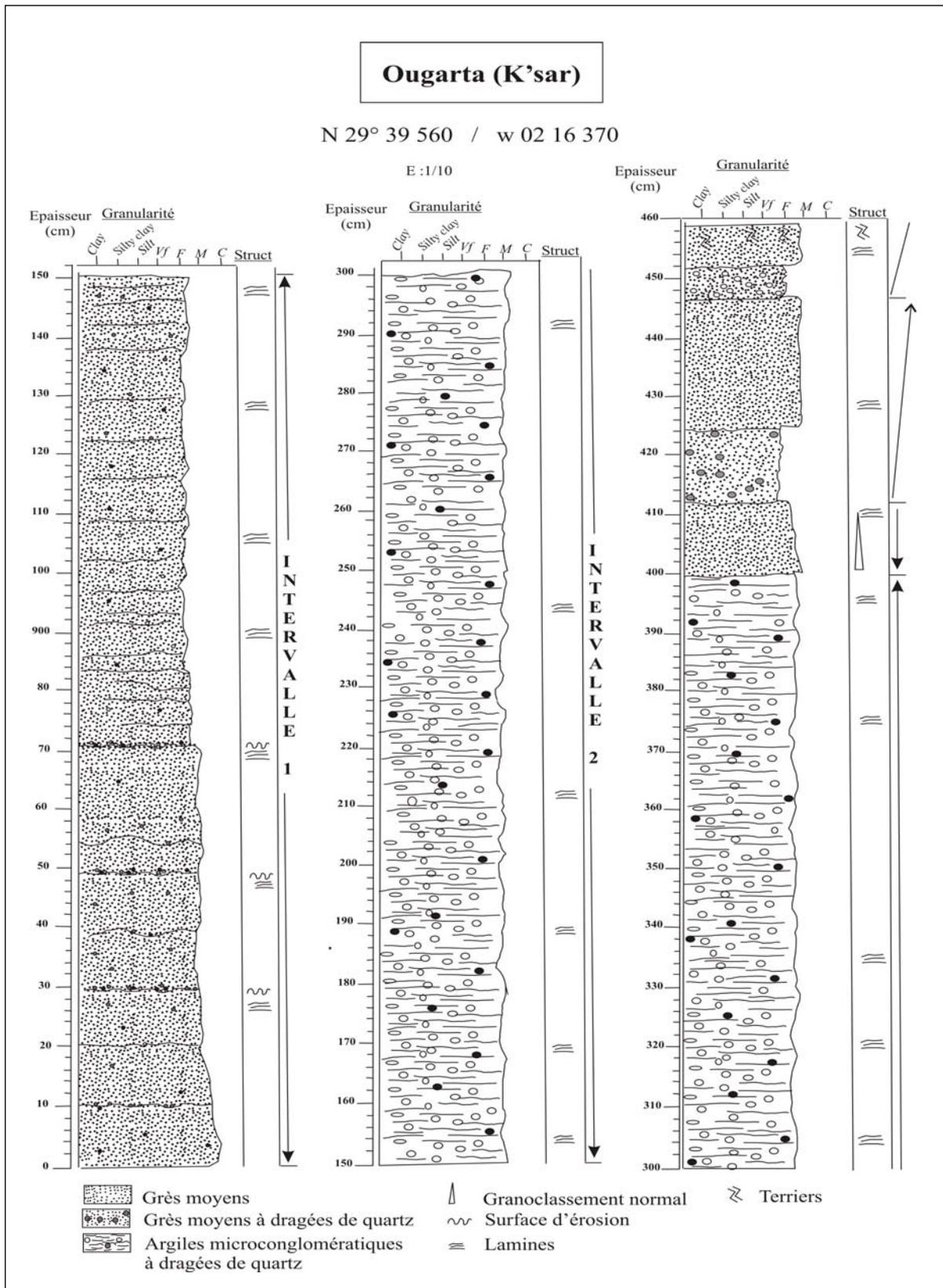


Figure III-6 : Coupe lithologique dans le passage Ordovicien terminal / Silurien inférieur.

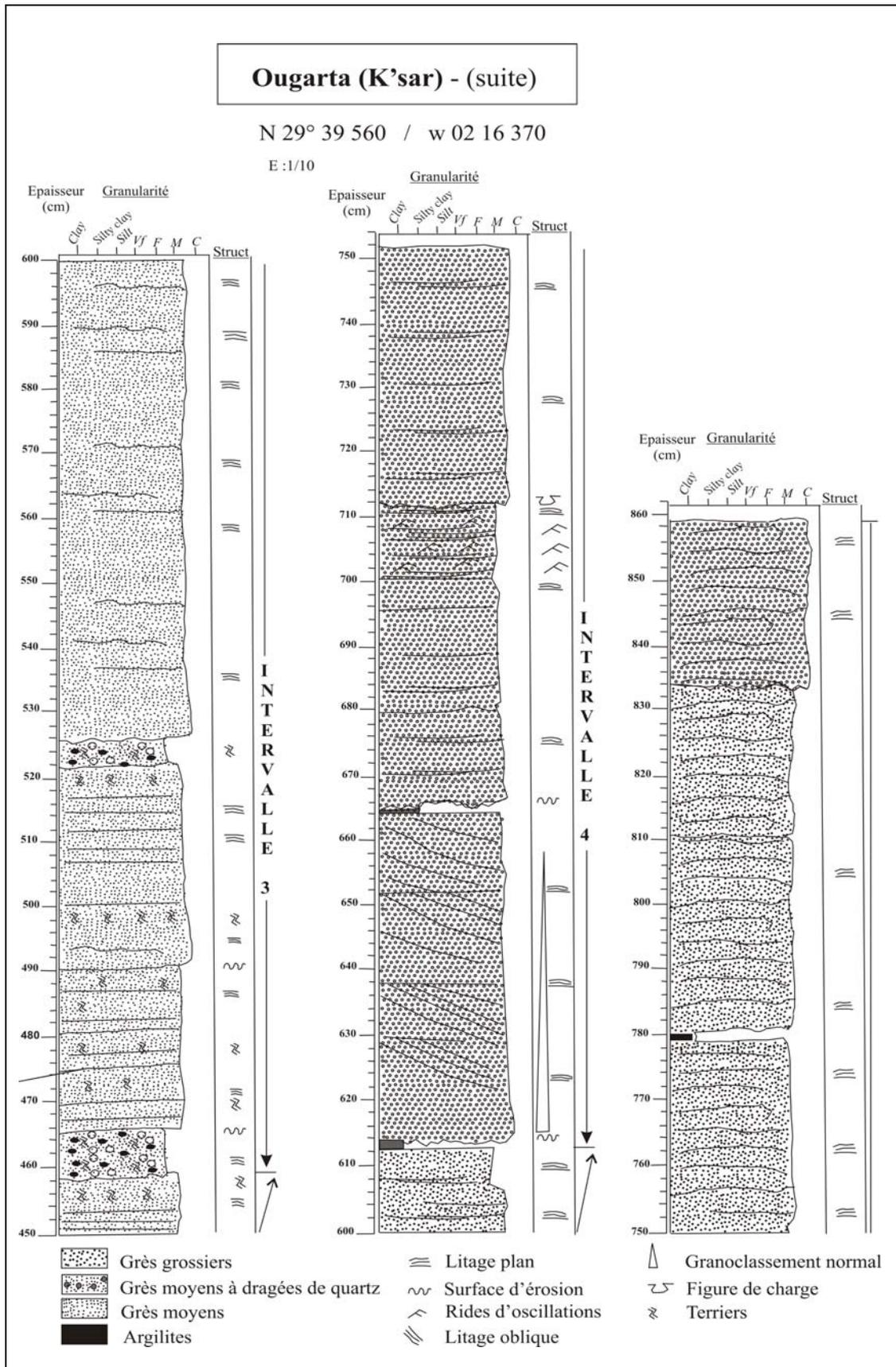


Figure III-6 : Coupe lithologique dans le passage Ordovicien terminal / Silurien inférieur.

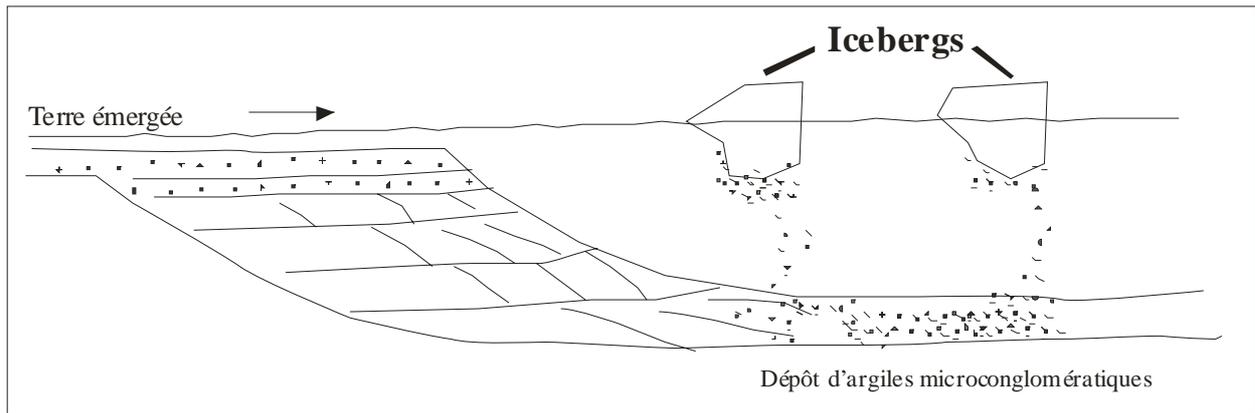


Figure III-7 : Icebergs vêlés en mer, perdant des dropstones qui décaient sur le fond et se mélangent aux sédiments marins sableux et argileux.

III.1.5 Coupe de la formation de Marhouma (Famennien)

Description

À environ quarante kilomètres à l'Est de Beni Abbès (figure III-I), au Sud de l'Oasis de Marhouma en rive gauche de l'Oued Saoura, une coupe a été levée dans les dépôts rythmiques du Famennien de la formation de Marhouma dans la partie SE de la Hamada de Chefar el Ahmar. Le faciès correspond ici à des bancs carbonatés d'épaisseur centimétrique à décimétrique alternant avec des interbancs centimétriques à métriques formés de marnes. La figure III-8 présente la coupe levée au 1/10^{ème}.

À l'affleurement, la coupe présente un aspect rythmique. Nous avons tenté un découpage de la coupe en séquences. Ces dernières montrent une évolution verticale générale depuis des argiles marno-silteuses laminées à la base vers des niveaux enrichis en bancs calcaires. Ces séquences sont d'une manière générale granocroissantes et stratocroissantes.

Les argiles marno-silteuses présentent en effet une lamination plane. De discrètes surfaces d'érosion drapées par la lamine sus-jacente sont visibles. Des niveaux d'argiles pures sont présents dans la coupe à 1,80, 2,90, 3,10 et 3,20 m. La bioturbation n'affecte que les argiles marno-silteuses. Cependant certains niveaux de ce faciès sont totalement exempts de bioturbations. La bioturbation devient très discrète vers le sommet de la coupe.

D'autre part, les bancs calcaires présentent dans leur organisation interne et leurs surfaces sommitales des structures sédimentaires de type rides d'oscillations et HCS. Ils sont parfois discontinus avec un aspect noduleux. Ils forment parfois des bancs discontinus à aspect noduleux. Il ne s'agit cependant pas de nodules du faciès type « *goniatico rosso* », mais de trains de rides isolées. De rares figures de charge affectent parfois la base de certains bancs. Lorsqu'elles sont présentes, les rides d'oscillation présentent une longueur d'onde relativement importante. Certains bancs présentent des joints de stratification internes dichotomisés.

Interprétation

L'accumulation des dépôts, rythmique au premier abord, n'est pas cyclique, les épaisseurs des séquences étant variable. Les niveaux carbonatés présentent des structures sédimentaires qui suggèrent l'action des houles de tempêtes (HCS, rides d'oscillation, dichotomies internes des bancs). Les niveaux à rides d'oscillation doivent correspondre à des sédiments affectés distalement par les tempêtes. Elles peuvent également témoigner de l'amortissement des ondes de tempêtes comme cela a été proposé par Allen, 1982 et par Dott et Bourgeois 1982. Ces carbonates se sont donc déposés sous une tranche d'eau favorable à l'enregistrement des tempêtes par les sédiments du fond.

Les interbancs d'argiles marno-silteuses, quant à eux, ne témoignent pas de l'action des tempêtes. La lamination plane qui les affecte témoigne en revanche de l'action de courants tractifs. Les lamines drapantes attestent de la présence de surfaces d'érosion. Nous interprétons ces dépôts comme le résultat de la mise en place du matériel détritique fin sous l'action de courants de turbidité de faible ampleur. À la différence des bancs plus carbonatés interstratifiés, les argiles marno-silteuses se sont déposées sous une tranche d'eau un peu plus épaisse au niveau du début du talus. La granularité des argiles marno-silteuse, très inférieure à 250 μm , suggère que le matériel détritique pourrait être mobilisé par des tempêtes pour former alors des dépôts aux structures caractéristiques (rides de vagues, HCS). Il n'en est rien.

La succession répétitive de ces deux faciès (bancs calcaires et argiles marno-silteuses) témoigne *a priori* de variations relatives de l'épaisseur de la tranche d'eau en bordure de

plate-forme, ou au niveau d'une rampe carbonatée. Ce domaine est soumis alternativement à l'action des tempêtes et aux courants de turbidité associés à ces dernières, mais dans un environnement légèrement plus profond. Les dépôts résultants seraient donc des turbidites de shelf.

L'organisation séquentielle des dépôts présents dans la coupe indique une variation répétitive des conditions de sédimentation. Le facteur dominant est ici le niveau relatif de la mer. Au premier abord, les séquences rappellent des séquences de 5^{ème} ordre dont l'empilement pourrait être contrôlé par un forçage astronomique (cyclicités de type Milankovitch). Deux arguments infirment cette hypothèse. On observe tout d'abord des épaisseurs très irrégulières des séquences d'associations des deux faciès. D'autre part, la configuration paléogéographique de la zone située vers les hautes latitudes de l'hémisphère sud et l'absence de glaciations majeures au Dévonien supérieur sont peu favorables à l'enregistrement d'une telle cyclicité. Certains auteurs suggèrent cependant la possibilité de l'existence de calottes glaciaires au Famennien (Streel *et al.*, 2000).

L'examen attentif des courbes d'enfouissement (Chapitres I) nous indique également que le Dévonien supérieur correspond à une période de forte subsidence au niveau de l'ensemble de cette zone de la plate-forme saharienne (cuvette de Sbaâ et bassin de l'Ahnet). Les figures de liquéfaction présentes à la base de quelques bancs calcaires (figures de charge) pourraient témoigner des instabilités tectoniques accompagnant les périodes de subsidence. Par conséquent, il est probable que l'organisation séquentielle des dépôts de la formation de Mahrouma résulte plutôt des effets de phénomènes de subsidence par saccades. Chaque phase de subsidence favorise localement une augmentation de l'accommodation qui est ensuite compensée par des apports qui ramènent le fond marin à une profondeur favorable à l'enregistrement de l'action des tempêtes.

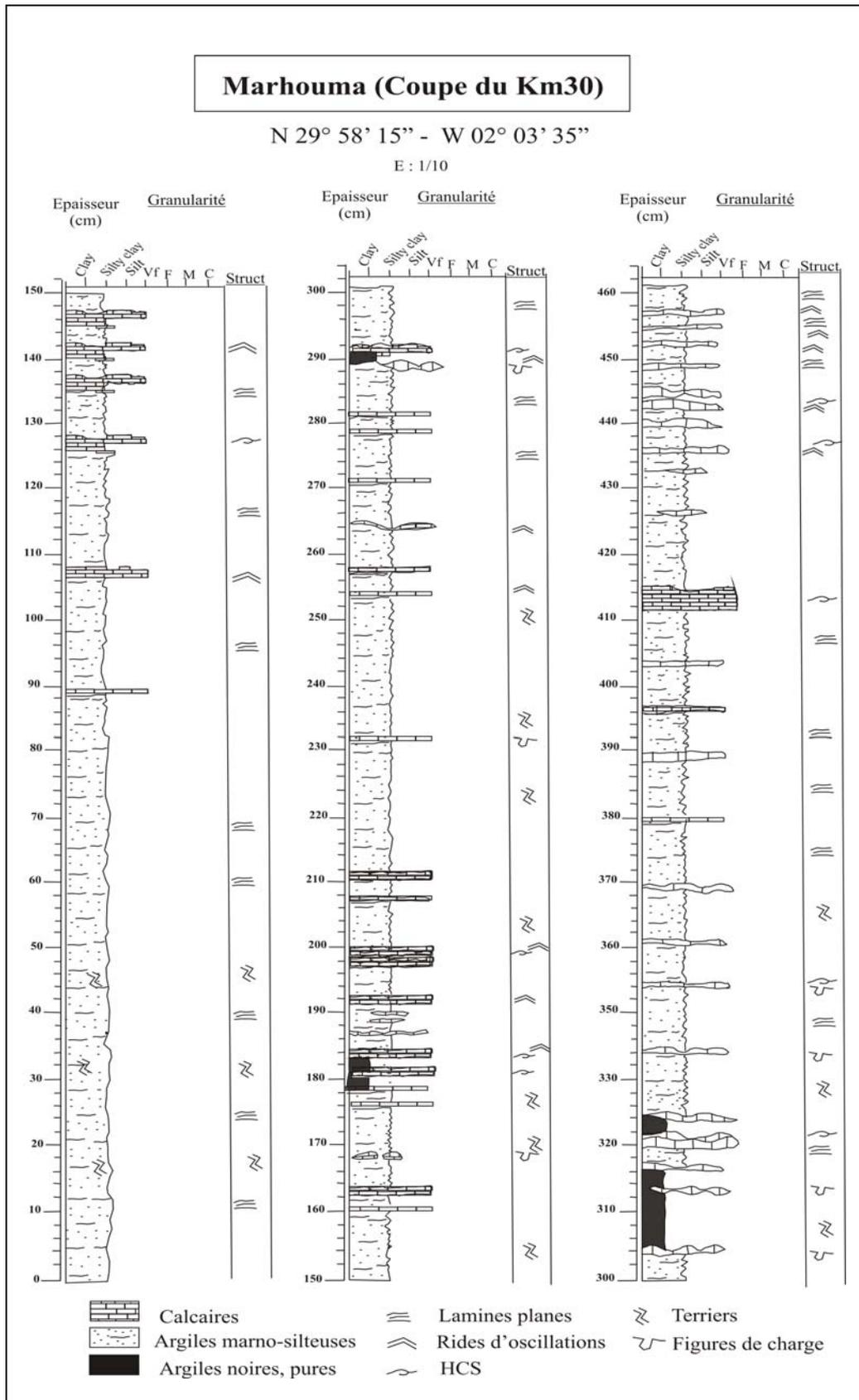


Figure III-8 : Coupe lithologique dans le Famennien de Marhouma (Coupe du Km 30).

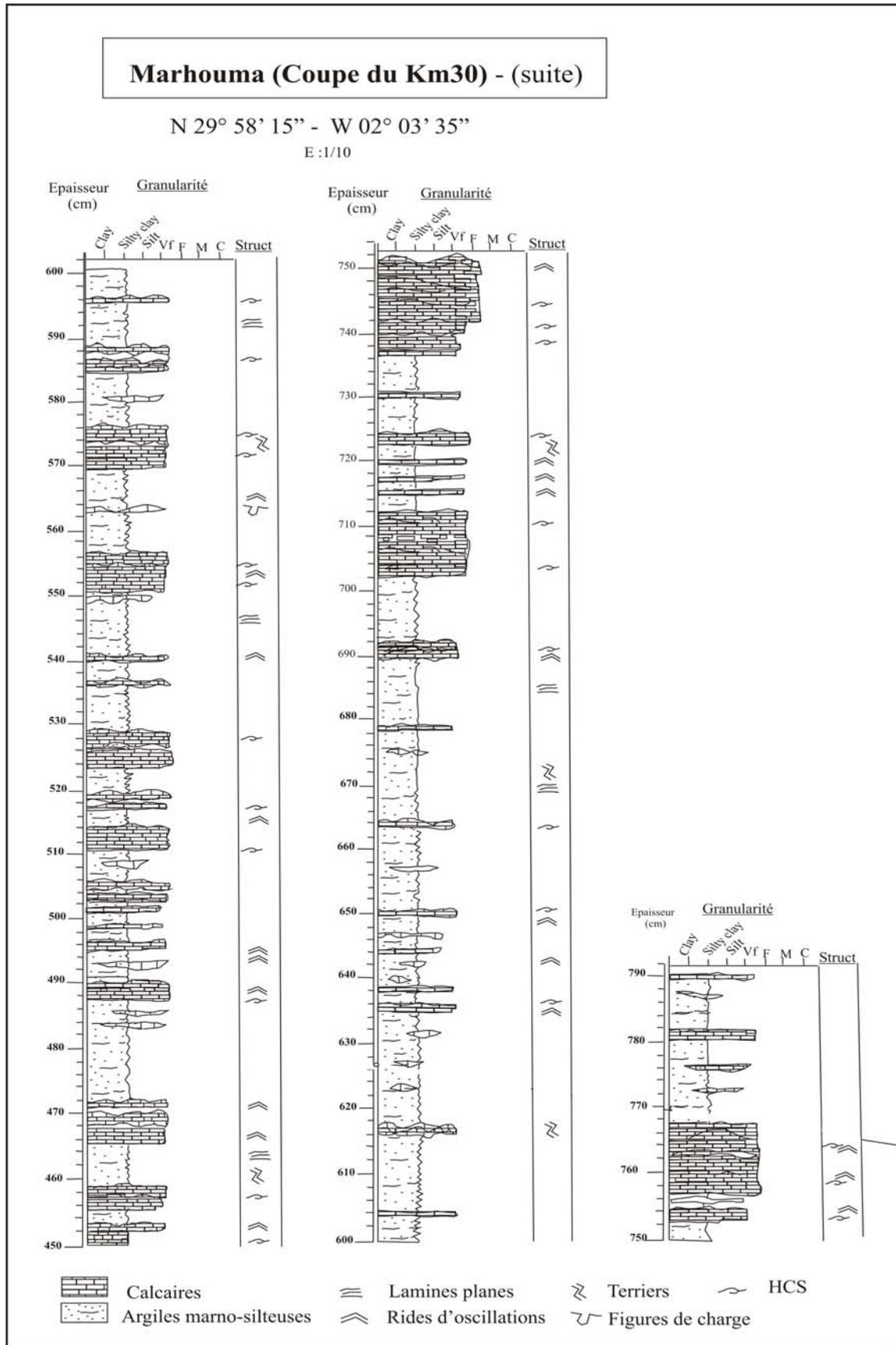


Figure III-8 : Coupe lithologique dans le Famennien de Marhouma (Coupe du Km 30).

III.1.6 Coupe de Foum El Aribi (grès cendriers de la formation des grès de Ouarourout ; Dévonien terminal – Strunien)

Description

Au niveau du Foum El Laribi, à une quarantaine de kilomètres à l'Est de Beni Abbès et à 2 km au Sud de l'Oasis de Mahrouma, les formations sédimentaires du Strunien (Dévonien terminal – Carbonifère basal) affleurent en rive gauche de la Saoura (figure III-1). Il s'agit de la formation des grès de Ouarourout. Les grès de cette formation portent également le nom de « grès à cendriers » (figure III-9). Les grès forment en effet des bancs massifs d'épaisseur pluri-décimétrique et fortement diaclasés. Au cours de la diagenèse, les diaclases ont servi de drains à la circulation des fluides. Cette circulation est attestée par la présence d'anneaux de Liesegang et par une cimentation plus poussée des grès au niveau des épontes des diaclases. Dès lors, les grès plus cimentés à proximité des diaclases résistent à l'érosion ce qui conduit à l'individualisation des « cendriers », sortes de dépressions limitées par le réseau de fractures.

Une coupe de 4,70 mètres a été levée dans cette formation (figure III-9). Les faciès sont représentés de la base au sommet essentiellement par des silts micacés et des grès fins massifs. Environ une quinzaine de séquences décimétriques, soulignées par des surfaces basales d'érosion, des figures de charges et des rides d'oscillations peuvent être identifiées dans cet ensemble. Les bancs gréseux les plus massifs sont caractérisés par une granodécroissance normale et, souvent, par une base marquée par la présence de figures de liquéfaction (planche 8-B). Les structures sédimentaires sont représentées par un litage plan dans la majeure partie de l'épaisseur des bancs et par des rides d'oscillation ou chevauchantes au sommet (planche 9-A). Au sommet de la formation des grès de Ouarourout, des litages obliques en dômes affectent fréquemment les bancs. Le sommet des bancs est parfois marqué par la présence de réseaux de rides d'oscillations interférentes. Les bancs sont parfois affectés par des structures de glissements (replis de type « slumps »). Les interbancs sont représentés par des silts argileux. Des passées d'argiles pures ont été observées (30 et 50 cm).

Les bancs apparaissent souvent concaves, ce qui plaide en faveur de l'existence de mégarides. À plus grande échelle, la formation des grès d'Ouarourout présente des structures en dômes et creux de longueur d'onde hectométrique (planche 9-C).

Interprétation

Les caractéristiques faciologiques des dépôts plaident en faveur d'une sédimentation dans un domaine de plate-forme marine silicoclastique peu profonde dominée par les apports sableux. La faible épaisseur de la tranche d'eau est attestée par la présence de rides d'oscillation, parfois interférentes. Les conditions hydrodynamiques sont dominées par l'action de courants. L'influence de courants de marée est suggérée par la présence de mégarides. Le milieu de dépôt subit une haute énergie hydrodynamique permanente et parfois l'influence des tempêtes (HCS). Ce régime est également confirmé par l'absence de dépôts argileux. Des séquences montrent la présence de HCS au sein des bancs, alors que leur surface est affectée par la présence de rides d'oscillations marquant l'amortissement des tempêtes. Les rides d'interférences, quant à elles, suggèrent l'interaction mutuelle de courants de différentes natures, peut-être de courants de tempêtes et tidaux.

La présence de structures de liquéfaction (charge) indique l'existence de forts taux de sédimentation et d'instabilités, peut-être d'origine co-sismique.

À plus grande échelle, l'architecture des corps sédimentaires en dômes suggère le développement de barres sableuses analogues aux grands bancs silicoclastiques qui se forment au niveau du plateau. Ces dernières, par amalgamations peuvent donner naissance à des dunes sous-marines dont la migration latérale peut être contrôlée par les courants de marées (Berné *et al.*, 1991).

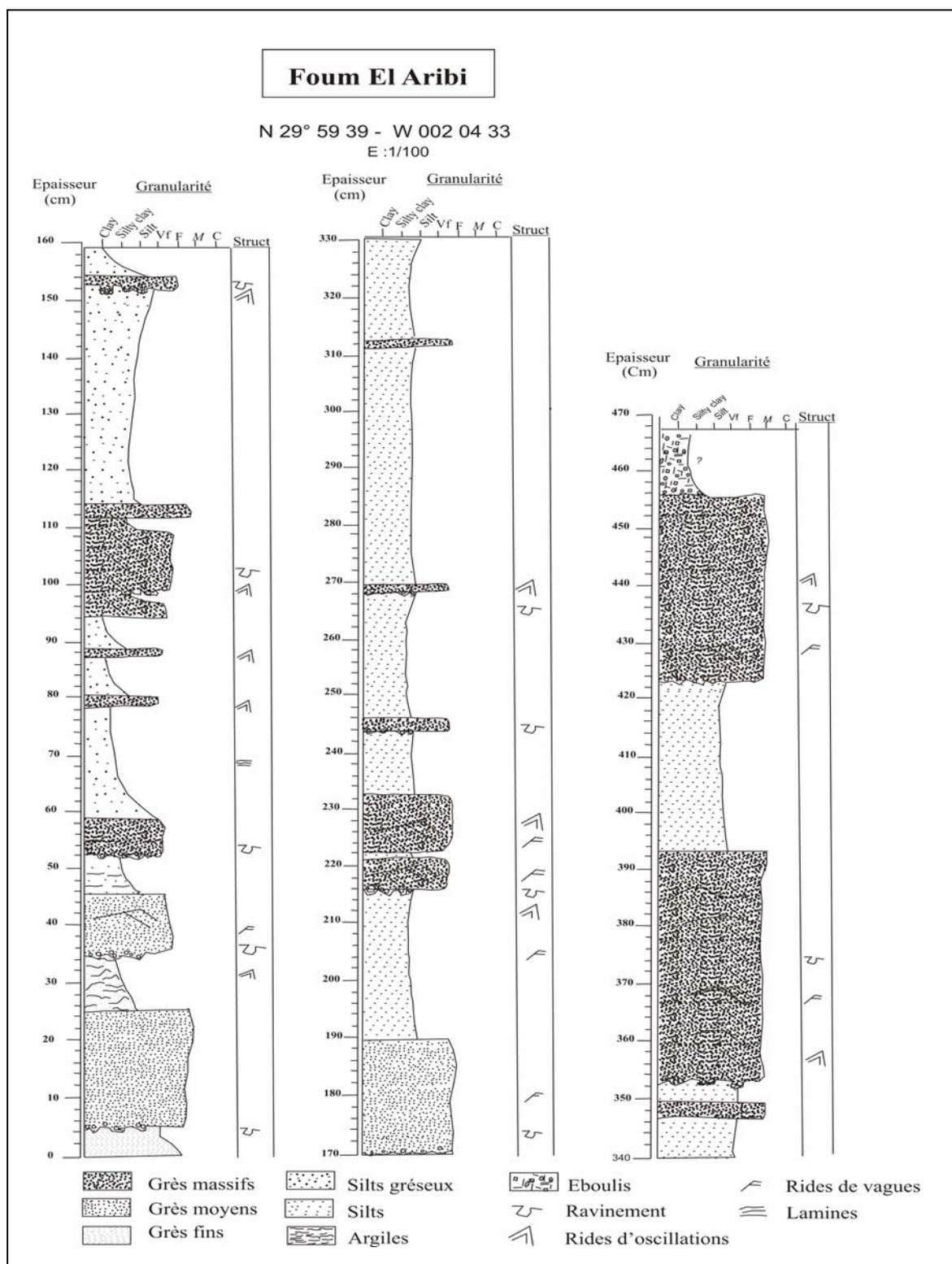


Figure III-9 : Coupe lithologique au Foum El Aribi.

III.2 Description de carottes de forages

Nous avons procédé à la description de 90 mètres de carottes de forages à la Carothèque de la SONATRACH sur le site de Hassi-Messaoud, dont une soixantaine de mètres dans l'Ordovicien du forage LT-1bis situé dans la cuvette de Sbaâ et une trentaine de mètres dans le Cambrien du forage MSR-1, situé dans le bassin de l'Ahnet.

L'objectif était d'affiner notre connaissance de l'enregistrement du signal sédimentaire des dépôts pendant le Cambro-Ordovicien dans les bassins qui sont la cible de notre étude de la thermicité situés au Nord-Est des Monts d'Ougarta. Ces analyses de détail permettent de déterminer les caractéristiques de quelques faciès particuliers.

III.2.1 Forage LT-1bis (cuvette de Sbaâ)

Le forage LT-1bis a été réalisé dans la cuvette de Sbaâ (figure I-4). Les formations du Paléozoïque atteintes par ce forage vont du Cambrien (-2281 m) jusqu'au Carbonifère inclus (top à -697 m). Les données diagraphiques du Gamma ray sont disponibles pour l'ensemble de la colonne sédimentaire, mais seuls certains niveaux ont été carottés. Les intervalles étudiés sont les suivants : 1690 – 1692 m, 1960 – 1964 m, 1970 – 1978 m, 2078 – 2082 m, 2120,5 – 2130,5 m, 2170 – 2185 m, 2227,5 – 2243 m, 2275 – 2281 m appartiennent tous au Cambrien.

Description

Les intervalles étudiés (figures III-10, III-11 et III-12) présentent de la base au sommet les caractéristiques suivantes.

L'intervalle 2274,5 – 2281 m

Les carottes de cet intervalle sont très mal conservées. Il est cependant possible de déterminer des grès fins à lamines planes alternant avec des silts grossiers. Les niveaux gréseux sont granoclassés. Les intervalles plus fins, silteux, présentent parfois les traces d'une bioturbation.

L'intervalle 2243 – 2223 m

Les dépôts sont ici plus grossiers. Les grès grossiers forment des bancs granoclassés et renferment souvent des galets arrondis de quartz. L'examen microscopique des fractions fines des dépôts révèle la présence de grains anguleux à sub-arrondis très mal classés flottant dans une matrice argileuse d'abondance variable. L'origine des éléments détritiques correspond certainement à un socle à l'affleurement comme le suggère la présence de quartz, quartz polycristallins, feldspaths alcalins. Des éléments volcaniques à structures microlithique et pyroclastique ont été observés ; ils pourraient provenir des formations volcaniques finiprécambriennes et qui sont présentes le long de la suture panafricaine. Des litages obliques affectent parfois le sommet des bancs. Les niveaux de grès moyens, quant à eux, sont caractérisés par la présence de lamines planes. Des passées microconglomératiques s'interstratifient dans l'ensemble.

L'intervalle 2185 – 2170 m

La base de cet intervalle est marquée par 8 mètres de conglomérat à galets d'argiles disposés le long des litages très apparents inclinés de 20°. Ces dépôts grossiers sont surmontés de 1,5 mètres de grès moyens à grossiers, à litages obliques semblables à ceux des conglomérats sous-jacents. Au-dessus et jusqu'à 2171,60 m, on observe des bancs de granularité variable. Les niveaux détritiques présentent fréquemment un granoclassement normal. Des surfaces d'érosion en base de bancs sont parfois visibles.

L'intervalle 2130,5 – 2120,5 m

Cet intervalle débute à la base par 3 mètres de conglomérat massif polygénique, sans structures particulières visibles, à ciment siliceux. Les galets nombreux correspondent à des fragments d'argilites et de grès quartzeux sub-arrondis dont la taille moyenne est de 0,5 cm selon le plus grand axe. Cet intervalle conglomératique est surmonté par 3 mètres de grès grossiers massifs, à ciment siliceux et montrant un granoclassement normal discret. Vers le sommet de celui-ci, la fraction devient légèrement moins importante, permettant ainsi un semblant de granocroissance. Jusqu'au sommet, on retrouve des niveaux conglomératiques

sur 4 mètres d'épaisseur, avec des éléments de grande taille (diamètre > 1cm). Les niveaux conglomératiques de cet intervalle présentent des surfaces d'érosion basales.

L'intervalle 2082 – 2078 m

Le faciès de cet intervalle de 4 mètres est constitué vers la base d'un conglomérat à galets de quartz, suivi par le dépôt de grès grossiers à litages obliques, avec des éléments sub-arrondis plus grossiers vers le sommet.

L'intervalle 1970 – 1978 m

Les 8 mètres de cet intervalle sont représentés à la base par 2 mètres de conglomérats à ciment siliceux, montrant parfois un litage oblique. Trois mètres de grès grossiers à tendance microconglomératique viennent reposer au-dessus, où l'on peut observer des figures de glissements (*slumps*) et des litages. Vers le sommet par contre, se sont des bancs répétitifs de conglomérat et de grès grossiers qui viennent se déposer pour une épaisseur de presque 4 mètres pour couronner cet intervalle.

L'hydrodynamisme durant cet intervalle de temps et le milieu de dépôt sont pratiquement les mêmes que le premier intervalle de carotte décrit ci-dessus.

L'intervalle 1692 – 1660 m

Cet intervalle correspond au passage entre le Cambrien et l'Ordovicien. Il est constitué d'un matériel hétérogène, et le sommet du Cambrien (1690-1692 m) est constitué de grès grossiers mal classés, microconglomératiques à la base. Les surfaces de ravinement sont soulignées par la présence de galets d'argilite. Des structures de glissement sont parfois visibles.

Au-dessus, les dépôts de la base de l'Ordovicien présentent un faciès monotone sans structures sédimentaires apparentes. Il s'agit de grès massifs moyens à grossiers qui renferment des galets d'argilites noires.

Interprétation

Les dépôts étudiés appartiennent au Cambrien basal et correspondent à des faciès plus proximaux que leurs équivalents présent plus à l'Ouest dans les Monts d'Ougarta (Djbel Boukbaïssset). Hormis les dépôts les plus anciens (base du forage) qui présentent des bioturbations qui pourraient témoigner d'une influence marine, les faciès du Cambrien présentent les caractéristiques de dépôts fluviatiles. Les importantes et rapides variations granulométriques des dépôts plaident en faveur d'un environnement fluviatile immature en tresses. Dans les Monts d'Ougarta, les dépôts du Cambrien sont soumis à une influence marine beaucoup plus marquée (grès à *Tigillites*). Dès lors, la zone de la cuvette de Sbaâ, représentée par des dépôts franchement fluviatiles dans les niveaux stratigraphiques équivalents, peut être considérée comme une zone plus proximale.

III.2.2 Forage MSR-1 (Ahnet)

Le forage MSR-1, réalisé dans le bassin de l'Ahnet (figure I-4), recoupe la colonne paléozoïque du Cambrien (base à -2327 m) jusqu'au Dévonien inclus (top à -576 m). Nous avons décrit en remontant dans la série, deux intervalles d'âge ordovicien (1773-1765 m et 1757-1750 m ; figure III-13). Il s'agit donc, stratigraphiquement, des niveaux équivalents de l'Unité IV (Ashgill) des Monts d'Ougarta.

Description

L'intervalle 1773 – 1765 m

La base de cette coupe est représentée par 90 cm de grès fins, assez massifs, à litages plan frustré et plus ou moins bioturbés. Après un mince niveau décimétrique à lamines planes et des figures de slumps à la base. Au-dessus, on observe des grès fins à petites rides micacées ou à lamines planes. Ces niveaux (intervalle 1771,70-1771 m) sont surmontés par une passée argileuse et surmontés par un banc gréseux avec des galets mous d'argilites à la base.

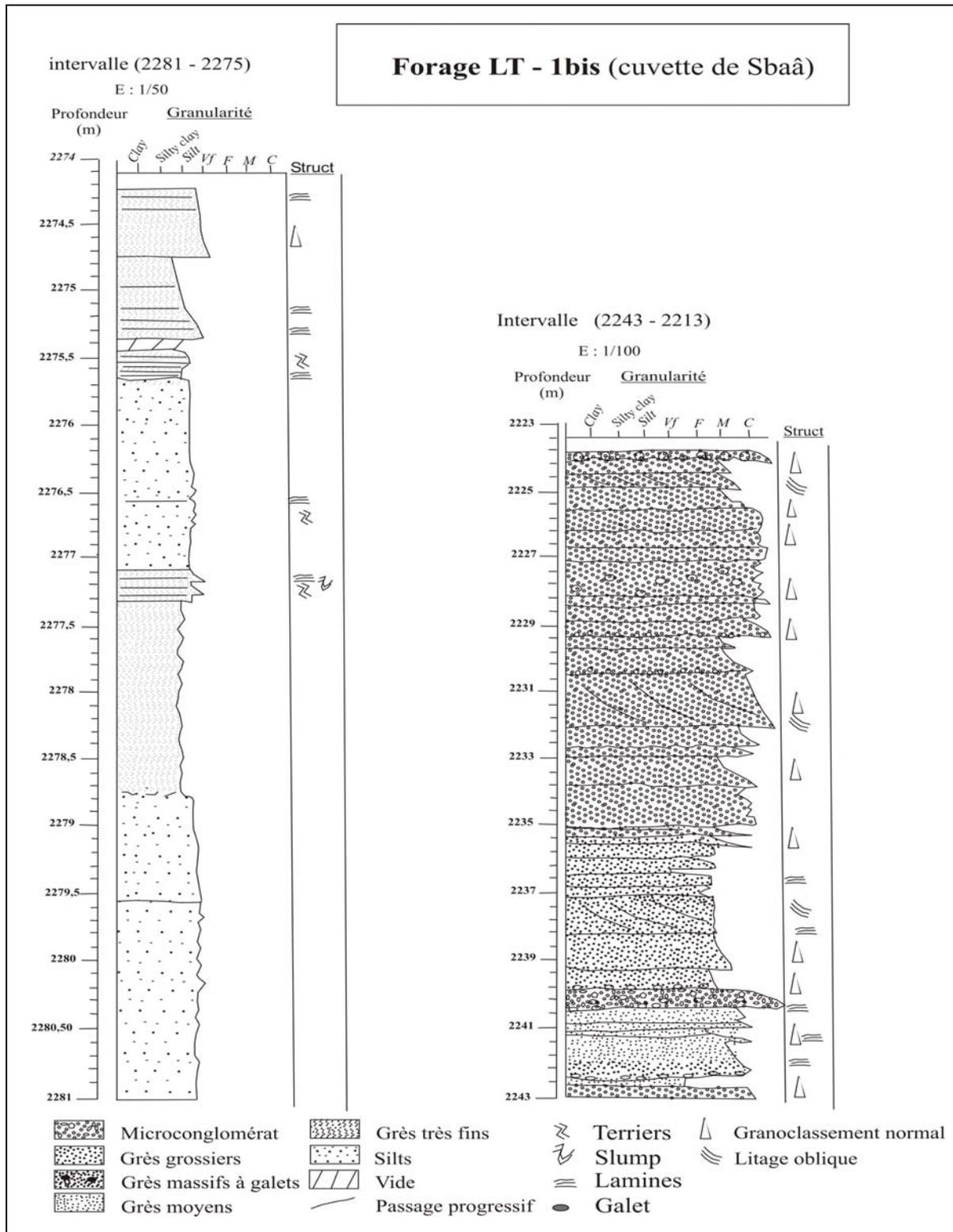


Figure III-10 : Coupe lithologique dans le Cambro-ordovicien du forage LT-1bis.

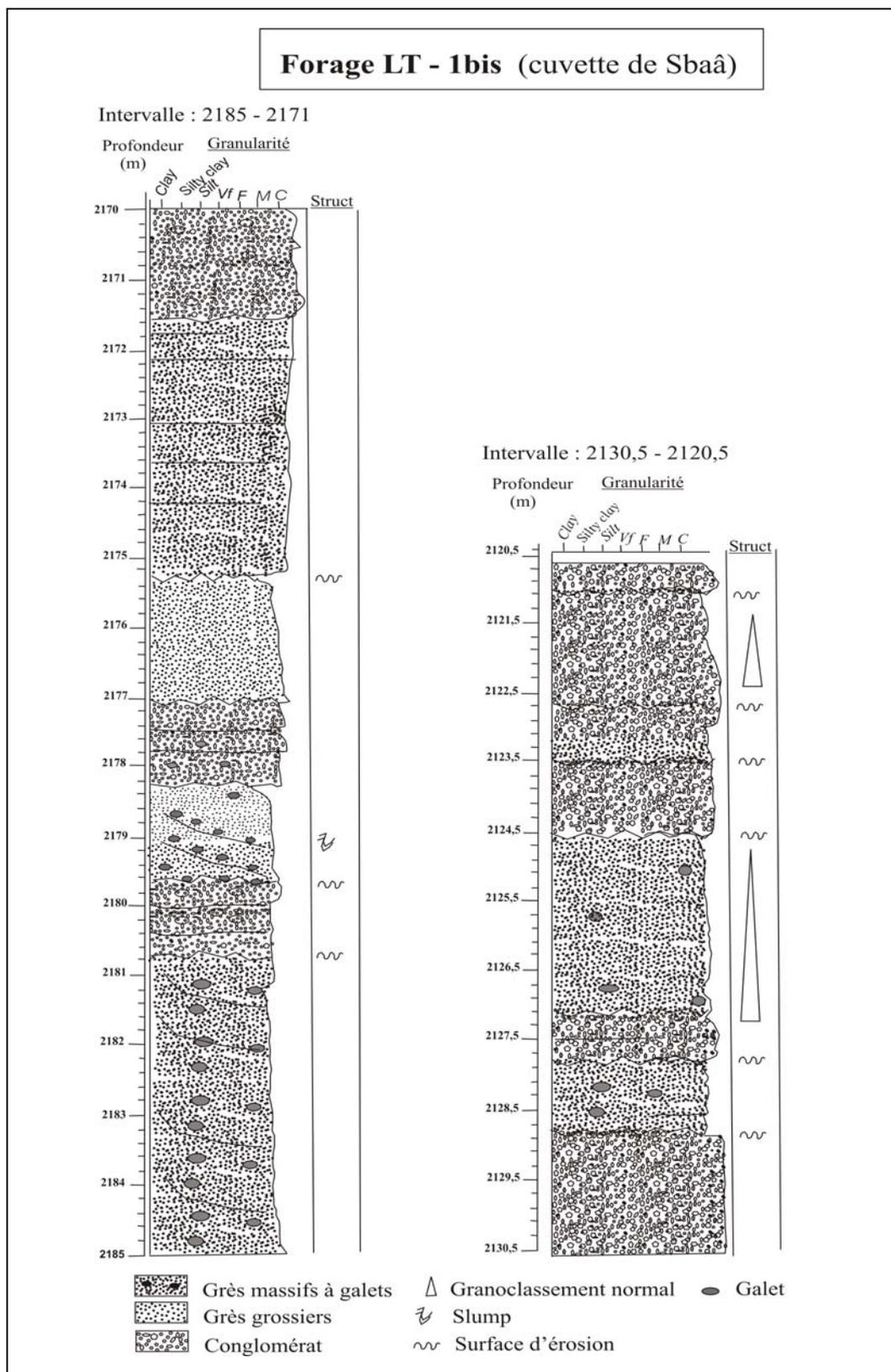


Figure III-11 : Coupe lithologique dans le Cambro-ordovicien du forage LT-1bis.

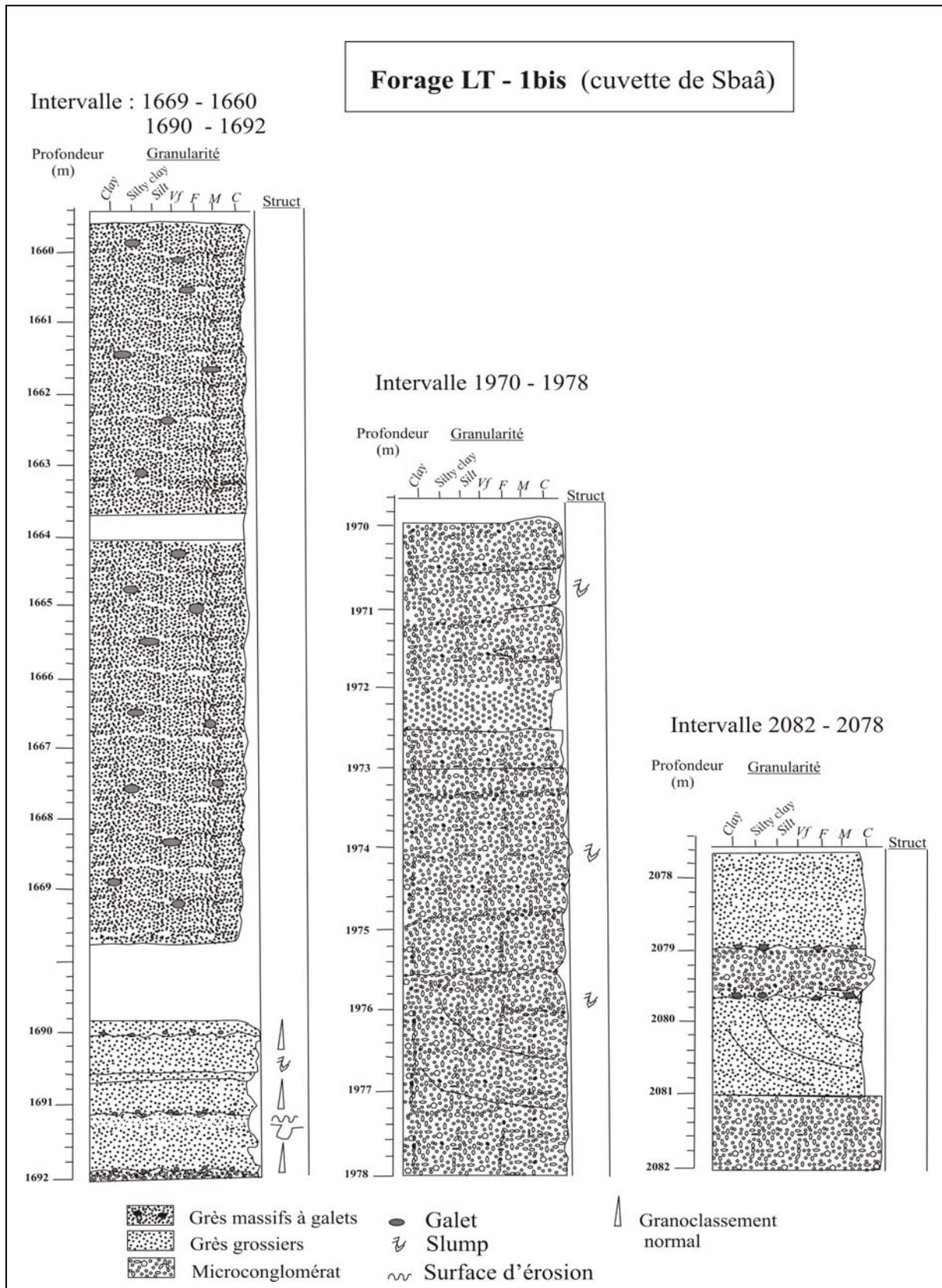


Figure III-12 : Coupe lithologique dans le Cambro-ordovicien du forage LT-1bis.

À partir de 1771 m, on observe une succession de séquences de dépôt récurrentes et d'épaisseur variable et dont le motif élémentaire est présenté sur la figure III-14. Ces séquences de grès moyens à fins sont souvent interrompues par des niveaux d'argilites d'épaisseur décimétrique. Les grès sont constitués pour l'essentiel de grains de quartz très anguleux avec de rares cristaux de feldspaths et muscovite. Certains niveaux gréseux sont riches en matrice argileuse et sont alors mal classés. D'échelle métrique, les séquences présentent à leur base un granoclassement positif (terme 1). Leur sommet est marqué par la présence de lamines planes à obliques et discontinues (terme 3). Les lamines des foresets des rides montrent souvent un drapage argileux. Entre le niveau basal massif des séquences et le niveau fortement laminé, on observe des variations rapides de la granularité des grès (terme 2). D'une manière générale, l'organisation des dépôts s'améliore de leur base à leur sommet. Ce motif élémentaire se répète plusieurs fois sur plusieurs mètres d'épaisseur dans la coupe.

L'intervalle 1757 – 1750 m

Cet intervalle présente les mêmes caractéristiques que celles de la coupe précédente de –1757 à –1752,70 m. Au-dessus, la granularité des dépôts augmente et les bancs gréseux granoclassés sont grossiers à la base et légèrement laminés au sommet. Des grès massifs pouvant renfermer des galets mous d'argilites viennent couronner l'ensemble.

Interprétation

La présence de niveaux bioturbés à la base de la coupe suggère un environnement de dépôts à cachet marin. Le bruit de fond de la sédimentation est argileux et interrompu par le dépôt de niveaux gréseux granoclassés dont les caractéristiques rappellent celle des dépôts de turbidites ; base granoclassée massive et sommet à rides et lamines très discontinues. Ces dépôts témoignent de toute évidence d'une mise en place par l'intermédiaire d'un écoulement gravitaire dont l'énergie décroît progressivement. Les variations granulométriques du terme 2 marquent des variations de l'énergie hydrodynamique (ressauts hydrauliques). Les niveaux à rides et lamines du terme 3 montrent une meilleure organisation liée à la réduction progressive de l'énergie hydrodynamique. La présence des drapages argileux témoigne très vraisemblablement de variations dans la charge sédimentaire au sein d'un écoulement continu comme cela fut démontré expérimentalement pour des turbidites obtenues dans un tel

contexte hydraulique (Düringer *et al.*, 1991). L'architecture de la plate-forme saharienne au sommet de l'Ordovicien est peu favorable à l'accumulation des turbidites. Nous interprétons ces dépôts comme le résultat possible de l'entrée en mer de décharges détritiques de grand volume qui accompagneraient les grands jökulhlaups liés à la déglaciation de l'inlandsis. De tels dépôts n'ont jamais été reconnus à ce jour dans les formations glacio-marines ordoviciennes du Sahara. On note cependant l'absence totale de *dropstones* dans cet intervalle de dépôt. Lors de l'éruption sous-glaciaire du volcan Grimsvötn sous le glacier Vatnajökull en Islande en novembre 1996, des jökulhlaups sont entrés en mer au-delà du sandur de Skeidarrarsandur (côte sud de l'Islande) et ont déposé des turbidites (Maria *et al.*, 2000). Les caractéristiques sédimentaires qui plaident dans notre cas en faveur d'une telle origine sont la présence de ressauts granulométriques et les drapages argileux au niveau des *foresets* de rides. La superposition de séquences élémentaires de ce type suggère une répétition du phénomène. Dès lors, ces dépôts, présents dans le bassin de l'Ahnet, témoigneraient de la déglaciation fini-ordovicienne et constituent des équivalents distaux et orientaux des dépôts de l'Unité IV de l'Ashgill au niveau du Kheneg du Foum Tlaïa de l'Ougarta.

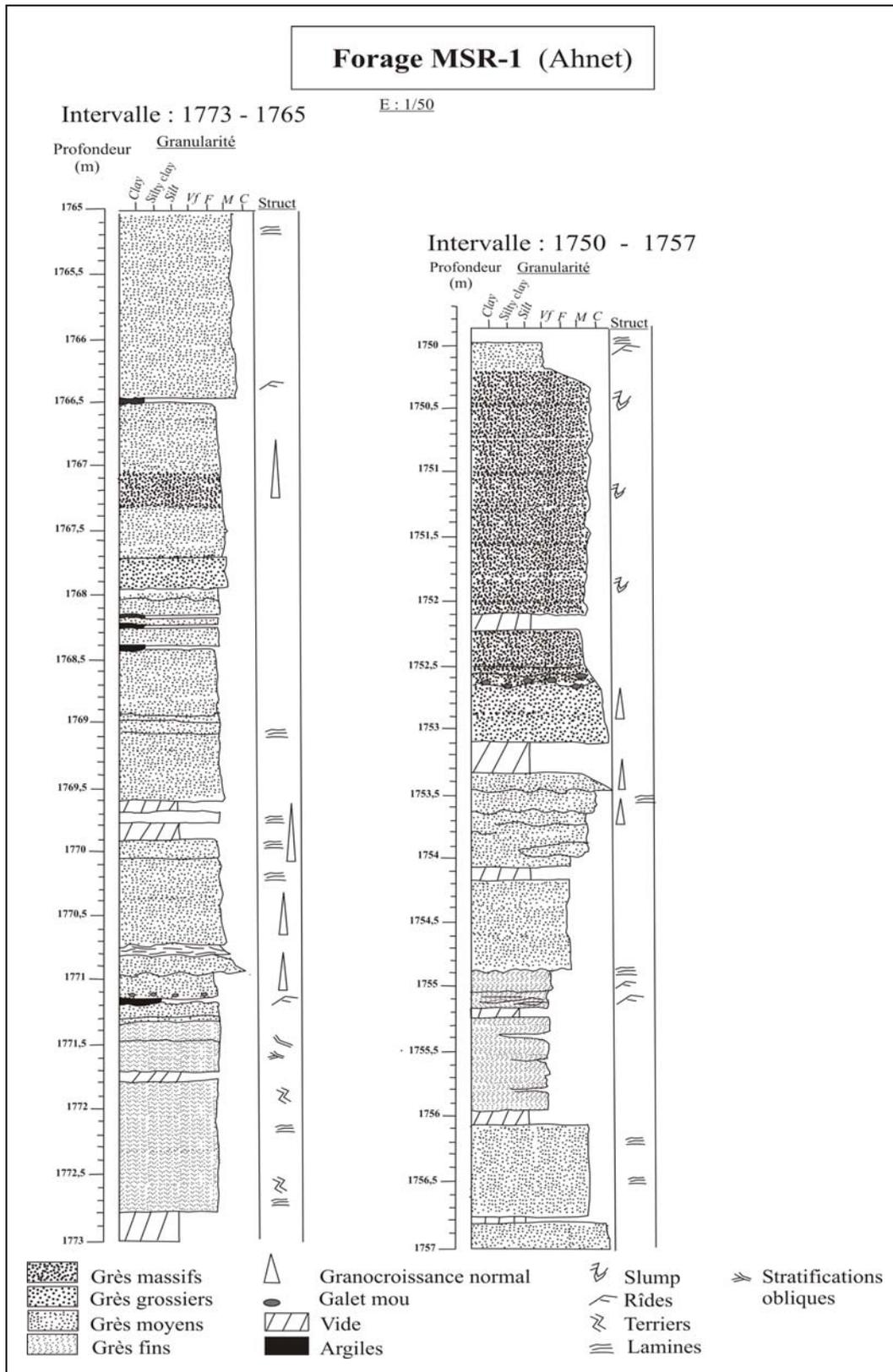


Figure III-13 : Coupe lithologique dans le Cambro-ordovicien du forage MSR-1.

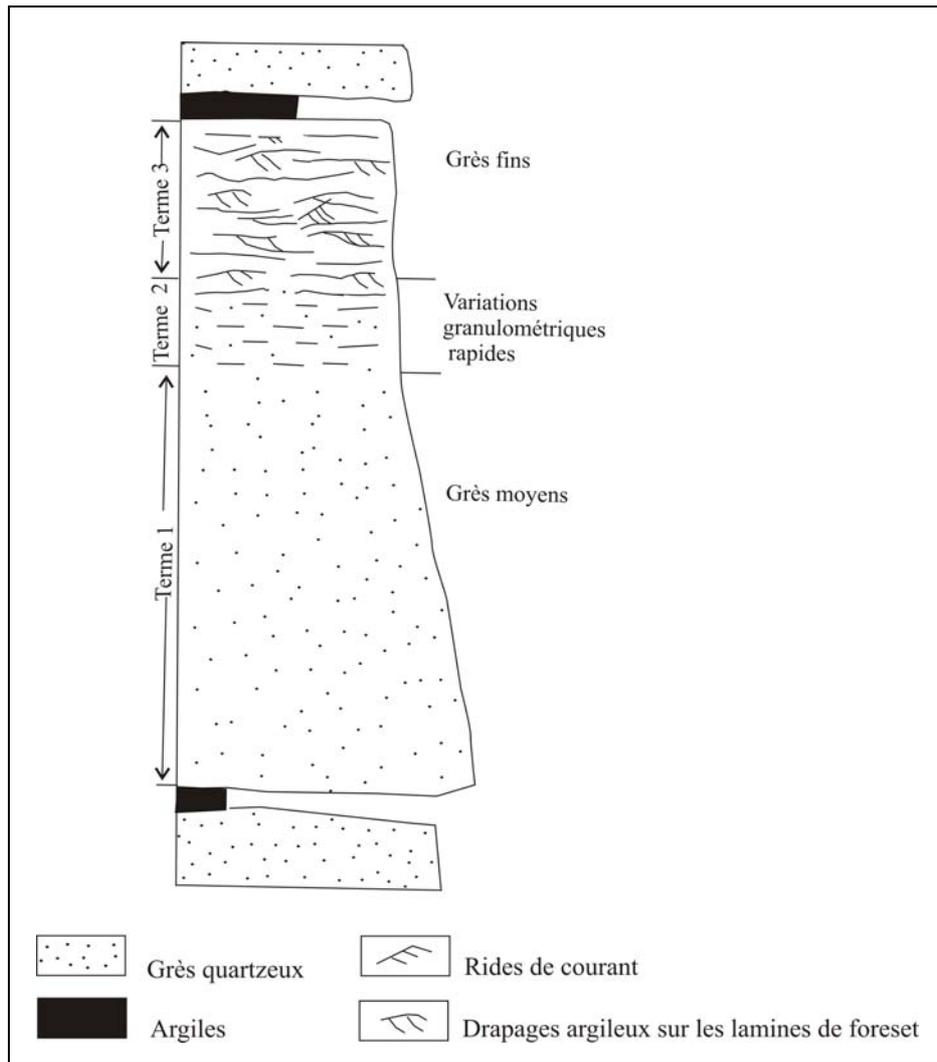


Figure III-14 : Motif élémentaire des séquences de dépôt dans l'Ordovicien du forage MSR-1.

III.3 STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE - DECOUPAGE STRATIGRAPHIQUE À PARTIR DES COURBES DIAGRAPHIQUES DU SIGNAL GAMMA RAY

Quatre forages les plus représentatifs, dont deux dans la cuvette de Sbaâ (TOT-1 et LT-1bis) et deux autres dans le bassin de l'Ahnet (MSR-1 et OTLH-1) ont fait l'objet d'un découpage stratigraphique à partir de courbes diagraphiques du signal Gamma Ray (GR) dans le but de réaliser l'étude des séries sédimentaires en termes de stratigraphie séquentielle. Dans cette partie, après avoir présenté rapidement la technique de la diagraphie Gamma-Ray, nous exposons les grands concepts de la stratigraphie séquentielle (stratigraphie sismique et stratigraphie génétique) que nous appliquons ensuite au découpage séquentiel des quatre puits.

III.3.1 Le Gamma Ray

Les rayons γ sont des rayonnements électromagnétiques de haute énergie qui sont émis spontanément par des éléments radioactifs. Presque toutes les radiations γ rencontrées sur Terre sont émises par l'isotope radioactif du potassium (^{40}K) de poids atomique 40 et par les éléments radioactifs des séries de l'uranium (U) et du thorium (Th). Chacun de ces éléments émet des rayons γ dont l'intensité et l'énergie sont propres à chaque élément, permettant ainsi la détermination des caractéristiques sédimentologiques et pétrophysiques des formations traversées par le forage. En effet, les roches, en fonction de leur composition chimique, émettent des rayonnements γ . Par conséquent, ces données donnent accès à la nature des dépôts sédimentaires et à la mise en évidence des séquences de dépôts. Par diagraphie, on obtient un profil du spectre γ des roches traversées. Les valeurs mesurées sont normalisées à un standard de l'American Petroleum Institute (API), et sont alors exprimées en unités « API ». Ainsi, les pics les plus marqués dans le spectre traduisent l'abondance des éléments radioactifs qui se concentrent dans les phases minérales de type feldspath potassique et argiles. La présence des niveaux de grès arkosiques ou d'argilites se traduit par des pics « positifs » (valeur maximale de radioactivité) alors que les niveaux carbonatés ou de grès quartzeux, peu radioactifs, seront identifiés par des pics plutôt « négatifs » (valeur minimale de radioactivité). Les pics les plus importants sont obtenus pour les argiles riches en matière organique en raison de la propension de cette dernière à fixer l'uranium en conditions anoxiques. Les niveaux de lithologie mixte (alternance argilites-grès) auront une signature diagraphique intermédiaire.

III.3.2 Concepts et définitions de la stratigraphie séquentielle

Les études sédimentologiques classiques font appel à l'intégration de différents paramètres : la nature des faciès, leur organisation spatiale et le contrôle de temps. L'objectif des analyses de stratigraphie séquentielle, dont nous allons tenter de présenter quelques aspects, est de prendre en compte le facteur temps dans l'enregistrement sédimentaire et l'arrangement des cortèges de dépôt. Ce dernier agit sur la géométrie des dépôts au même titre que d'autres facteurs de contrôle comme l'eustatisme et la subsidence.

La stratigraphie séquentielle a révolutionné la stratigraphie classique au cours des vingt dernières années. L'approche multidisciplinaire de cette discipline émergente, permet de décrypter le message sédimentaire à travers une approche en trois dimensions qui prend en compte le climat d'une part et la déformation de la lithosphère d'autre part. Sans cette approche en trois dimensions, la stratigraphie séquentielle et ses concepts n'auraient pas pu exister. Elle est basée essentiellement sur l'utilisation des données sismiques (stratigraphie sismique) et sur les analyses directes des séries sédimentaires sur le terrain ou par l'intermédiaire de profils diagraphiques (stratigraphie génétique). Les grands concepts de la stratigraphie séquentielle sont présentés de manière synthétique dans les travaux de Homewood *et al.* (2000) et de Coe *et al.* (2002).

L'approche de la stratigraphie séquentielle permet un découpage et des corrélations lithostratigraphiques différentes des méthodes conventionnelles anciennes, qui utilisent les grès ou les niveaux d'argiles en sommet de séquence comme base de corrélation. Elle consiste à subdiviser les séries sédimentaires en unités stratigraphiques répétitives, hiérarchisées selon leurs durées (facteur-temps). Ces unités sont qualifiées de séquences de dépôts, dont la formation est liée à une variation cyclique d'un paramètre qui contrôle la sédimentation ; l'évolution du niveau marin relatif en étant un exemple.

Les bases conceptuelles de cette discipline nouvelle sont connues depuis le début du XX^e siècle pour la séquence de dépôt (Grabau, 1906) et la notion de discontinuité (Twenhoffel, 1936). Ce n'est qu'à partir des années 1970 qu'elle a eu son véritable point de départ, grâce à l'outil sismique à haute résolution qui permet d'obtenir des profils précis imageant l'architecture des dépôts de plate-forme. La stratigraphie sismique était née (Vail *et al.*, 1977). L'image d'une organisation des sédiments à l'échelle des réservoirs, et même à celle des bassins, permet de visualiser en sub-surface et en profondeur l'architecture des dépôts.

Au cours des années 1980, la stratigraphie séquentielle a été définie formellement en l'appliquant encore une fois aussi bien à l'échelle du réservoir qu'à celle du bassin (Vail *et al.*, 1987 ; Van Wagoner *et al.*, 1988). Elle se fonde sur la reconnaissance d'unités stratigraphiques, les séquences de dépôts, délimitées par deux discontinuités de nature identique et de géométrie en *onlap* à la base et en *toplap* au sommet.

Vail *et al.* (1987) définissent la stratigraphie séquentielle comme étant « une méthode qui permet de définir un cadre chronostratigraphique à l'échelle globale (planétaire), car basée sur des discordances, lignes-temps d'origine eustatique encadrant des unités génétiques de dépôts ».

La définition la plus généralisée est la suivante : la stratigraphie séquentielle est l'étude des relations des sédiments entre eux, replacés dans un cadre chronostratigraphique, au sein duquel existent des strates répétitives, génétiquement liées et délimitées par deux surfaces d'érosions ou deux niveaux condensés, ou par les surfaces de concordance équivalentes (Van Wagoner *et al.*, 1988).

Au début des années 1990, la problématique de la stratigraphie séquentielle comme ses concepts, ont été largement débattus (Guillocheau, 1990 ; Haq, 1991 ; Ross, 1991 ; Ross *et al.*, 1993). Dans tous les cas, le problème consiste à définir un cadre chronostratigraphique à valeur globale avec deux aspects fondamentaux qui sont la ligne-temps ou les discontinuités, et la séquence de dépôts.

Notion de séquence

La séquence est l'unité fondamentale de l'analyse (figure III-15). Elle est d'origine climatique, glacio-eustatique, tectonique, ou de la combinaison de ces paramètres. Par conséquent, elle est définie comme une succession conforme de couches génétiquement reliée et limitées par des discordances (*unconformity*) de même nature, ou leurs équivalents corrélatifs (Mitchum, 1977). Les limites de séquences (*sequence boundary* ou SB) se forment en réponse à des chutes relatives du niveau marin et du temps d'évolution de cette dernière. Leur développement n'est pas dépendant des variations des apports sédimentaires comme c'est le cas de la formation des surfaces transgressives, au sommet de l'unité régressive, et qui sont alors fortement contrôlées par les apports sédimentaires.

Selon Mitchum *et al.* (1977), l'*unconformity* correspond à la surface d'érosion ou de non dépôt qui sépare des couches plus jeunes de couches plus vieilles et qui représente en fait du « sédiment perdu » (et donc du « temps perdu »), à savoir un hiatus stratigraphique.

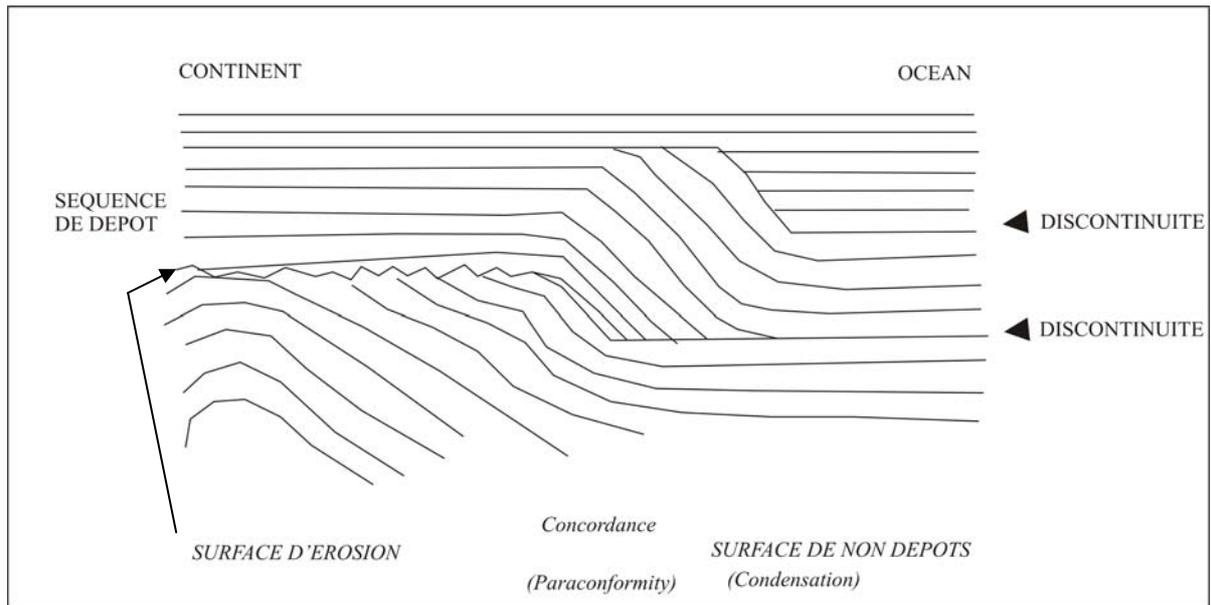


Figure III-15 : La séquence de dépôt. (Guillocheau, 1990 ; d'après Mitchum *et al.*, 1977 in Merzeraud 1992).

Notion de discontinuités

Les discontinuités sont des interruptions, des ralentissements, ou des manques dans l'enregistrement géologique. Elles correspondent à l'enregistrement d'événements géodynamiques et/ou climatiques (Merzeraud, 1992). Ces phénomènes peuvent être locaux et liés à l'hydrodynamisme, ou bien globaux donc d'origine eustatique. Ils sont généralement à mettre en relation avec les modifications périodiques de l'orbite terrestre (cycles de Milankovitch ; Berger, 1978 ; Berger *et al.*, 1984 ; Schwartzacher, 1991 ; Fisher, 1986).

Selon la nature et l'intensité de l'événement, ces discontinuités peuvent s'exprimer sous forme de surfaces d'érosion, associées ou non à une discordance angulaire, ou par le développement de niveaux condensés qui correspondent à des surfaces non érosives de non dépôt.

Les paramètres contrôlant le développement des séquences

Les paramètres qui contrôlent le développement des séquences sont :

- l'eustatisme qui correspond à la variation du niveau marin absolu au cours du temps (Fairbridge, 1961).

- la subsidence qui se produit sous l'effet de contraintes tectoniques, isostatiques, ou bien thermiques (refroidissement et détumescence thermique de la lithosphère).

Notion d'accommodation ou d'espace disponible

L'accommodation représente l'espace disponible à tout instant en un lieu donné, pour l'accumulation des sédiments (Jervey, 1988 ; Cross, 1988 ; Cross *et al.*, 1993 ; Figure III-16).

Dynamique de mise en place des dépôts et leurs géométries

En fonction du rapport (taux d'accommodation / flux de sédiments), trois cas de figures peuvent se présenter :

- la progradation : elle se produit lorsque le flux de sédiment est supérieur au taux d'accommodation. La migration des sédiments se fait vers le centre du bassin.
- l'aggradation : elle se produit lorsque le flux de sédiment est approximativement égal au taux d'accommodation. La position des sédiments est en équilibre à chaque instant dans le bassin et les corps sédimentaires se construisent verticalement.
- la rétrogradation : se produit lorsque le flux de sédiment est nettement inférieur au taux d'accommodation. La migration des sédiments se fait vers le continent.

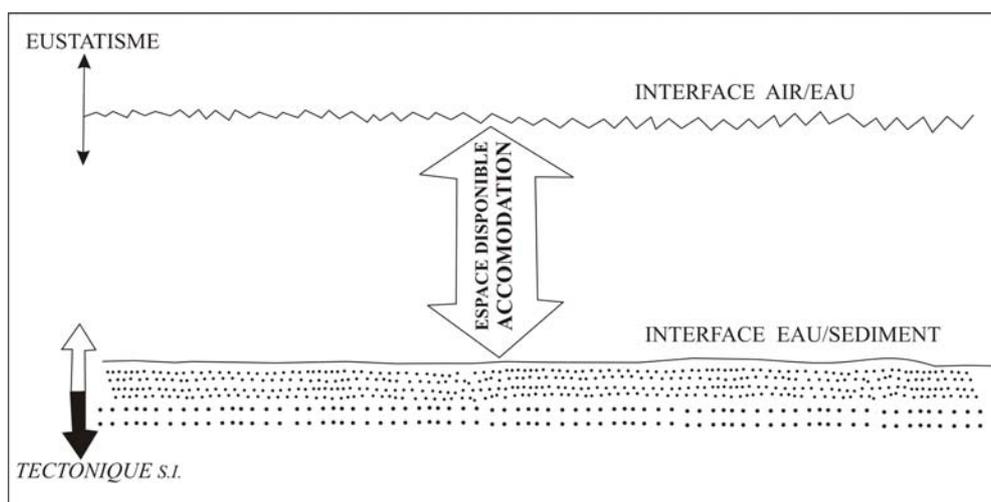


Figure III-16 : Notion d'acomodation (espace disponible pour l'accumulation de sédiments à chaque instant). Le schéma tient compte de deux paramètres : l'eustatisme et la tectonique (d'après Posamentier *et al.*, 1988, in Merzeraud 1992).

III.3.3 Les séquences de dépôts reconnues sur les marges passives à l'échelle sismique

En stratigraphie sismique, on se base sur l'analyse des profils sismiques. Une séquence de dépôt correspond à l'enregistrement sédimentaire d'un cycle de troisième ordre de variation du niveau marin, d'une durée de 0,5 à 3 Ma en moyenne (Merzeraud, 1992). Elle est représentée par des paraséquences, des cortèges sédimentaires et des discontinuités (figure III-17).

- Une paraséquence est une succession de dépôts génétiquement liés, délimités par des surfaces d'inondations marines, ou par des surfaces de concordances équivalentes (Van Wagoner *et al.*, 1985, 1990 ; Mitchum et Van Wagoner, 1990).
- Un cortège sédimentaire (*system tract*) est composé de paraséquences.

On distingue trois types de cortèges sédimentaires (figure III-17) :

- **Le cortège de haut niveau** (*High System Tract* ; HST) : situé dans la partie supérieure de la séquence, il débute par des paraséquences aggradantes et se termine par des paraséquences progradantes. Il se développe vers la fin de la montée eustatique, durant la stabilité eustatique et pendant le début de la chute du niveau marin. Les paraséquences sont stratodécroissantes.
- **Le cortège transgressif** (*Transgressive System Tract* ; TST) : il correspond à l'enregistrement sédimentaire de la montée eustatique maximale. Il s'agit d'un cortège intermédiaire. Il est caractérisé par des paraséquences retrogradantes et présente une surface de transgression à sa base. Le sommet de ce cortège correspond à une surface condensée témoin de l'étape maximale de transgression et donc à la surface d'inondation maximale, ou SIM (*Maximum Flood Surface* ; MFS). Cette surface marque le changement de la disposition des paraséquences rétrogradantes vers des paraséquences progradantes.
- **Le cortège de bas niveau** (*Lower System Tract* ; LST) : il est limité au sommet par la surface de transgression. Il se développe lors d'une chute eustatique importante et, par la suite, lors d'une remontée très lente du niveau marin.

On distingue trois types de prisme de bas niveau marin :

- **Le cône sous-marin (CSM)** est associé à une chute du niveau marin plus rapide que la subsidence en bordure de plate-forme. Il se caractérise par une épaisseur importante de sédiments, une prédominance des sédiments détritiques mis en place par des processus de haute énergie (écoulements gravitaires) et une vitesse de sédimentation très rapide. Leur architecture est celle des systèmes turbiditiques profonds.
- **Le slope fan (SF)** se développe lorsque la vitesse de chute du niveau se réduit. Il se caractérise par la présence de nombreuses surfaces d'ablation syn-sédimentaires, la superposition de niveaux glissés (*slumps*), et l'existence de chenaux sous-marins comblés par des sables plus ou moins grossiers.
- **Le prisme de bas niveau progradant (PBNp)** se développe pendant une période de stabilité du niveau relatif de la mer. L'organisation des paraséquences du PBNp est strato- et granocroissante.

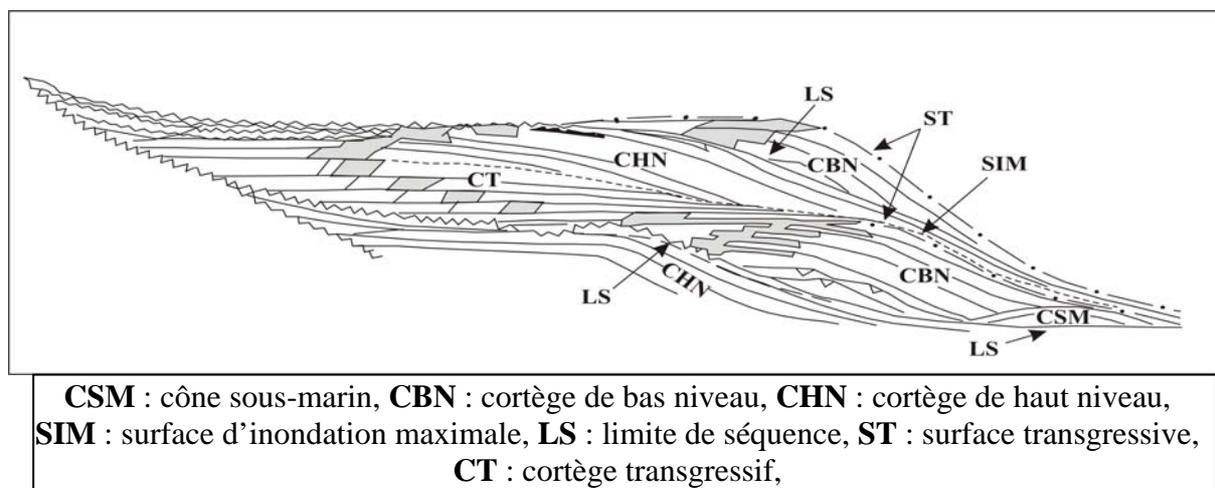


Figure III-17 : Profil stratigraphique représentant les différents cortèges sédimentologiques et discontinuités (Vail *et al.*, 1984) .

III.3.4 Les cycles sédimentaires de troisième ordre

En 1989, Galloway a introduit la notion de séquence stratigraphique génétique. Ce concept résulte d'une approche différente de celle de l'école EXXON, car il se fonde sur l'analyse des séries sédimentaires directement sur le terrain (ou par l'intermédiaire de

diagraphies) et non de leur signature acoustique. Les limites de séquences sont déterminées par les surfaces d'inondation maximum (MFS ou *SIM*). Ces séquences sont constituées par des unités de dépôt analogues aux paraséquences définies par le groupe d'Exxon. Ce sont des séquences de troisième ordre dont les limites sont assimilées aux surfaces de recouvrement de base des prismes de haut niveau marin. Ce découpage repose sur l'avantage que présente la large extension de ces surfaces remarquables à l'échelle du bassin. Ces surfaces, cependant, ne correspondent pas à une phase de rupture réelle dans les paramètres eustatiques et sédimentologiques. Au-dessus de la surface d'inondation maximale viennent reposer les dépôts du prisme de haut niveau marin. L'espace disponible étant suffisant sur la plate-forme côtière et le taux de sédimentation étant élevé en raison notamment de la reprise du flux terrigène suite à la stabilisation de la remontée eustatique du niveau marin, les paraséquences de dépôt deviennent progradantes vers le large. La surface de base de progradation du cycle eustatique correspond ainsi au début de la sédimentation du prisme de haut niveau.

Les séquences de troisième ordre dont la représentation est donnée dans la courbe d'Exxon (Haq *et al.*, 1988) ont une durée comprise entre 1 et 10 MA.

Les facteurs de contrôle de ces cycles sont controversés et leur origine demeure problématique. Walker (1984) donne un résumé des principales interprétations de ces cycles. Haq *et al.* (1988) et Vail *et al.* (1977) attribuent le contrôle des cycles de 3^{ème} ordre aux variations du volume de l'eau des océans sous le contrôle de glaciations périodiques. Kauffman (1984) établit une correspondance entre les transgressions et régressions des cycles de 3^{ème} ordre avec les variations de rythme de l'expansion océanique. Cloetingh (1988) a émis l'hypothèse que les changements épisodiques dans le champ de contraintes au sein des plaques lithosphériques pourraient avoir une influence importante dans la genèse de ces cycles de 3^{ème} ordre. Ces changements se traduiraient par des soulèvements ou des affaissements des plaques à l'échelle du million d'années, conduisant ainsi aux transgressions et régressions dans les bassins sédimentaires.

On peut ainsi réaliser un découpage séquentiel des séries sédimentaires en identifiant les surfaces d'inondation maximale et les cortèges sédimentaires successifs. Il devient alors possible, au niveau des anciennes plates-formes des marges passives d'appréhender l'enregistrement du temps par les sédiments. Cette approche est intéressante à plusieurs titres. Elle peut, tout d'abord, servir de base à l'établissement de corrélations à l'échelle de la plate-

forme, mais également de déterminer l'importance des phases de non-dépôt ou d'érosion au cours de l'évolution des anciens bassins sédimentaires. Aussi, avons-nous appliqué cette approche à l'analyse des données de quatre forages de la plate-forme saharienne.

III.3.5 Le découpage séquentiel des formations paléozoïques la plate-forme saharienne algérienne

Un découpage séquentiel des formations du Cambrien supérieur au Dévonien terminal des Monts d'Ougarta en séquences de 2^{ème} ordre dont la durée varie de 5 à 50 millions d'années a été proposé par Fekirine et Abdallah (1998 ; figure III-18). De notre côté, nous avons réalisé le découpage des formations atteintes dans quatre forages de la cuvette de Sbaâ (deux forages) et du bassin de l'Ahnet (deux forages) de manière à identifier les cycles de 3^{ème} ordre. Pour cela, nous avons identifié les surfaces remarquables, principalement les MFS à l'aide des diagraphies du Gamma-Ray. Dans le profil dia graphique, les MFS sont reconnues par les pics d'argiles et en fonction de l'évolution du spectre en-dessous et au-dessus de ces niveaux remarquables. Nous avons ainsi pu mettre en évidence plus de 25 cycles de 3^{ème} ordre d'une durée moyenne d'environ 5 millions d'années dans les formations paléozoïques traversées par les forages. Les quatre forages étudiés ont atteint le mur du Cambrien.

Les corrélations directes entre les différents puits étudiés semblent hasardeuses. En effet, ils ont été réalisés dans des bassins différents et, lorsqu'ils sont présents dans le même bassin, ils sont séparés par des structures tectoniques qui compliquent les corrélations. De telles tentatives n'ont donc pas été réalisées dans le cadre de ce travail.

Les cycles sédimentaires de 3^{ème} ordre dans la cuvette de Sbaâ

Les données du forage LT-1bis

Le puit LT-1bis se situe dans la partie méridionale de la cuvette de Sbaâ, le long de la bordure nord des Monts d'Ougarta (figure II-4).

Le Cambrien (561 m) traversé par ce forage est constitué essentiellement de grès grossiers à moyens, parfois microconglomératiques. L'étude de ce puit nous a permis de proposer pour ce système huit cycles sédimentaires de transgression-régression (figure III-19). Les phases de transgression sont plus longues entre 1690 et 2000 m environ. En-dessous de ce dernier niveau, les phases de régression apparaissent plus longues.

L'Ordovicien (207 m) est constitué de grès fins à moyens alternant avec de fines passées d'argiles. Il présente deux cycles. Le premier est d'une épaisseur inférieure que le second, avec un enregistrement égal de la transgression et de régression. L'enregistrement sédimentaire de la période de régression est important dans le cycle supérieur.

Le Silurien est principalement argileux et moins épais (137 m). Il ne comprend qu'un seul cycle symétrique, avec des phases de mêmes durées. On note au passage le pic diagraphique très marqué, lié à la présence des argiles à graptolites, riches en matière organique (roche-mère).

Le Dévonien (390 m) est constitué d'argile et de grès fins. Quelques niveaux carbonatés sont reconnus dans la colonne sédimentaire. Ce système stratigraphique peut être subdivisé en 7 cycles ayant des périodes transgressives dont l'enregistrement apparaît plus épais que celui des phases transgressives.

Le Carbonifère (269 m) marque la période de la déformation majeure dans les Monts d'Ougarta. Le forage se situe en effet sur le flanc nord de cette zone. La déformation se traduit par une « condensation » de l'enregistrement sédimentaire de l'ensemble du Carbonifère. En effet, on détermine 8 cycles de 3^{ème} ordre pour cet intervalle stratigraphique qui se concentrent sur une épaisseur relativement faible. L'enregistrement des phases de transgression et de régression est variable. D'autre part, comme nous le verrons par la suite, le nombre de cycles

de 3^{ème} ordre est plus important dans la partie septentrionale de la cuvette de Sbaâ, de même que l'épaisseur totale de l'intervalle carbonifère.

Les cycles sédimentaires dans le forage TOT-1

Le puit TOT-1 a été réalisé dans la partie septentrionale de la cuvette de Sbaâ (figure I-4).

Le Cambrien est constitué de grès moyens à grossiers est très réduit en épaisseur (231 m) par rapport au puit LT-1bis situé à l'extrémité méridionale du bassin. Ce système n'enregistre ici qu'un seul cycle eustatique de 3^{ème} ordre. La qualité de l'enregistrement du spectre du Gamma-Ray ne permet pas la reconnaissance certaine d'un second cycle plus ancien. L'enregistrement de la phase transgressive apparaît plus épais.

L'Ordovicien (171 m) est représenté par des grès moyens, rarement grossiers. Il enregistre 5 cycles sédimentaires.

Le Silurien, essentiellement argileux avec des passées de calcaires vers le sommet, est très puissant (790 m). Il est constitué de 10 cycles sédimentaires caractérisés par des phases transgressives se traduisant par des épaisseurs importantes. Autour de 2100 m, les argiles à graptolites présentent un développement important.

Le Dévonien est également très puissant (718 m). Il est constitué de grès et de carbonates vers la base et de faciès argilo-silteux vers le sommet. Ce système enregistre 13 cycles sédimentaires avec des phases de transgression plus épaisses que les phases de régression. On note la présence d'une surface discordante (surface d'érosion) à -1377 m qui tronque deux cycles.

Le Carbonifère (580 m) compte treize cycles sédimentaires. D'une manière générale, les phases de régression apparaissent plus épaisses.

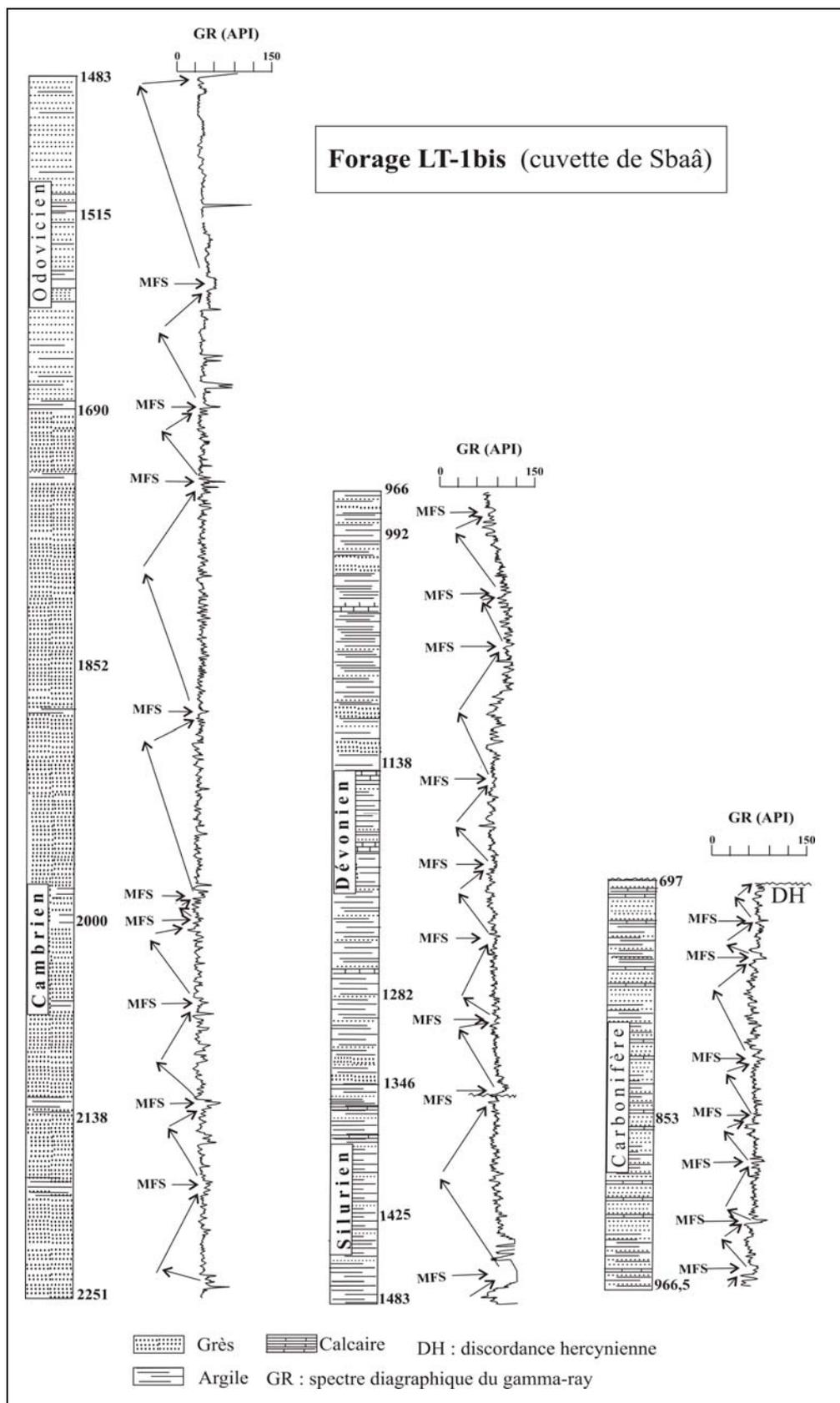


Figure III-19 : Cycles sédimentaires transgression-régression dans le forage LT-bis au cours du Paléozoïque.

Les cycles sédimentaires de 3^{ème} ordre dans le bassin de l'Ahnet

Les cycles sédimentaires dans le forage MSR-1

Le puit MSR-1 a été réalisé dans la partie septentrionale du bassin de l'Ahnet (figure I-4).

Le Cambrien apparaît réduit et n'est représenté que par 92 m de grès mal classés, à éléments subanguleux à subarrondis. Le signal du Gamma-Ray dans cet intervalle confirme le caractère monotone de cet intervalle gréseux. Le sommet du Cambrien semble être marqué par une surface de discontinuité. Cependant, un cycle de 3^{ème} ordre a été identifié dans le Cambrien de ce puit.

L'Ordovicien est représenté par 487 m et est caractérisé par des alternances de grès et d'argiles. Les sédiments enregistrent dix cycles avec des phases transgressives plus importantes.

La colonne sédimentaire du Silurien (529 m) est constituée principalement de dépôts argileux avec des grès et de rares passées carbonatées. On reconnaît 6 cycles avec des enregistrements d'épaisseurs variables des phases transgressives et régressives.

Le Dévonien constitue l'intervalle le plus épais (645 m) de la colonne sédimentaire paléozoïque de ce puit. Au-dessus, le Carbonifère est totalement absent et les dépôts du Continental Intercalaire reposent directement en discordance sur le Dévonien. Il s'agit là très vraisemblablement des effets de la structuration varisque et de l'érosion qui l'accompagne. Les dépôts dévoniens enregistrent 9 cycles sédimentaires dont les phases de transgression conduisent à des dépôts plus épais que les phases de régression. Vers le milieu du Dévonien, les cycles se traduisent par des dépôts moins épais.

Les cycles sédimentaires dans le forage OTLH-1

Le puit OTLH-1 a été réalisé à une dizaine de kilomètres au Sud-Est du puit MSR-1, dans le bassin de l'Ahnet (figure I-4).

Le Cambrien est représenté par 196 m de grès. Il enregistre deux cycles eustatiques.

L'Ordovicien (595 m), principalement constitué de l'alternance de niveaux argileux et gréseux enregistre 14 cycles eustatiques représentés par des enregistrements sédimentaires d'épaisseur relativement réduite.

Le Silurien (531 m) est à dominante argileuses avec de rares intercalations de grès fins à très fins. La base du Silurien est marqué par un spectre du Gamma-Ray à signal plus prononcé qu'au-dessus. Cette caractéristique indique la présence des argiles à graptolites riches en matière organique. Cet intervalle enregistre 6 cycles eustatiques du 3^{ème} ordre dont les épaisseurs sont variables.

Le Dévonien est très épais (996 m), argilo-gréseux avec des passées carbonatées, enregistre 14 cycles eustatiques. Ici encore, les dépôts du Continental Intercalaire reposent directement sur le Dévonien.

Interprétation globale

Les cycles sédimentaires reconnus dans les puits de la cuvette de Sbaâ et du bassin de l'Ahnet montrent des processus de sédimentation différents dans le temps et dans l'espace dans les deux bassins. Dans la cuvette de Sbaâ, les enregistrements sédimentaires des cycles apparaissent moins épais que dans le bassin de l'Ahnet. En se référant à la courbe des cycles du 3^{ème} ordre proposée par Haq *et al.* (1998, réactualisée en 2002 ; figure III-20), le nombre de cycles enregistrés dans les formations de cette partie de la plate-forme saharienne est généralement inférieur à ceux de la courbe pour le Paléozoïque (tableau III-1). On remarque également que le Dévonien des forages TOT-1 et OTLH-1 enregistre plus de cycles que dans la courbe eustatique de Haq *et al.* (1998). Il s'agit là *a priori* d'un problème lié au mauvais calage stratigraphique des limites des systèmes stratigraphiques dans les puits de forages. Cette constatation est confortée par la courbe d'enfouissement qui suggère une phase

d'érosion dans le Dévonien de ce forage (figure I-15), phénomène confirmé par la présence d'une surface de discordance intra-dévonienne (figure III-21). Dès lors, nous devrions observer l'enregistrement de moins de cycles pour l'intervalle Dévonien.

Dans le puit LT-1bis, nous ne reconnaissons que 7 cycles eustatiques dans le Dévonien, alors que 12 cycles s'enregistrent idéalement (tableau III-1). Ici, la courbe d'enfouissement suggère une érosion importante dans le Dévonien supérieur (figure I-14 ; Chapitre 1). Le faible nombre de cycles enregistrés dans le Dévonien du forage LT-1bis résulte donc très vraisemblablement de cette phase d'érosion.

Les épaisseurs des cycles varient d'un forage à l'autre (figure III-2 – données de l'ensemble des puits), et donc d'une zone à l'autre des bassins. Il faut voir dans ces variations d'épaisseur des différences d'espace disponible à mettre en relation avec des taux de subsidence variables d'un secteur à l'autre. Cette tendance va dans le sens des conclusions de l'étude de Fekirine et Abdallah (1998) conduite sur l'ensemble du Paléozoïque de la plate-forme saharienne algérienne.

Tableau III-1 : Tableau comparatif des cycles de 3^e ordre des forages LT-1bis, TOT-1, MSR-1 et OTLH, par rapport à la charte Haq *et al.* (1998, réactualisée en 2002).

Systeme	Cycles de 3^e ordre (Haq <i>et al.</i>., 1998)	LT-1bis	TOT-1	MSR-1	OTLH-1
Carbonifère	26	8	13	--	--
Dévonien	12	7	13	9	14
Silurien	7	1	10	6	6
Ordovicien	17	2	5	10	14
Cambrien	10	8	2	1	2

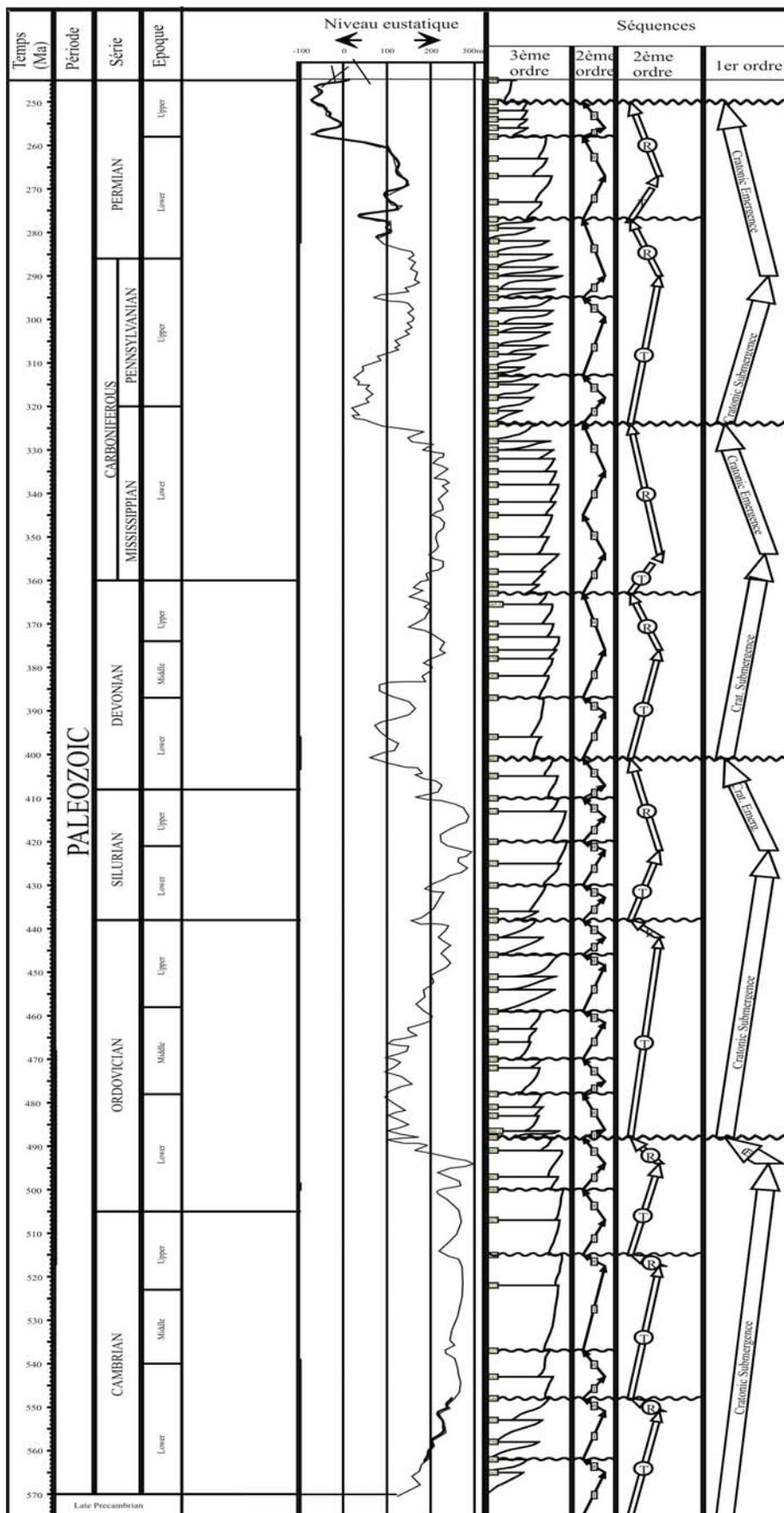


Figure III-20 : Charte eustatique pour la Paléozoïque (Haq 1998, révisée en 2002).

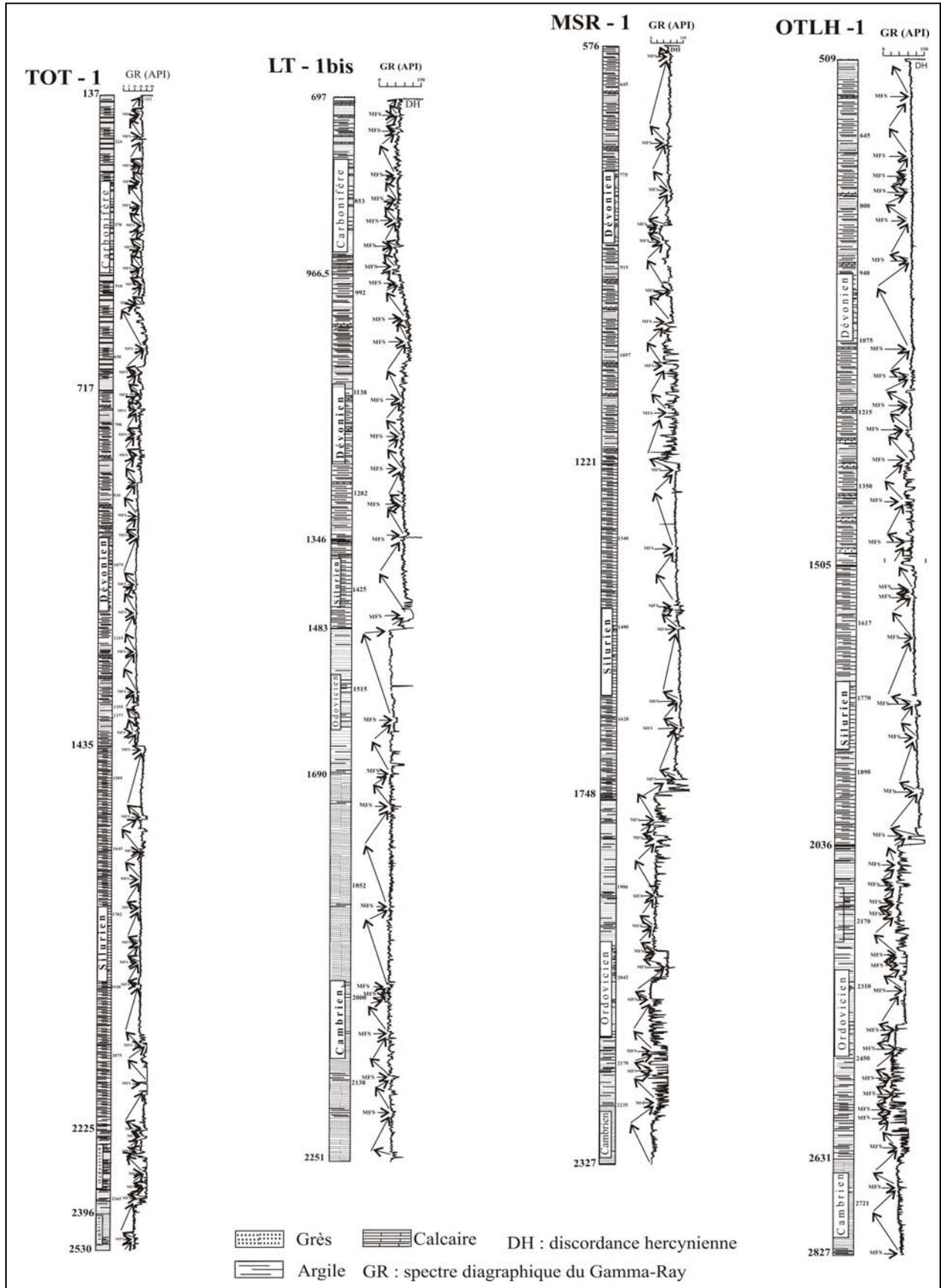


Figure III-21 : Cycles sédimentaires transgression-régression des forages TOT-1, LT-1bis, MSR-1 et OTLH-1.

Chapitre IV

ASPECTS THERMICITE PAR TRACES DE FISSION

DANS CE CHAPITRE nous détaillons l'échantillonnage (de carottes) acquis dans la carothèque SONATRACH de Hassi Messaoud et celui effectué dans les monts de l'Ougarta. Après une présentation des méthodes analytiques et des calibrations effectuées, les résultats et leurs interprétations sont proposés.

* *
*

IV.1 ECHANTILLONNAGE

Pour avoir un maximum de données utiles pour l'interprétation et atteindre notre objectif, nous ne nous sommes pas limités à échantillonner uniquement les niveaux qui constituaient un objectifs pétrolier, mais notre démarche consistait plutôt en un prélèvement préférentiel des niveaux de grès grossiers et moyens du Paléozoïque et du Mésozoïque sur un maximum de forages de l'Ahnet et de Sbaâ, de façon à couvrir une majeure partie du territoire à étudier.

Le document de départ ayant servi à localiser les niveaux en question est le *log habillé*. Ce dernier contient toutes les informations utiles concernant un forage quelconque, entre autres la description lithologique des faciès ; qui nous intéresse en premier lieu pour repérer ces niveaux gréseux susceptibles de contenir des apatites.

Dans un premier temps, nous avons procédé à un échantillonnage exploratoire, dans l'idée d'obtenir quelques premiers résultats de laboratoire, permettant de définir par la suite une technique d'échantillonnage plus rigoureuse et de cibler les niveaux plus prometteurs.

Ceci étant, mais, notre échantillonnage demeure malgré tout limité par des facteurs de différents ordres, entre autres ; la rareté des niveaux gréseux à fraction granulométrique convenable, la rareté des carottes, l'inexistence ou la très mauvaise conservation des *cuttings*, le nombre restreint de puits d'exploration par rapport à la superficie des bassins, et enfin, le poids de l'échantillon à prélever, réglementé par la compagnie SONATRACH dans le souci de préserver les carottes pour d'éventuelles études, surtout dans le cas où le pourcentage de récupération de ces dernières est très faible. Par conséquent, nous n'avons pu échantillonner qu'un tiers des forages qui existent dans notre secteur d'étude qui en compte environ 70. Sur ce dernier nombre ce sont donc 21 forages que nous avons pu échantillonner, dont douze dans la cuvette de Sbaâ et neuf dans le bassin de l'Ahnet (figure IV-1-1).

En complément, nous avons également prélevé six échantillons d'affleurement (figure IV-1-2) au niveau de dj'bel Boukbeïssat dans l'Ougarta, édifice Hercynien dont l'évolution est intimement liée aux bassins de notre secteur d'étude et qui est considéré par certains auteurs comme un aulacogène.

Il est important de signaler que dans les deux bassins étudiés, les apatites sont très rares voir même absentes parfois dans certains forages situés particulièrement dans l'Ahnet. Ainsi, sur les 83 échantillons de forages, 25 contenaient des apatites et 19 de ces derniers ont pu être datés. Sur les six échantillons de surface de l'Ougarta, seul un échantillon des deux qui contenaient des apatites a pu être daté.

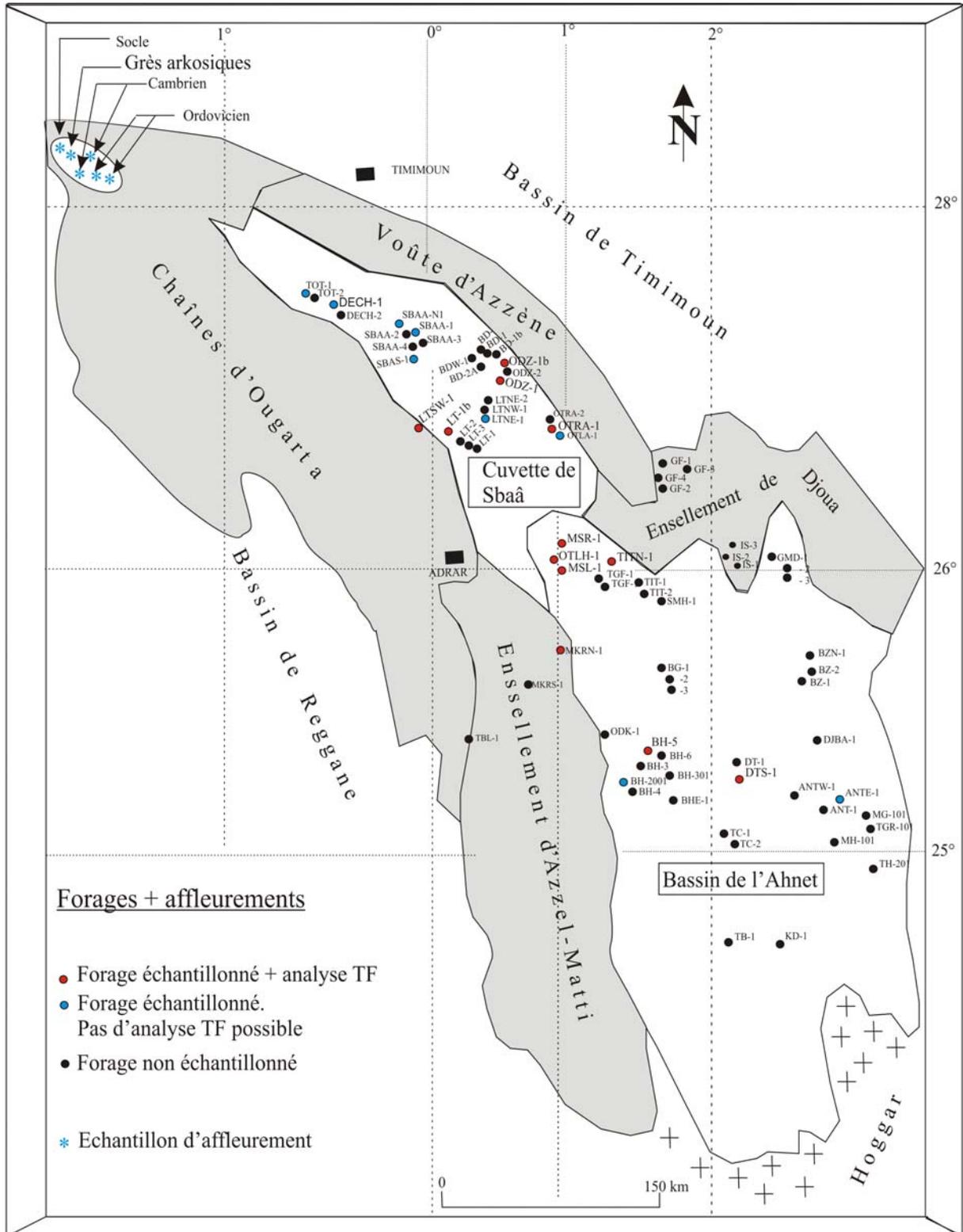


Figure IV-1-1 : Carte schématique des bassins de l'Ahnet et de Sbaâ avec la localisation des forages et affleurements échantillés.

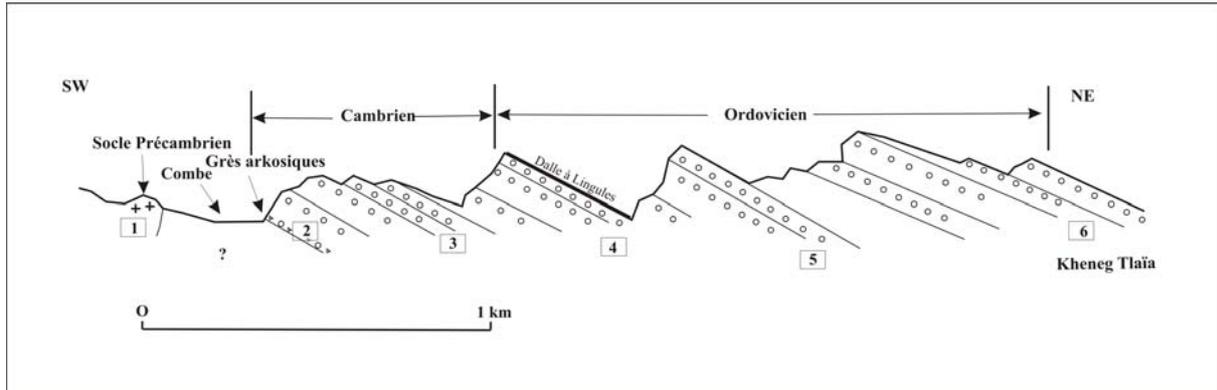


Figure IV-I-2 : Positions des échantillons prélevés dans les affleurements de Djbel Boukbaïssat (Ougarta).

IV.1.1 Cuvette de Sbaâ

Dans ce secteur, nous avons échantillonné les niveaux gréseux de *douze forages*, dont cinq ont livré onze échantillons ayant pu être datés (Tableau IV-1-1).

Tableau IV-1-1 : Bilan des résultats de préparation des échantillons pour analyse.

Echantillonnage	N	n datés	n 'rejetés'	n sans TF	"Utiles" %
Sbaâ	48	11	3	2	30
Ahnet	32	7	2	0	33
Ougarta	6	1	1	4	17
Total	86	19	6	6	27

N = nombre total d'échantillons prélevés

LTNE-1. – Cinq échantillons ont été prélevés dans les niveaux gréseux de ce forage. Le premier à 678 m, était dans le Continental intercalaire, juste au-dessus de la discordance dite Hercynienne, qui le sépare du Carbonifère (Namurien). Un échantillon était pris juste à la limite de la discordance séparant ce dernier étage du Strunien, et le reste dans le Cambro-ordovicien. Aucun des cinq échantillons n'a livré d'apatite.

LT-Ibis. - Sept niveaux ont été prélevés, entre la base du Namurien et le Cambrien. L'échantillon le plus superficiel (953 m) et deux autres plus profonds 1846 et 2232 m, ont pu être traités. Dans les autres, aucune apatite n'a été détectée.

LTSW-1. – Le forage LTSW-1 n'a atteint que le Dévonien. Un seul échantillon, prélevé dans le Carbonifère (772 m), a pu être daté.

ODZ-1. - Trois niveaux ont été échantillonnés ; les deux plus profonds, prélevés dans l'Ordovicien ne contiennent pas d'apatites, et le troisième, Carbonifère, a pu être daté.

ODZ-Ibis.- Sept échantillons ont été pris, entre des profondeurs de 267 et 2081 m. Le plus superficiel est crétacé inférieur. Deux autres proviennent de niveaux gréseux du Jurassique, un quatrième de grès fin situés juste sous la discordance hercynienne, les deux plus profonds respectivement du Dévonien inférieur et de l'Ordovicien. Seuls les niveaux jurassiques se sont révélés riches en apatite. A l'exception du niveau Dévonien et Crétacé inférieur, tous ont fourni au moins quelques apatites datables.

OTLA-1.- L'un (2092 m) des trois échantillons siluro-ordoviciens de ce forage contenait des apatites et a pu être daté.

OTRA-1.- Sur les cinq échantillons pris entre 603 m de profondeur (Continental Intercalaire) et 1146 m (Infra-Cambrien), seul ce dernier s'est révélé porteur d'apatites et a donc pu être caractérisé par TF.

SBAA-1.- Aucune apatite n'a été détectée dans les cinq échantillons, pris dans l'intervalle 418 m à 1338 m relatifs au Carbonifère et au Silurien.

SBAA-NI. – Les deux échantillons prélevés dans les niveaux carbonifères (597 m et 612 m) ne contenaient aucune apatite.

SBAA-SI. – Ce forage n’a atteint que le Dévonien supérieur. Le seul niveau de grès jugé prometteur, susceptible de contenir des minéraux lourds dont l’apatite, était celui du Carbonifère inférieur situé à une profondeur de 1029 m. Cet échantillon ne contenait malheureusement aucune apatite.

TOT-1. – Des apatites très mal conservées ont été détectées dans l’échantillon carbonifère (689 m) et aucune ne l’a été par contre, dans les deux autres appartenant au Dévonien (1371 m) et au Carbonifère (2272 m).

IV.1.2 Bassin de l’Ahnet

Dans ce secteur, les niveaux gréseux à fractions grossière ou moyenne susceptibles de contenir des apatites sont très rares. Pour cela, nous n’avons pu sélectionner que *neuf forages*, dont six ont livré sept échantillons ayant pu être datés (Tableau IV-1-1).

ANTE-1. – Ce forage ne contient au total que 56 mètres de carottes constituées essentiellement de grès fin compact. Aucune apatite n’a été détectée dans les deux niveaux échantillonnés du Dévonien inférieur (622 m et 640 m de profondeur).

BH-5. – Trois échantillons ont été prélevés dans les niveaux Crétacé (403 m), Ordovicien (1532 m) et Cambrien (1991 m). Seul ce dernier a pu être daté.

BH-201. – Ce forage ne contient que le Dévonien. Deux échantillons ont été prélevés dans les niveaux gréseux situés à des profondeurs de 484 m et 501 m. Aucune apatite n’a été détectée.

DTS-1. – Seul l’échantillon du niveau (1830 m) appartenant au Dévonien a pu être daté. Deux autres appartenant également au même système (2021 m et 2045 m), ne contenaient pas d’apatites et celui de l’Ordovicien non plus.

MKRN-1. – La colonne sédimentaire de ce forage est constituée du Dévonien qui affleure en surface, du Silurien, de l'Ordovicien et du Cambrien. Le Précambrien est atteint à 1050 m. Trois échantillons ont été prélevés dans le Cambro-ordovicien, à 632 m, 960 m et 1030m. Seul ce dernier a pu être daté.

MSL-1.- Aucun des trois échantillons prélevés n'a pu être daté, deux (dévonien) faute d'apatites, le troisième en raison d'une erreur de traitement.

MSR-1.- Cinq échantillons ont été prélevés au total. Quatre dans le Dévonien, dont celui de la profondeur 1085 m qui a pu être daté, comme celui de l'Ordovicien (1756 m).

OTLH-1.- Six échantillons ont été prélevés. Des trois dévonien, seul le plus superficiel (à 1251 m de profondeur) a pu être daté. Les autres, de même que trois échantillons ordoviciens, ne présentaient pas d'apatites (sauf quelques-unes, dans l'Ordovicien, à 2406 m de profondeur, non datables).

TIT-N1.- Sur quatre échantillons infra-crétacés, seul un échantillon du Dévonien inférieur (profondeur 2692 m) a pu être daté.

IV.1.3 Ougarta

A l'Ougarta, *six échantillons* ont été prélevés dans les affleurements situés entre les localités de Kheneg Etlaya et l'affleurement du socle de dj'bel Boukbaïssat (figure IV-1-2).

SOCLE - Neuf kilos de roches rhyolitiques et ignimbritiques ont été prélevés au cœur de l'anticlinal de Dj'bel Boukbaïssat. Après séparation minérale, quatre grains d'apatite seulement ont été récupérés dont trois contenaient des traces ont pu être datés.

ARKOSE – Un échantillon de grès arkosique a été prélevé à la base du Cambrien moyen de dj'bel Boukbaïssat, à environ quatre cents mètres au NE du seul affleurement du socle dans cette localité. Il a fourni plus d'une dizaine de grains d'apatite dont six ont pu être datés.

CAMBRIEN – Deux échantillons d'environ sept kilos ont été prélevés dans les grès du Cambrien moyen et supérieur, situés entre les arkoses de base et la dalle à lingules. Aucun grain d'apatite n'a été détecté dans ces sédiments.

ORDOVICIEN – Les deux échantillons d'environ huit kilos, prélevés dans cet étage, n'ont malheureusement donné aucune apatite. Les prélèvements ont été effectués pourtant sur plusieurs dizaines de mètres dans des passages de grès moyens à grossiers des couches sédimentaires situées entre la dalle à Lingules et le Kheneg Tlaïa.

IV.2 ASPECTS EXPERIMENTAUX

Dans cette partie est décrit le détail des procédures expérimentales utilisées. Quelques opérations (broyage, tamisage, lavage et séparations chimiques) ont été exécutées au laboratoire TF de l'Université de Grenoble et en partie au Centre de Recherche et Développement CRD-SONATRACH de Boumerdès. Le reste (séparation magnétique, montage, polissage et les attaques chimiques pour révélation des traces) a été réalisé au laboratoire TF de l'Université de Grenoble.

IV.2.1 Séparation des apatites

Les séparations minérales ont été effectuées de façon conventionnelle, suivant une série d'étapes, décrites ci-dessous :

- Tous les échantillons (carottes ou d'affleurements de terrain), ont d'abord été réduits par *concassage* au marteau ou sciage, à des fragments grossièrement isodimensionnaux d'environ 5x5x5 cm.
- Ces fragments ont été passés dans un *broyeur à mâchoire*, en une seule fois, de façon à obtenir une poudre déjà relativement fine à fraction granulométrique de 80 à 160 μm (sélectionnée par tamisage à sec). L'expérience montre en effet qu'au-delà de 160 μm , on a souvent affaire à des fragments polyminéraliques. En-deça de 80 μm , on se trouve avec des

grains d'apatite trop petits pour relever de la datation par TF. C'est par ailleurs dans la fraction 80-160 μm que les apatites sont les plus abondantes.

Afin d'obtenir une efficacité maximum dans la collection de cette granulométrie, l'expérience a montré qu'il était intéressant de la recueillir de façon fractionnée. Nous avons ainsi isolé tout d'abord les fractions 80-100 μm , 100-125 μm et 125-160 μm . Il est extrêmement important pour les étapes de séparation suivantes que le matériel de ces fractions granulométriques soit soumis à un *lavage abondant*, pour éliminer toutes les particules plus fines qui, en adhérant à la surface des grains sélectionnés, causeraient des problèmes lors des phases de séparation ultérieures par voie humide (floculation, etc). Après séchage, les matériels des trois fractions granulométriques sont réunis en une seule poudre de granulométrie 80-160 μm .

- Une première séparation par flottation est effectuée à l'aide de bromoforme (densité 2,9), qui sépare le quartz, les feldspaths, la muscovite, la calcite, etc, des minéraux "lourds". Cette séparation est impérativement faite dans une hotte fermée, équipée d'une ventilation puissante par le bas de la hotte, pour tenir compte du fait que le bromoforme est volatil et que ses vapeurs, lourdes, vont se déposer vers le bas. Le bromoforme étant toxique, même à partir de gouttelettes déposées sur la peau, le port de gants protecteurs est obligatoire pendant l'opération. On utilise des ampoules à décantation d'une capacité de 1 litre. Lorsque la séparation des minéraux légers (qui flottent)/minéraux lourds (au fond de l'ampoule) est effective, on verse successivement ces deux fractions sur deux entonnoirs à fond filtrants branchés sur un erhlenmeyer. Un système de dépression dans l'erhlenmeyer, par aspiration, grâce à une trompe à vide branchée sur un robinet d'eau, permet d'accélérer le filtrage du bromoforme (figure IV-1-3). L'avantage de ce système est double : d'une part, puisqu'on travaille pratiquement en système fermé, le risque de respiration de vapeurs de bromoforme par l'expérimentateur est limité ; d'autre part, les pertes par évaporation de bromoforme, liqueur coûteuse, se trouvent limitées.

Après déposition sur le fond des entonnoirs à fond de verre fritté, les fractions de grains de densité faible ($d < 2,9$) ou élevée ($d > 2,9$), sont séparément lavées à l'acétone puis séchées à l'étuve sous une température maximale de 60°C.

- La fraction lourde, où se trouvent les apatites, est ensuite soumise à une séparation magnétique à l'aide d'un séparateur isomagnétique Frantz. Pour la séparation des apatites,

on adopte une pente de l'appareil ("*forward slope*") de 30°, avec une inclinaison ("*inward slope*") de la piste de glissement des minéraux de 10° en direction de l'électro-aimant. On procède à trois passages de la poudre dans le séparateur, avec des intensités croissantes du champ magnétique, soit avec des alimentations de 0,5, 1 puis 2 ampères. On élimine dans un premier temps les minéraux les plus magnétiques, puis ceux qui le sont de moins en moins. On récupère les apatites dans la fraction "non-magnétique".

- Une seconde séparation par liqueur lourde, à l'aide d'iodure de méthylène, est effectuée pour éliminer les minéraux de densité supérieure à 3,3 : sphènes, zircons, etc.
- Une *troisième séparation par liqueur lourde*, avec une densité de 3,1 (iodure de méthylène dilué dans du méthylformamide) permet d'isoler la fraction de densités dans laquelle se trouvent les apatites.
- Une *seconde séparation magnétique, optionnelle*, permet éventuellement de raffiner la séparation des apatites. On réservera ce second passage au Frantz aux seules roches pour lesquelles la teneur en apatites dans la poudre de densité 3,1-3,3 non-magnétique est déjà importante (pour tenir compte du fait qu'il y a toujours quelques pertes à chaque étape de la séparation).
- Dans le cas idéal, le produit final est une poudre constituée à presque 100% d'apatites. Ce cas se rencontre essentiellement dans certaines roches magmatiques. Dans les roches détritiques des bassins sédimentaires (arénites, grès, arkoses, etc), on aboutit le plus souvent à un mélange plus ou moins enrichi en apatites.

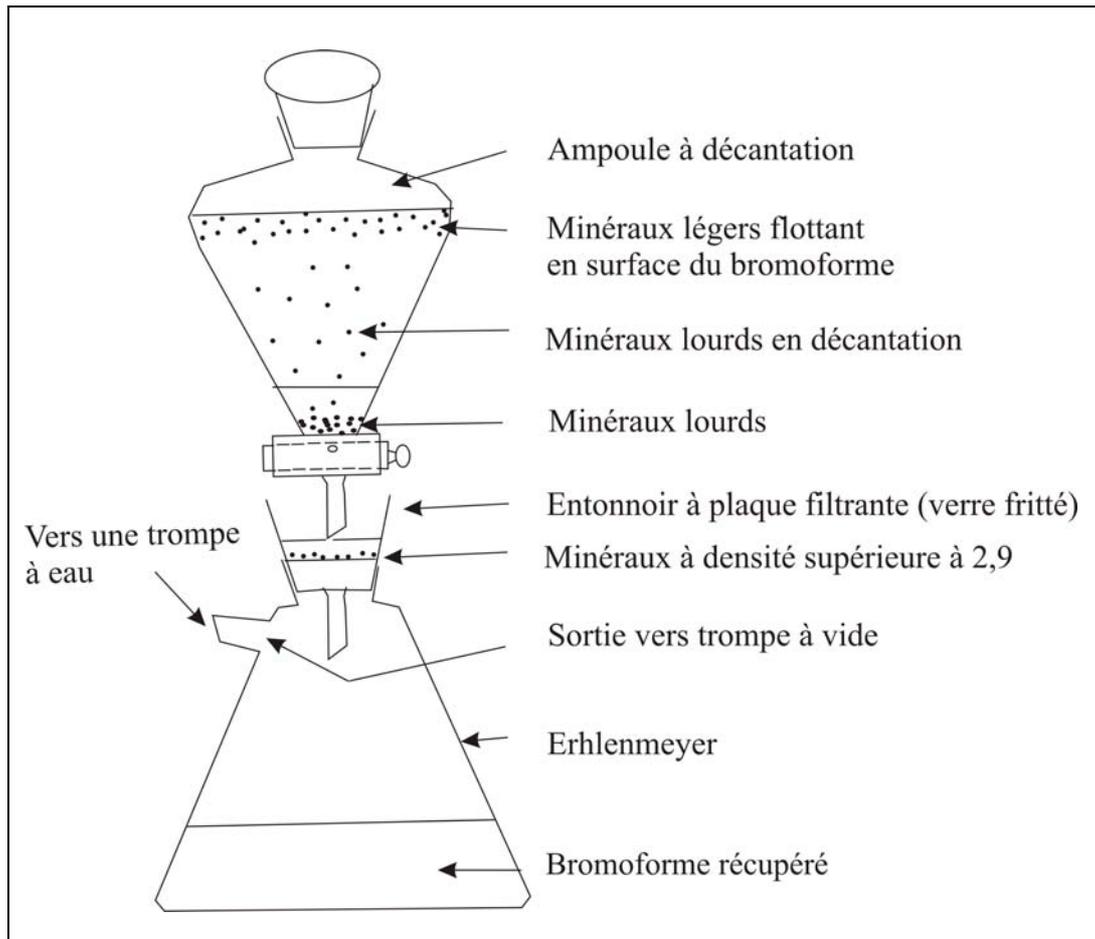


Figure IV-1-3 : Système de décantation par liqueur lourde, avec recueil des cristaux séparés par un entonnoir à plaque filtrante (verre fritté).

IV.2.2 Préparation des apatites et irradiation en réacteurs nucléaire

Cette partie comporte essentiellement quatre étapes.

IV.2.2.1 Montage des apatites dans une pastille de résine.

On utilise pour cela des moules en plastique, permettant de positionner individuellement les apatites. L'inclusion des apatites dans ces pastilles se fait en deux temps.

Pour les datations, on dépose sur le fond de ces moules une couche très fine, d'une épaisseur d'environ 10 à 20 μm d'araldite, sur laquelle les grains sont individuellement déposés. On prend soin de ne choisir que des grains de géométrie caractéristique, permettant un collage sur une surface approximativement parallèle à l'axe cristallographique C des

apatites, d'aligner soigneusement ces grains (figure IV-1-4), et surtout les fixer sur une surface ne dépassant pas 4x4 mm au centre du moule, afin de limiter au maximum les éventuels gradients latéraux de flux neutronique dans le furet d'irradiation (voir ci-dessous). Idéalement, on monte ainsi au moins une centaine de grains.

Pour les mesures de traces confinées, on monte jusqu'à plusieurs centaines de grains (le nombre minimum nécessaire variant en fonction des densités de traces de fission spontanée), en prenant seulement soin de leur orientation.

Une fois l'araldite polymérisée, on ajuste la partie cylindrique du moule plastique (figure IV-1-5) et on procède à son remplissage partiel par de l'araldite encore liquide, de façon à obtenir, après polymérisation, un disque d'environ 3 à 5 mm d'épaisseur. Et selon le diamètre du furet d'irradiation, on ajuste à l'aide d'un tour le diamètre des pastilles selon celui du furet d'irradiation.

(Pour la fixation des grains, nous avons utilisé l'epoxy EPOFIX et son durcisseur EPOTECNY de STRUERS ; pour la pastille, la résine de référence 20-8130-032 et son durcisseur 20-8132-008 de BUEHLER).

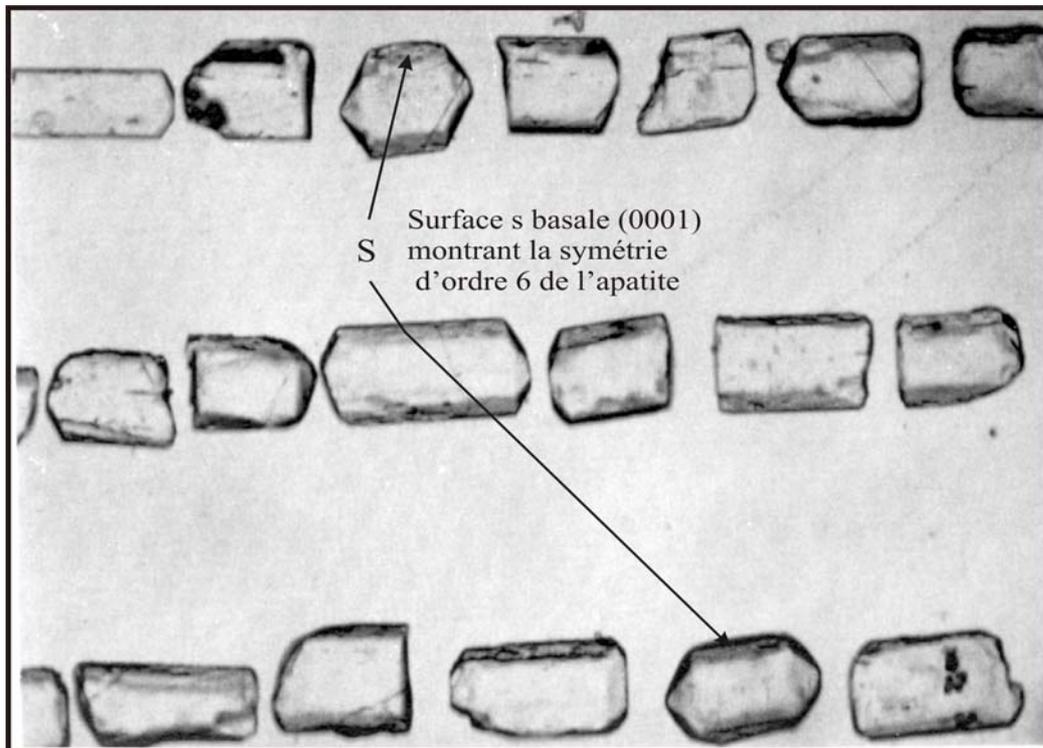
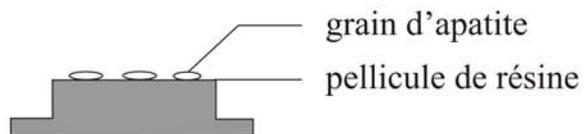


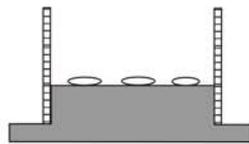
Figure IV-1-4 : Cristaux d'apatites inclus dans une pastille de résine. Vue après polissage. La longueur des cristaux varie d'environ 100 à 200 μm . Tous les cristaux, sauf deux, sont polis selon un plan approximativement parallèle à l'axe cristallographique C d'ordre 6 de l'apatite.

Vue en coupe

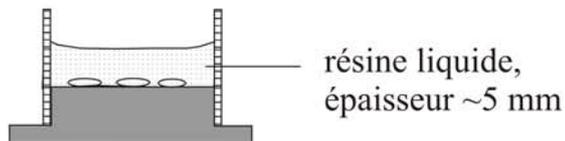
1/ Fixation des cristaux sur le fond d'un moule plastique circulaire



2/ Après polymérisation de la résine, on fixe la partie cylindrique



3/ On noie les grains dans une résine liquide



4/ Après polymérisation, on dégage la pastille



Vue de dessus

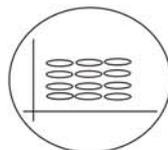


Figure IV-1-5 : Inclusion des grains à dater dans une pastille de résine. Voir texte.

IV.2.2.2 Polissage

L'obtention d'une surface polie pour la révélation des traces de fission dans les apatites se fait en deux temps : on procède d'abord à une phase d'*abrasion manuelle*, avec un papier abrasif de "grain" 1000, qui sert à dégager les apatites. Cette phase se fait sous courant d'eau. On passe ensuite à un polissage automatique, avec deux étapes de granulométries différentes d'alumine, sous forme de poudres, de respectivement 3 μm et 0,3 μm , sous courant d'eau.

Après chacune de ces trois phases, on procède à un nettoyage des montages d'apatites dans un bain ultrasonique, avec un détergent, afin d'éviter toute contamination d'un feutre de polissage par des grains abrasifs provenant de la granulométrie (plus grossière) précédente. Les disques de polissage doivent être soigneusement lavés après chaque usage afin d'éviter tout dépôt irréguliers de poudre abrasive qui en séchant pourrait s'indurer et endommager les préparations suivantes.

La progression des opérations est contrôlée ponctuellement avec un stéréomicroscope (grossissement 400x pour l'abrasion) puis au microscope (jusqu'au grossissement 1250x pour le polissage). La qualité finale du polissage doit être du type "microsonde électronique".

Pour ce travail, l'abrasif utilisé est l'alumine PRESI ; les feutres de polissage sont les DP-DUR pour l'abrasif de 3 μm et les DP-NAP pour celui de 0,3 μm , de STRUERS et les moules plastiques d'enrobage sont les MULTIFORM de 25 mm de diamètre de STRUERS.

IV.2.2.3 Révélation des traces

Le réactif "universel" pour la révélation des traces dans les apatites est l'acide nitrique, à la température ambiante. Selon les laboratoires, la concentration utilisée varie, en général entre 1 M et 6 M/litre. Pour ce travail, nous avons utilisée la dilution 1 M/litre à 20°C pour la moitié des échantillons, et 6 M/litre à 20°C pour le reste. Dans ces conditions, la durée de l'attaque varie d'environ 30 à 50 secondes en moyenne pour le premier cas, et 20 secondes uniquement pour le second. La révélation des traces confinées requière une attaque plus longue, pour le premier cas, voire parfois jusque vers 80 secondes, selon la nature des grains d'apatite.

IV.2.2.4 Irradiation des échantillons

Chaque montage d'apatites doit être équipé d'un "détecteur externe". Au laboratoire de Grenoble, on utilise deux types de détecteurs. Lorsque les traces dans les apatites sont

révélées avec une solution 1 M/ litre d'acide nitrique on a utilisé un plastique, le kapton et lorsqu'elles ont été révélées avec une solution à 6 M / litre, une feuille de mica (Muscovite) est utilisée. Le kapton (feuilles de 0,25 mm d'épaisseur) est fabriqué par DUPONT. Un repère constitué de deux axes perpendiculaires est tout d'abord gravé sur le montage apatites (figure IV-1-5). Après fixation (par rubans adhésifs) du détecteur externe sur une pastille d'araldite, deux axes sont gravés sur ce détecteur en superposition avec ceux du montage d'apatites.

Pour la dosimétrie neutronique, on utilise des pastilles de verre dopé à l'uranium, avec des teneurs de l'ordre de 30 à 50 ppm en U. Les dosimètres les plus utilisés sont les verres standards du National Institute of Standards and Technology des Etats-Unis -NIST- (Gaithersburg, Maryland) avec les références SRM 962/612 (teneurs nominales en uranium de 50 ppm) et 963/613 (1 ppm). Ces pastilles de verre font de 2 à 3 mm d'épaisseur pour un diamètre d'environ 1 cm.

Nous avons utilisé pour ce travail, des dosimètres NIST de type 962. Après nettoyage à l'acétone puis à l'eau distillée et à l'alcool, les deux faces de chaque verre sont équipées de feuilles de kapton découpées selon le périmètre du verre. L'ensemble est scellé dans un sachet de polyéthylène.

Les containers d'irradiation utilisés ont présenté des dimensions utiles de 7 cm de longueur pour un diamètre de 2,5 cm, pour d'autres irradiations, le containers était de 5/1,5. Afin de contrôler d'éventuels gradients longitudinaux de flux de neutrons, on dispose de deux à trois dosimètres dans chaque container (figure IV-1-6).

Les différentes irradiations ont été effectuées dans le canal P1 du réacteur nucléaire ORPHEE, au Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay. Le choix de cette position d'irradiation résulte de son excellente thermalisation des neutrons, caractérisée par des "*cadmium ratios*" de respectivement environ 12.000 pour le cobalt, et 3.300 pour l'or. La thermalisation des neutrons est donc dans cette position excellente, avec un rapport de flux de neutrons thermiques/rapides d'environ 1.500. Le flux nominal dans cette position est de $1,44 \times 10^{15}$ neutrons/cm²/s et la durée standard d'irradiation utilisée pour les apatites de 170 secondes, correspondant à une fluence d'environ $2,4 \times 10^{15}$ n/cm².

Après irradiation, les traces de fission induite sont révélées dans les kaptions par une solution d'hypochlorite de potassium portée à ébullition durant 8 minutes et dans les micas durant 20 minutes.

Toutefois, il arrive que la fluence "standard" utilisée soit trop faible (échantillons "anormalement" pauvres en uranium, d'où trop peu de traces induites produites) ou trop forte

(échantillons "anormalement" riche en U, donc trop de traces induites) pour que l'on puisse dater certains échantillons. Dans ce cas, il suffit de ré-utiliser le même montage, avec un nouveau détecteur externe, pour une nouvelle irradiation avec une fluence plus appropriée.

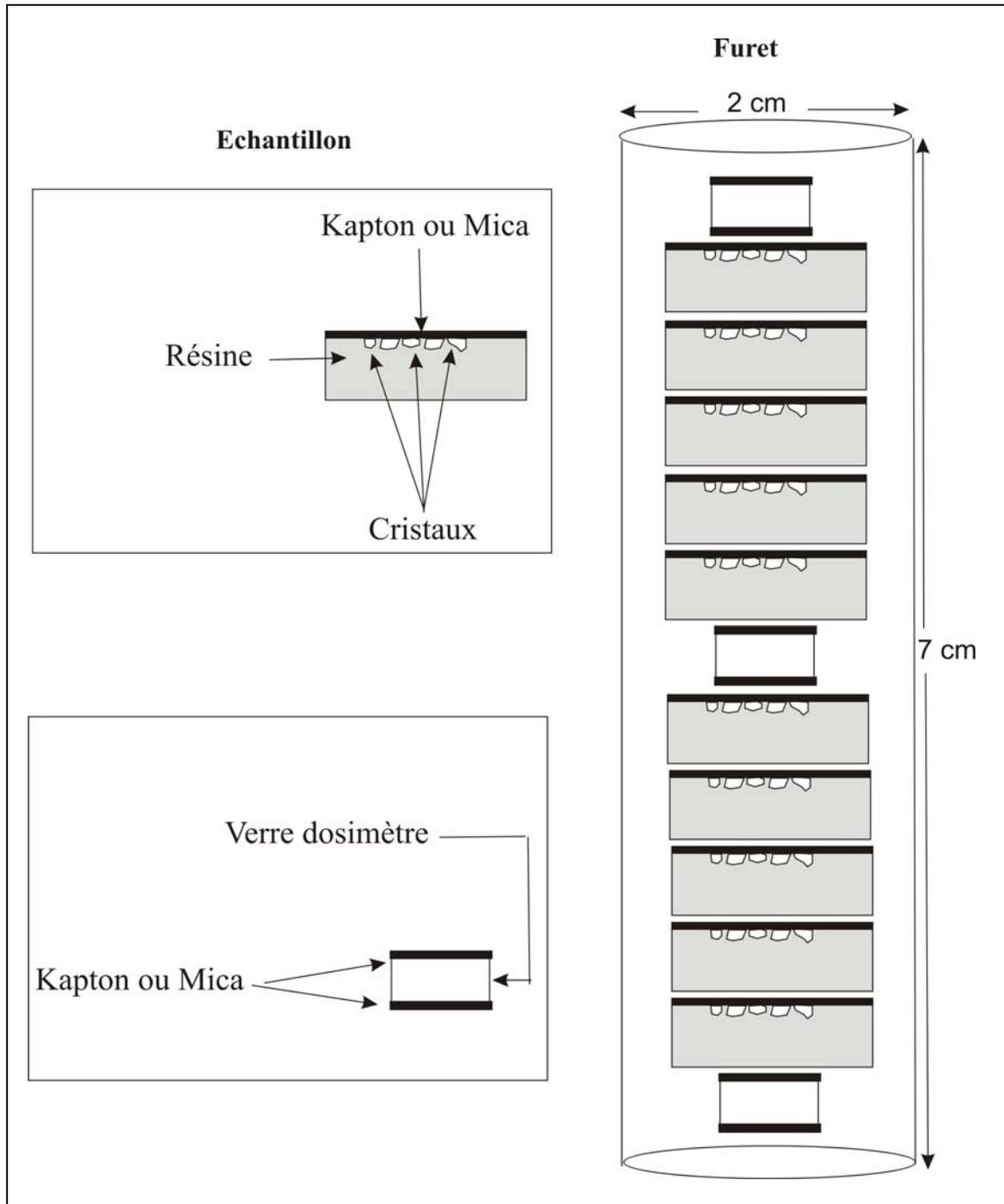


Figure IV-1-6 : Furet d'irradiation contenant plusieurs échantillons emballés dans du papier fin avec trois verre-dosimètres.

IV.2.3 Calibration : le facteur zêta

Ainsi qu'il a été précisé plus haut, la datation par TF requière de tout expérimentateur une détermination de son facteur "zêta" de l'équation d'âge (8) du deuxième chapitre. Nous avons utilisé pour ce faire les apatites de trois roches volcaniques, provenant respectivement du Fish Canyon Tuff (Ouest de Etats-Unis), de Durango (Mexique) et de l'andésite MARCO DR-021 (marge ouest-Corse). Les deux premières sont des standards internationaux, la troisième un standard interne du laboratoire de Grenoble. Nous avons donné les âges de ces standards dans le tableau II-1. La valeur du paramètre zêta a été déterminée pour le verre moniteur 962 du NIST (Carpenter, 1984) selon plusieurs séries de mesures.

IV.2.3.1 Le paramètre zêta

Le résultat de nos déterminations de zêta utilisé à partir de trois standards est donné dans le tableau IV-1-2. Pour le Fish Canyon Tuff (FCT), plusieurs montages de grains d'apatites passés en réacteur nucléaire d'Orphée (Paris), lors de plusieurs irradiations différentes en 1997, 1999, 2004 et 2005 avaient été utilisés. Les valeurs de ξ obtenues pour ces irradiations sont compatibles entre elles à $\pm 1\sigma$, et leur valeur pondérée s'établit à **333,4 \pm 10,7**. Cette dernière est elle-même en accord, dans les limites de l'incertitude statistique, avec celles obtenues pour les apatites de Durango et de MARCO, de respectivement **345 \pm 11** et **346,6 \pm 12**. La valeur pondérée générale obtenue finalement est de **341 \pm 5** (utilisée dans ce travail) (tableau IV-1-2).

Cette valeur est très proche, à mieux que 4%, de celles obtenues par d'autres observateurs du laboratoire de TF de Grenoble (Tableau IV-1-4). Une partie des légères différences entre les différents observateurs, pourrait cependant être attribuée à des effets expérimentaux (mesures sur différents grains d'apatite, à partir de différentes irradiations, etc). Elle reflète par contre et essentiellement, les différences de critères de reconnaissance des traces par différents observateurs et justifie bien la détermination individuelle du paramètre zêta.

Pour s'assurer de la rigueur de l'entraînement à l'observation, nous avons procédé à la datation de deux échantillons (Galice 860805 et Grenoble-X1*) ayant été datés par une personne expérimentée du laboratoire (E. Labrin) ; les résultats sont parfaitement compatibles (tableau IV-1-5).

Tableau IV-1-2 : Détermination du paramètre zêta. Données analytiques.

Standard	Irrad	n	$\rho_s \pm 1\sigma$ $10^3 t/cm^2$ (Ns)	$\rho_i \pm 1\sigma$ $10^3 t/cm^2$ (Ni)	$\rho_m \pm 1\sigma$ $10^3 t/cm^2$ (Nd)	$\zeta \pm 1\sigma$
Fish Canyon Tuff						
FTC a	99-12	30	1,34 ± 0,07 (382)	2,86 ± 0,03 (815)	3,47 ± 0,03 (11034)	340,6 ± 21
FTC b	99-4	34	1,62 ± 0,07 (515)	3,79 ± 0,1 (1203)	3,884 ± 0,03 (15409)	333,5 ± 18
FTC c	97-6	43	1,6 ± 0,07 (545)	3,18 ± 0,09 (1086)	3,356 ± 0,04 (8876)	328,6 ± 17
Valeur pondérée FCT						333,4 ± 10,7
Durango						
Dur-A208093:93-1			1,1 ± 0,03 (1310)	3,3 ± 0,05 (4443)	5,42 ± 0,04 (17910)	345,4 ± 11
Andésite MARCO						
DR021	96-1	33	2,44 ± 0,07 (1248)	9,92 ± 0,14 (5053)	3,855 ± 0,04 (10196)	346,6 ± 12
Valeur pondérée FCT + Durango + DR021 (obtenues en juin 2000)						341,4 ± 6,4
Durango						
Dur-1	O4-2	35	1,35 ± 0,03 (2513)	4,41 ± 0,08 (2615)	5,8 ± 0,04 (17679)	352,9 ± 10,0
Dur-2	O4-1	38	1,55 ± 0,03 (2629)	4,48 ± 0,09 (2652)	5,51 ± 0,04 (14306)	327,2 ± 9
Dur-a'	O4-1	42	1,44 ± 0,03 (2556)	4,57 ± 0,09 (2705)	5,51 ± 0,04 (14306)	360,4 ± 10,0
Dur-a''	O4-1	42	1,55 ± 0,03 (2487)	4,57 ± 0,09 (2705)	5,51 ± 0,04 (14306)	335,2 ± 9,0
Fish Canyon Tuff						
FTC 962	96-7	44	1,62 ± 0,07 (530)	5,17 ± 0,12 (1684)	5,39 ± 0,04 (16698)	326,4 ± 16,0
Valeur pondérée Durango + FCT (obtenue en juin 2004)						341,5 ± 4
Fish Canyon Tuff						
FCT a'	O5-2	29	1,04 ± 0,06 (270)	3,75 ± 0,12 (966)	5,78 ± 0,04 (16658)	342,8 ± 23
FCT E	O5-2	27	1,09 ± 0,05 (490)	3,82 ± 0,09 (1701)	5,78 ± 0,04 (16658)	332,6 ± 17
Valeur pondérée FTC (obtenue en juin 2005)						336,1 ± 13
Valeur pondérée 2000 / 2004 / 2005						341,0 ± 5

Irrad = numéro de l'irradiation utilisée.

n = nombre de grains datés (FCT, MARCO) ou de champs comptés (monocristal de Durango).

 ρ_s et ρ_i = densité de traces respectivement spontanées et induites dans les apatites. ρ_m = densité de traces dans les dosimètres neutroniques 962.

N = nombre total de traces spontanées (s), induites (i) et des dosimètres (d) comptées.

 ζ = valeur déterminée pour le facteur zêta.

Tableau IV-1-3 : Détermination du paramètre zêta.
Valeur pondérée générale utilisée dans ce travail.

Standard	Année	n	$\zeta \pm 1\sigma$
Fish Canyon Tuff (FCT)	2000	3	333,4* \pm 10
	2004	1	326,4 \pm 16
	2005	2	336,2 \pm 13
<u>Valeur pondérée FCT</u>			<u>332,8 \pm 7,0</u>
Durango	2000	1	345,4 \pm 11
	2004	4	342,5 \pm 4
<u>Valeur pondérée Durango</u>			<u>342,9 \pm 3</u>
Andésite MARCO DR021	2000	1	346,6 \pm 12
<u>Valeur pondérée DR020</u>			<u>346,6 \pm 12</u>
<u>Valeur pondérée générale :</u>			<u>341,6 \pm 2</u>

n : nombre de déterminations (voir Tableau IV-1-2)

* : valeur moyenne et écart-type des n valeurs déterminées

Tableau IV-1-4 : Tableau comparatif des valeurs du paramètre zêta pour les apatites de Durango et du Fish Canyon Tuff, déterminées à Grenoble par différents observateurs (pour le dosimètre 962 du NIST).

Observateur	Durango	Fish Canyon Tuff	Valeur pondérée
M. Akkouche	342.9 \pm 3	332 \pm 7	341 \pm 1
A. Azdimoussa	313 \pm 7	329 \pm 11	317 \pm 5
F. Bigot	351 \pm 10	326 \pm 16	330 \pm 7
B. Jakni		342 \pm 13	
E. Labrin	341 \pm 4	338 \pm 12	339 \pm 3
L. Lelarge	322 6	312 \pm 6	317 \pm 4
A-C. Morillon		321	
G. Poupeau		315 \pm 13	
N. Sabil	324 \pm 11	317 \pm 6	321 \pm 4
I. Sell	315 \pm 8	315 \pm 9	315 \pm 6

Tableau IV-1-5 : Détermination d'âges : comparaisons entre deux observateurs.

Echantillon	n_r	ρ_r	n_i	ρ_i	$P(\chi^2)$	ρ_m	ζ	$t \pm 1\sigma$
Observateur	$10^5 t/cm^2$ (N_i)		$10^5 t/cm^2$ (N_i)		%	$10^5 t/cm^2$ (N_d)		Ma
Galice 860805								
M. Akkouche	29	$9,11 \pm 0,18$ (2533)	29	$5,66 \pm 0,14$ (1574)	58	$4,47 \pm 0,058$ (5912)	341	122 ± 4
E. Labrin	34	$9,74 \pm 0,19$ (2625)	34	$4,505 \pm 0,11$ (1751)	97	$4,47 \pm 0,058$ (5912)	339	112 ± 4
Grenoble-XI*								
M. Akkouche	112	$1,03 \pm 0,03$ (1082)	140	$1,82 \pm 0,03$ (2410)		$2,070 \pm 0,01$ (14781)	341	$20,3 \pm 0,8$
E Labrin	250	$1,09 \pm 0,02$ (2327)	160	$2,16 \pm 0,03$ (2927)		$2,24 \pm 0,02$ (10709)	339	$19,39 \pm 0,5$

n = nombre de grains datés (Galice) ou de champs comptés (monocristal Grenoble-XI).
 ρ_s et ρ_i = densité de traces respectivement spontanées et induites dans les apatites.
 ρ_m = densité de traces dans les dosimètres neutroniques 962
 N = nombre total de traces spontanées (s), induites (i) et des dosimètres (d) comptés.
 $P(\chi^2)$ = probabilité de la valeur de χ^2 (voir texte).
 ζ = valeur du facteur zéta.

IV.3 RESULTATS ET INTERPRETATIONS

La préparation des furets contenant les échantillons à irradier au réacteur nucléaire de Saclay a été réalisée à Grenoble. Les mesures ont été effectuées à Grenoble et le traitement de données au CRD-SONATRACH de Boumerdès et à l'Université de Bordeaux.

Les comptages de traces ont été réalisés parfois par un deuxième observateur qui est une personne expérimentée (E. Labrin), et cela, à partir des mêmes préparations, mais pas nécessairement à partir des mêmes grains. Dans les deux cas, les observations ont été effectuées en microscope optique avec un objectif 100x et des oculaires 10x. Pour les échantillons où le détecteur externe était en Kapton, nous avons utilisé un objectif à immersion d'huile. Les datations effectuées avec un détecteur externe de mica ont été faites avec un objectif métallographique à sec, en lumière transmise. Trois microscopes, un Olympus 'BH2', un Leitz 'Ortholux' et un Leitz 'Biomed' ont été utilisés.

Les résultats pour la cuvette de Sbaâ, le bassin de l'Ahnet et l'Ougarta sont donnés respectivement dans cinq tableaux synthétiques ci-après, où les densités de traces fossiles et induites moyennes des échantillons ont été calculées à partir du nombre total de traces mesurées (le détail des mesures effectuées sur chaque grain dans un échantillon a été reporté

dans l'Annexe A3). Pour chaque échantillon nous avons reporté les deux paramètres qui caractérisent la dispersion des âges entre grains individuels, la probabilité du Khi-2 de Green [$P(\chi^2)$] et l'écart-type du mode de calcul de l'âge central (voir Annexes A1 et A2). On constate bien que lorsqu'une seule population d'âges est présente (compte tenu de la statistique de comptage), soit $P(\chi^2) > 5\%$, l'âge central et « l'âge de Green » sont quasiment identiques, alors que si $P(\chi^2) < 5\%$, on peut observer une plus grande disparité.

Huit échantillons ont été datés par deux observateurs. Leurs résultats sont comparés dans la figure IV-2-1. On constate que pour les échantillons où une seule population d'âges est présente, l'accord est excellent entre les deux déterminations. Cet accord peut encore être satisfaisant si plus d'une population sont présentes, comme dans le cas des échantillons TITN-1 ou LT-1bis (1846 m) mais des différences plus grandes peuvent aussi apparaître comme dans l'échantillon ODZ-1bis (572) (Figure IV-2-3).

Pour l'interprétation des résultats de chaque échantillon, une figure composite sera donnée. Elle indiquera :

- a) *L'âge et la précision de chaque grain daté, par rapport à l'âge central*, dans un diagramme radial. Ce diagramme illustrera l'unicité ou non de la population d'âges dans un échantillon.
- b) *La précision sur les comptages de traces de fission spontanée et induite pour chaque grain daté*, par un diagramme isochrone.
- c) *L'âge et la précision de chaque grain daté, par rapport à l'âge stratigraphique du niveau d'échantillonnage*, par un second diagramme radial. Ce diagramme permettra de montrer s'il y a eu ou non un effacement important des traces de fission *in situ*.
- d) *La distribution des âges individuels, compte tenu de leur précision*, par un diagramme « gaussien cumulatif ». Dans ce type de diagramme, chaque grain daté définit une gaussienne dont la moyenne est l'âge traces de fission et l'écart-type celui de cet âge. La courbe représentée est la somme de ces gaussiennes. Ce type de diagramme fournit une information qualitative sur la dispersion ou le groupement des âges traces de fission des grains d'un même échantillon (Hurford *et al.*, 1984).

Enfin, il faut se souvenir que dans les bassins sédimentaires l'âge traces de fission n'a pas en général de valeur géochronologique directe. Il doit n'être considéré que comme une partie de l'analyse des traces de fission dans un minéral, l'autre partie étant la détermination de la distribution des longueurs de traces de fission spontanée. C'est le traitement de données âge/longueurs qui permet d'obtenir des informations sur l'histoire d'une colonne stratigraphique, ou plus précisément le long d'un forage, à partir de plusieurs échantillons prélevés à différentes profondeurs.

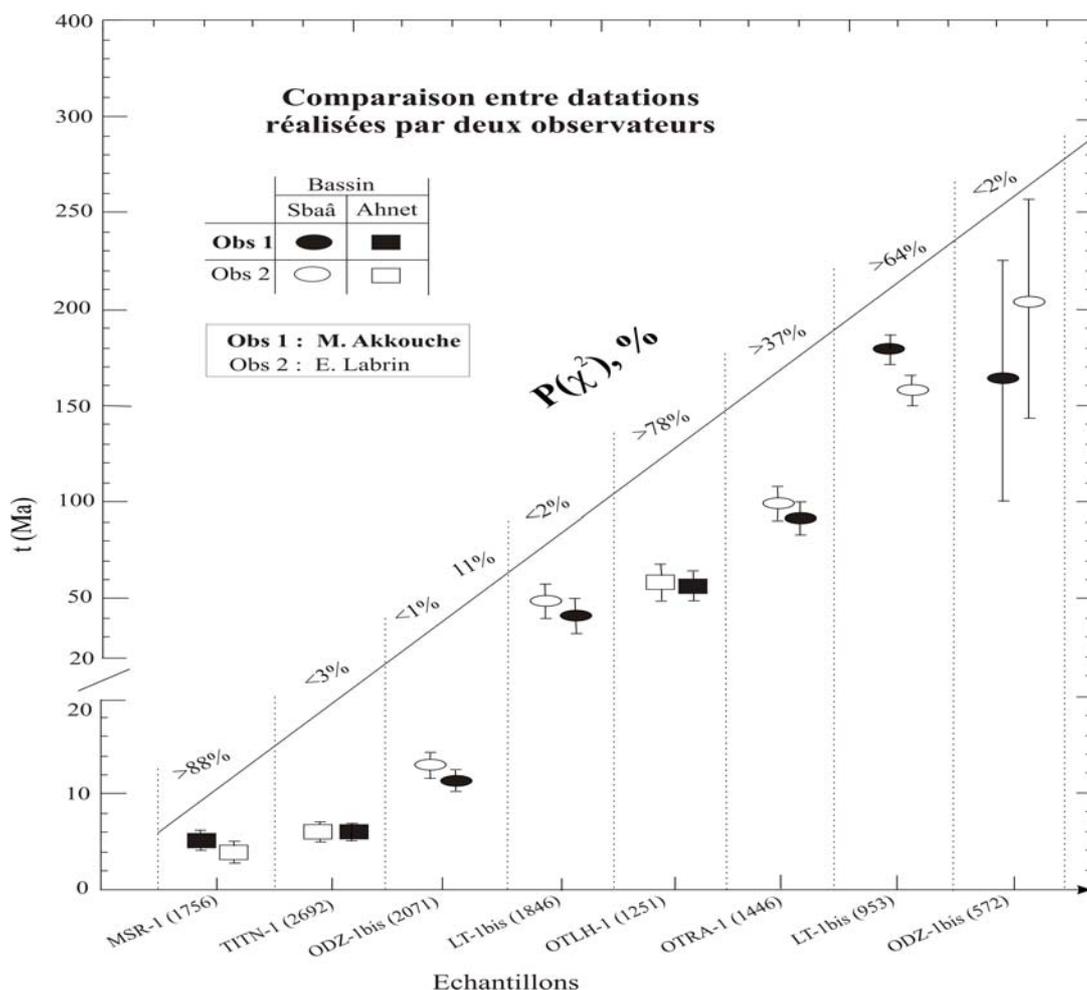


Figure IV-2-1 : Comparaison, pour huit échantillons, des résultats obtenus par deux observateurs. Les $P(\chi^2)$ sont ceux reportés dans les tableaux IV-2-1, IV-2-2 et IV-2-3.

Dans le présent travail, si nous avons bien procédé à ce type d'échantillonnage, le nombre d'échantillons par forage ayant fourni des apatites a été réduit, et ces échantillons ont donné peu d'apatites. D'où des mesures de longueurs dans deux cas seulement. L'interprétation des résultats ne pourra donc être que largement qualitatif. On verra cependant qu'ils sont cohérents entre eux et avec ceux d'une autre étude préliminaire.

IV.3.1 Cuvette de Sbaâ

Sur les 48 échantillons prélevés, 16 présentaient des apatites et ont donc fait l'objet de montage pour une datation. Sur ces 16 montages, des traces n'ont été révélées dans les apatites que sur 14. Cependant pour des raisons diverses, trois (DECH-1 (2305), ODZ-1 (878) et TOT-1 (689)) de ces échantillons ont été rejetés. Les deux montages où aucune trace n'avait été révélée (ODZ-1 (878) et TOT-1 (689)) ont cependant été irradiés avec les autres montages, afin de vérifier s'ils contenaient ou non des traces induites.

IV.3.1.1 Bordure orientale (Tableau IV-2-1)

Le forage ODZ-1bis a offert quatre échantillons datables. Deux d'entre eux sont les seuls échantillons datés dans ce travail qui sont situés au-dessus de la discordance post-hercynienne. Il s'agit des échantillons prélevés à 533 m (Tableau A3-1) et 572 m (Tableau A3-2) de profondeur. De 12 à 27 grains d'apatites ont pu être datés dans ces deux niveaux (Figures IV-2-2 et IV-2-3). On constate que dans les deux cas les âges individuels sont très dispersés, et tout spécialement dans le plus superficiel des deux échantillons, comme le montrent bien à la fois diagrammes radiaux et isochrones. On voit qu'à 533 m les âges les plus anciens sont très antérieurs à l'âge stratigraphique (jurassique), un seul grain sur 27 présentant un âge significativement inférieur (grain 3, 135 ± 40 Ma à $\pm 2\sigma$, voir tableau A3-1) ce qui suggère un taux minimal d'*annealing* des traces *in situ*, soit des températures n'ayant pas atteint 60°C, ou seulement dépassé de peu cette température. L'échantillon de 572 m est plus ambigu, avec un âge de 157 Ma pour un observateur et de 204 Ma pour l'autre. Les deux cas cependant impliquent un début d'*annealing in situ*, avec de nombreux grains d'âge compris entre 113 et 200 Ma.

Dans le même forage, l'échantillon à 644 m de profondeur, soit quelque 40 m sous la discordance post-hercynienne, montre lui aussi des grains aux âges relativement dispersés, mais compatibles avec la présence d'une seule population, compte tenu de la statistique de comptage (Figure IV-2-4b). L'âge des grains individuels est très largement supérieur à l'âge stratigraphique (tournaisien), pour 11 des grains datés. Seul un grain présente un âge nominal très inférieur, mais il est affecté d'une erreur statistique considérable (Tableau A3-3, grain 2). Il semble donc qu'à nouveau nous ayons affaire à un niveau où la température n'ait que très faiblement affecté les traces de fission *in situ*. La contradiction apparente avec le niveau

supérieur, à 572 m, pourrait ne refléter que des différences dans l'origine des apatites. La présence d'apatites d'âges nettement anté-tournaisiens impliquerait que ce niveau carbonifère n'a jamais atteint une température supérieure à ~80°C.

Tableau IV-2-1 : Datation par TF. Echantillons de la bordure orientale de la cuvette de Sbaâ.

Forage (Profondeur)	n	$\rho_s \pm 1\sigma$ 10^5 t/cm^2 (N_s)	$\rho_i \pm 1\sigma$ 10^5 t/cm^2 (N_i)	$P(\chi^2)$ %	e.t. %	$\rho_m \pm 1\sigma$ 10^5 t/cm^2 (Nm)	ζ	$t \pm 1\sigma^*$ Ma	obs
ODZ-1b (533 m)	27	3,17 ± 0,04 (5028)	8,43 ± 0,23 (1338)	<1	23	3,910 ± 0,031 (12415)	339	233 ± 55	**
ODZ-1b (572 m)	12	2,21 ± 0,05 (1531)	9,65 ± 0,37 (668)	<1	20	4,280 ± 0,03 (12415)	341	157 ± 63	*
	15	2,22 ± 0,04 (2013)	7,41 ± 0,28 (672)	2	16	4,280 ± 0,031 (12415)	339	204 ± 58	**
ODZ-1b (644 m)	12	3,00 ± 0,07 (1582)	4,44 ± 0,29 (234)	81	<1	4,280 ± 0,051 (6793)	339	472 ± 11	**
ODZ-1b (2071 m)	5	1,42 ± 0,20 (48)	7,32 ± 0,46 (248)	11	31	3,910 ± 0,031 (12415)	341	11,7 ± 2,27	*
	11	1,40 ± 0,14 (88)	6,49 ± 0,32 (407)	<1	64	3,910 ± 0,031 (12415)	339	13,1 ± 2,7	**
ODZ-1 (844 m)	3	3,47 ± 1,09 (10)	2,01 ± 0,26 (58)	95	<1	5,78 ± 0,04 (16658)		17,4 ± 5,8	*
OTRA-1 (1146 m)	10	1,36 ± 0,07 (338)	1,00 ± 0,06 (249)	37	33	3,91 ± 0,03 (12415)	341	89 ± 6	*
	10	2,00 ± 0,10 (392)	1,34 ± 0,08 (263)	83	26	3,91 ± 0,03 (12415)	339	<u>103 ± 6</u> 96 ± 2	**
OTLA-1 (20092 m)	4	1,71 ± 0,42 (4)	2,40 ± 0,32 (56)	82	<1	3,91 ± 0,03 (12415)	341	4,8 ± 2,5	*

n = nombre de grains datés.

ρ_s et ρ_i = densités de traces respectivement spontanées et induites dans les apatites.

ρ_m = densité de traces dans les dosimètres neutroniques 962.

N = nombre total de traces spontanées (s), induites (i) et des dosimètres (d) comptées.

$P(\chi^2)$ = probabilité de la valeur de χ^2 (voir texte) ; e.t. = écart-type de la population d'âge.

ζ = valeur du facteur zêta.

t = âge central ; obs = observateur : * M. Akkouche, ** E. Labrin.

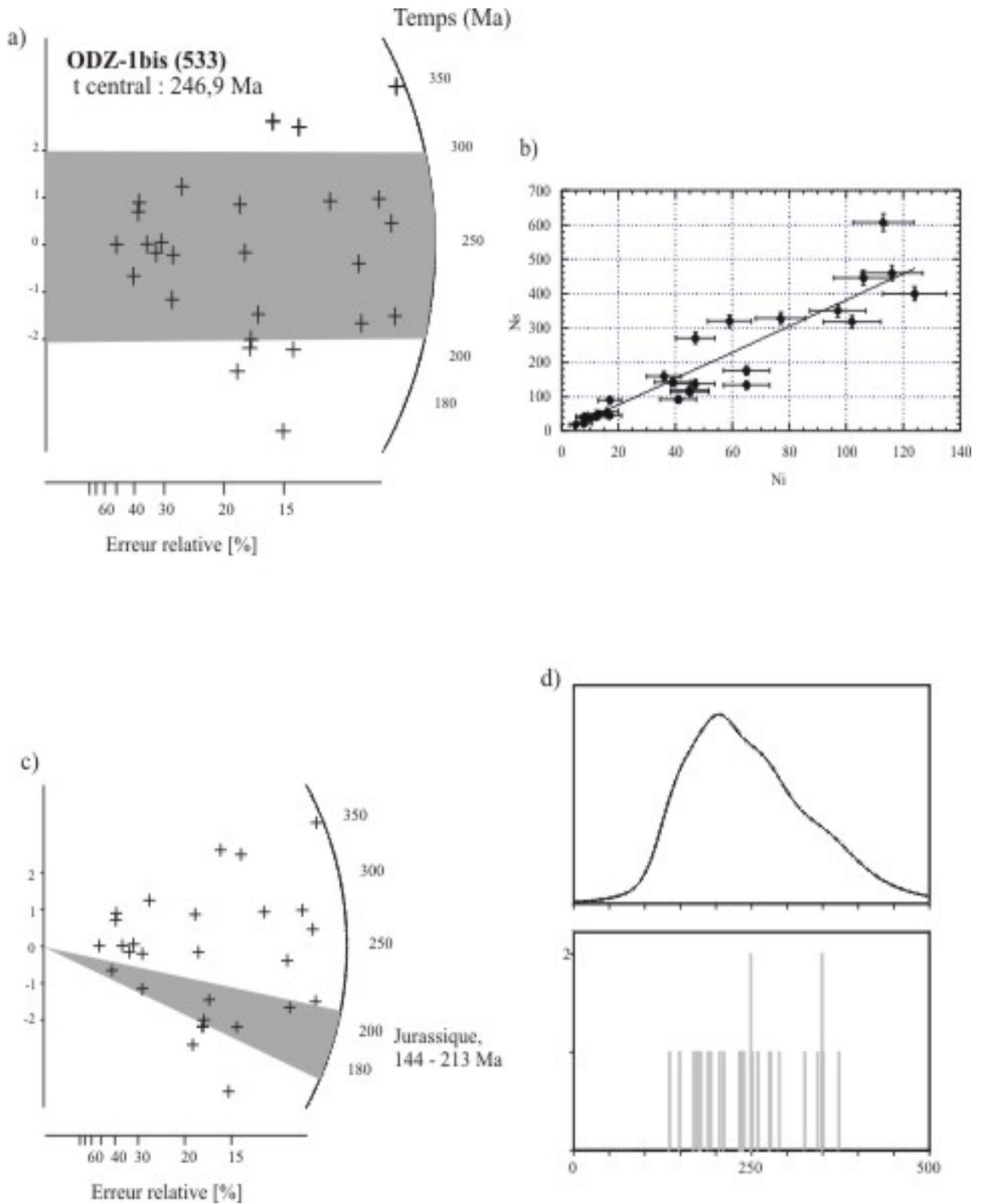


Figure IV-2-2 : Données TF de l'échantillon ODZ-1bis (533).

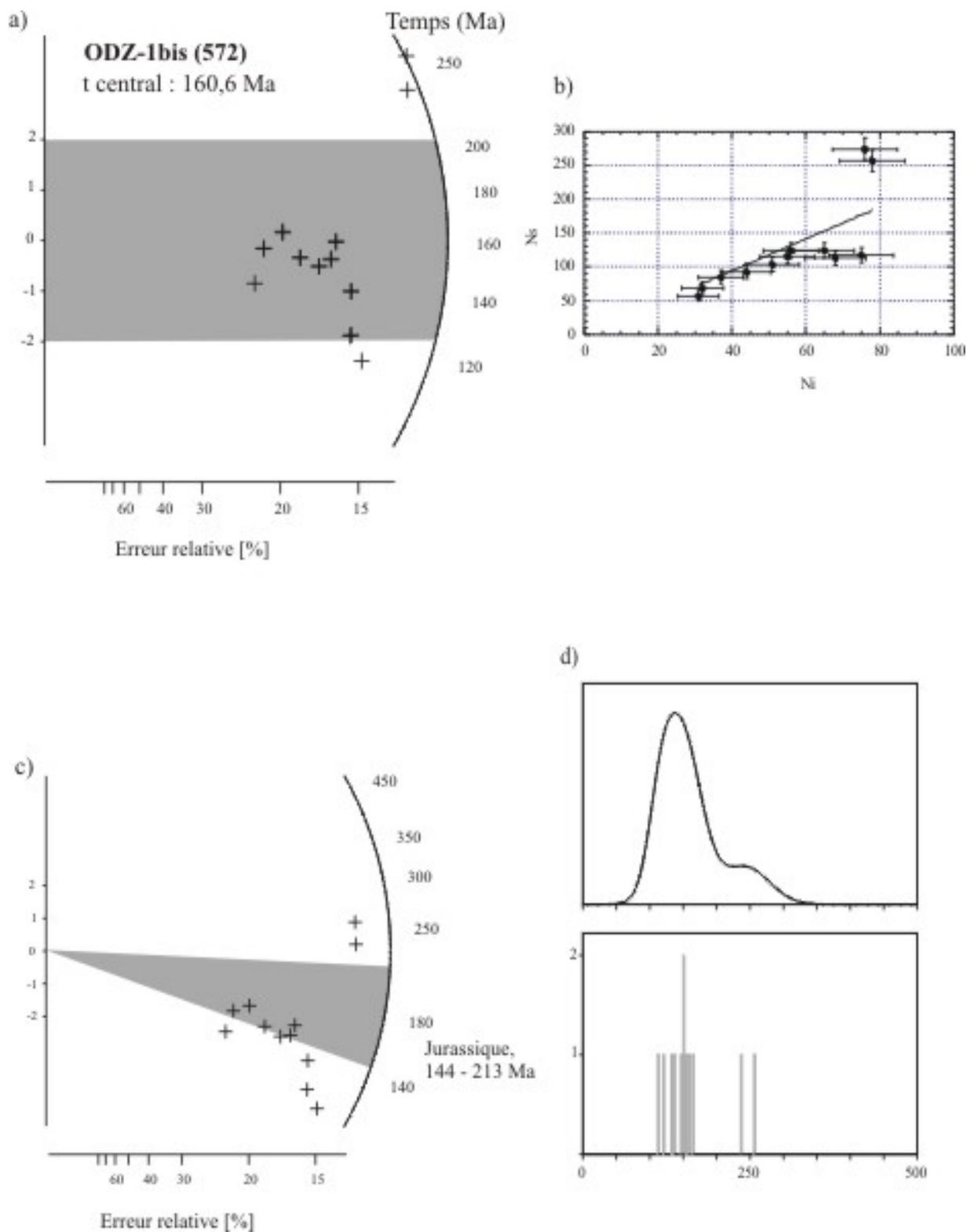


Figure IV-2-3 : Données TF de l'échantillon ODZ-1bis (572).

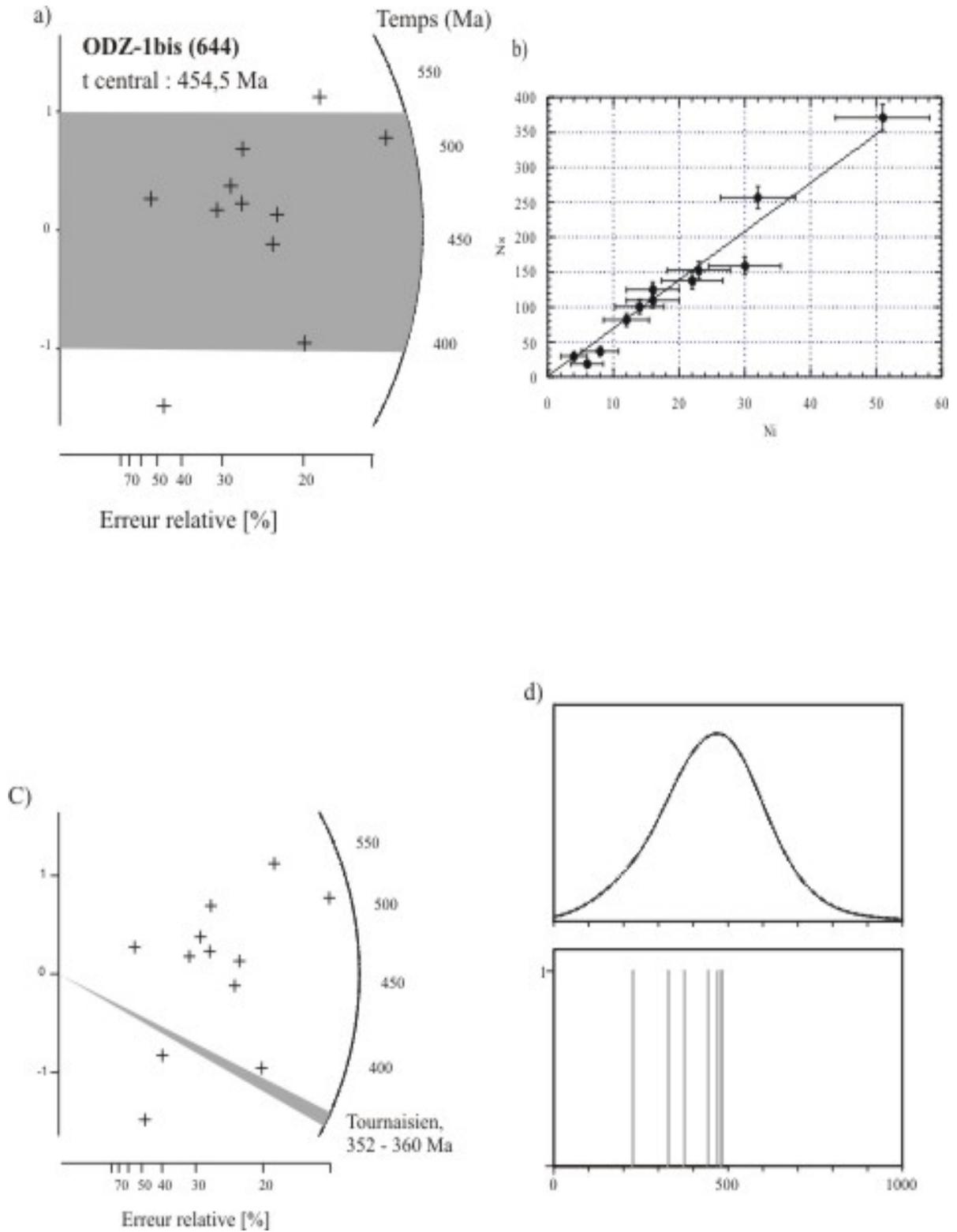


Figure IV-2-4 : Données TF de l'échantillon ODZ-1bis (644).

L'échantillon le plus profond de ce forage se trouve à 2071 m, dans l'Ordovicien. Les âges TF des grains individuels se situent entre 4 et 18 Ma (Tableau A3-4) pour cinq grains datés par un observateur (Figure IV-2-5), mais il reste du même ordre de grandeur, avec 5 à 15 Ma chez le deuxième observateur, qui en a daté 12. Avec un gradient géothermique actuel mesuré lors du forage d'environ 43°C/km, la température ambiante à la profondeur de cet échantillon devait être proche de 95°C, suffisante pour effacer totalement les traces de fission dans des fluorapatites. Si les apatites de ce niveau possèdent une composition proche du pôle fluorapatite, comme fréquemment dans les bassins, il est alors normal de trouver des grains sans traces de fission fossile ou avec de rares traces comme ici. Un échantillon aussi profond ne peut donc apporter aucune information sur l'histoire thermique par les traces de fission.

Le forage ODZ-1, à quelques kilomètres du précédent, n'a livré que trois apatites datables dans le Carbonifère, à 844 m de profondeur (Tableau A3-5). A ce niveau, un âge aussi peu élevé que 17 Ma pour un échantillon aussi superficiel est très surprenant (Figure IV-2-6). Il ne peut résulter de l'effet d'enfouissement actuel, la température ambiante étant à cette profondeur inférieure à 60°C. Une possibilité serait une anomalie locale du gradient géothermique causée par l'expulsion 'récente' vers la périphérie du bassin d'eaux chaudes profondes provenant de régions proches du dépo-centre de la cuvette de Sbaâ.

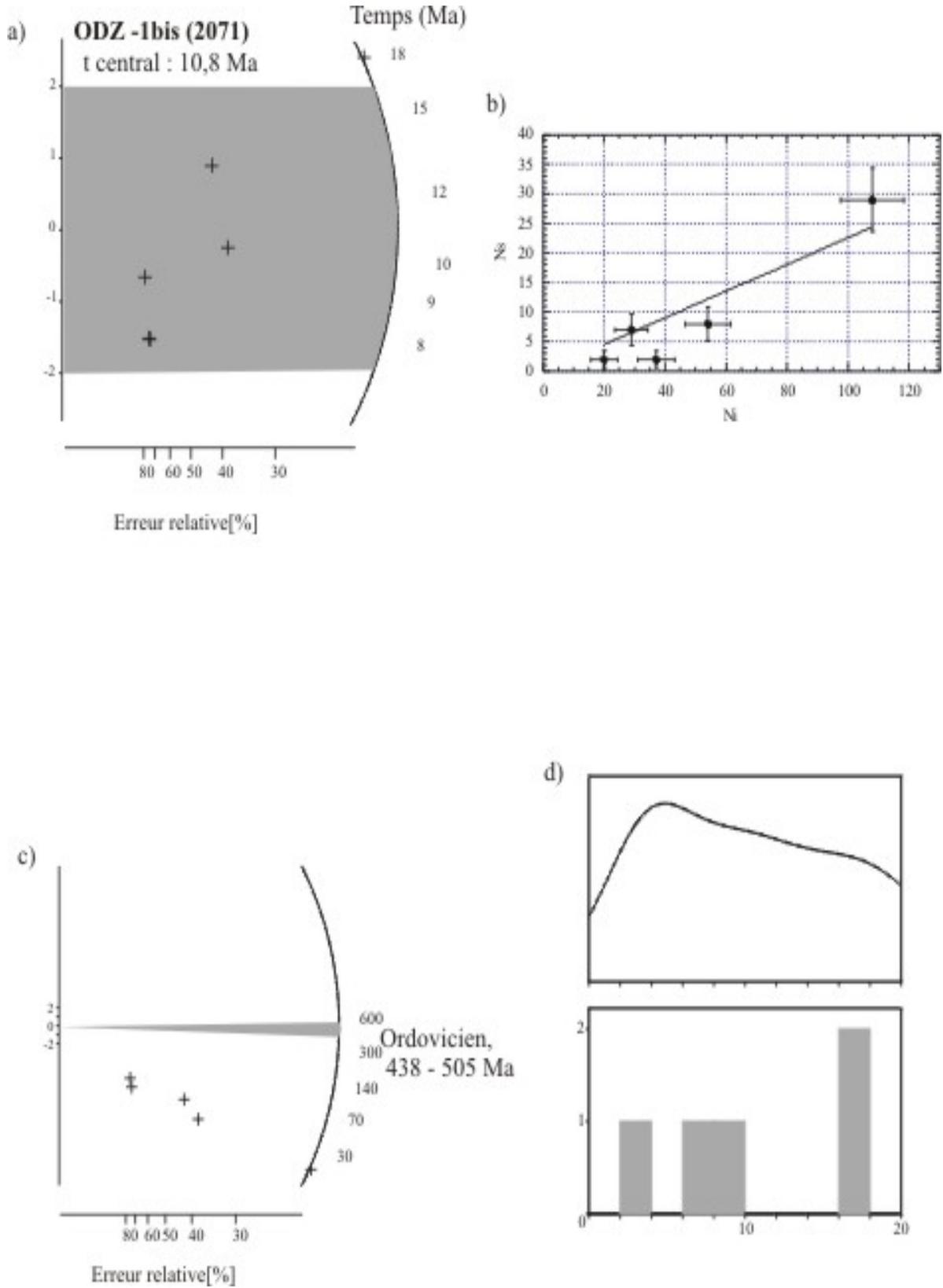


Figure IV-2-5 : Données TF de l'échantillon ODZ-1bis (2071).

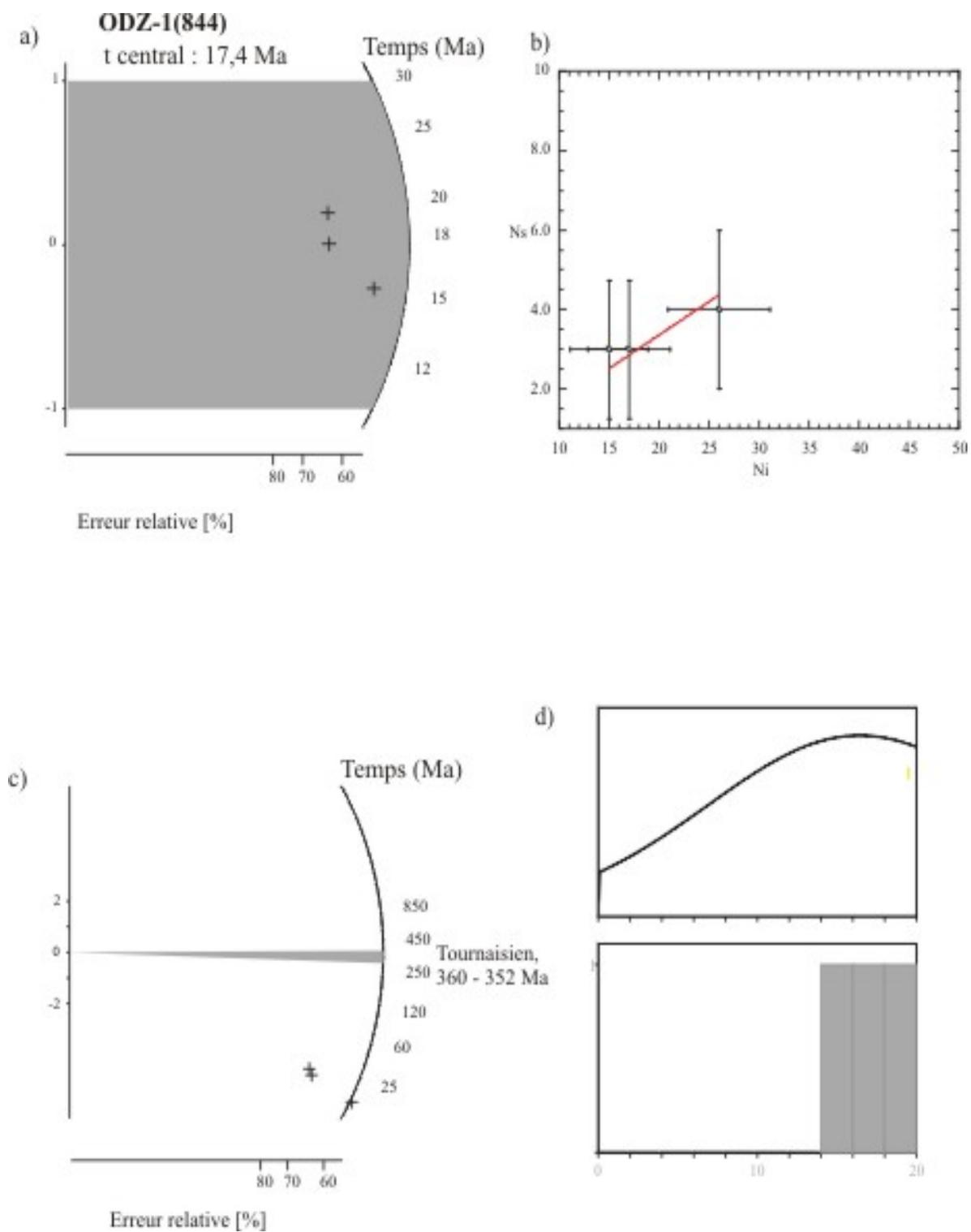


Figure IV-2-6 : Données TF de l'échantillon ODZ-1 (844).

Le forage OTRA-1, à environ 50 km au sud-est des précédents, n'a produit qu'un seul échantillon utilisable, dans l'Ordovicien, à une profondeur de 1146 m. Les âges traces de fission des dix grains datés par un observateur s'étagent entre 53 et 136 Ma (Figure IV-2-7 et Tableau A3-6). On retrouve à peu près le même spectre d'âges chez le deuxième observateur, avec 50-168 Ma et un grain à 237 ± 72 Ma ($\pm 1\sigma$). Les deux âges centraux ainsi déterminés sont proches et leur moyenne s'établit à 96 Ma, c'est-à-dire que toutes les traces de fission pré-dépositionnelles ont dû être effacées. En d'autres termes, cet échantillon a connu une température supérieure à 110°C à un moment indéterminé dans le passé.

Le dernier forage utilisé sur la bordure est de la cuvette de Sbaâ, **OTLA-1**, très proche du précédent, n'a pas donné d'échantillon utilisable pour l'histoire thermique ancienne. En effet, situé à une profondeur de 2092 m, ses apatites ne comportent pratiquement plus de traces de fission. Sur 4 grains ayant donné des traces induites après irradiation, seuls quatre d'entre eux avaient été repérés comme de possibles apatites, car une seule trace fossile 'indéniable' y avait été observée. Pour mémoire, nous avons cependant reporté pour ces quatre grains le tableau A3-7, qui permet de montrer le nombre de traces induites comptées. Bien entendu, la densité de traces fossiles calculée dans ces conditions (1 trace par grain) ne peut être qu'une valeur par excès et les âges résultant que des âges par excès. A 2092 m de profondeur, si l'on considère que le gradient géothermique actuel de 43°C/km déterminé à partir des mesures de température lors du forage d'OTRA-1, situé à seulement huit km est aussi représentatif d'OTLA-1, la température ambiante, proche de 95°C suggère que les grains datés dans OTLA-1 sont des fluorapatites, qui "perdent" leurs traces de fission à cette température.

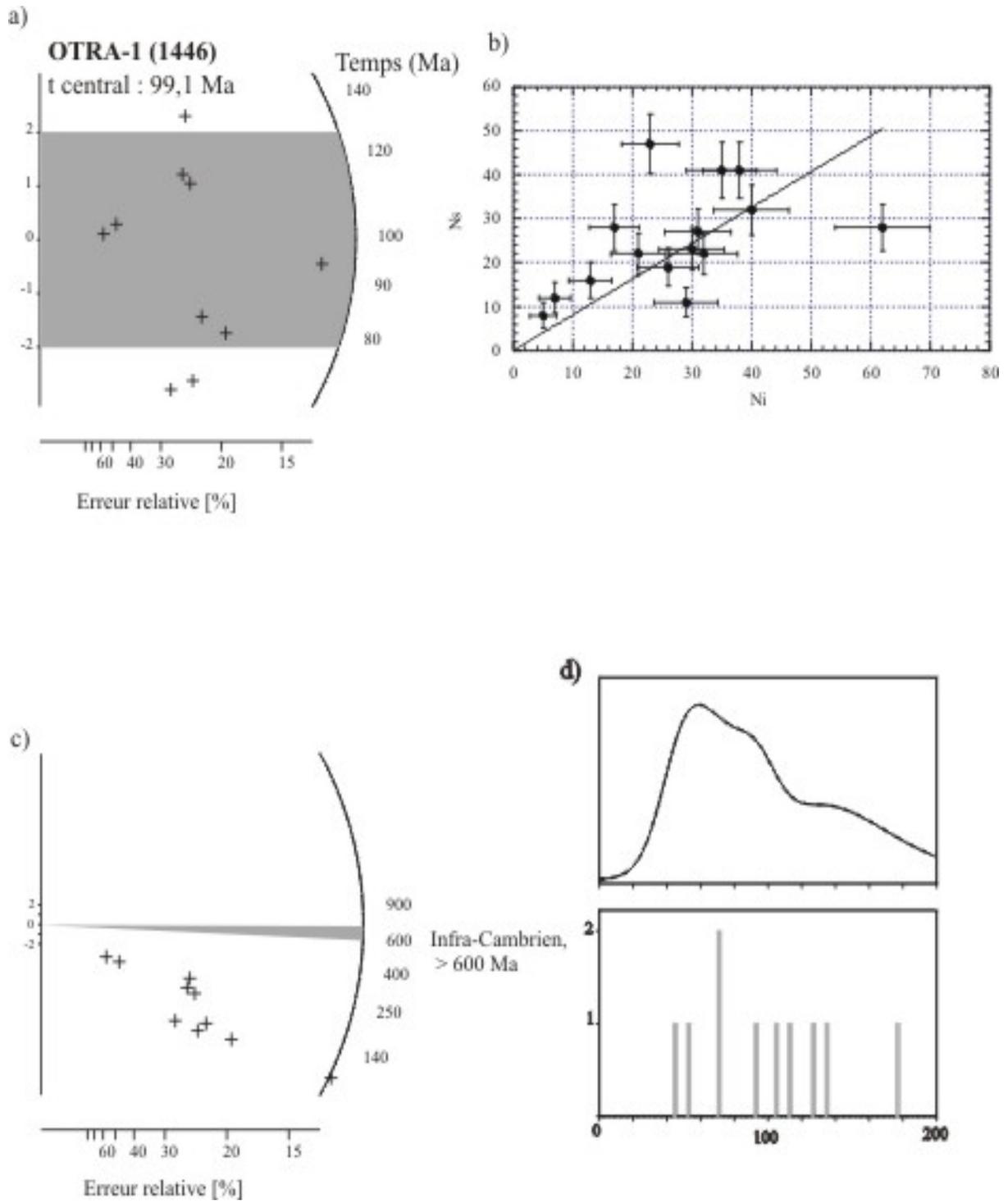


Figure IV-2-7 : Données TF de l'échantillon OTRA-1 (1446).

IV.3.1.2 Bordure occidentale (Tableau IV-2-2)

Tableau IV-2-2 : Données analytiques des échantillons de la bordure occidentale de la cuvette de Sbaâ

Forage (Profondeur)	n	$\rho_s \pm 1\sigma$ 10^5 t/cm^2 (N _f)	$\rho_i \pm 1\sigma$ 10^5 t/cm^2 (N _i)	P(χ^2) %	e.t. %	$\rho_m \pm 1\sigma$ 10^5 t/cm^2 (Nm)	ζ	t $\pm 1\sigma^*$ Ma	obs
LTSW-1 (772 m)	9	1,31 \pm 0,12 (119)	4,43 \pm 0,22 (402)	59	3	5,78 \pm 0,04 (16658)		28 \pm 3	*
LT-1bis (953 m)	5	2,43 \pm 0,09 (648)	1,04 \pm 0,06 (279)	63,63	<1	3,910 \pm 0,03 (12415)	441	153 \pm 5,74	*
	5	2,10 \pm 0,08 (640)	8,02 \pm 0,03 (244)	65,89	<1	3,910 \pm 0,03 (12415)	339	171 \pm 5,6 162 \pm 5	**
LT1bis (1846 m)	15	6,93 \pm 0,26 (704)	9,70 \pm 0,30 (986)	<1	53	3,610 \pm 0,02 (16009)	341	42,5 \pm 2,4	*
	18	3,85 \pm 0,16 (580)	4,56 \pm 0,17 (687)	2	21	3,610 \pm 0,03 (13411)	339	49,8 \pm 2,4	**
LT-1bis (2232 m)	7	1,71 \pm 0,16 (110)	5,07 \pm 0,28 (326)	13	23	5,78 \pm 0,04 (16658)		30,5 \pm 3,7	*

n = nombre de grains datés.

ρ_s et ρ_i = densités de traces respectivement spontanées et induites dans les apatites.

ρ_m = densité de traces dans les dosimètres neutroniques 962.

N = nombre total de traces spontanées (s), induites (i) et des dosimètres (d) comptées.

P(χ^2) = probabilité de la valeur de χ^2 (voir texte) ; e.t. = écart-type de la population d'âge.

ζ = valeur du facteur zêta.

t = âge central ; obs = observateur : * M. Akkouche, ** E. Labrin.

Le forage LT1b a offert trois échantillons à la datation (Tableaux A3-8 à A3-10). Le plus superficiel, carbonifère, à 953 m de profondeur, présente un âge central de 162 Ma (Figure IV-2-8). Les deux autres proviennent de niveaux cambriens, à respectivement 1846 et 2232 m de profondeur (Figure IV-2-9). Bien qu'ils aient un $P(\chi^2) > 5\%$, il est difficile d'affirmer qu'ils comportent une seule population d'âges, étant donné le faible nombre (7 grains à 2232 m) de grains datés (Figure IV-2-9 et IV-2-10). Quoiqu'il en soit, des âges centraux inférieurs à 153 Ma pour l'échantillon carbonifère et à 47 Ma pour les échantillons cambriens suggèrent qu'au moins ces deux derniers soient passés par une phase d'*annealing* total des traces *in situ* lors d'au moins une excursion thermique supérieure à $<110^\circ\text{C}$. On observe également le bon accord entre les deux observateurs pour la datation des minéraux à 953 et 1846 m.

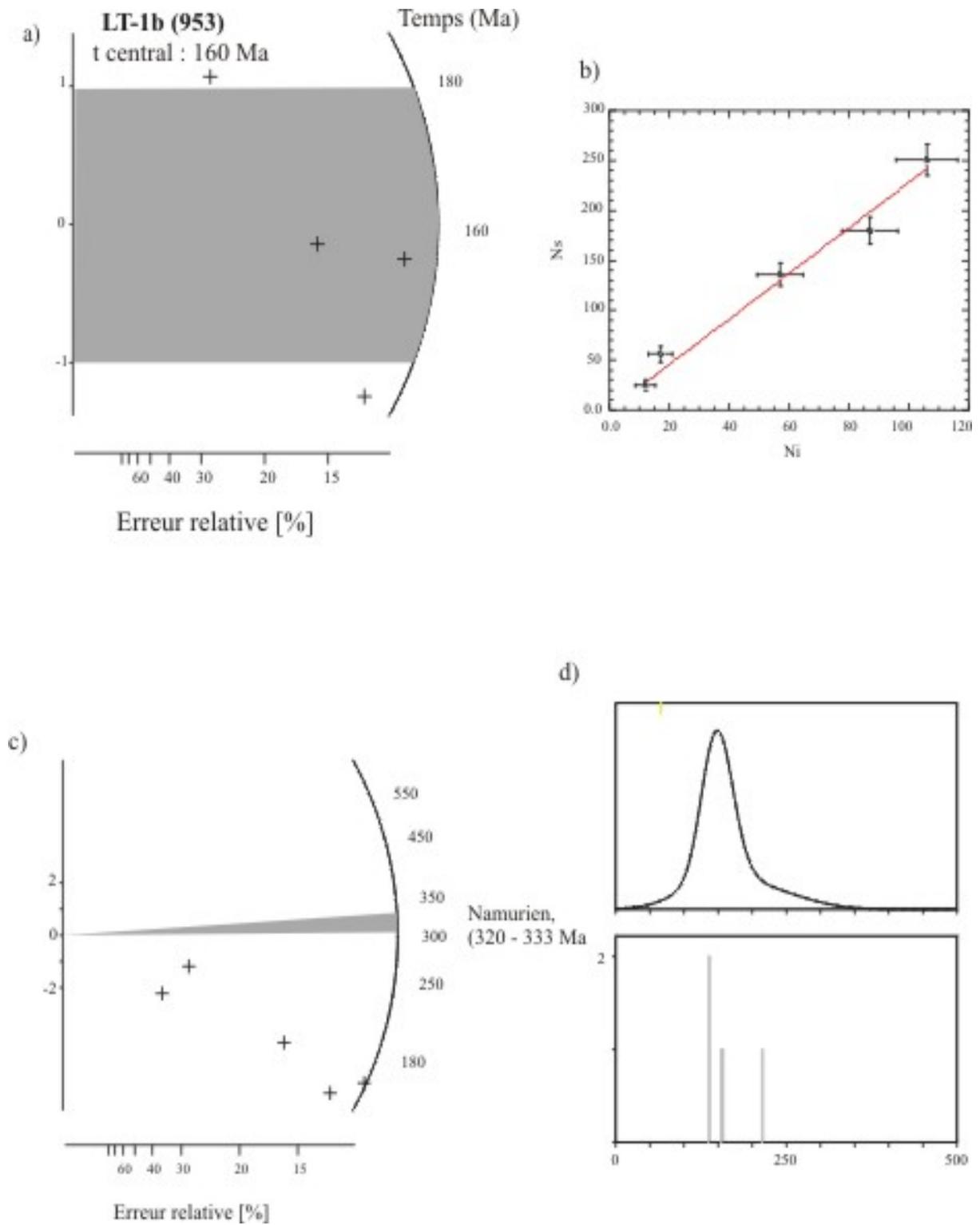


Figure IV-2-8 : Données TF de l'échantillon LT-1bis (953).

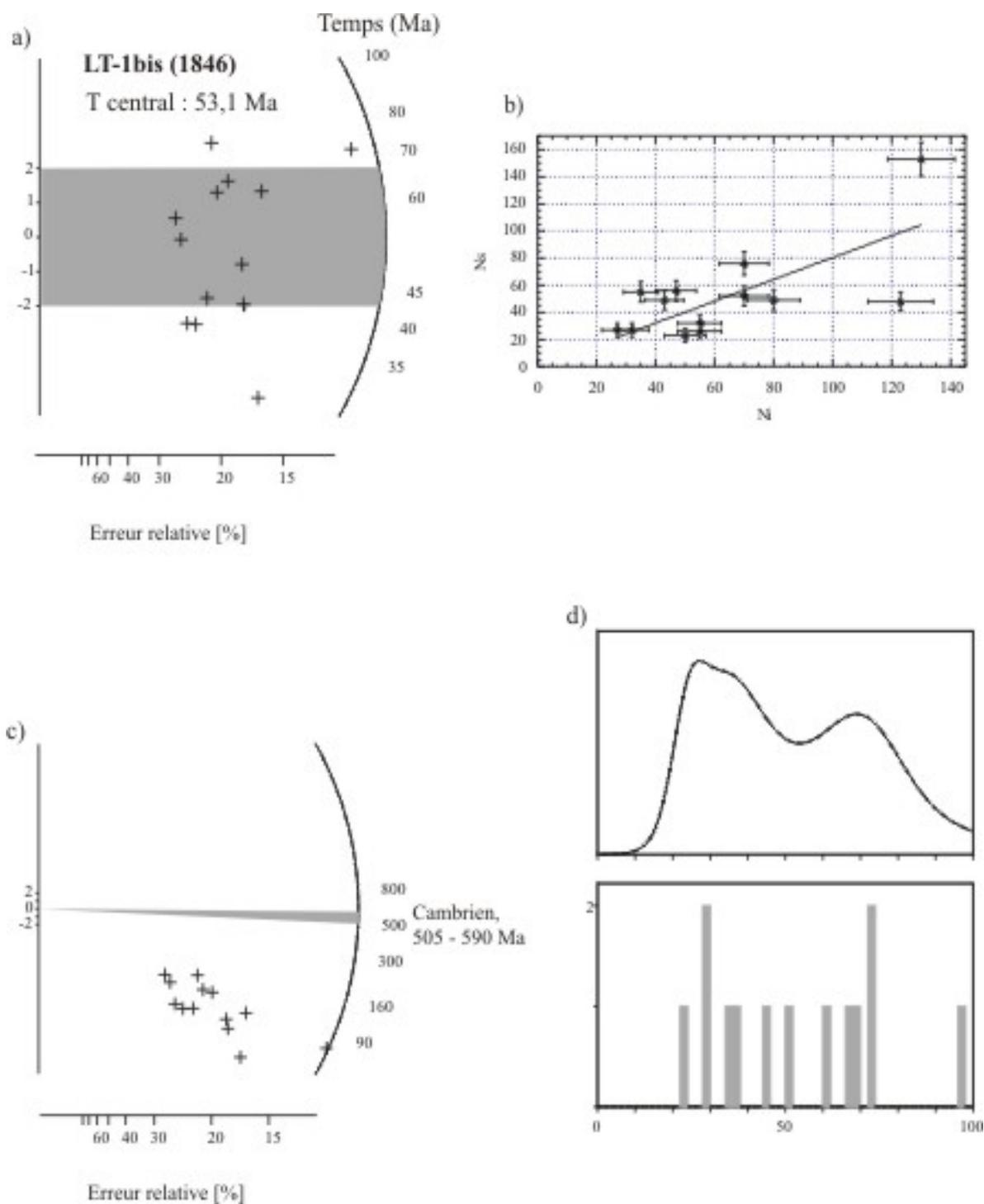


Figure IV-2-9 : Données TF de l'échantillon LT-1bis (1846).

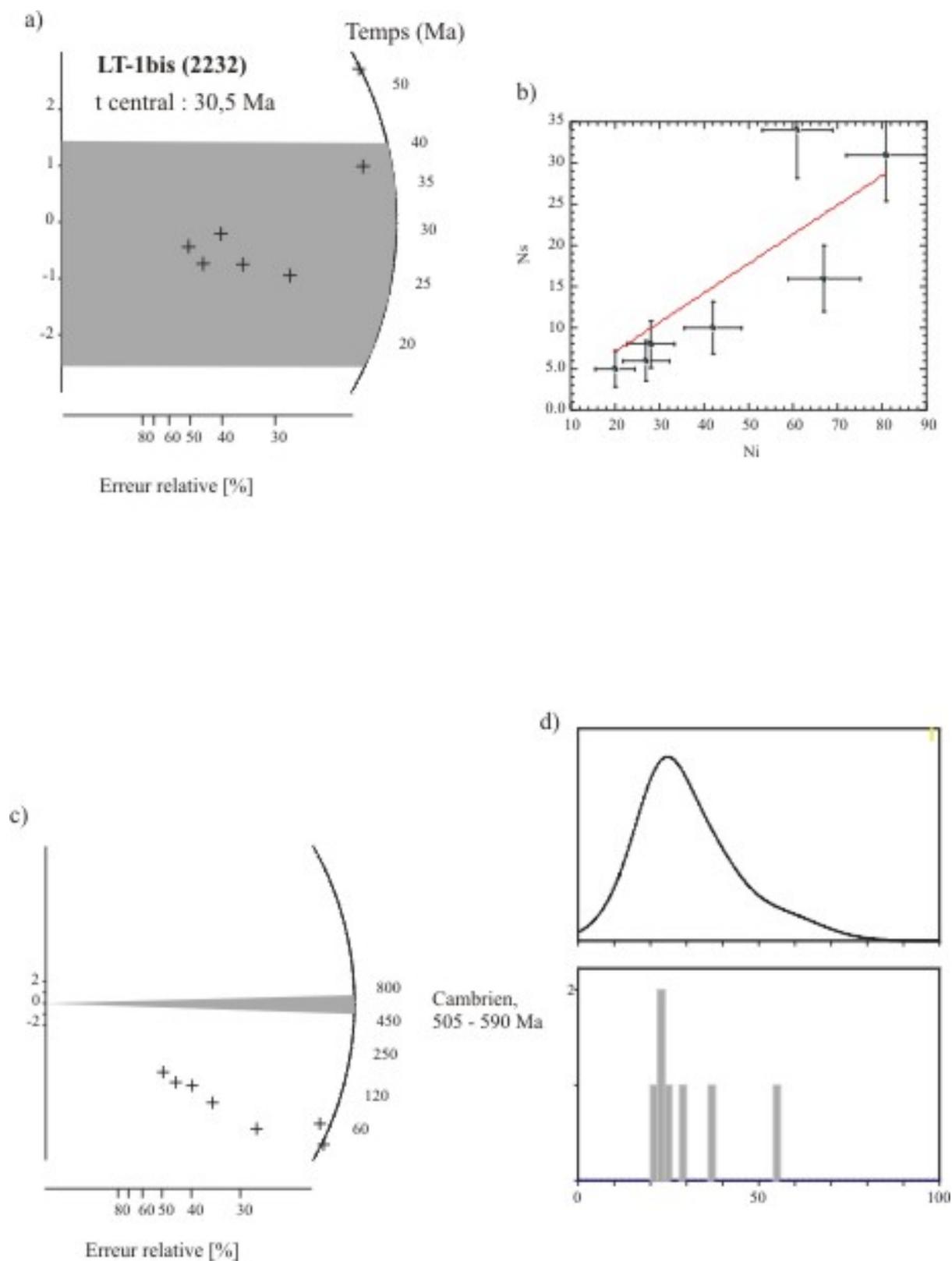


Figure IV-2-10 : Données TF de l'échantillon LT-1bis (2232).

Le forage LTSW-1 présente un échantillon carbonifère d'âge central très récent (28 Ma), déterminé à partir de neuf grains concordants (Tableau A3-11), à la profondeur de 772 m. Comme à l'est dans ODZ-1 à 844 m de profondeur, l'existence d'un âge si récent, obtenu lui aussi apparemment à partir d'une seule population d'âges ($P(\chi^2) > 5\%$) pose le problème de la cause d'un *annealing* total des traces relativement récent, dont l'apparence (longueurs très courtes) des traces laisse penser qu'il ne pourrait être que mésozoïque (Figure IV-2-11). On remarquera la différence de comportement à cette profondeur entre LTSW-1 et l'échantillon de 953 m de LT1b, à seulement 30 km. On remarquera aussi que LSTW-1 est juste situé à la limite entre la cuvette de Sbaâ et les monts de l'Ougarta.

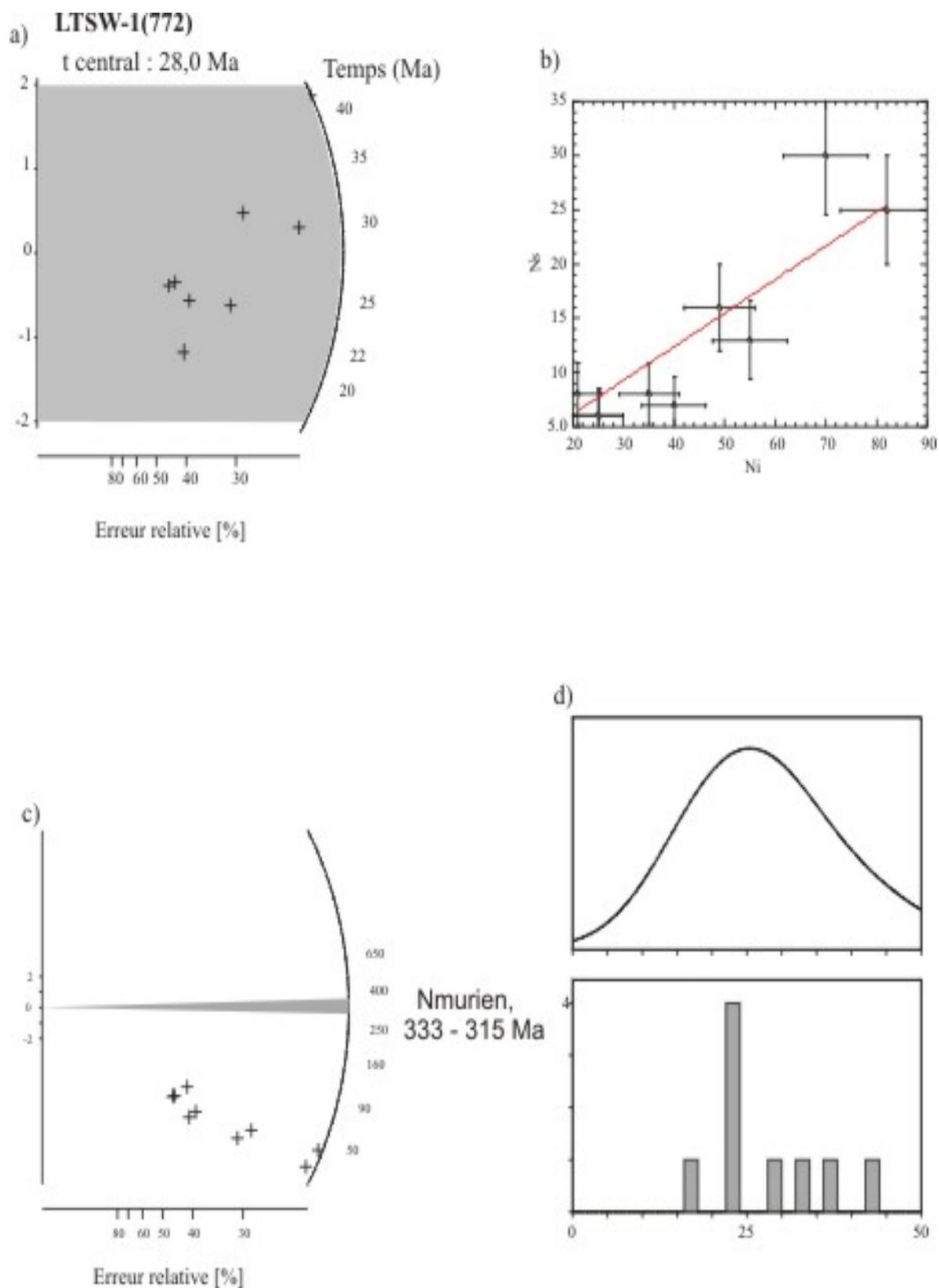


Figure IV-2-11 : Données TF de l'échantillon LTSW-1bis (772).

IV.3.1.3 Bordure nord-ouest

Des deux forages échantillonnés, TOT-1 et DECH-1, seul le second a fourni des apatites, à la profondeur de 2305 m. Les apatites de cet échantillon, reconnues comme telles optiquement, n'ont montré aucune trace de fission spontanée. Ce n'est que l'irradiation en réacteur nucléaire qui a confirmé qu'il s'agissait bien d'apatites, dans la mesure où des traces induites ont été révélées dans les détecteurs externes associés. On peut donc penser qu'à 2305 m de profondeur dans DECH-1 la température ambiante est suffisante pour que les traces de fission spontanée y soient très instables.

IV.3.2 Bassin de l'Ahnet

Sur les 32 échantillons préparés, neuf contenaient des grains d'apatite dont sept ont pu être datés.

IV.3.2.1 Secteur nord

Quatre forages de ce secteur ont été utilisés, dont trois, MSR-1, OTLH-1 et MSL-1 étaient relativement proches (moins de 20 km les uns des autres). Les résultats ont été reportés dans le tableau IV-2-3.

Le forage MSR-1 a livré deux échantillons datables. Le moins profond, à 1085 m, a fourni un âge TF d'environ 100 Ma, selon les deux observateurs qui l'ont étudié (Tableau A3-12). Provenant d'un niveau dévonien, il semblerait donc n'avoir conservé aucune « mémoire » TF pré-dépositionnelle. L'âge de son passage *in situ* en-deçà de 110°C est indéterminé. Le fait que la vingtaine de grains datés ne se présentent pas sous la forme d'une population d'âges unique ($P(\chi^2) < 1\%$) résulterait donc à la fois d'une variabilité de composition chimique des apatites et d'une histoire complexe de refroidissement ($< 110^\circ\text{C}$) au travers de la zone d'enregistrement partiel de ses traces de fission (Figure IV-2-12). Ce n'est en effet pas à la température ambiante à cette profondeur que les traces peuvent être notablement altérées. D'après les âges TF des grains individuels, ce refroidissement serait anté-paléocène.

Tbleau IV-2-3 : Données analytiques des échantillons de la partie nord du bassin de l'Ahnet.

Forage (Profondeur)	n	$\rho_s \pm 1\sigma$ 10^5 t/cm^2 (N _f)	$\rho_i \pm 1\sigma$ 10^5 t/cm^2 (N _i)	$P(\chi^2)$ %	e.t. %	$\rho_m \pm 1\sigma$ 10^5 t/cm^2 (Nm)	ζ	$t \pm 1\sigma^*$ Ma	obs
MSR-1 (1085 m)	19	1,32 ± 0,04 (1022)	8,75 ± 0,35 (602)	<1	31	3,610 ± 0,028 (16009)	341	104 ± 5	*
	20	1,53 ± 0,05 (849)	9,94 ± 0,42 (552)	<1	60	3,610 ± 0,031 (13411)	339	93 ± 5	**
MSR-1 (1756 m)	13	3,37 ± 0,13 (25)	3,37 ± 0,2 (281)	>99	<1	3,610 ± 0,028 (16009)	341	5,5 ± 1,0	*
	10	2,01 ± 0,49 (17)	2,61 ± 0,17 (221)	88	<1	3,610 ± 0,031 (13411)	339	4,7 ± 1,1	**
OTLH-1 (1251 m)	10	4,81 ± 0,4 (143)	5,55 ± 0,43 (165)	78	<1	3,610 ± 0,028 (16009)	341	53 ± 6,0	**
	9	2,40 ± 0,21 (129)	2,69 ± 0,22 (145)	98	<1	± 0,031	339	54 ± 4,0	*
MSL-1 (1291 m)	6	7,83 ± 0,6 (165)	9,20 ± 0,6 (194)	51	3	3,91 ± 0,03 (12415)	341	51,2 ± 5,5	*
TIT-N1 (2692 m)	18	2,99 ± 0,14 (428)	2,70 ± 0,04 (3863)	<1	28	3,540 ± 0,031 (12415)	341	7 ± 0,5	*
	19	1,94 ± 0,09 (432)	1,64 ± 0,02 (3654)	3	18	3,540 ± 0,047	339	7 ± 0,4	**
MKRN-1 (1030 m)	11	2,41 ± 0,15 (250)	6,31 ± 0,24 (654)	17	18	5,78 ± 0,04 (16658)	341	37,6 ± 2,8	*

n = nombre de grains datés.

ρ_s et ρ_i = densité de traces respectivement spontanées et induites dans les apatites.

ρ_m = densités de traces dans les dosimètres neutroniques 962.

N = nombre total de traces spontanées (s), induites (i) et des dosimètres (d) comptées.

$P(\chi^2)$ = probabilité de la valeur de χ^2 (voir texte) ; e.t. = écart-type de la population d'âge.

ζ = valeur du facteur zêta.

t = âge central ; obs = observateur : * **M. Akkouche**, ** E. Labrin.

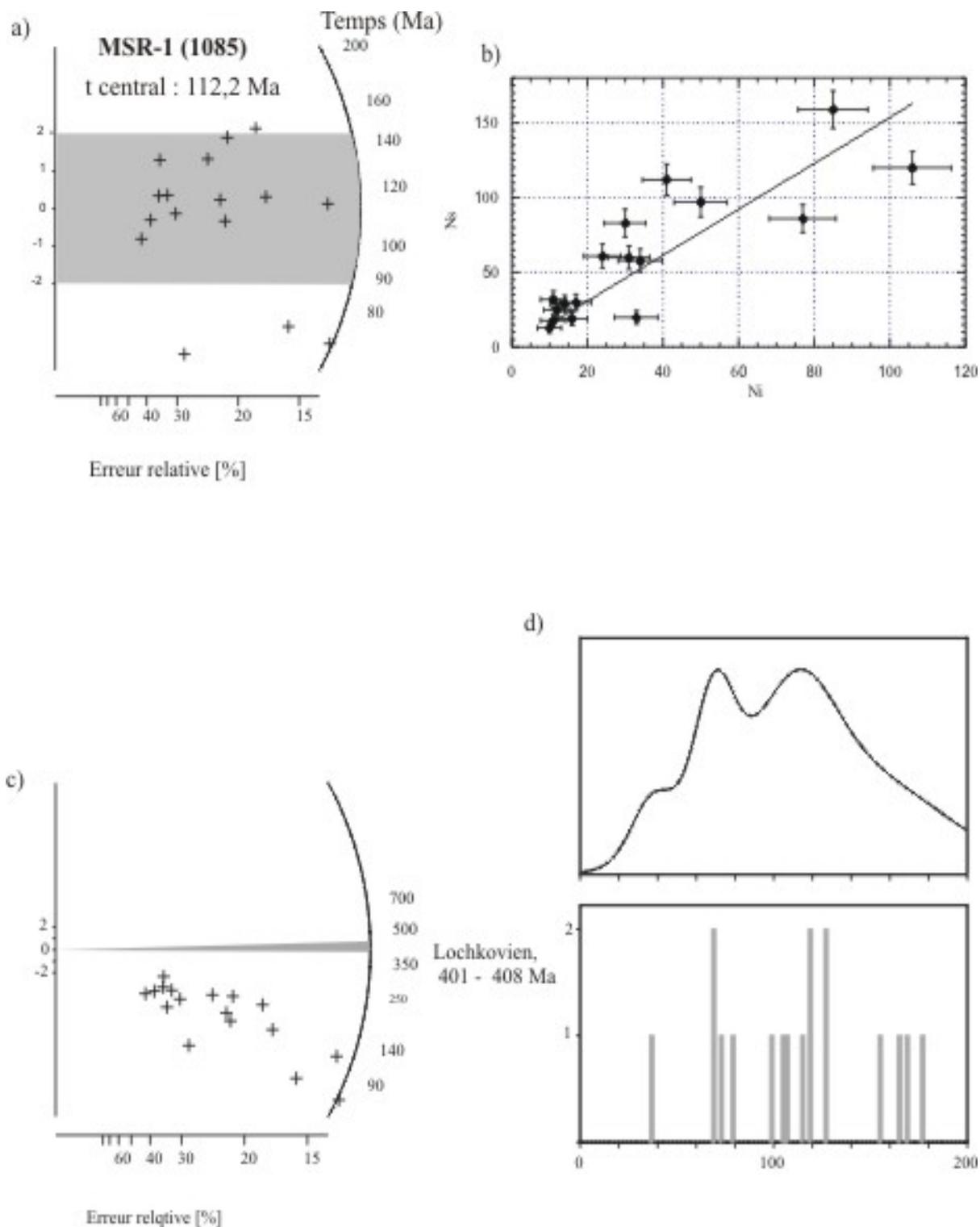


Figure IV-2-12 : Données TF de l'échantillon MSR-1 (1085).

L'échantillon de 1756 m présente apparemment une seule population d'âges (Figure IV-2-13 et Tableau A3-13). C'est qu'en réalité seules ont été comptabilisés les grains où une ou de rares traces ont pu être observées. Les traces, dont les longueurs n'ont pas été mesurées, sont cependant visiblement en moyenne très courtes. Cet échantillon donne bien l'impression d'une localisation en « fond » de zone d'enregistrement partiel, où les âges TF « résiduels » se retrouvent concordants du simple fait de l'*annealing* presque complet des traces de fission.

Le forage OTLH-1 confirme les impressions données par le précédent. L'échantillon dévonien de 1251 m, 200 m plus profond que celui de MSR-1, présente un âge TF inférieur, de seulement 53 Ma apparemment accordé par une seule population d'âges (Figure IV-2-14 et Tableau A3-14).

Le forage MSL-1 n'a donné de résultat qu'à 1291 m, dans le Silurien. L'âge de 51 Ma est obtenu à partir d'une population homogène (Figure IV-2-15, tableau A3-15). On remarque qu'il est très proche de celui de 53 Ma du forage OTLH-1 à une profondeur équivalente (1251 m), également produit d'une population homogène.

Dans **le forage TITN-1**, l'échantillon de 2692 m, à la base du Dévonien, présente typiquement ce que l'on s'attend à voir du simple fait du gradient géothermique actuel, c'est à dire des âges très récents. Une statistique de comptage satisfaisante a permis de déterminer un âge central de 7 Ma (tableau A3-16), qu'il faut vraisemblablement attribuer à un état d'équilibre production/effacement des traces, si la température ambiante actuelle à ce niveau a persisté au cours des derniers millions d'années (Figure IV-2-16).

IV.3.2.2 Bordure ouest

Le forage MKRN-1, sur la bordure occidentale du bassin de l'Ahnet, a atteint le Précambrien. L'échantillon 1030 m, à la base du Cambrien, présente un âge central de 37 Ma obtenu à partir d'une population d'âges unique (figure IV-2-17 et Tableau A-17). Les données analytiques du tableau A3-18 indiquent un début d'enregistrement probablement anté-Eocène.

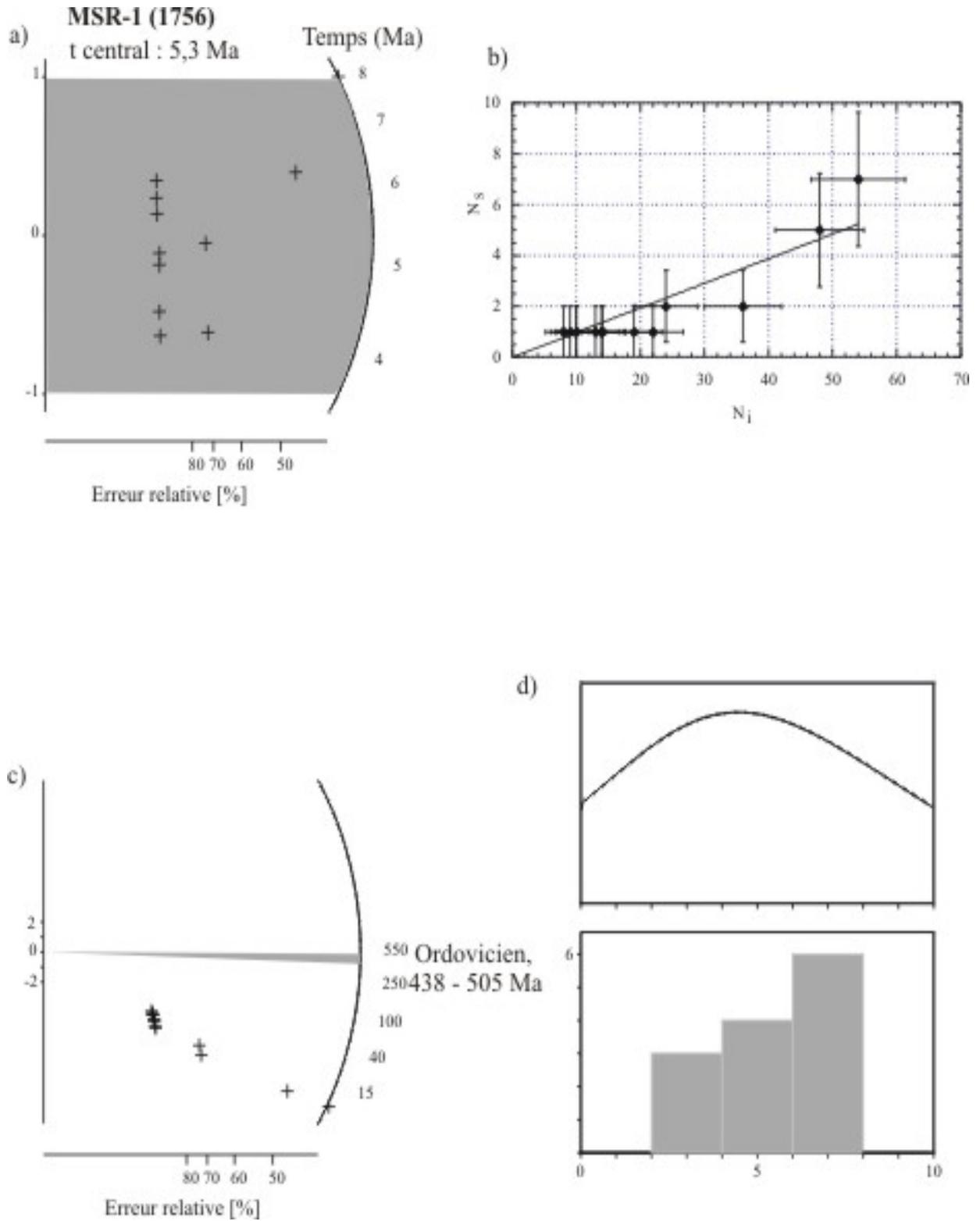


Figure IV-2-13 : Données TF de l'échantillon MSR-1 (1756).

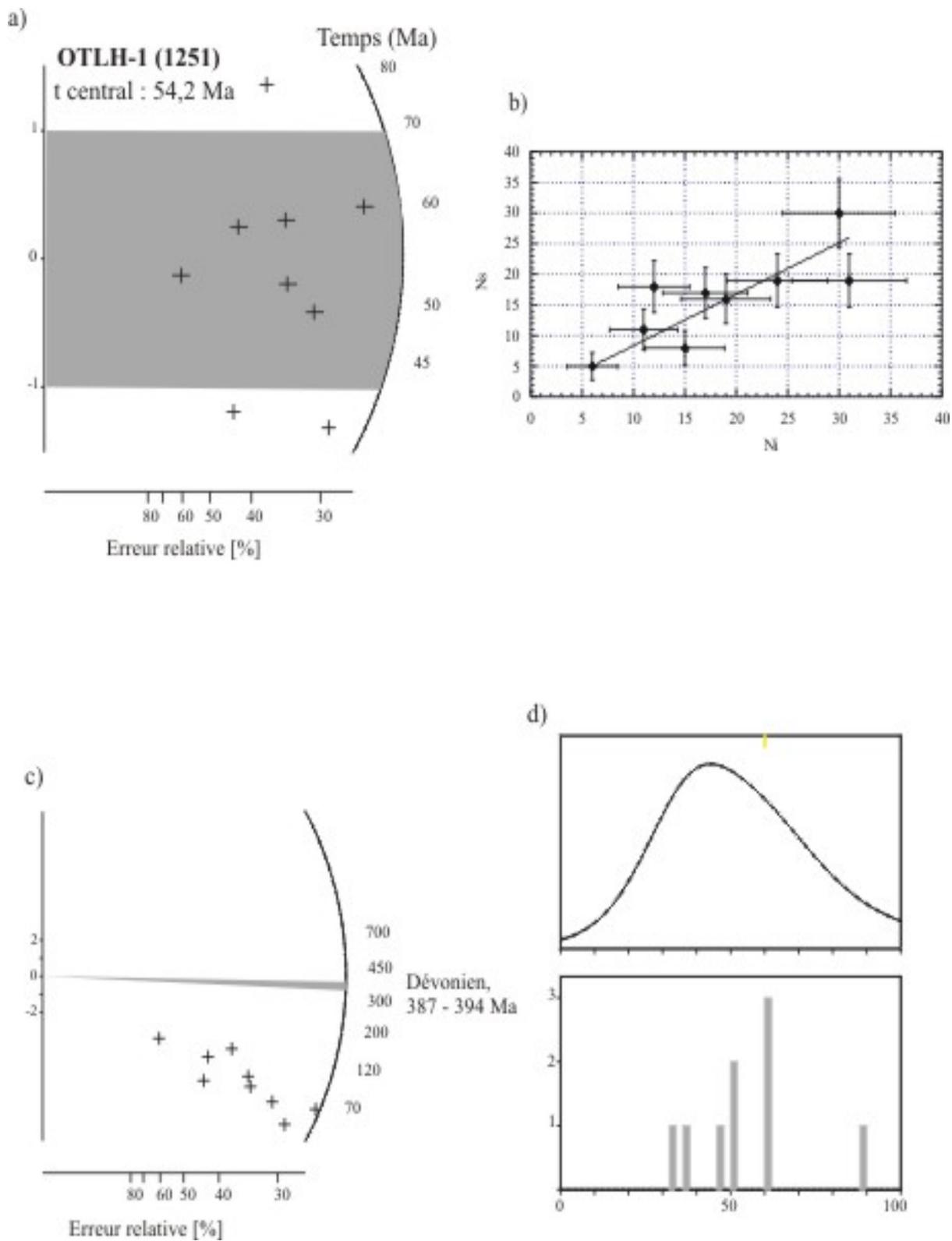


Figure IV-2-14 : Données TF de l'échantillon OTLH-1 (1251).

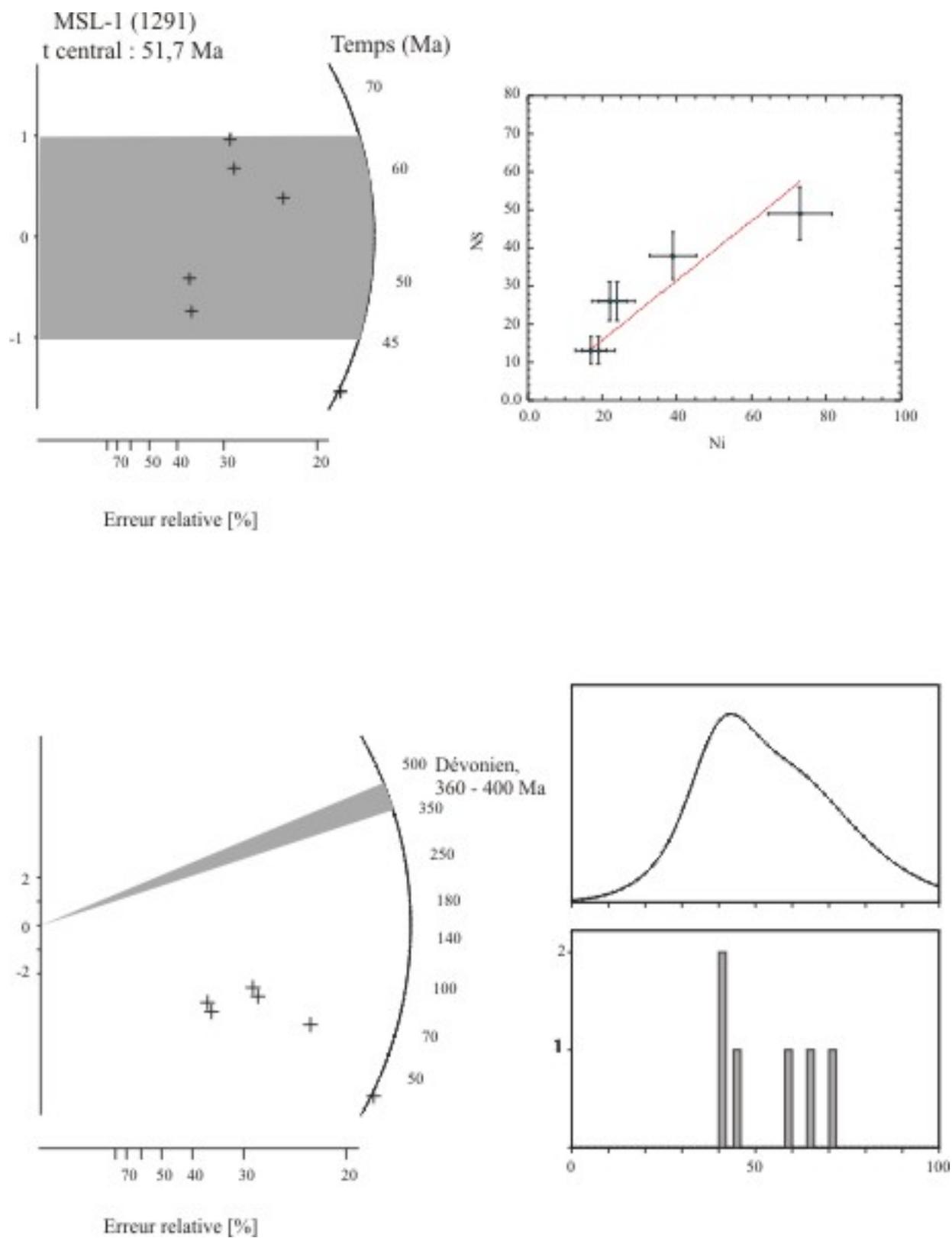


Figure IV-2-15 : Données TF de l'échantillon MSL-1 (1291).

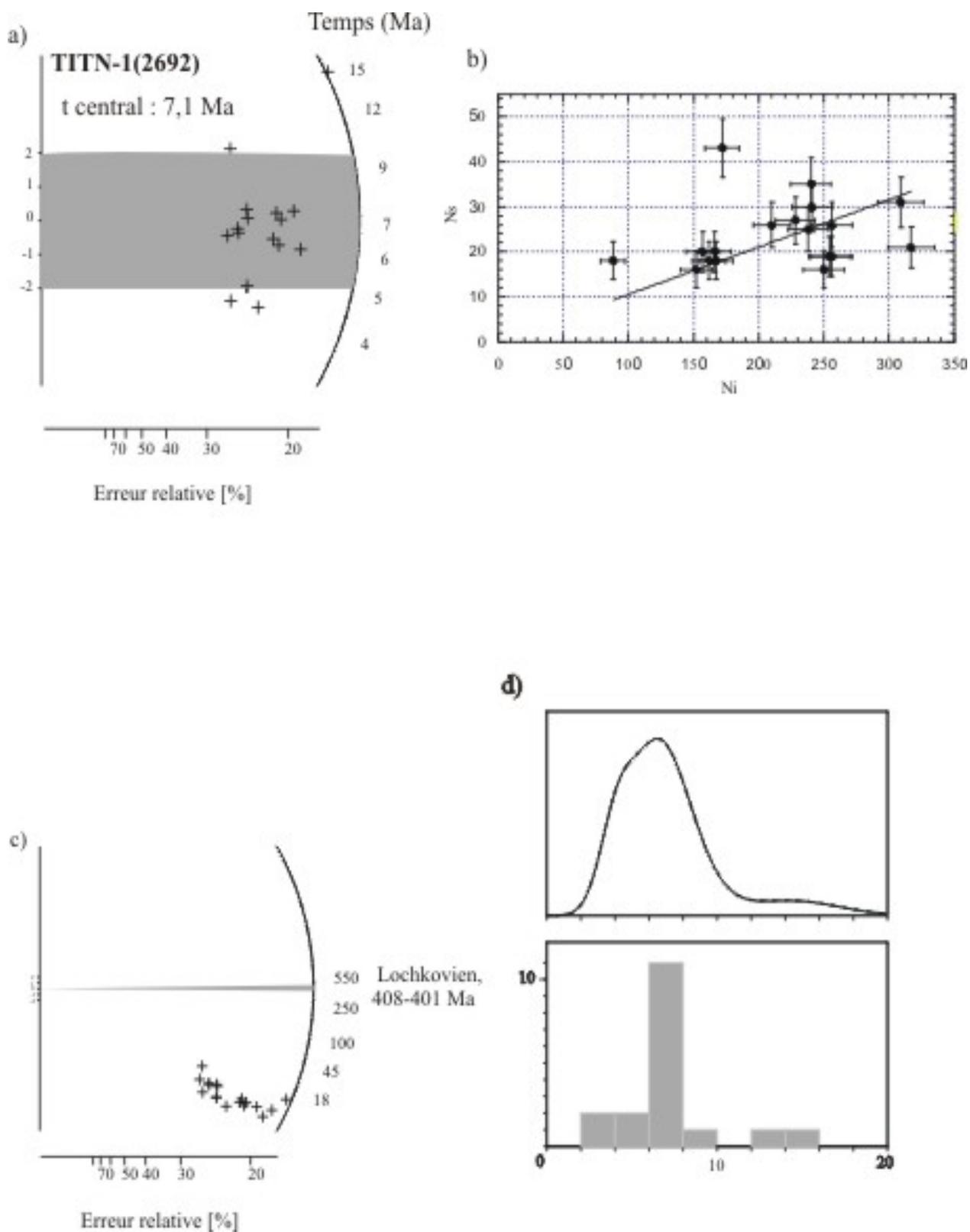


Figure IV-2-16 : Données TF de l'échantillon TITN-1 (2692).

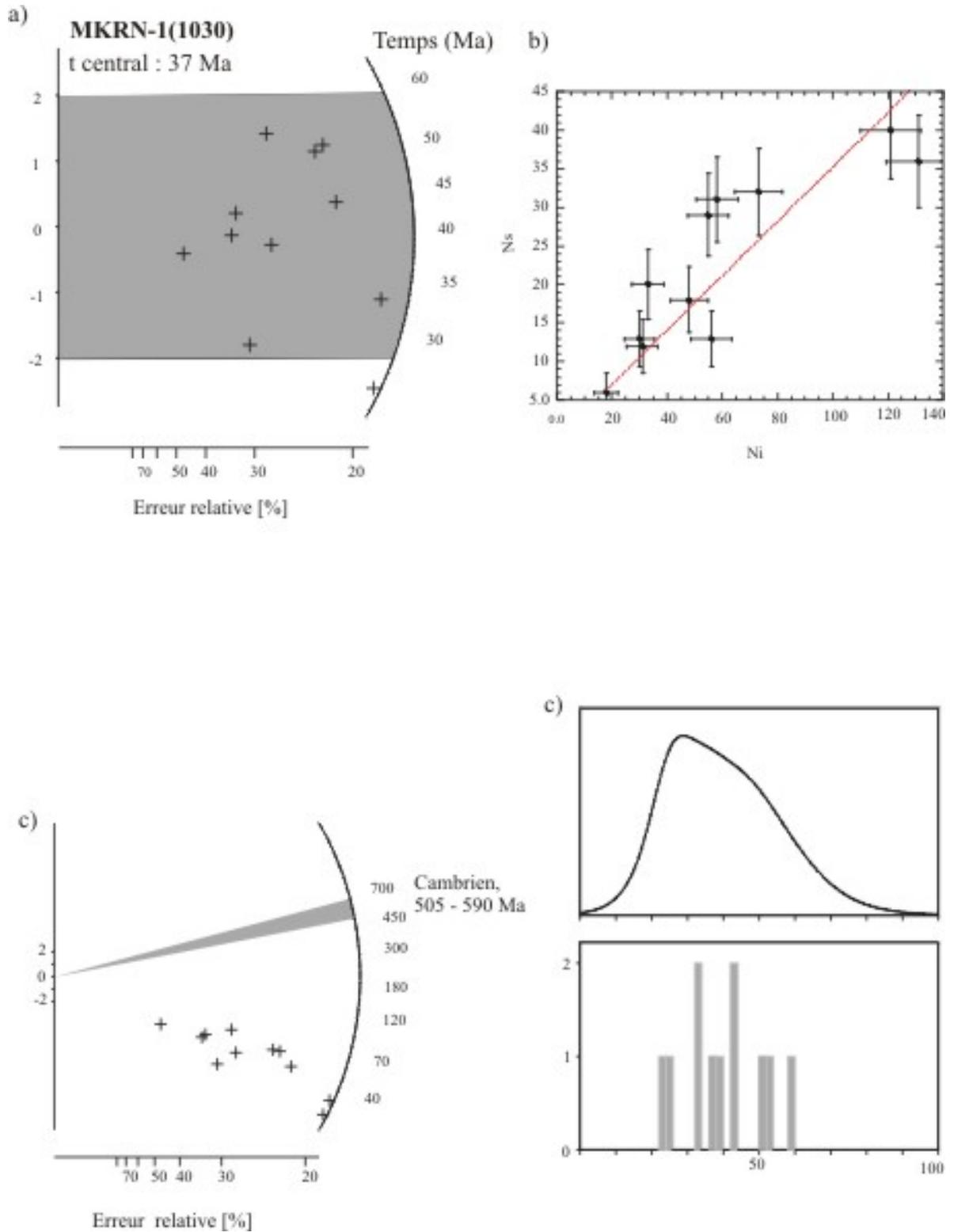


Figure IV-2-17 : Données TF de l'échantillon MKRN- (1030).

IV.3.2.3 Partie centrale (Tableau IV-2-4)

Une seule datation a pu être réalisée, dans **le forage BH-5**. L'âge central calculé, de 26 Ma, correspond à un échantillon situé à 1532 m (Ordovicien supérieur). Les représentations graphiques (Figures IV-2-18) et le tableau analytique A3-18 indiquent qu'une seule population d'âges serait présente dans cet échantillon.

Pour mémoire, nous mentionnons les résultats obtenus sur un autre forage, le **DST-1**. Seuls en effet deux grains de cet échantillon, de 1830 de l'Ordovicien supérieur, ont montré quelques (cinq au total) traces de fission (Tableau A3-19). On ne peut donc considérer l'âge moyen obtenu, de quelque 30 Ma, que comme une donnée indicative. Elle est cependant suffisante pour affirmer que comme dans BH-5, cet échantillon a subi une phase de température élevée in situ. L'âge de ce refroidissement est inconnu mais il se pourrait, au moins pour l'échantillon 1030 m de MKRN-1, situé à seulement 1030 m de profondeur, qu'il puisse être cénozoïque.

Tableau IV-2-4 : Données analytiques des échantillons de la partie centrale du bassin de l'Ahnet.

Forage (Profondeur)	n	$\rho_s \pm 1\sigma$ 10^5 t/cm^2 (N _f)	$\rho_i \pm 1\sigma$ 10^5 t/cm^2 (N _i)	$P(\chi^2)$ %	e.t. %	$\rho_m \pm 1\sigma$ 10^5 t/cm^2 (Nm)	ζ	$t \pm 1\sigma^*$ Ma	obs
BH-5 (1532 m)	11	1,33 ± 0,11 (141)	4,38 ± 0,2 (463)	71	6	5,78 ± 0,04 (16658)	341	26,3 ± 3	*
DTS-1 (1830 m)	2	2,60 ± 1,04 (5)	8,33 ± 2,08 (16)	34	<1	5,78 ± 0,04 (16658)	341	28,9 ± 15,7	*

n = nombre de grains datés.

ρ_s et ρ_i = densité de traces respectivement spontanées et induites dans les apatites.

ρ_m = densités de traces dans les dosimètres neutroniques 962.

N = nombre total de traces spontanées (s), induites (i) et des dosimètres (d) comptées.

$P(\chi^2)$ = probabilité de la valeur de χ^2 (voir texte) ; e.t. = écart-type de la population d'âge.

ζ = valeur du facteur zêta.

t = âge central ; obs = observateur : * **M. Akkouche**.

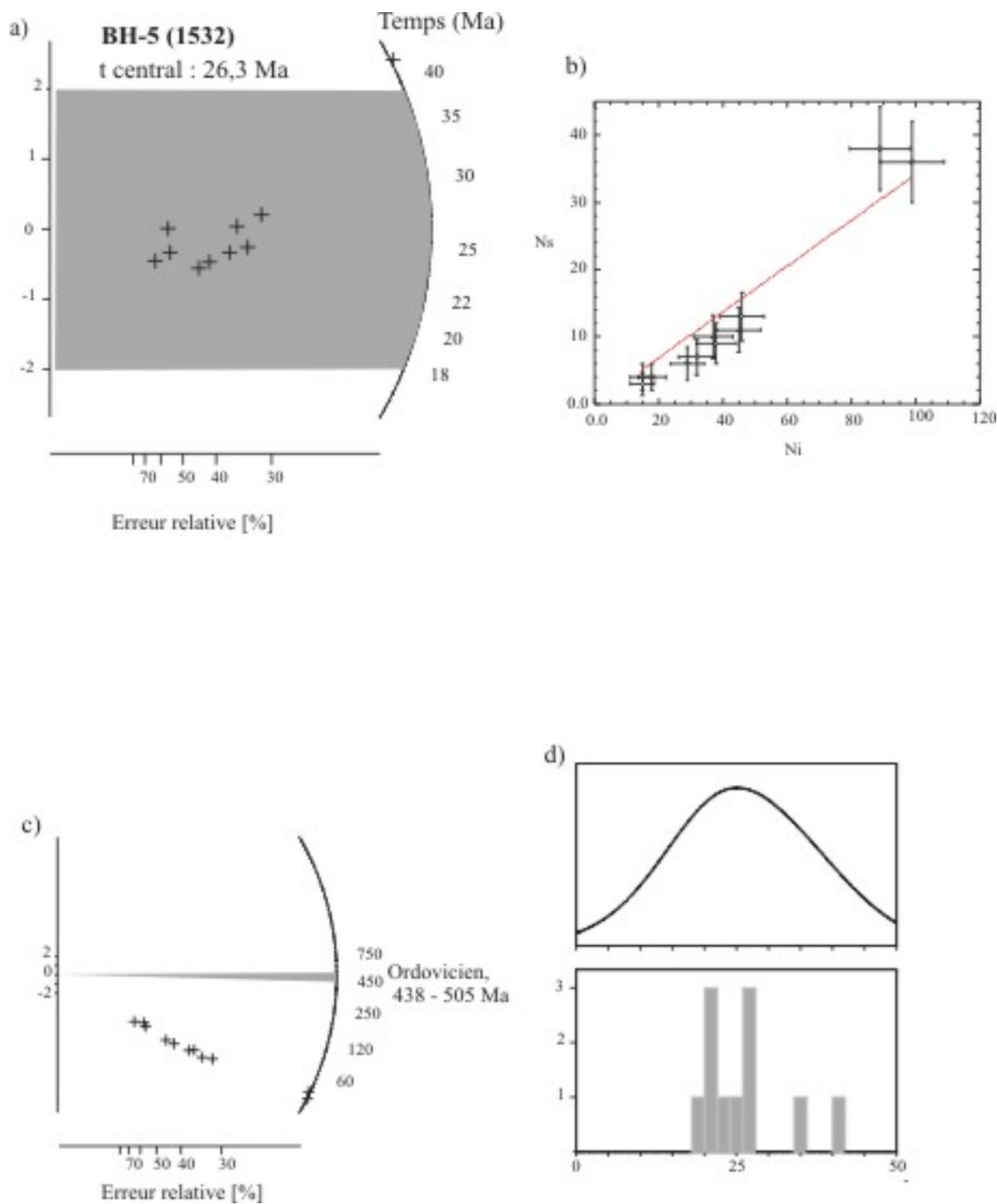


Figure IV-2-18 : Données TF de l'échantillon BH-5 (1532).

IV.3.3 Ougarta (Tableau IV-2-5)

IV.3.3.1 Grès arkosiques de Dj'bel Boukbaïssat

Six grains d'apatite provenant d'un grès arkosique du Cambrien moyen de l'Ougarta, au NW de la cuvette de Sbaâ ont été datés. Cinq de ces grains fournissent des âges concordants vers 140 Ma, le dernier proposant un âge de 194 ± 10 Ma (Tableau A3-20 et Figure IV-2-20). L'ensemble présente un âge central de 175 Ma (Tableau IV-2-5), très inférieur à l'âge stratigraphique du grès dont il provient.

Tableau IV-2-5 : Données analytiques des échantillons d'Ougarta

Localisation	n	$\rho_s \pm 1\sigma$ 10^5 t/cm^2 (Nf)	$\rho_i \pm 1\sigma$ 10^5 t/cm^2 (Ni)	$P(\chi^2)$ %	e.t. %	$\rho_m \pm 1\sigma$ 10^5 t/cm^2 (Nm)	ζ	t $\pm 1\sigma^*$ Ma	obs
Arkose	6	38,9 \pm 0,98 (1571)	21,6 \pm 0,73 (872)	5	11	5,78 \pm 0,04 (16658)	341	175,2 \pm 7,5	*

n = nombre de grains datés.

ρ_s et ρ_i = densité de traces respectivement spontanées et induites dans les apatites.

ρ_m = densité de traces dans les dosimètres neutroniques 962.

N = nombre total de traces spontanées (s), induites (i) et des dosimètres (d) comptées.

$P(\chi^2)$ = probabilité de la valeur de c^2 (voir texte) ; e.t. = écart-type de la population d'âge.

z = valeur du facteur zêta.

t = âge central ; obs = observateur : * M. Akkouche.

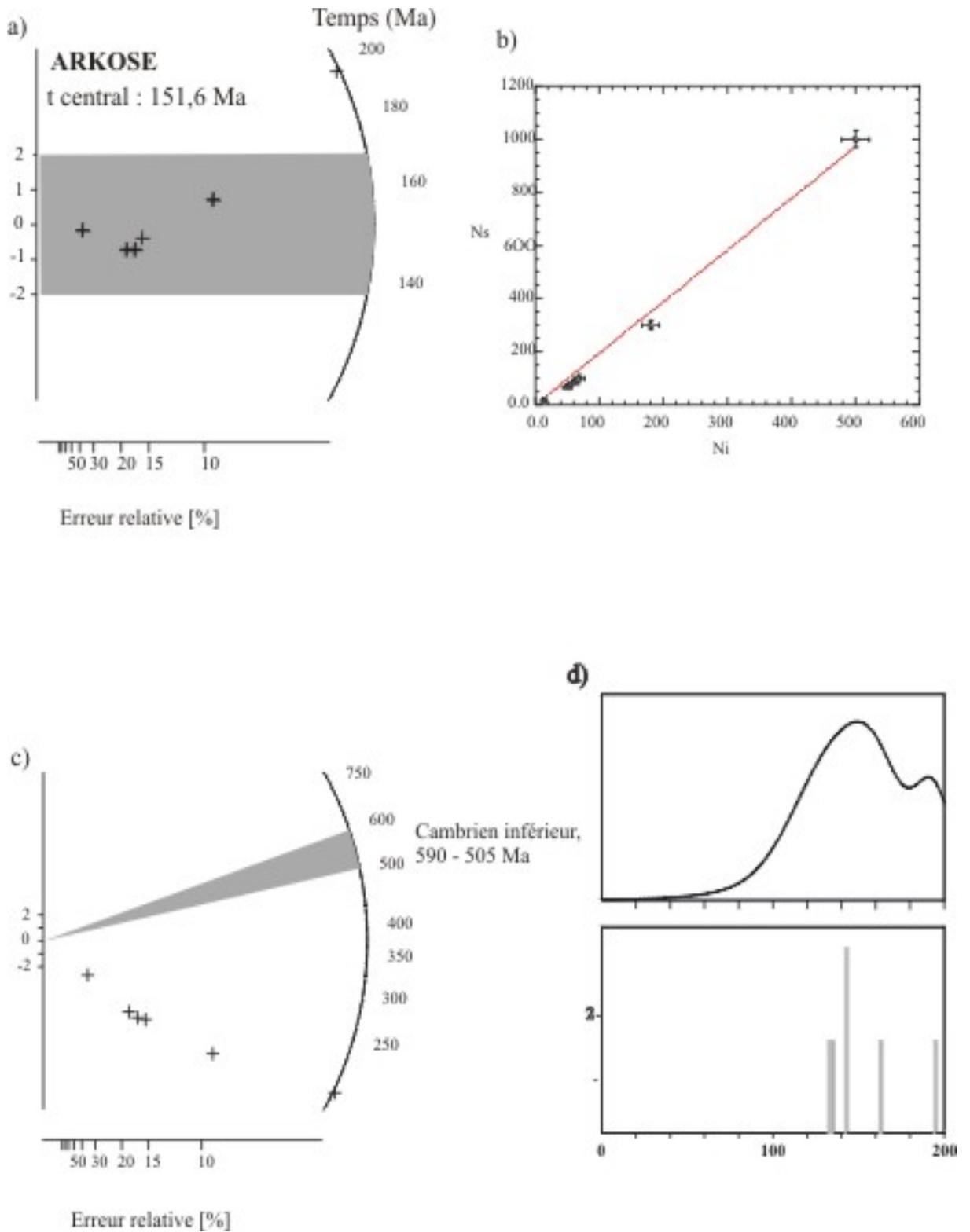


Figure IV-2-20 : Données TF de l'échantillon (Arkose).

IV.4 INTERPRETATION DES DONNEES

Les données TF obtenues dans ce travail ne sont pas les premières pour le bassin de l'Ahnet et la cuvette de Sbaâ. Dans les années 1990, GEOTRACK Inc. a conduit une étude par TF sur les apatites et les zircons associée à des mesures de pouvoir de réflectance de la vitrinite (PRV). L'intérêt de mener ces études de front est que la stabilité des traces d'une part et la variation du PRV d'autre part permettent de reconstituer l'histoire thermique des sédiments d'un forage jusqu'à des températures de l'ordre de 300°C environ, c'est-à-dire depuis les débuts de l'histoire de maturation de la matière organique jusqu'au-delà de son arrivée dans la fenêtre du gaz. Enfin, alors que cette histoire thermique a un effet cumulatif sur la réflectance de la matière organique (son indice R_0 [max]) ne peut que croître avec le temps), une température suffisamment élevée peut faire disparaître totalement les traces dans les minéraux (~120°C dans les apatites ; ~320°C dans les zircons), remettant ainsi 'à zéro' le géochronomètre TF, qui pourra à nouveau fonctionner (enregistrer de nouvelles traces de fission) si un refroidissement ultérieur se produit (baisse du gradient géothermique ou/et érosion). Les résultats de ces travaux ont aussi été reportés dans des rapports GEOTRACK (1993, 1994). Nous n'avons eu accès qu'à certaines parties d'un seul de ces documents, le 'Rapport Final GEOTRACK #537 préparé pour BHP-HAMILTON OIL CO. LDT (1994). Ces travaux ont été repris dans un document interne SONATRACH sur l'histoire thermique des bassins du Sahara ouest (Soulali, 1997) et ont été pour partie publiés par Logan et Duddy (1998).

Le travail de GEOTRACK devait initialement porter sur les forages OTLH-1 et GBF-1 dans le bassin de l'Ahnet et les forages OTRA-1 et SBAA-3 dans la cuvette de Sbaâ. En raison de la faible productivité en apatites de GBF-1 et de SBAA-3, leurs échantillons n'avaient pas été retenus et les données obtenues en TF et PRV (pouvoir de réflectance de la vitrinite) **ont donc été limitées à OTLH-1 et OTRA-1**. Un apport important de ces travaux est d'avoir montré qu'à un épisode thermique pré-hercynien (résultant de l'enfouissement des roches-mères potentielles d'hydrocarbures siluriennes) avait succédé un second épisode triasico-jurassique important, notamment par un gradient géothermique élevé, probablement lié au rifting atlantique.

Un troisième épisode thermique d'âge inférieur à 65 Ma, suivi du refroidissement final qui pourrait se situer à tout moment du Tertiaire n'aurait porté transitoirement l'ensemble de la colonne stratigraphique qu'à quelque 10 à 40°C (OTLH-1) ou 20-30°C (OTRA-1) au-dessus

des températures actuelles. Ce réchauffement aurait simplement résulté d'un enfouissement sous quelques centaines de mètres de sédiments maintenant érodés. L'intensité de cet épisode n'aurait pas été suffisante pour modifier les TF précédemment enregistrées dans la colonne paléozoïque sous-jacente (voir aussi Logan et Duddy, 1998).

IV.4.1 Bassin de l'Ahnet

Dans le **forage OTLH-1**, les traces de fission ont été étudiées dans les apatites de cinq niveaux de la colonne paléozoïque, dont quatre par GEOTRACK et un dans ce travail (figure IV-4-1). Un échantillon GEOTRACK et cinq dans ce travail n'ont fourni aucune apatite. Les deux échantillons dévoniens vers 1250-1280 m de profondeur datés par les deux laboratoires donnent des résultats en relativement bon accord, avec respectivement 54 ± 6 et 83 ± 15 Ma (tableau IV-4-1), les différences pouvant en partie résulter du faible nombre de grains datés (seulement 10 dans ce travail, et que nous ne connaissons pas dans celui de GEOTRACK).

Trois échantillons d'apatites de GEOTRACK ont fourni suffisamment de longueurs de traces confinées pour des optimisations. Elles ont révélé que l'échantillon situé immédiatement sous la discordance hercynienne, où la température actuelle est d'environ 50°C , aurait atteint dans le passé une température maximale de 90 à 100°C , lors d'un épisode de gradient géothermique élevé, de l'ordre de $75^\circ\text{C}/\text{km}$. Cet épisode est assimilé par GEOTRACK à celui daté à 170-210 Ma, relevé dans le bassin de Reggane, qui correspond là à la mise en place d'un volumineux cortège doléritique interprété comme un épiphénomène du rifting atlantique. La source du réchauffement des sédiments paléozoïques du bassin de l'Ahnet pourrait alors résulter de la dissipation de la chaleur engendrée par le magmatisme basaltique, ou/et la mise en place à une profondeur modérée d'intrusions sous le bassin de l'Ahnet. Les seules données TF de OTLH-1 cependant seraient aussi compatibles avec un refroidissement des niveaux du Dévonien moyen (Emsien-Siegenien) depuis plus de 110°C à n'importe quel moment dans l'intervalle 300-100 Ma (GEOTRACK).

De son côté, la seule donnée TF sur zircon obtenue par GEOTRACK indique que les sédiments cambriens sont toujours restés à une température inférieure à 300°C .

Dans les forages proches de OTLH-1, soit MRS-1 et MSL-1, les échantillons prélevés au voisinage de la base du Silurien, quelque 900 à 1200 m sous la discordance paléozoïque, ne présentent que des âges compris de l'ordre de 50 Ma (Figure IV-4-1). Bien qu'en l'absence

de données sur les longueurs de traces il ne soit pas possible d'optimiser ces données, il est clair d'après les âges TF que ces échantillons ont subi une phase thermique post-hercynienne. Par analogie avec le forage OTLH-1 et les données TF de la GEOTRACK, on peut estimer que cette phase, probablement $>100^{\circ}\text{C}$, s'est aussi produite durant l'épisode thermique d'extension régionale triasico-jurassique. Cet épisode pourrait aussi être responsable de l'effacement (total ?) des traces pré-existantes du niveau dévonien de MSR-1 qui présente, à 505 m sous la discordance hercynienne, un âge TF de 100 Ma. Le forage TITN enfin n'apporte aucune indication 'utile', l'âge TF déterminé pour son échantillon de 2692 m n'exprimant que l'équilibre création/destruction de traces à la température ambiante actuelle de fond de forage.

Dans les forages situés plus au Sud, tels que ceux de MKRN-1, BH-5, DTS-1, etc, on observe que le Mésozoïque est absent et que l'érosion a affecté le socle hercynien lui-même. C'est ainsi que peuvent affleurer le Carbonifère et le Dévonien supérieur. Les âges TF obtenus dans de tels forages concernent celui de MKRN-1, dans l'ensellement d'Azzel-Matti et de BH-5 dans le centre-ouest du bassin. Des âges de 37 Ma et 26 Ma y ont été respectivement obtenus, à des profondeurs de 1030 m (MKRN-1) et 1532 m (BH-5). Ils suggèrent une altération thermique cénozoïque des traces de fission plus intense que dans le nord du bassin, qui pourrait refléter une érosion récente plus importante, éventuellement accompagnée de gradients géothermique plus élevés. Au centre du bassin, dans DTS-1, où le Crétacé est également absent, le peu de données disponibles dans l'échantillon de 1830 m (voir dans l'Annexe 3 le tableau A3-19) ne semblent pas en contradiction avec les observations précédentes.

IV.4.2 Cuvette de Sbaâ

Dans la cuvette de Sbaâ, les traces de fission ont été analysées dans le forage OTRA-1 par GEOTRACK (cinq échantillons) et dans ce travail (un échantillon) (figure IV-4-2). Dans la série paléozoïque, les âges TF des apatites décroissent depuis les niveaux carbonifère et silurien jusqu'à la base du Cambrien (tableau IV-4-1, Figure IV-4-1 et Figure IV-4-2). Comme dans OTLH-1, les données TF des deux échantillons crétacés présentent des âges TF entre 200 et 300 Ma. Les données sur les échantillons siluriens (880 m) et ordovicien (980 m) de GEOTRACK révèlent une histoire thermique comportant trois événements de

refroidissement, dont le dernier n'est pas très contraint par les seules données TF. A nouveau, l'âge du refroidissement intermédiaire, qui ne peut être contraint que comme anté-Crétacé et post 250 Ma par les données TF sur apatites, est associé avec celui, mieux daté ailleurs, triasico-jurassique. Enfin, l'événement tertiaire est là aussi estimé de faible intensité, n'ayant porté la colonne sédimentaire qu'à 20-30°C au-dessus des températures actuelles (GEOTRACK ; voir aussi Logan et Duddy, 1998).

Là encore, la seule donnée TF sur zircon obtenue par GEOTRACK indique que les sédiments cambriens sont toujours restés à une température inférieure à environ 300°C.

L'âge TF que nous avons obtenu sur un échantillon de la base du Cambrien dans OTRA-1 est compatible avec les données GEOTRACK. Il en est de même des données obtenus sur deux échantillons post-discordance hercynienne dans ODZ-1bis, où deux âges vers 200-230 Ma sont proches de ceux obtenus dans le Crétacé d'OTRA-1 par GEOTRACK. Il semblerait donc qu'une même source (ou ensemble de sources) ai(en)t alimenté en apatites les sédiments jurassico-crétacés de l'Est de la cuvette de Sbaâ.

Selon les données GEOTRACK, la colonne paléozoïque de Sbaâ, à OTRA-1, comme celle de l'Ahnet à OTLH-1, aurait atteint une température proche de 100°C entre environ 170 et 210 Ma. Cependant, dans ODZ-1bis nous avons, pour un échantillon situé à 37 m sous la discordance hercynienne, déterminé un âge de 472 ± 11 Ma, très fiable d'après le nombre de grains datés et la statistique de comptage (voir Tableau A3). Bien que ODZ-1bis soit situé à quelque 50 km au NW d'OTRA-1 en bordure de la voûte d'Azzène cet âge interpelle, dans le cadre du modèle GEOTRACK, dans la mesure où la limite Carbonifère-Jurassique est bien située sur le log du forage. Un retour sur échantillonnage d'ODZ-1bis, de forages voisins et éventuellement de la voûte d'Azzène toute proche serait sans aucun doute souhaitable. Le résultat suggère en effet que le Carbonifère de ce forage n'aurait jamais atteint la température de 110°C.

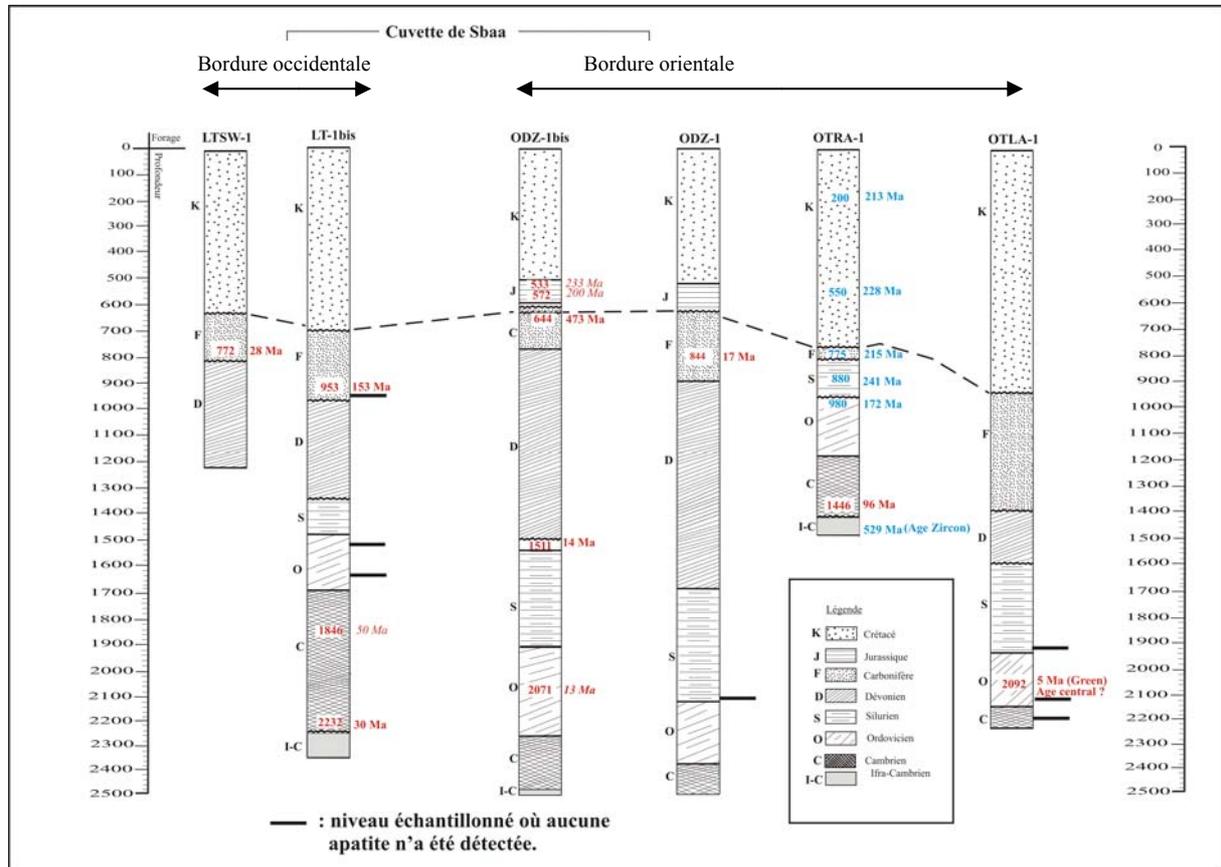
De son côté, l'âge aussi récent que 13 Ma obtenu pour un échantillon situé à 2100 m de profondeur ne peut s'expliquer par la température ambiante actuelle de 153°C. Il demande une période récente d'effacement thermique des traces et en effet une augmentation de température de l'ordre de 20-30°C durant le Tertiaire, comme postulé par GEOTRACK aurait été suffisante pour provoquer un effacement quasi complet des traces. Dans le forage voisin ODZ-1 l'âge TF de 17 Ma obtenu pour un échantillon situé à seulement 200 m sous la discordance hercynienne semble peu réaliste. Seuls quelques cristaux aux rares traces étaient

utilisables à ce niveau et de nouvelles mesures seraient nécessaires avant de trop s'interroger sur la signification de cette 'détermination'.

En bordure occidentale de la cuvette de Sbaâ, dans LT-1bis, la distribution des âges en fonction de la profondeur sous la discordance hercynienne est quelque peu réminiscente de celle de GEOTRACK pour OTRA-1, et pourrait refléter une histoire thermique du même type. Il aurait été intéressant, là comme pour les autres échantillons paléozoïques, de pouvoir disposer de mesures de longueurs de traces. Enfin dans LSTW-1, l'âge de 28 Ma obtenu à seulement 140 m sous la discordance hercynienne demanderait à être confirmé et sa signification éclairée par une analyse des longueurs de traces confinées.

Tableau IV-4-1 : Comparaison entre âges TF GEOTRACK et dans ce travail.

Profondeur (m)	Age stratigraphique	Minéral	n	Age TF (Ma)	Référence
Forage OTLH-1 (Ahnet)					
425	Crétacé	Apatite	?	267 ± 31	Géotrack
585	Carbonifère	"	?	228 ± 23	Géotrack
1065	Dévonien	"	?	n. m.	Géotrack
1251	Dévonien	"	10	53 ± 6	Ce travail
1283	Dévonien	"	?	84 ± 15	Géotrack
1401	Dévonien	"	0		Ce travail
1450	Dévonien	"	?	26 ± 6	Géotrack
2045	Ordovicien	"	0		Ce travail
2141	Ordovicien	"	0		Ce travail
2406	Ordovicien	"	0		Ce travail
2725	Cambrien	Zircon	?	498 ± 29	Géotrack
Forage OTRA-1 (Sbaâ)					
200	Crétacé	Apatite	?	223 ± 36	Géotrack
550	Crétacé	"	?	228 ± 15	Géotrack
603	Crétacé	"	0		Ce travail
775	Carbonifère	"	?	215 ± 18	Géotrack
782	Carbonifère	"	0	-	Ce travail
880	Silurien	"	?	241 ± 33	Géotrack
980	Ordovicien	"	?	172 ± 96	Géotrack
1135	Ordovicien	"	0		Ce travail
1140	Ordovicien	"	0		Ce travail
1146	Cambrien	"	10	96 ± 2	Ce travail
1435	Cambrien	Zircon	?	529 ± 41	Géotrack



En rouge : ce travail

En bleu : GEOTRACK

Figure IV-4 -2 : Comparaison entre les âges obtenus par GEOTRACK et ceux dans ce travail pour la cuvette de Sbaâ.

- CONCLUSION GENERALE -

LE SECTEUR ETUDIE correspond à la partie occidentale de la plate-forme saharienne nord-africaine. Son évolution géodynamique s'est réalisée principalement au Paléozoïque en contexte intracratonique avec l'influence d'une marge passive au nord (Paléotethys). L'architecture de la colonne sédimentaire paléozoïque a été acquise sous l'influence de la proche présence de la suture panafricaine, de l'évolution de la subsidence de la plate-forme, des variations du niveau de la mer et de l'orogénèse varisque à la fin du Paléozoïque.

Les formations sédimentaires de la plate-forme saharienne présentent un fort potentiel en hydrocarbures. Cependant, la préservation de ces hydrocarbures dans les réservoirs semble avoir été fortement contrôlée par l'histoire thermique de la région au cours des temps phanérozoïques. En effets, plusieurs épisodes thermiques semblent affecter la plate-forme au cours de son évolution, à savoir : (1) l'orogénèse varisque, (2) l'ouverture de l'Océan Atlantique au Jurassique et (3) le bombement thermique du Hoggar au Cénozoïque, principalement à l'Eocène. Dès lors, il convient d'expliquer la nature des hydrocarbures (huile ou gaz) dans les différents secteurs en tentant de la corrélérer à l'évolution géodynamique générale.

Ce travail permet de replacer l'évolution de la marge saharienne occidentale dans l'ensemble de ce contexte géodynamique. Il s'appuie sur une synthèse bibliographique sur la zone d'étude, sur des observations de terrain et, surtout, sur l'étude des traces de fission des apatites contenues dans les grès de différentes formations atteintes par les forages dans la cuvette de Sbaâ et le bassin de l'Ahnet-Nord.

Nous tentons, dans cette dernière partie du mémoire, de replacer l'ensemble de nos observations dans le contexte général de la plate-forme saharienne afin de dégager quelques leçons sur son histoire thermique et son influence sur l'évolution des gisements pétroliers de la cuvette de Sbaâ et du bassin de l'Ahnet. Afin de reconstituer cette évolution thermique, nous replaçons nos résultats en perspective avec les différentes approches.

1 – L'évolution géodynamique à la lumière de la sédimentation de la plate-forme saharienne occidentale

Contexte géodynamique général

À la suite de l'orogénèse panafricaine, la sédimentation débute au *Cambrien* et les premiers dépôts reposent sur la surface de discordance infra-tassilienne. D'abord continentale (fluviale) à la base du Cambrien, la sédimentation devient rapidement marine jusqu'au sommet de l'Ordovicien.

Au cours de cette première période de sédimentation au *Paléozoïque inférieur*, les fluctuations cycliques du niveau de la mer contrôlent l'organisation des dépôts. La subsidence tectonique, variable suivant les secteurs, traduit l'enfoncement contrasté de panneaux de socle et joue également un rôle important dans l'accumulation sédimentaire. La présence de surfaces de discordance dans la colonne sédimentaire témoigne de l'ensemble de ces phénomènes. Les épaisses séries détritiques cambriennes et ordoviciennes correspondent aux principaux réservoirs à hydrocarbures de la série du Paléozoïque inférieur.

À la fin de l'Ordovicien, la glaciation hinantienne influence les dépôts. Mais ce sont surtout les effets de la déglaciation qui s'enregistrent (Unité IV de l'Ashgill) par de spectaculaires dépôts péri-glaciaires.

Le *Silurien* est marqué par une nouvelle transgression et le dépôt d'ampélites dans un environnement anoxique. Il s'agit des dépôts des schistes à Graptolithes qui vont constituer la principale roche mère des hydrocarbures sahariens. À partir du *Dévonien*, la sédimentation marine est à nouveau fortement influencée par les variations eustatiques. Les niveaux gréseux du Dévonien vont également constituer d'excellents réservoirs (réservoir D55).

Au *Carbonifère*, les mouvements varisques conduisent à la structuration des Monts d'Ougarta dans un contexte de tectonique de couverture, à l'aplomb de l'ancienne suture panafricaine. Ces mouvements tectoniques, qui ne semblent pas s'accompagner d'un

épaississement crustal important, vont déformer les séries sédimentaires plus anciennes au niveau de la cuvette de Sbaâ qui évolue à la manière d'un bassin flexural d'avant-pays. Le domaine ougartien, à la bordure méridionale du faisceau de la Saoura, subit une importante érosion permettant la mise à l'affleurement des séries du Paléozoïque inférieur, alors que l'ensemble des dépôts paléozoïques est préservé dans la cuvette de Sbaâ.

Au *Mésozoïque*, le super-continent du Gondwana commence à se disloquer, l'Océan Atlantique s'ouvre. Les déchirures continentales ont un impact sur la plate-forme saharienne. Le socle continental de cette dernière subit une surrection d'origine thermique qui se traduit par de nombreuses lacunes sédimentaires. La partie la plus occidentale de la plate-forme (bassin de Reggane principalement) est intrudée par des venues doléritiques, témoins de l'océanisation atlantique au Jurassique. La phase de refroidissement post-rifting qui fait suite à l'ouverture de l'Océan Atlantique est marquée par un épisode de détumescence thermique qui permet la création de l'espace disponible à la sédimentation des formations du « Continental intercalaire ».

Au *Cénozoïque*, le bombement thermique du Hoggar favorise une nouvelle intumescence thermique qui engendre l'arrêt de la sédimentation au niveau de la plate-forme.

L'analyse des courbes d'enfouissement

Les deux courbes d'enfouissement établies pour le forage OTRA-1 dans la cuvette de Sbaâ et le forage TEG-1 dans le bassin de l'Ahnet (Logan et Duddy, 1998) permettent de retrouver les grandes étapes de l'évolution géodynamique. On peut ainsi distinguer les phases de subsidence et d'érosion au niveau de la plate-forme (figure C-1).

L'analyse des courbes d'enfouissement suggère que le maximum de subsidence est atteint vers la fin du Carbonifère à la faveur du plissement de l'Ougarta. Cette subsidence est liée à la flexuration de la couverture au front du domaine plissé de l'Ougarta, qui conduit également à l'isolement structural de la cuvette de Sbaâ par rapport au bassin de l'Ahnet. L'ensemble de ces déformations montre le caractère mobile d'accidents profonds affectant la croûte continentale panafricaine et qui contrastent fortement avec la stabilité des domaines cratoniques alentours.

Les courbes témoignent d'une surrection à partir du Permien jusqu'au Jurassique moyen qui se traduit par une érosion importante des séries sédimentaires. Ce phénomène serait la réponse au bombement thermique de la plate-forme saharienne, avant et pendant

l'ouverture de l'Atlantique Sud. Cette période est également marquée à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, par le fonctionnement des systèmes de rifts intracontinentaux de l'Afrique de l'Ouest et cela jusqu'au Crétacé inférieur.

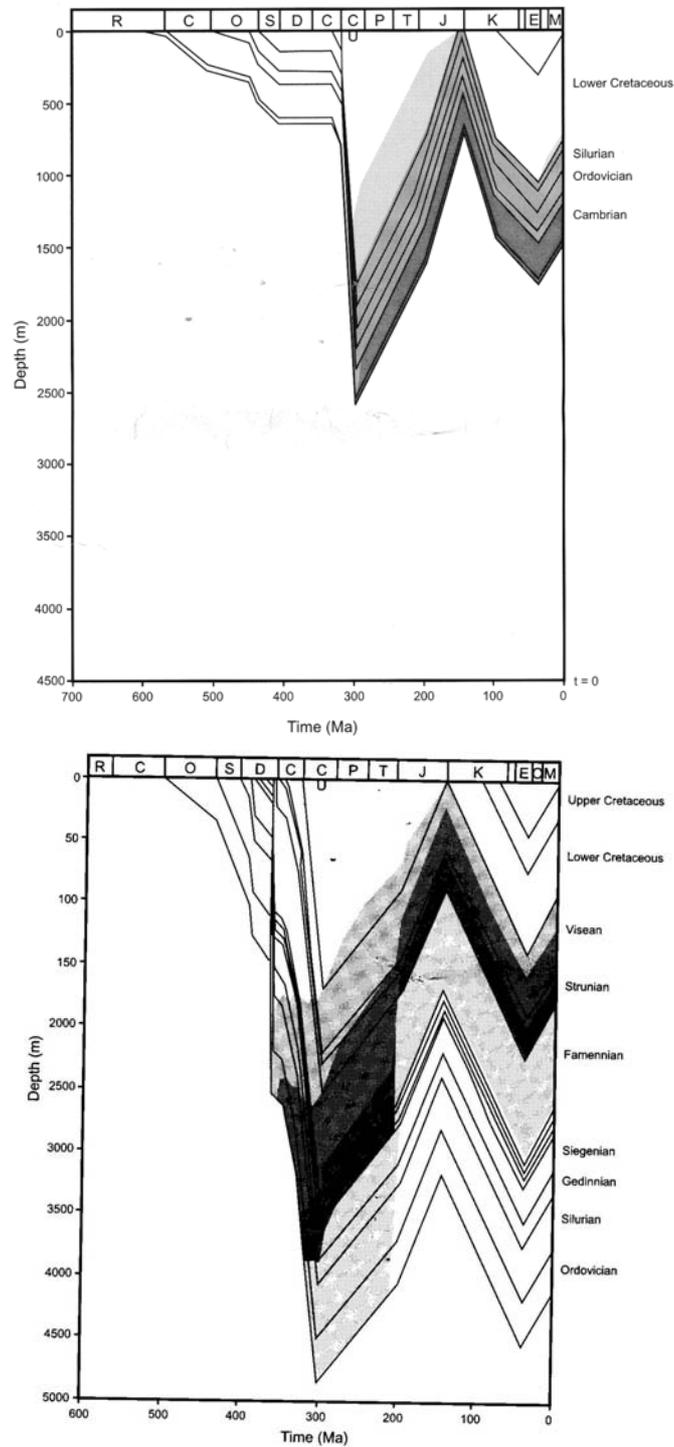


Figure C-1 : Courbes d'enfouissement des sédiments des forages OTRA-1 (cuvette de Sbaâ, haut) et TEG-1 (bassin de l'Ahnet, bas), (Duddy et Logan, 1998).

Au cours du Jurassique inférieur et moyen les intrusions doléritiques recourent la plate-forme saharienne. Elles témoignent de la proximité de la déchirure continentale qui conduit à l'océanisation atlantique. Elles induisent en outre une anomalie thermique notable qui se traduit par une remontée du début de la fenêtre à huile au cours du Jurassique.

Du Jurassique moyen au sommet du Crétacé inférieur, on observe une reprise de la subsidence. Il s'agit très vraisemblablement de la subsidence thermique qui fait suite à l'arrêt de l'extension au niveau des rifts à la suite de l'ouverture de l'Atlantique. Elle se traduit entre autres par la grande transgression du Crétacé supérieur sur la plate-forme. Le refroidissement subi par la croûte se traduit également par la dépression du début de la fenêtre à huile.

À partir du Crétacé supérieur, on observe une reprise modérée de la subsidence jusqu'à l'Eocène avec un gradient géothermique proche de l'actuel. Cependant, les épaisseurs cumulées demeurent insuffisantes pour introduire les réservoirs dans la fenêtre à gaz. Dès lors, si un cracking secondaire a affecté les hydrocarbures dans les réservoirs, il doit trouver son origine thermique, non pas dans l'enfouissement, mais dans une augmentation notable du gradient thermique régional, ce dernier pouvant alors être lié, dans le bassin de l'Ahnet à l'épisode thermique accompagnant le bombement thermique du Hoggar à partir de l'Eocène.

Quelques données sédimentologiques nouvelles

Les travaux conduits sur le terrain ont permis de reconnaître des dépôts influencés par les tempêtes dans les séries paléozoïques de l'Ougarta. Leur reconnaissance antérieure n'était que très partielle. L'effet des tempêtes qui affectent les zones de dépôt peu profondes (<100-150 m) est contrasté suivant les niveaux stratigraphiques et le matériel sédimentaire concerné : tempestites « classiques » dans le Cambro-Ordovicien de Djbel Boukbaïssat et la connexion tempestites – turbidites de shelf au sommet des paraséquences du Famennien de la localité de Marhouma.

Notre travail a également permis la mise en évidence de dépôts de jökulhlaups dans l'Unité IV du Kheneg Etlaiä. Ils résultent de crues violentes lors de la rupture de barrages sous-glaciaires. Ces mécanismes hydrologiques très violents sont favorables à la redistribution des sédiments détritiques sur de vastes plaines d'inondation péri-glaciaires bordant au Nord l'inlandsis hinanrtien en cours de démantèlement. L'enregistrement subaquatique distal de ces crues en contexte de déglaciation a également été reconnu dans les niveaux de l'Ashgill des carottes du forage MSR-1 (bassin de l'Ahnet). Il est dès lors possible

d'envisager la magnitude extrême de ces phénomènes sédimentaires qui accompagnent la déglaciation.

Le découpage séquentiel de la colonne sédimentaire paléozoïque et sa signification

Nous avons tenté un découpage séquentiel à l'échelle des séquences de 3^{ème} ordre à partir des courbes diagraphiques du signal Gamma Ray (GR) dans quatre forages (MSR-1 et OTLH-5 : Ahnet ; LT-1bis et TOT-1 : cuvette de Sbaâ). Nous avons recherché les séquences génétiques qui enregistrent les cycles de transgression-régression. Toutefois, dans la cuvette de Sbaâ, les enregistrements sédimentaires apparaissent moins épais que dans le bassin de l'Ahnet. À la lumière de cette étude, il apparaît que le bassin de l'Ahnet et la cuvette de Sbaâ présentent des enregistrements stratigraphiques contrastés tant dans le temps que dans l'espace qui témoignent des effets différents de la subsidence et des érosions suivant les secteurs. Les séquences identifiées ne sont pas toujours en accord avec la courbe eustatique du Paléozoïque et leurs épaisseurs sont variables.

2 – L'évolution thermique à la lumière des données de traces de fission

L'analyse des traces de fission a été réalisée sur des apatites extraites des grès de différents intervalles stratigraphiques à la fois dans le bassin de l'Ahnet et la cuvette de Sbaâ.

Le problème de l'échantillonnage et de la préservation des apatites

Notre travail était basé sur l'étude des traces de fission des apatites. Or, la séparation de ce minéral de nos échantillons fut souvent décevante. Dans la mesure où le protocole d'extraction était toujours le même pour tous les échantillons, il convient de poser la question de leur concentration réelle dans les échantillons et, ce faisant, sur leur pouvoir de préservation dans les roches sédimentaires silicoclastiques. Les échantillons les plus riches en apatites correspondent aux faciès détritiques les moins matures, les grès du Cambrien et, dans une moindre mesure, les grès de la base de l'Ordovicien. À l'inverse, les grès hyper-matures de l'Unité IV de l'Ashgill n'en renfermaient pas. Les grès de la base du Carbonifère des forages étudiés ont livré des apatites.

On constate que les sédiments qui présentent la maturité minéralogique et texturale la plus faible sont ceux qui livrent la plus grande quantité d'apatite. L'apatite est un minéral de dureté modérée (5 sur l'échelle de Mohs) qui résiste mal à un transport prolongé, à des conditions hydrodynamiques sévères et à une reprise de la sédimentation. C'est pour ces raisons que les dépôts fluviatiles (grès arkosiques du Cambrien) et de plate-forme interne (barres hydrauliques du Carbonifère inférieur) sont les plus favorables. En revanche, les grès périglaciaires de l'Ordovicien terminal, remobilisés par des processus de forte énergie lors des débâcles glaciaires en sont dépourvus. De la même manière, les dépôts de plate-forme marine qui ont subi d'importants remaniements lors des tempêtes (essentiel de la série ordovicienne) ne renferment que peu d'apatites.

Dès lors, la reconnaissance des faciès et la détermination de l'énergie hydrodynamique cumulée du transport et du milieu de dépôt devront conditionner l'échantillonnage lors des futures études de traces de fission.

L'histoire thermique du bassin de l'Ahnet

Les traces de fission témoignent d'épisodes thermiques et d'érosion différents suivant les domaines du bassin avec une tendance générale à l'effacement des traces du Nord vers le Sud.

Au Nord du bassin de l'Ahnet (MRS-1 et MSL-1), les âges obtenus dans les formations de l'Ordovicien et de la base du Silurien sont de 50 Ma environ. Ils témoignent d'une phase thermique post-varisque qui a affecté la colonne paléozoïque. On peut estimer que les températures atteintes au cours de cet épisode thermique, probablement $>100^{\circ}\text{C}$, sont également à mettre en relation avec l'épisode thermique d'extension régionale d'âge triasico-jurassique. Cet événement thermique pourrait également être à l'origine de l'effacement total des traces pré-existantes du niveau dévonien du forage MSR-1 qui présente, à 505 m sous la discordance varisque, un âge TF de 100 Ma.

Plus au Sud, les âges respectifs de 37 Ma et 26 Ma obtenus à des profondeurs de 1030 m (forage MKRN-1) et 1532 m (forage BH-5), suggèrent une altération thermique cénozoïque des traces de fission plus intense que celle mise en évidence dans le Nord du bassin. Cette caractéristique pourrait refléter une érosion récente plus importante, mais également l'action éventuelle de gradients géothermiques plus élevés.

Au centre du bassin (forage DTS-1), les données de l'échantillon prélevé à 1830 m pourrait également refléter une phase d'érosion semblable à celle qui a été identifiée dans les forages de la partie nord-ouest du bassin.

L'histoire thermique de la cuvette de Sbaâ

La plupart des résultats obtenus sur les échantillons prélevés dans les forages de la cuvette de Sbaâ est compatible avec ceux obtenus par les chercheurs de la Société GEOTRACK sur le forage OTRA-1, situé à 50 kilomètres du forage ODZ 1-bis. Dans le forage ODZ-1bis, les résultats suggèrent une histoire thermique marquée par trois événements de refroidissement. Le plus ancien se situe entre 200 et 300 Ma. Le second aurait un âge proche de 170-210 Ma et le plus récent entre 30 et 50 Ma. Ces âges témoigneraient successivement des événements de refroidissement carbonifère (fin de l'orogénèse varisque), jurassique (détumescence thermique post-rifting atlantique) et éocène (bombement du Hoggar). Un seul échantillon présente un résultat surprenant. Il s'agit de l'échantillon n°644 (forage ODZ-1bis) qui donne un âge de 472 ± 11 Ma, prélevé dans un horizon détritique du Tournaisien. Onze des 12 apatites de cet échantillon présentent des traces de fission fossiles pré-datant nettement le Carbonifère. En d'autres termes, l'épisode varisque n'a jamais atteint un seuil thermique suffisant pour effacer ces traces au niveau de la bordure septentrionale de la cuvette de Sbaâ. Ce constat suggère que la cuvette de Sbaâ est un des domaines de la plate-forme saharienne occidentale les moins affectées par les événements thermiques post-varisques. De toute évidence, à partir de la fin du Carbonifère, voire du Permien, la cuvette de Sbaâ est structurée et demeurera dans un climat structural relativement superficiel.

3 – Les potentialités pétrolières à la lumière de l'ensemble des résultats

Les figures C-2 et C-3 tentent de replacer l'ensemble de nos données dans un schéma d'évolution général de la plate-forme saharienne occidentale.

Si tous les essais de modélisation géochimique au niveau des forages des bassins occidentaux montrent que le maximum de génération d'hydrocarbures se situe à la fin de la période de forte subsidence dévonienne (Frasnien–Famennien), on peut également envisager une seconde phase de génération post-varisque. D'un point de vue thermique, les données géologiques générales, ainsi que celles apportées par les courbes d'enfouissement et les

datations des traces de fission (Logan et Duddy, 1998 ; ce travail), plaident en faveur de trois épisodes thermiques correspondant à des phases de réchauffement et de refroidissement corrélatif :

- l'orogénèse varisque ;
- l'ouverture de l'Océan Atlantique ;
- le bombement du Hoggar.

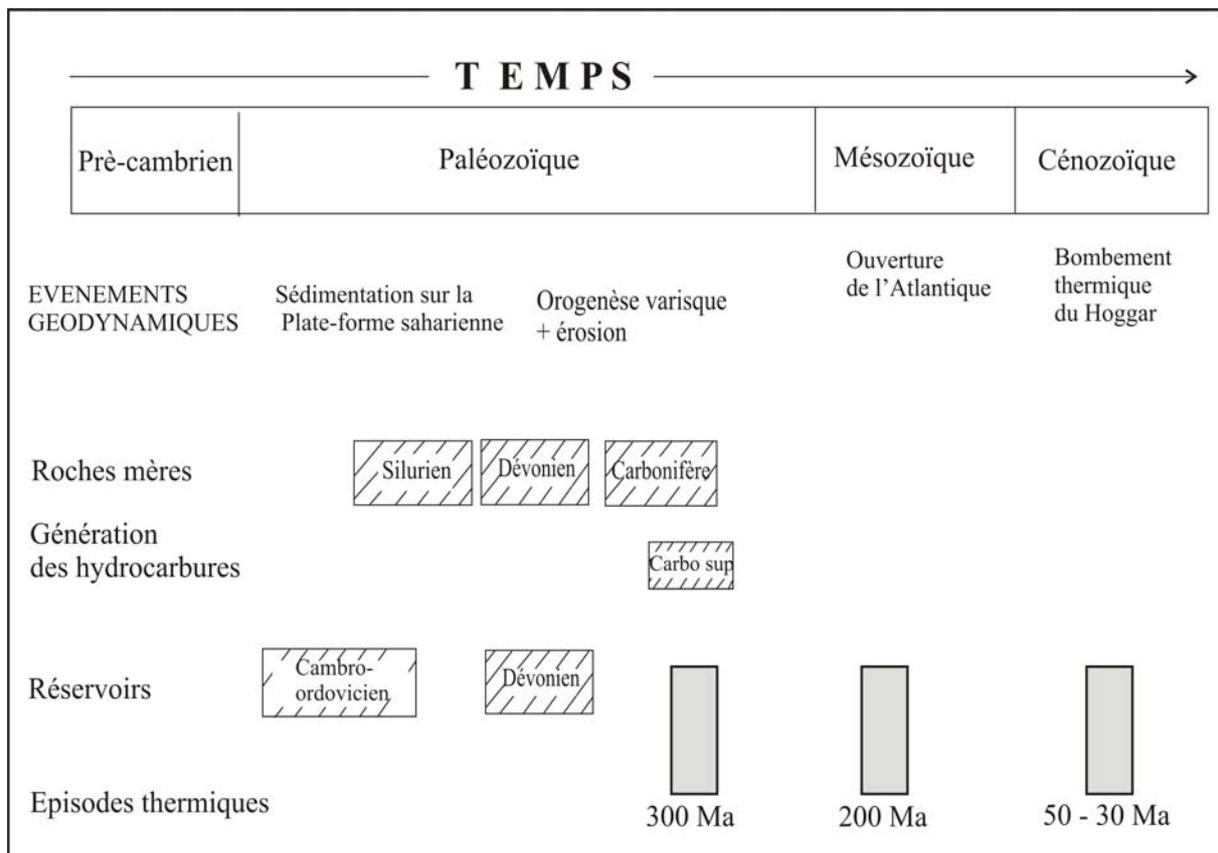


Figure C2 : Principaux évènements ayant affectés les bassins de Reggane, de l'Ahnet et la cuvette de Sbaâ.

Parmi les scénarii possibles, le plus simple plaide en faveur d'une génération des hydrocarbures au Carbonifère, lors de l'épisode thermique lié à l'orogénèse varisque et au plissement superficiel au niveau des Monts d'Ougarta, par réactivation de la suture panafricaine. Cet épisode de maturation des roches-mères s'accompagne de l'extraction des hydrocarbures générés et de leur migration vers les réservoirs (grès du Cambro-Ordovicien, du Dévonien – réservoir « D55 » et du Carbonifère). Il est fort probable que la nature des

hydrocarbures varie selon les domaines de la plate-forme saharienne en fonction de gradients thermiques variables et de zones à subsidence variable car, ne l’oublions pas, cette plate-forme est morcelée en de nombreux panneaux à l’évolution contrastée (cf. Chapitre 1). Dès lors, on devait rencontrer à la fin du Carbonifère des réservoirs dans lesquels pouvaient coexister huile et gaz, mais également huile seule ou gaz seul.

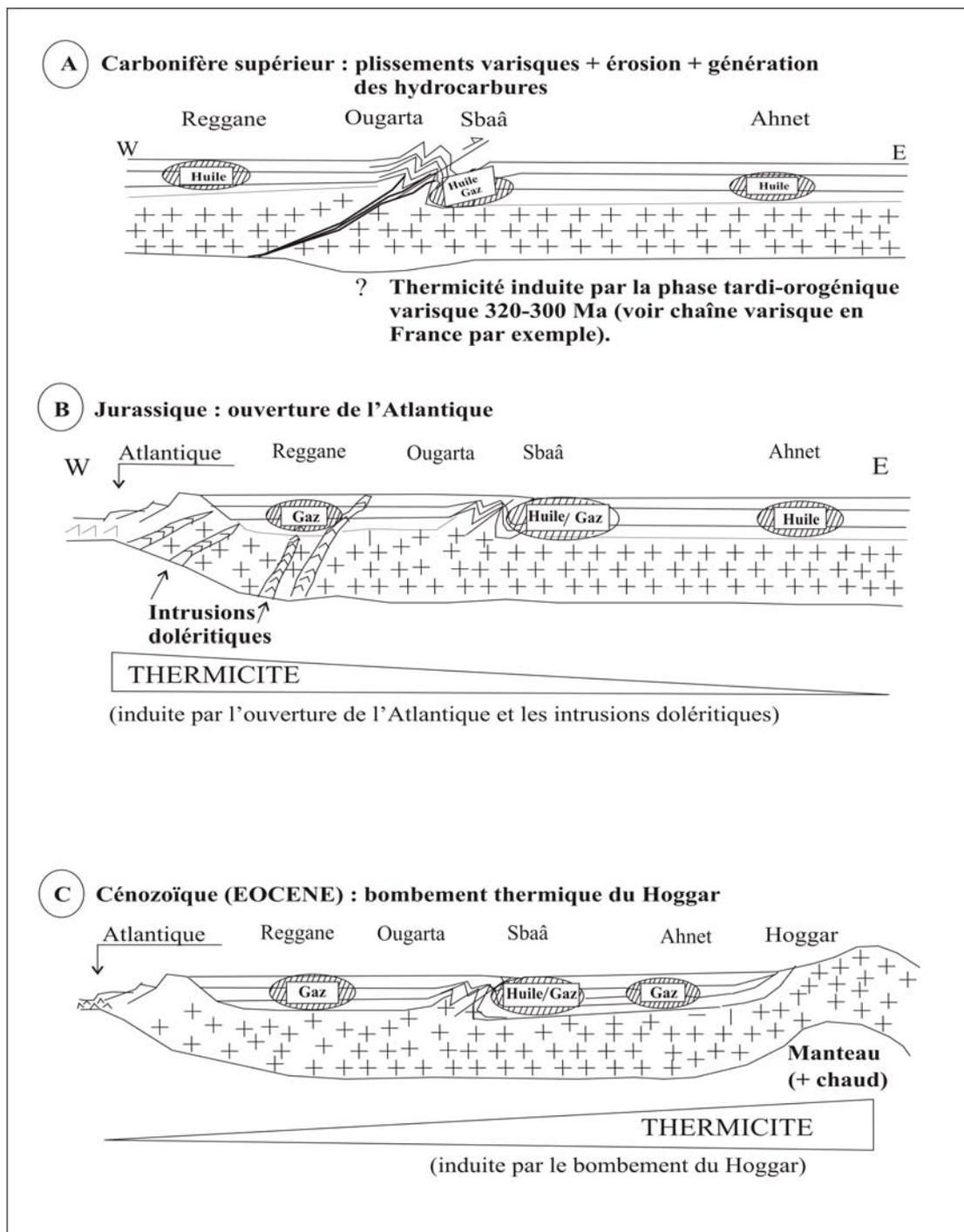


Figure C3 : Modèle de thermicité des bassins de Reggane, Ahnet et de la cuvette de Sbaâ depuis le Carbonifère supérieur.

Les perspectives en hydrocarbures (Khenous, 1997) suggèrent, d'Ouest en Est, une répartition suivante des hydrocarbures dans les bassins de la plate-forme saharienne occidentale (fig. I-16) :

- Bassin de Tindouf : potentialité en gaz ;
- Bassin de Reggane : potentialité en huile et gaz (variable selon les zones) ;
- Cuvette de Sbaâ : potentialité en huile et gaz.

Actuellement, les prospections révèlent des indices d'huile et de gaz dans la cuvette de Sbaâ et dans le bassin de Reggane, alors que le gaz seul est présent dans le bassin de l'Ahnet, ce qui est en première approche en accord avec les potentialités proposées par Khenous (1997). On peut également supposer, en première approche que l'état actuel des gisements témoigne de leur nature primordiale, après l'épisode de genèse et de migration des hydrocarbures lors de l'épisode varisque.

Cependant, les données concernant l'importance et l'âge des épisodes thermiques permet de proposer un autre scénario d'évolution. D'après Logan et Duddy (1998), l'épisode thermique majeur se situe à 200 Ma (seconde épisode thermique), c'est-à-dire à la limite Trias-Jurassique. Pour ces auteurs, cet événement thermique serait à l'origine de la formation de l'essentiel du gaz. La présence possible de pyrobitumes dans certains réservoirs des bassins de Reggane et de l'Ahnet permettrait d'appuyer en partie cette hypothèse, car elle témoignerait d'un cracking secondaire dans certains réservoirs dans lesquels de l'huile avait migrée lors de l'épisode varisque.

L'épisode thermique à 200 Ma pourrait être mis en relation avec l'ouverture de l'Atlantique et la mise en place corrélative de filons de dolérites (*cf.* Chapitre I, fig. I-12) qui se concentrent dans la partie occidentale de la plate-forme saharienne. Ce phénomène pourrait expliquer l'évolution des huiles primordiales des réservoirs en gaz au cours du chauffage induit par les intrusions basiques et, en particulier la potentialité en gaz du bassin le plus occidental, le bassin de Tindouf (Khenous, 1997). Plus à l'Est, à mesure que l'on s'éloigne de cette zone occidentale à gradient thermique maximal, les hydrocarbures des réservoirs d'autres bassins pourraient n'avoir subi le phénomène que très partiellement et discrètement.

À l'Eocène, un troisième épisode thermique, moins marqué et caractérisé par des températures plus basses affecte la plate-forme. Compte tenu de son âge et de l'évolution géodynamique de la plate-forme saharienne, cet événement doit très probablement être lié au panache mantellique du Hoggar dont les effets se font sentir au Cénozoïque. On peut alors envisager que les hydrocarbures aient subi un cracking secondaire, en particulier dans le bassin de l'Ahnet pour lequel des températures croissantes ont été mises en évidence d'Ouest en Est par les traces de fission. Ce phénomène pourrait alors expliquer la présence exclusive du gaz dans les prospectes du bassin de l'Ahnet.

En définitive, la cuvette de Sbaâ se situe en position centrale par rapport aux zones d'influence thermique liées à l'ouverture de l'Atlantique et au panache du Hoggar et aurait pu être préservée, ce qui expliquerait la coexistence de l'huile et du gaz, comme c'est d'ailleurs également le cas dans la partie nord-est du bassin de Reggane.

Ce modèle est déjà valable en fait, si l'on tient compte de certains résultats d'analyse d'échantillons des forages KB-4 et KB-5 situés au Nord de l'Ahnet (rapport interne, CRD, 1983, N° 420-1.2056), qui ont mis en évidence la présence des pyrobitumes dans le Dévonien et le Carbonifère. Il conviendrait donc, de confirmer cette information, d'élargir par contre l'échantillonnage dans les bassins de l'Ahnet et de Reggane, d'établir une cartographie précise de la répartition des pyrobitumes éventuellement présents dans les différents réservoirs explorés et de tenter enfin, de mettre en évidence une correspondance avec les données thermiques disponibles, y compris les données essentielles du pouvoir réflecteur de la vitrinite. Quoiqu'il en soit, l'épisode thermique majeur semble être celui à 200 Ma (Logan et Duddy, 1998).

RECOMMANDATIONS

Ce travail a montré en tout premier lieu l'intérêt de l'approche multidisciplinaire de l'évolution de bassins de plate-forme et de l'évaluation de leurs potentialités en hydrocarbures.

Nous recommandons de maintenir cette transversalité pour les études futures et pour les raisons suivantes. Les traces de fission des apatites permettent de déterminer la forme du chemin thermique suivi par un échantillon depuis son dernier refroidissement à une température inférieure à 110°C, et de quantifier l'épaisseur des intervalles sédimentaires

érodés. Parallèlement, les analyses sédimentologiques détaillées et leur corollaire, le découpage séquentiel, permettent de préciser la préservation de l'enregistrement stratigraphique et, par conséquent, l'importance des lacunes sédimentaires. Ces lacunes peuvent être mises directement en parallèle avec les données des traces de fission.

Les données des traces de fission ne permettent d'atteindre un maximum de température que jusqu'à 110°C (apatite) ou vers 300°C (zircon), sans pouvoir toutefois atteindre le domaine des températures intermédiaires. Ce dernier peut cependant être appréhendé par la détermination du pouvoir réflecteur de la vitrinite. La connaissance de l'état de la matière organique dans le temps et dans l'espace demeure nécessaire enfin, pour les bassins de l'Ahnet et Reggane. Par conséquent, le couplage des deux approches précédentes avec l'étude de la vitrinite apparaît comme fondamental. Et pour une meilleure synthèse thermique de la région, l'échantillonnage du flancs des monts d'Ougarta est autant nécessaire, de part les indices d'huile qu'ils présentent.

L'amélioration des connaissances actuelles sur les potentialités en hydrocarbures des réservoirs de la cuvette de Sbaâ et du bassin de l'Ahnet, et plus généralement de l'ensemble des bassins de la plate-forme algérienne, devrait donc s'appuyer sur ce type d'approche intégrée. Un tel travail, qui sera nécessairement conduit dans le futur, ne sera pleinement satisfaisant qu'en étant lui-même mis en perspective avec l'ensemble des données d'exploration (terrain, géophysique, géochimie et données de puits).

- REFERENCES -
- BIBLIOGRAPHIQUES -

- Aigner T. (1985). – Storm depositional systems. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 3, Springer-Verlag, Berlin, 174 p.
- Aït Hamou F. et Dautria J.M. (1994). Le magmatisme cénozoïque du Hoggar : une synthèse des données disponibles. Mise au point sur l'hypothèse d'un point chaud. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, 5, 1, 49-68.
- Aït Kaci A. (1990). Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des monts d'Ougarta pendant le Cambrien (Sahara algérien nord-occidental). *Thèse doct.*, Univ. Alger, 167 p.
- Aliev M., Aït Laoussine N., Avrov V., Aleksine G., Barouline G., Iakovlev B., Korj M., Kouvikine J., Makarov V., Mazanov V., Medvedev E., Mkrtchiane O., Moustafinov R., Oriev L., Oroudjeva D., Oulmi M. et Saïd A. (1971). Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara algérien. *Tome 1. Sonatrach. Altamira-Rotopress, S. A. Espagne. Dépôt légal : M. 1497/1972.*
- Allègre C. et Caby R. (1972). Chronologie absolue de l'Ahaggar occidental. *C.R. Ac. Sci. Paris*, 275, 2095-2098.
- Allen J.R.L. (1982). – Sedimentary structures. Their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, 30B, Elsevier, Amsterdam, 663 p.
- Akkouche M et Poupeau G. (2000). Rapport final du Contrat UJF-SONATRACH 9855, 127 p.
- Arbey F. (1968). Structures et dépôts glaciaires dans l'Ordovicien terminal des chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 266, 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*, 273, 854-857.
- Armstrong P.A., Kamp P.J.J., Allis R.G. et Chapman D.S. (1997). Thermal effects of intrusion below the Taranaki basin (New Zealand) : evidence from combined apatite fission track age and vitrinite reflectance data, *Basin Research*, 9, 151-169.
- Attar A. (1984). Classification des prospects, méthode d'évaluation des ressources en hydrocarbures (instructions pratiques). Rapport interne, SONATRACH.
- Basile C., Mascle J. et Guiraud R. (2005). Equatorial Atlantic continental margin basins of Africa. *J. African Earth Sci.*, 43, 1-3, 275-282.
- Bekkouche D. (1992). Le Silurien supérieur - Dévonien inférieur du bassin de Ghadamès (Sahara oriental algérien) : Lithostratigraphie, sédimentologie et diagenèse des réservoirs gréseux. *Thèse doct.*, Univ. Grenoble, 255 p.

- Berger A. (1978). Long term variations of caloric insulation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research.*, **9**, 139-167.
- Berger A., Imbrie J., Hays J., Kukla G., Saltzman B. (1984). Milankovitch and Climate. *Pt. I, Reidel, Publ. Co.*, Amsterdam, 3-39.
- Berné, S., Durand, J. et Weber, O. (1991). Architecture of modern subtidal dunes (sand waves), Bay of Bourgneuf, France. *In* : Miall, A.D. et Tyler, N. (éds.), The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. *SEPM, Concepts and Models*, **3**, 245-261.
- Bertrand J.M.L. et Caby R. (1978). Geodynamique evolution of the Pan-african orogenic belt : a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). *Geol. Rundsch*, **67**, 357-388.
- Bertrand J.M.L., Caby R. et Leblanc M. (1983). La zone mobile pan-africaine de l'Afrique de l'Ouest. *In* : Fabre J. (Ed.), Afrique de l'Ouest : Introduction géologique et termes stratigraphiques. *Pergamon Press, Oxford*. 35-42.
- Bertrand J.M.L. et Davidson I. (1981). Pan-African granitoïd emplacement in the Adrar des Iforas mobile belt (Mali) : a Rb/Sr isotope study. *Precambrian Research.*, **14**, 333-361.
- Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A., Affaton P., Trompette R. et Bellion Y. (1990). Cover sequences of the West-African craton. *In* : Dallmeyer R.D. et Lécorché J.-P. (Eds.), *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives*. Springer Verlag. 65-82.
- Bessoles B. (1983). Le craton ouest-africain. *In* : Fabre J. (éd.). Afrique de l'Ouest : Introduction géologique et termes stratigraphiques. *Pergamon Press, Oxford*, 27-35.
- Beuf S., Biju-Duval B., De Charpal O., Gariel O. (1969). Homogénéité des directions de paléocourants du Dévonien inférieur au Sahara central. *C.R. Acad. Sci.*, **268**, 2026-2029.
- Beuf S., Biju-Duval B., De Charpal D., Rognon R. et Bennacef A. (1971). Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuité: évolution structurale d'un craton. Institut Français du Pétrole. *Collection Sciences et Techniques du Pétrole*, **18**, Eds Technip. Paris, 464 p.
- Bigot-Cormier F. (2002). La surrection du massif cristallin externe de l'Argentera (France-Italie) et ses relations avec la déformation pliocène de la marge nord-ligure : arguments thermochronologiques (traces de fission), géomorphologiques et interprétations de sismique marine. *Thèse Doct.*, Univ. Nice-Sophia Antipolis I, 352 p.

- Black R., Caby R., Moussine-Pouchkine A., Bayer R., Bertrand J.M.L., Bouiller A.M., Fabre J., Lesquer A. (1979). Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature.*, **278**, 223-227.
- Black R. et Liégeois J.P. (1993). Craton, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle : the Pan African testimony. *Geol. Soc. London J.*, **150**, 89-98.
- Boote D.R.D., Clark-Lowes D.D. et Traut M.W. (1998). Paleozoic petroleum systems of North Africa. In : *Petroleum Geology of North Africa*, éd. D.S. Macgregor, R.T.J. Moody and D. D. Clark-Lowes, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **133**, 7-68.
- Boudjemaa A. (1987). Evolution structurale du bassin pétrolier « triasique » du Sahara Nord-Oriental (Algérie). *Thèse doct.*, Univ. Paris-Sud, 290 p.
- Boumendjel K. (1987). Les chitinozoaires du Silurien supérieur et Dévonien du Sahara algérien. *Thèse doct.*, Univ. Rennes, 181 p.
- Boumendjel K., Morzadec P., Paris F. et Plusquellec Y. (1997). Le Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidentale, Algérie). *Ann. Soc. Géol. du Nord. T.5 (2^{ème} série)*, 73-87.
- Bracène R. et Frizon de Lamotte D. (2002). The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria : from Jurassic rifting to Cenozoic-Quaternary inversion. *Tectonophysics*, **357**, 207-226.
- Braakman J. H., Levell B. K., Martin J. H., Potter T. L. et Vliet A. Van. (1982). Late Paleozoic Gondwana glaciation in Oman. *Macmillan Journals Ltd.*, **299**, 5878, 48-50.
- Bumby A.J. et Guiraud R. (2005). The geodynamic setting of the Phanerozoic basins of Africa. *J. African Earth Sci.*, **43**, 1-3, 1-12.
- Busson G. (1970). Le Mésozoïque saharien. Essai de synthèse des données de sondages Algéro-Tunisiens. *C.N.R.S-CRZAS. Géol.*, 11, 788 p.
- Caby R. (1968). Une zone de décrochements à l'échelle de l'Afrique dans l'Ahaggar occidental. *Bull. Soc. géol. France*, 7, **X**, 577-587.
- Caby R., Bertrand J.M.L et Black R. (1981). Pan-African closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. In Kröner, A. (éd.). *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier. Amsterdam, 407-434.
- Caire A. (1957). Etude géologique de la région des Bibans. *Thèse Sci., Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. Sér., Bull.* **16**, 818 p.
- Carpenter S.B. (1984). Standard reference materiel : calibrated glass standards for fission track use, *Nat. Bur. Standards Spec. Publ.* 260-92.
- Carr I.D. (2002). Second-order sequence stratigraphy of the Paleozoic of North Africa. *J. Petroleum Geol.*, **25**, 259-280.

- Clauer N., Caby R., Jeannette D., Trompette R. (1982). Geochronology of sedimentary Precambrian rocks of the west african craton. *Precambrian. Res.*, **18**, 53-71.
- Cloetingh, S. (1988). Intraplate stresses : a tectonic cause of third-order cycles in apparent sea-level ? In : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H., Ross, C.A. Et Van Wagoner, J. (éds.). Sea-level changes : an integrated approach. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., 42, 19-29.
- Coe A.L. (éd.), Bosence D.W.J., Church K.D., Flint S.S., Howell J.A. et Wilson R.C.L. (2002). The sedimentary record of sea-level change. The Open University, Cambridge University Press, 287 p.
- Collomb P., Donzeau M. (1974). Relation entre kink-bands décamétriques et fractures du socle dans l'Hercynien des monts d'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Tectonophysics*, **24**, 213-242.
- Conrad J. (1984). Les séries carbonifères du Sahara Central Algérien : stratigraphie, sédimentation, évolution structurale. *Thèse Sci.*, Univ. Aix-Marseille St. Jérôme, 370 p.
- 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. *Bull. Soc. géol. France.* 7, **XXVI**, 6, 987-994.
- Collomb P. et Donzeau M. (1974). Relation entre Kink-bands décamétriques et fractures du socle dans l'Hercynien des Monts d'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Tectonophysics*, **24**, 213-242.
- Coward M.P. et Ries A.C. (2003). Tectonic development of North African basins. In : Arthur T.-J., MacGregor D.S. et Cameron M.R. (Eds.), Petroleum Geology of Africa : New themes and developing technologies. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **207**, 61-83.
- Cross T.A. (1988). Control on coal distribution in transgressive regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. In : C. Wilgus et al. (éds.), Sea level change – an integrated approach, *Soc. Econ. Paleont.*, Spec. Publ. **42**, 371-380.
- Cross T.A., Baker M.R., Chapin M.A., Clark M.S., Gardner M.H., Hnason M.S., Lessenger M.A., Little L.D., McDonough K.J., Sonnefeld M.D., Valasek D.W., Williams, M.R. et Ritter D.N. (1993). Application of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In : Eschard R. et Doligez B. (éds.), *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations*. Technip, Paris, 11-33.
- Crowell J.C. (1999). Pre-Mesozoic ice ages : their bearing on understanding the climate system. *Geol. Soc. Amer. Memoir* **192**, 106 p.

- Dautria J.M. et Lesquer A. (1989). An example of the relationship between rift and dome : recent geodynamic evolution of the Hoggar swell and of its nearby regions (Central Sahara, Southern Algeria and Eastern Niger). *Tectonophysics*, **163**, 1-2, 45-61.
- Debyser J., de Charpal O. et Perabet O. (1965). Sur le caractère glaciaire de la sédimentation de l'unité IV au Sahara central. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **261**, 5575-5576.
- Destombes J., Hollart H. et Willefert S. (1985). Lower Paleozoic rocks of Morocco. In : Holland C.H. (Eds.), *Lower Paleozoic of NW and W Central Africa*, John Wiley, New-York, 291-325.
- Deynoux M. (1980). Les formations glaciaires du précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plate-forme stable. *Trav. Lab. Sci. Terre St.-Jérôme*, Marseille, **17**, 554 p.
- Dia O., Sougy J. et Trompette R. (1969). Discordances de ravinement et discordance angulaire dans le "Cambro-Ordovicien" de la région de Mejeria (Taganet occidental, Mauritanie). *Bull. Soc. géol. France*, (7), **XI**, 207-221.
- Dickin A.P. (1997). *Radiogenic Isotope Geology*, Cambridge University Press, 490 p.
- Donelick R.A. (1991). Cristallographic orientation dependence of mean etchable fission track in apatite : an empirical model and experimental observations, *Amer. Miner.*, **76**, 83-91.
- Donzeau M. (1971b). Signification tectonique des diaclases du Paléozoïque des Monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord*, **62**, 2-3, 89-106.
- Donzeau M. (1972). Les déformations hercyniennes dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **274**, 2519-3522.
- Donzeau M. (1974). L'arc Anti-Atlas-Ougarta (Sahara Nord occidental, Algérie, Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **278**, 417-420.
- Donzeau M., Fabre J. et Moussine Pouchkine A. (1981). Comportement de la dalle saharienne et orogénèse varisque. Essai d'interprétation. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord*, Alger, **69**, 3-4, 137-172.
- Dott R.H. & Bourgeois J. (1982). – Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, pp. 663-680.
- Drid M. (1989). Sur quelques aspects de la diagenèse organique et minérale dans le bassin de Timimoun et le sillon de Sbaâ (Sahara Central Algérien). *Thèse doct.*, Univ. Bordeaux, **3**, 239 p.

- Dumitru T.A., Hill K.C., Coyle D.A., Duddy I.R., Foster D.A., Gleadow A.J.W., Green P.F., Kohn B.P., Laslett G.M. et O'Sullivan A.J. (1991). Fission track thermochronology : application to continental rifting of South-Eastern Australia, *Austr. Petrol. Exploration Assoc.*, **31**, 131-142.
- Duringer P., Paicheler J.-C. et Schneider J.-L. (1991). Un courant d'eau continu peut-il générer des turbidites ? Résultats d'expérimentations analogiques. *Marine Geol.*, **99**, 231-246.
- Durrani S.A. et Bull R.K. (1987) *Solid State Nuclear Track Detection*, Pergamon Press, Oxford, pp. 304.
- Fabre J. (1971). Structure de l'Algérie saharienne. Elements pour une carte tectonique. *Bull. Soc Géol. Algérie*, **41**, 161-187.
- Fabre J. (1976). Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. *Soc. nat. Ed. Diff. Alger*. 422 p.
- Fabre J. (1978). Carte géologique du Nord-Ouest de l'Afrique, 1/5.000.000. *Soc Nat Ed. Diff. Alger*.
- Fabre J. (1985). Le temps dans la construction des courbes de dérive apparente du pôle géomagnétique : application à l'Europe du Permien au Jurassique. Thèse de 3e cycle, université de Bretagne occidentale (UBO), Brest, 156 p.
- Fabre J. (1988). Les séries Paléozoïques d'Afrique : une approche. *J. Afric. Earth Sci.*, **7**, **1**, 1-40.
- Fairbridge R.W. (1961). Eustatic changes of sea-level. in : Ahrens, L.H. (éd.), *Physics and Chemistry of the Earth*, 4, Pergamon Press, New York, 99-195.
- Fekirine B. et Abdallah H. (1998). Palaeozoic lithofacies correlatives and sequence stratigraphy of the Saharan platform, Algeria. In : Petroleum Geology of North Africa. D.S, Macgregor, R.T.J, Moody. et D.D. Clark-Lowes (Eds.) *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **132**, 97-108.
- Fisher A.G. (1986). Climatic rythms recorded in strata. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**, 351-376.
- Fleischer R.L. et Price, P.B. (1964). Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragment tracks, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 1705-1714.
- Fleischer R.L., P.B. Price et R.M. Walker (1975). Nuclear Tracks in Solids *Principles and Application*. University of California Press, Berkeley, pp. 604.
- Flerov G.N. et Petrzahk K . A. (1940). Spontaneous fission of uranium, *J. Phys.*, **3**, 275-280.

- Gautier E.F. (1906). Contribution à l'étude géologique du Sahara (Saoura-Gourara-Touat), *Bull. Soc. Géol. France*, **4**, **6**, 729-766.
- Gallagher K. (1995). Evolving temperature histories from apatite fission track data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **136**, 421-435.
- Gallagher K., Sambridge M. et Drijkoningen G. (1991). Genetic algorithms : an evolution from Monte carlo methods for strongly non-linear geophysical optimisation problems, *Geophys. Res. Letters*, **18**, 2177-2180.
- Gallagher K. Brown R. et Johnson D. (1998). Fission track analysis and its applications to geological problems, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **26**, 519-572.
- Galbraith R.F. (1981). On statistical model for fission track counts, *Math. Geol.*, **13**, 471-478.
- Galbraith R.F. (1988). Graphical display of estimates having differing standard errors, *Technometrics*, **30**, 488-491.
- Galbraith R.F. (1989). The radial plot graphical assesment of spreads in ages, *Int. J. Radiat. Appl. Instrum, Part D*, **17**, 207-214.
- Galbraith R.F. et Laslett G. M. (1993). Statistical models for mixed fission track ages, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, **21**, 459-470.
- Galloway W.E. (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I : Architecture and genesis of flooding – surface bounded depositional units. *Bull. AAPG*, **73**, 125-142.
- GEOTRACK. (1994). Rapport final #537 préparé pour BHP-HAMILTON OIL CO. LDT.
- Gévin P. (1960). Etude et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires. *Publ. Serv. Carte. Géol. Algérie, Bull.*, **23**, 328 p.
- Ghienne J.-F. (1998). Modalités d'enregistrement d'une glaciation ancienne. Exemple de la glaciation fini-ordovicienne sur la plate-forme nord-gondwanienne en Afrique de l'Ouest. *Thèse doct.*, Univ. Strasbourg, 340 p.
- Ghienne J.-F. et Deynoux M. (1998). Large-scale channel fill structures in Late Ordovician glacial deposits in Mauritania, western Sahara. *Sedim. Geol.*, **119**, 141-159.
- Glangeaud J.-L. (1932). Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. *Thèse Sci., Pub. Serv. Carte géol. (Nlle. Sér.). Algérie*, **2**, 590 p.
- Gleadow A.J.W., Duddy I. and Lovering J. (1983). Fission track analysis : a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential, *Aust. Petrol. Expl. Assoc. J.*, **23**, 93-102.

- Gleadow A.J.W., Duddy I., Green P.F. et Lovering J. (1986). Confined fission track lengths in apatites : a diagnostic tool for thermal history analysis, *Contrib. Miner. Petrol.*, **94**, 405-415.
- Grabau A.W. (1906). Types of sedimentary overlap. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **17**, 536-567.
- Green P. (1981). A new look at statistics in fission track dating, *Nucl. Tracks*, **5**, 76-86.
- Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J. W., Tingate P.R. et Laslett G.M. (1986). Thermal annealing of fission track in apatite. 1-A qualitative description, *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Section)*, **59**, 237-253.
- Guillocheau F. (1990). Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme : l'exemple Dévonien Armoricaïn. *Thèse Sciences.*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 258 p.
- Guiraud R. (1973). Evolution post triasique de l'avant pays de la chaîne alpine d'Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Thèse Sci.*, Nice, (Nouv. Edition 1990) 270 p.
- Guiraud R. (1975). L'évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du Hodna et des régions voisines. *Rev. Géogr. Phys. Et Géol. Dyn.* **17**, 427-446.
- Guiraud R. (1998). Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin : an overview. In : MacGregor D.S., Moody R.T.J. et Clark-Lowes D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa. Geol. Soc. London Spec. Publ.* **132**, 217-229.
- Guiraud R. et Bosworth W. (1999). Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and the northwestern Arabian platform. *Tectonophysics*, **315**, 73-108.
- Guiraud R., Bosworth, W., Thierry J. et Delplanque A. (2005). Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa : An overview. *J. African Earth Sci.*, **43**, 1-3, 83-143.
- Haddoum H., Guiraud R ; et Moussine-Pouchkine A. (2001). Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform : far-field stress effects of the Late Paleozoic orogeny. *Terra Nova*, **13**, 220-226.
- Hambrey M.J. (1985). The Late Ordovician-Early Silurian glacial period. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **51**, 273-289.
- Haq B.U. (1991). Sequence stratigraphy, sea level change, and significance for the deep sea. *Int. Ass. Sedim., Spec. Publs.*, **12**, 3-39.
- Haq B.U., Hardenbol J. et Vail P.R. (1998). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In : Wilgus C.K., Hasting B.S., Posamentier H., Van

- Wagoner J., Ross C.A. et Kendall G.S.C. (éds.), *Sea level changes : an integrated approach*. Spec. Publ. SEPM, **42**, 71-108.
- Hervouet Y. et Dueé G. (1996). Analyse morphostructurale par imagerie satellitaire et coupes structurales modélisées des monts d'Ougarta (Sahara occidental, Algérie) : une chaîne hercynienne chevauchante à plis passifs. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, **8**, 127-173.
- Homewood, P., Mauriaud, P. et Lafont, F. (2000). Vade-mecum de stratigraphie séquentielle pour géologues, géophysiciens et ingénieurs réservoir. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, mém. **25**, 81 p.
- Hurford A.J., Fitch F.J and Clark A. (1984). Resolution of the age structure of the detrital zircon population zircon populations of two lower england by fission track dating, *Geol. Mag.*, **121**, 269-277.
- Hurford A.J. et Hammerschmidt K. (1985). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar dating of the Bishopand Fish Canyon Tuffs : calibration ages for fission-track dating standards, *Chem. Geol.*, **58**, 23-32.
- Jakni B. Thermochronologie par traces de fission des marges conjuguées du bassin Liguro-provençal : la Corse et le massif des Maures-Tanneron. *Thèse Doct, Univ. Grenoble I*, 344 p.
- Jervey M.T. (1988). Quantitative geological modeling of silicoclastic rock sequences and their seismic expression. In : "Sea level changes – an integrated approach", *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Publ.*, **42**, 47-69.
- Kauffman E.G.(1984). Paleogeography and evolution response dynamic in the Cretaceous Western superior. Seaway of North America. In : WESTERMAN, G. E. (Ed.)- Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America – geol. Assoc. Canada Spec. Paper **27**, 273-306.
- Khenous M. (1997). Les bassins sédimentaires paléozoïques avoisinants la ride de l'Ougarta (Sahara algérien occidental) – Histoire de l'évolution sédimentaire et structurale en vue de la recherche pétrolière. *Thèse Doct.*, Univ. Mainz, 201 p.
- Kunk M.J., Sutter F.F et Naeser C.W. (1985). High precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of sanidine, biotite, hornblende and plagioclase from Fish Canyon Tuff, San Fuan volcanic field, South Central Colorado, *Geol. Soc. of America Abstract Program*, **17**, 6-36.
- Lal D., Rajan R.S. et Tamhane A.S (1969). Chemical composition of nuclei of $Z>22$ in cosmic rays using meteoritic minerals as detectors, *Nature*, **221**, 33-37.

- Laslett G.M., Green P.F. Duddy P.F. et Gleadow A.J.W. (1987). Thermal annealing of fission tracks in apatite, 2. A quantitative analysis. *Chem. Geol., Isotope Geosci. Section*, **65**, 1-13.
- Leblanc D. et Olivier PH. (1984). Role of strike-slip faults in the betic-rifian orogeny. *Tectonophysics*, **101**, 345-355.
- Lefranc J.-P. et Guiraud R. (1990). The Continental Intercalaire of Northwestern Sahara and its equivalents in the neighbouring regions. in : Kogbe C.A. et Lang J. (Eds.), African continental Phanerozoic sediments. *J. African Earth Sci.*, **10**, 27-77.
- Lelarge M.L. (1993). Thermochronologie par la méthode des traces de fission d'une marge passive (dôme de Ponta Grossa, SE Brésil) et au sein d'une chaîne de collision (zone externe de l'arc alpin, France), *Thèse doct.*, Univ. Grenoble, France, pp. 259.
- Legrand Ph. (1969). Découverte de graptolites entre Gara Djbilet et Aouinet Bel Egra (synéclyse de Tindouf, Sahara algérien). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord.*, Alger, **59**, 1-4, 99-114.
- Legrand Ph. (1974a). Résultats récents sur le problème de la limite cambro-ordovicienne au Sahara algérien septentrional. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord.*, **67**, 141-196.
- Legrand Ph. (1974b). Essai sur la paléogéographie de l'Ordovicien du Sahara algérien. *Notes et Mém. CFP. Paris*, **11**, 121-138.
- Legrand Ph. (1985). Lower Paleozoïque rocks of Algeria – in Lower Paleozoïque and north – western and West Central Africa. Edited by C.H. Holland, John and sons Ltd.
- Legrand-Blain (1983). Le Carbonifère marin du Sahara algérien, in : J. Fabre (ed.), Afrique de l'Ouest & West Africa, Lexique stratigraphique international, n.s., n° 1. 1983, pp. 109-117.
- Legrand P. (1988). The Ordovician-Silurian boundary in the Algerian Sahara. *Bull. British Mus. Nat. Hist. (Geology)*, **43**, 171-176.
- Lesquer A., Bourmatte A. et Dautria J.M. (1988). Deep structure of the Hoggar domal uplift (Central Sahara, South Algeria) from gravity, thermal and petrological data. *Tectonophysics*, **152**, 1-2, 71-87.
- Lesquer A., Bourmatte A., Ly S. et Dautria J.M. (1989). First heat flow determination from the central Sahara : relationship with the Pan-African belt and Hoggar domal uplift. *J. African Earth Sci.*, **9**, 1, 41-48.
- Lesquer A., Takherist D., Dautria J.M. et Hadiouche O. (1990). Geophysical and petrological evidence for the presence of an "anomalous" upper mantle beneath the Sahara basins (Algeria). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **96**, 407-418.

- Liégeois J.P., Latouche L., Boughrara M., Navez J. et Guiraud M. (2003). The Latea metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria) : behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *J. African, Earth Sci.*, **37**, 161–190.
- Logan P. et Duddy I. (1998). An investigation of the thermal history of the Ahnet and Reggane Basins, Central Algeria, and the consequences for hydrocarbon generation and accumulation. in : Macgregor D.S., Moody R.T.J. et Clark-Lowes D.D. (Eds.), Petroleum Geology of North Africa, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **132**, 131-155.
- Lucazeau F., Lesquer A. et Vasseur G. (1990). Trends of heat flow density from west Africa, In V. Chermak, I. Rybach, and D. Blackwell, eds., Terrestrial heat flow and the structure of the lithosphere: *London, Blackwell Sciences*, 417-425.
- Lüning S., Craig J., Loydell D.K., Štorch P. et Fitches B. (2000). Lower Silurian 'Hot shales' in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth Sci. Rev.*, **49**, 121-200.
- Maizels J. (1991). The origin and evolution of Holocene sandur deposits in areas of jökulhlaup drainage, Iceland. In: Maizels, J.K., Caseldine, C. (eds.), Environmental change in Iceland: past and present, *Kluwer Academic Publishers*, Amsterdam, 267-302.
- Maizels J. (1997). Jökulhlaup deposits in proglacial areas. *Quatern. Sci. Rev.*, **16**, 793-819.
- Makhous M. et Galushkin Yu.I. (2003). Burial history and thermal evolution of the northern and eastern Saharan basins. *Assoc. Amer. Petrol. Geol. Bull.*, **87**, **10**, 1623-1651
- Maria A., Carey S., Sigurdsson H., Kincaid C. et Helgadóttir G. (2000). Source and dispersal of Jökulhlaup sediments discharged to the sea following the 1996 Vatnajökull eruption. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **112**, **10**, 1507-1521.
- Maurin J.-C. et Guiraud, R. (1993). Basement control in the development of the Early Cretaceous West and Central African Rift Systems. *Tectonophysics*, **228**, 81-95.
- Mattauer M. (1958). Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *Thèse Sci. Paris, Pub. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. Série*, **17**, 534 p.
- McGee V.E., Johnson N.M. et Naeser C.W. (1985). Simulated fissioning of uranium and testing of the fission-track dating method, *Nucl. Tracks*, **10**, 365-379.
- Meghraoui M. (1988). Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie : Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique. *Thèse Sci.*, Univ. Paris XI - Orsay, 356 p.
- Menchikoff N. (1924). Sur l'âge des grès d'Ougarta (Sahara occidental), *C. R. Acad. Sci. Paris*, **187**, 733-734.

- Menchikoff N. (1930). Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidentale. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, **3**, 2, 103-207.
- Menchikoff N. (1949). Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidentale. *Ann. Hébert et Hang, Paris, Livre Jub. Jacob*, **VII**, 303-325.
- Menchikoff N., Alimen H., Le Maître D., Petter G. et Poueyto A. (1952). Les chaînes d'Ougarta et de la Saoura. *19^{ème} Congr. Géol. intern, Alger. Monogr régionale, 1^{ère} série, Algérie*, **15**, 205-222.
- Merzeraud G. (1992). Géométrie et signification géodynamique des séquences de dépôts en domaine continental et marin restreint : exemple du Lias inférieur du Sud-Ouest du bassin de Paris. Applications aux potentialités de stockage de gaz naturel en nappes aquifères. *Thèse. Doc. Univ. Louis Pasteur*. 169 P.
- Meyendrof A. (1938). Note sur le Gourara (Sahara occidental). *Rev. Geogr. Phys. et Géol. Dyn.*, **11**, 2, 150-155.
- Mitchum R., Vail P., Tood R., Sangree J. (1977). Seismic stratigraphy and Global Changes of sea-level, part 2 : the depositional sequence as a basic Unit for Stratigraphic Analysis. In : "Seismic Stratigraphy – application to hydrocarbone exploration", C.E. PAYTON, ed., *American Assoc. Petroleum Geologists, Mem.*, **26**, 53 – 62.
- Mitchum R., Van Wagoner J.C. (1990). High frequency sequences and eustatic cycles in the Gulf Coast of Mexico basin. In : "Sequence stratigraphy an exploration tool, Eleven Annual Research Conference, Gulf Coast section", Houston, Decembre 2-5, 257-267.
- Mutti E., Rosell J., Allen G.P., Fonesu F. et Segvetti M. (1985). The Eocene Baronia tide dominated delta-shelf system in the Ager Basin. In : Mila M.D. et Rosell J. (éds.), *Excursion guidebook : 6th European Regional Meeting, IAS, Lérida, Espagne*, 579-600.
- Naeser C.W. et Fleischer R. L. (1975). The age of the apatite at Cerro de Mercado, Mexico : a problem for fission track annealing corrections, *Geophys. Res. Letters*, **2**, 67-70.
- Naeser C. W. (1981). The fading of fission tracks in geologic environment - data from deep drill holes, *Nucl. Tracks*, **5**, 248-250.
- Outtani F., Addoum B., Mercier E., Frizon de Lamotte D. et Andrieux J. (1995). Geometry and kinematics of the South Atlas Front, Algeria and Tunisia. *Tectonophysics*, **249**, 233-248.
- Petters, S.W. (1991). Regional geology of Africa. *Lecture Notes in Earth Sciences*, **40**, Springer Verlag, 772 p.
- Piqué A. (1994). Géologie du Maroc. (*Pumag, impr. El Marif Al Jadida*). Rabat, (Dpt. Sci. Terre. Univ. Bretagne occ.), Brest. 284 p.

- Piqué A. (1991). The Moroccan Hercynides. In : Dallmeyer R.D. et Lécorché, J.-P. (Eds.), *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer Verlag, Berlin, 229-263.
- Piqué A., Tricart P., Guiraud R., Laville E., Bouaziz S., Amrhar M. et Aït Ouali R. (2002). The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (North Africa) : an overview. *Geodinamica Acta*, **15**, 185-208.
- Posamentier H.W., Jervey M.T., Vail P.R. (1988a). Eustatic controls on clastic deposition I – Conceptual framework. In : “Sea-level change, an integrated approach”, C. Wilgus *et al.*, eds., *Soc. Econ. Paleontologists mineralogists, spec. Publ.*, **42**, 109-124.
- Pouyetto A. (1952). Rhyolites et grès d'Ougarta, in : H. Alimen et al., Les chaînes d'Ougarta et la Saoura, 19^e Congr. *Géol. Intern. Mon. Rég. Alger*, **15**, 25-35.
- Powell el J.H., Khalil B. et Masri A. (1994). Late Ordovician-Early Silurian glaciofluvial deposits preserved in palaeovalleys in South Jordan. *Sedimentary Geology*, **89**, 303-314.
- Price P.B et Walker R.M. (1962a). Electron microscope observation of etched tracks from spallation recoils in micas, *Phys. Rev. Letters*, **8**, 217-219.
- Price P.B et Walker R.M. (1962b). Chemical etching of charged particule tracks, *J. Appl Phys.*, **33**, 3407-3412.
- Price P.B et Walker R.M. (1962c). Observation of fossil particle tracks in natural micas, *Nature*, **196**, 732-734.
- Price P.B et Walker R. M. (1963). Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals, *J. Geophys. Res.*, **68**, 4847-4862.
- Rocci, G., Bronner G., Deschamps M. (1991). Crystalline basement of the West African Craton. In: Dallmeyer R.D., Lécorché P.P. (Eds), *The west African orogen and Circum Atlantic Correlatives*. Springer-Verlag, pp. 31-60.
- Ross W.C. (1991). Cyclic stratigraphy, sequence stratigraphy, and stratigraphic modeling from 1964 to 1989 : Twenty-five years of progress ? In : “Sedimentary modelling : Computer simulations and methods for improved parameter definition”, *Kansas Geol. Surv., Bull.* **233**, Lawrence KS66047, 3-7.
- Saadallah A. (1992). Le cristallin de la Grande Kabylie : sa place dans la chaîne des Maghrébides. *Thèse Sci.*, Univ. Alger, 265 p.
- Sanz De Galdeano C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, **172**, 107-119.

- Schandelmeier H., Reynolds P.O. (1997). Palaeogeographic-Palaeotectonic Atlas of North-Eastern Africa, Arabia, and Adjacent Areas : Late Neoproterozoic to Holocene : A.A. Balkema. Rotterdam. Brookfield.
- Schwartzacher W. (1991). Milankovitch cycles and measurement of time. In : “Cycle and events in Stratigraphy”, G. Einsele, sd., Springer Verlag Berlin, 855-863.
- Scotese C.R., McKerrow W.S. (1990). Revised world map and introduction, in McKerrow, W.S. et Scotese, C.R. (Eds.), Palaeogeography and biogeography. *Geol. Soc. London Mem.*, **12**, 1-21.
- Silk E.C.H. et Barnes R.S. (1959). Examination of fission fragment tracks with an electron microscope, *Phil. Mag.*, **4**, 970-972.
- SONATRACH (1987). Document interne D.E.S – Division Exploration.
- Soulali R. (1997). Synthèse géothermique du Sahara ouest à partir des traces de fission (AFTA et ZFTA) et PRV (Rapport interne).
- Streel M., Caputo M.V., Loboziak S. et Melo J.H. (2000). Late Frasnian–Famennian climates based on palynomorph analyses and the question of the Late Devonian glaciations. *Earth-Sci. Rev.*, **52**, 121-173.
- Takhrist D. (1990). Structure crustale, subsidence mésozoïque et flux de chaleur dans les bassins nord sahariens. Apport de la gravimétrie et des données de puits. *Thèse Doct.*, Univ. Montpellier, 220 p.
- Takhrist D. et Lesquer A. (1989). Mise en évidence d’importantes variations régionales de flux de chaleur en Algérie. *Canadian Journal of Earth Science.*, **26**, 615-626.
- Tagami T. et Shimada C. (1996) Natural long-term annealing of the zircon fission-track system around a granitic pluton, *J. Geophys. Res.*, **101**, 8245-8255.
- Toro G. (1999). Tephrochronologie de la Colombie Centrale. Une approche stratigraphique, géochimique, minéralogique et géochronologique (par ¹⁴C et traces de fission). *Thèse Doct.*, Univ. Grenoble I, 299 p.
- Trompette R. (1995). Geology of western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. *Balkema*, Rotterdam, 350 p.
- Tweed F.S. et Russell A.J. (1999). Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes: implications for jökulhlaup characteristics. *Progress Phys. Geogr.*, **23** (1), 79-110.
- Twenhoffel W. (1936). Marine unconformities, marine conglomerates, and thicknesses of strata. *Bull. AAPG*, **50**, 638-339.

- Vail P.R., R.M. Mitchum Jr., and S. Thompson III, (1977), *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 3. Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation* Memoir 26, Pages 63-81.
- Vail, P.R., Hardenbol, J. et Tedd, R.G. (1984). Jurassic unconformities, chronostratigraphy and biostratigraphy. In : Schlee, J.S. (éd.). *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*. A.A.P.G. memoir 36, 129-144.
- Vail P.R., Colin J.P., DuChene R.J., Kuchly J., Mediavilla F., Trifilieff V. (1987a). La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Geol. France*, (8), t. III, 7 1301-1321.
- Van Vliet-Lanoë B., Bourgeois O., Dauteuil O., Embry J.-C., Schneider J.-L. et Guillou H. (2005). Deglaciation and volcano-tectonic activity in Northern Iceland : Holocene and early Eemian. *Geodinamica Acta*, **18** (1), 81-100.
- Van Wagoner J.C. (1985). Reservoir facies distribution as controlled by level changes. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Annual Midyear Meeting, Golden, Abstracts, **2**, 91.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Hardenbol J. (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In : "Sea-level change, an integrated approach" C. Wilgus et al., eds., *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ.*, **42**, 39-45.
- Van Wagoner (1990). Silici-clastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops : concepts for high resolution correlation of time and facies. *American Assoc. Petroleum Geologists, Method in Exploration series* **7**, 55 p.
- Vaslet D. (1990). Le Paléozoïque (Anté-Permien supérieur) d'Arabie Saoudite. Histoire géologique de la bordure occidentale de la plate-forme arabe. Eds., BRGM, **1**, 191, 209 p.
- Villemur J.R (1967). Reconnaissance géologique et structurale du nord du bassin de Taoudenni. *Mém. Bur. Rech. Géol. Minières.*, **51**, 151 p.
- Villeneuve M. (2005). Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt. *J. African Earth Sci.*, **31**, 1-3, 166-195.
- Wagner G. et Van den Haute P. (1992). *Fission Track Dating*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 285.
- Walker R.G (1984). Shelf and Shallow marine sands. In : "Facies models : Geoscience Canada", R.G Walker ed., *Geol. Assoc. Canada*, Toronto, Reprint Series 1, 75-89.

- Wendt J. (1993). Steep-sided carbonate mud mound in the Middle Devonian of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Geol. Mag.*, **130**, 1, 69-83.
- Wendt J., Belka Z., Moussine-Pouchkine A. (1993). New architectures of deep-water carbonate buildups : Evolution of mud mound into mud ridges (Middle Devonian, Algerian Sahara). *Geology.*, **21**, 723-726.
- Wildi W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Maroc, Algérie, Tunisie), structure et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **24**, 3, 201-298.
- Wilson M. et Guiraud R. (1998). Late Permian to recent magmatic activity on the African-Arabian margin of Tethys. In : MacGregor D.S., Moody R.T.J. et Clark-Lowes D.D. (éds.), *Petroleum Geology of North Africa. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **132**, 231-263.
- Zazoun R.S. (2001). La tectogenèse hercynienne dans la partie occidentale du bassin de l'Ahnet et la région de Bled El-Mass, Sahara Algérien : un continuum de déformation. *J. Africa Earth Sci.*, **32**, 4, 869-887.
- Zazoun R.S., Belhadj E.H.M., Fekirine B. et Arezki A. (2004). Excursion dans les monts de l'Ougarta et Timimoun. 5^{ème} S.G.P., SONATRACH, CRD, 21-28 janvier 2004, 57 p.
- Zhao M.-W., Behr H.-J., Ahrendt H., Wemmer K., Ren Z.-L. et Zhao Z.-Y. (1996). Thermal and tectonic history of the Ordos basin, China : Evidence from apatite fission track analysis, vitrinite reflectance and K-Ar, *AAPG Bull.*, **80**, 1110-1134.
- Ziegler P.A. (1988). Laurussia-The old red continent, in *McMilan, N.J., Embry, A.F., Glass, D.J., Devonian in the world, Vol. 1, Regional Syntheses, Proceedings of the Second International Symposium on the Devonian System. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgary, Canada, 15-48.

- PLANCHES -
- PHOTOGRAPHIQUES -



Traces de fission de l' U^{238}
ODZ-1bis(10X100)



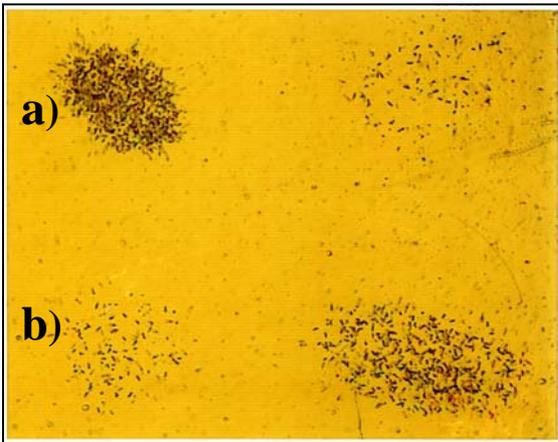
Traces de fission ODZ-1bis (10X100)
(Zonation ; difficulté de comptage)



Traces confinées
ODZ-1bis(10X100)



Traces de fission surattaquées par HNO_3
ODZ-1bis(10X100)



Traces de fission induites sur 'Kapton'
ODZ-1bis(10X20)
a) d'une apatite
b) d'un zircon



Traces de fission induites sur Kapton
ODZ-1bis(10X100)

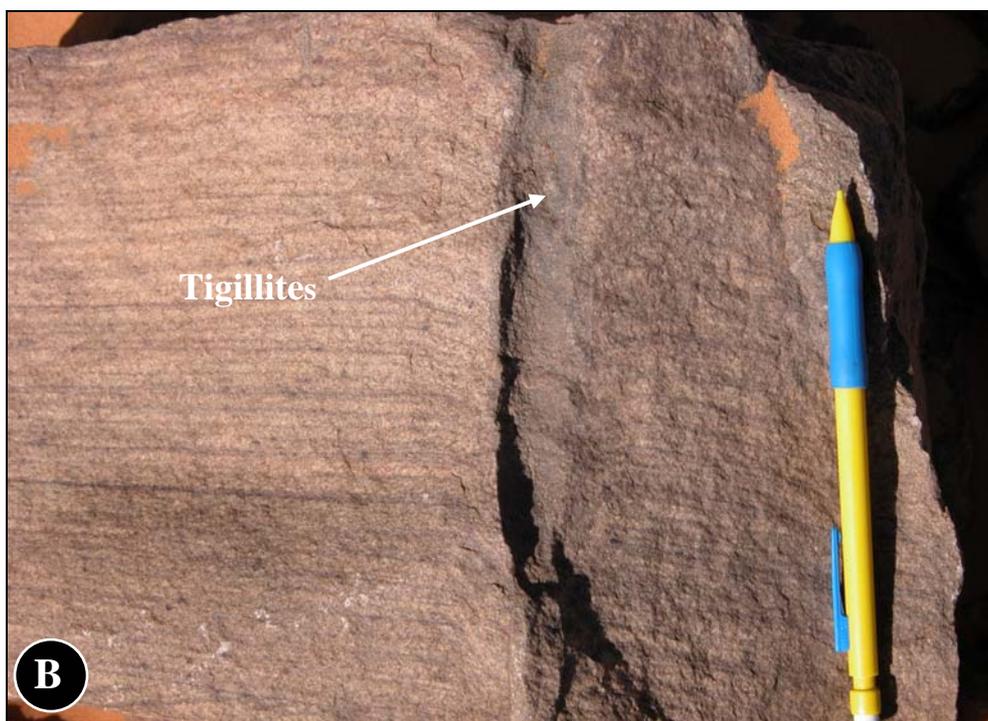


Planche 1

PLANCHE 1

Cambrien de la formation de Aïn Néchéa de Djbel Boukbaïssset (Ougarta)

A) : Grès arkosiques constitués de grains de quartz et renfermant une proportion variable de feldspaths (affleurement à la base de la formation, à quelques 600 m au NE de celui du socle à Boukbaïssset). On remarque les faisceaux de litages obliques.

B) : Traces verticales de Tigillites dans le Cambrien de la formation de Aïn Néchéa de Djbel Boukbaïssset (Ougarta).

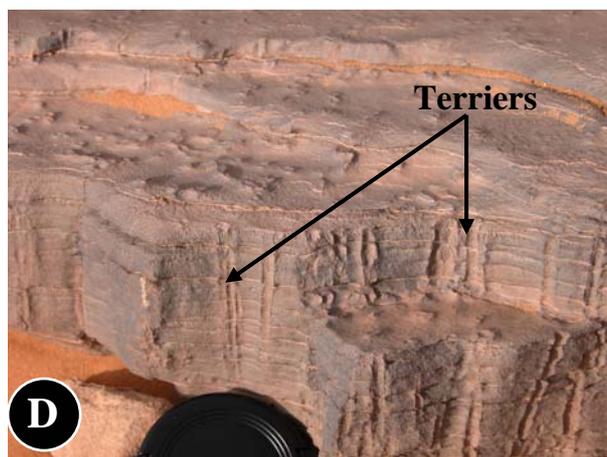


Planche 2

PLANCHE 2

Formation de Foum Ezeïdia de l'Ordovicien moyen

(à environ un kilomètre au NE de l'affleurement du socle à Djbel Boukbaïssset)

Tempestites

A) : Séquence dans les grès, représentée par un banc gréseux en plaquettes à faisceaux de litages obliques. Des litages en dômes caractéristiques des dépôts de tempêtes sont présents.

B) : Rides d'oscillation dans les grès. Aggradation verticale témoignant de l'amortissement de l'oscillation de la colonne d'eau à la fin des tempêtes. Le marteau donne l'échelle (40).

C) : Gouttière d'érosion dans des grès fins. Cette structure témoigne des importants phénomènes d'érosion qui accompagnent les tempêtes.

D) : Terriers verticaux dans des grès fins.

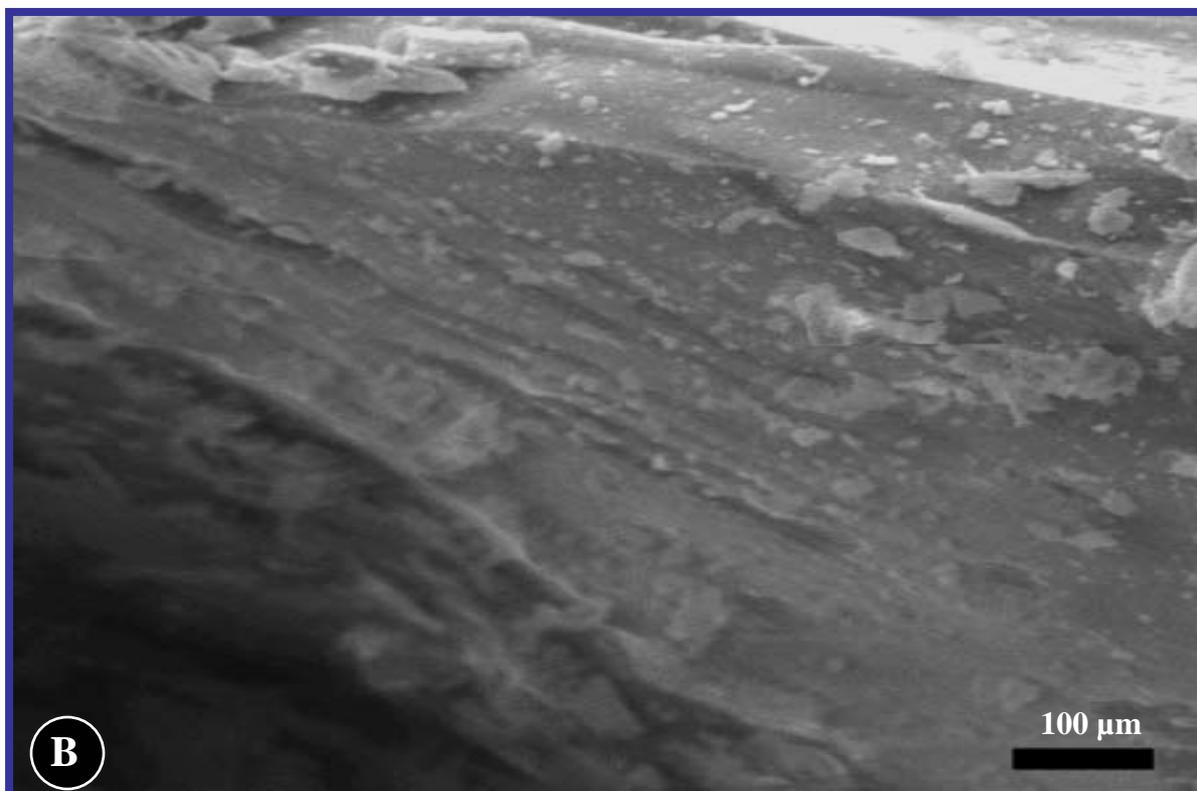
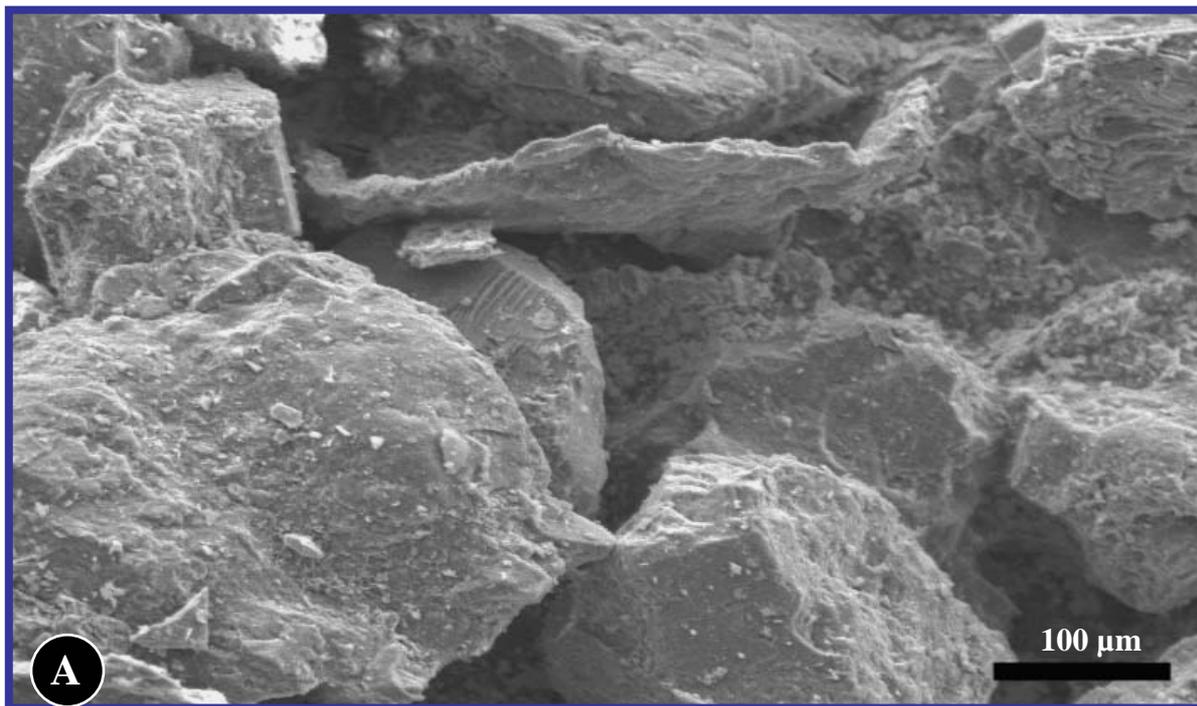


Planche 3

PLANCHE 3

Formation de Foum Tlaïa au sommet de l'Unité IV (Ashgill) (située juste au niveau de l'entrée du Kheneg Tlaïa)

Vue au microscope électronique à balayage de grains de quartz moyens à fins montrant une nature très anguleuse des grains de sable (**photo A**) et des stries possibles ? (**photo B**), suggérant une origine glaciaire du matériel détritique.



Planche 4

PLANCHE 4

Formation dite de Fom Tlaïa de l'unité IV (située juste au niveau de l'entrée du Kheneg Tlaïa)

Cet ensemble vient couronner la série ordovicienne constituée essentiellement de grès quartzitiques attribués à l'épisode glaciaire qui a affecté tout le Sahara.

A) : Panorama montrant la surface de ravinement à la base du sommet de l'unité IV à l'entrée du kheneg Etlaiïa.

B) : Dépôt possible de Jökulhlaups constitués de grès moyens à fins. Le corps sédimentaire présente une géométrie en grandes lentilles à concavité vers le haut, d'une rapide aggradation verticale au cours d'une crue majeure sur la plaine d'inondation périglaciaire (*sandur*).

C) : Structures de liquéfaction et surface d'érosion base de banc soulignée sur la photographie.

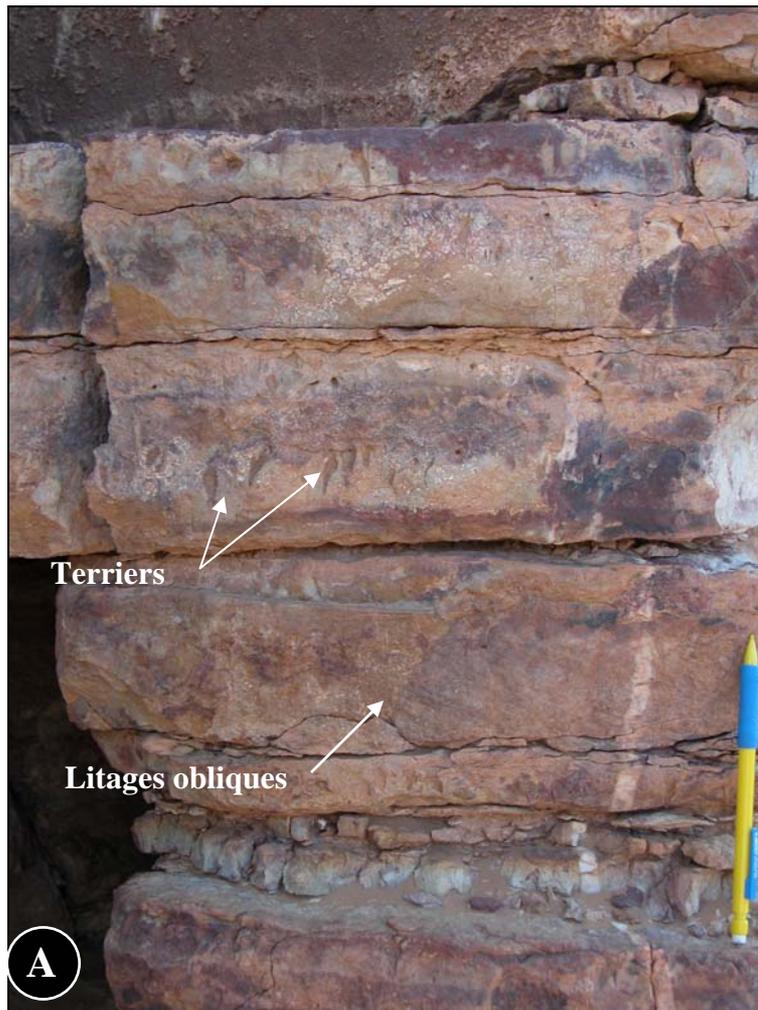


Planche 5

PLANCHE 5

K'sar d'Ougarta

Intervalle sédimentaire marquant la transition entre les derniers dépôts de l'Ordovicien terminal (Ashgill) et les premiers dépôts siluriens du Llandovery moyen.

A) : Dépôts de grès fins à moyens montrant des litages obliques tangentiels et des terriers verticaux (flèches). Le crayon fait 15 cm.

Litages obliques tangentiels dans des grès moyens à fins.

B) : Terriers affectant le sommet d'un banc de grès fins à très fins.

(Le diamètre du capuchon de l'appareil photographique est de 55 mm).

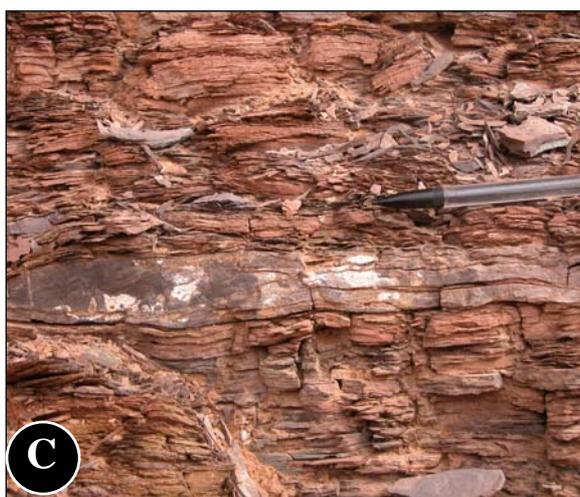


Planche 6

PLANCHE 6

Formation de Marhouma (Famennien)

Dépôts rythmiques situés au SE de la Hamada de Chefar el Ahmar, à environ quarante kilomètres à l'Est de Beni Abbès.

A) : Aspect général de l'affleurement. Bancs carbonatés d'épaisseur centimétrique à décimétrique alternant avec des interbancs marneux centimétriques à métriques.

B) : Alternances de bancs carbonatés centimétriques à décimétriques, alternant avec des interbancs centimétriques à métriques formés de marnes.

C) : Séquence granocroissante formée d'alternances de grès et de marnes et/ou de marnes silteuses.

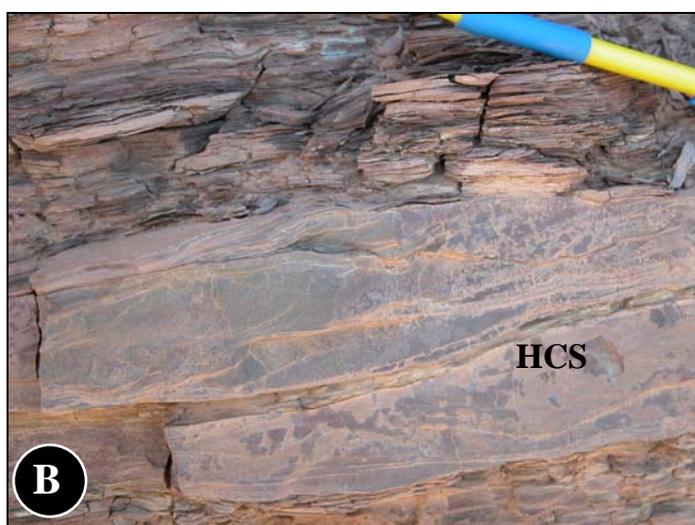
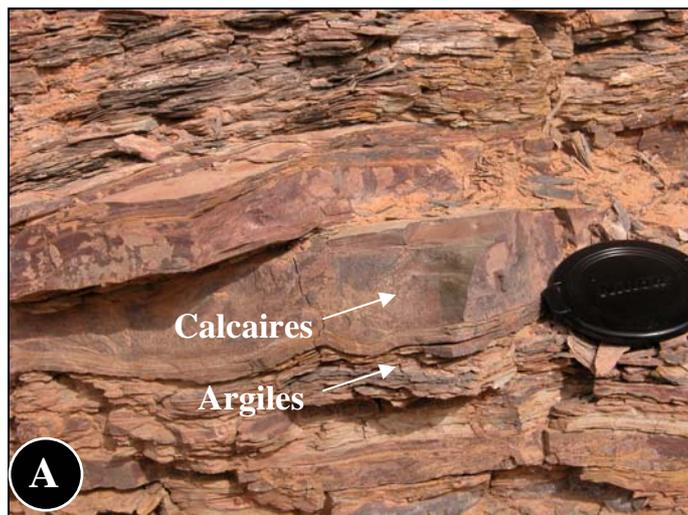


Planche 7

PLANCHE 7

Formation de Marhouma (Famennien)

Dépôts rythmiques, situés au SE de la Hamada de Chefar el Ahmar, à environ quarante kilomètres à l'Est de Beni Abbès.

A) : Bancs de calcaires à litages en dômes (HCS) alternant avec des argiles indurées.
(Le diamètre du capuchon de l'appareil photographique est de 55 mm).

B) : Dépôts de tempêtes (HCS) de nature carbonatée.

C) : Dépôts de tempêtes (HCS) de nature carbonatée.

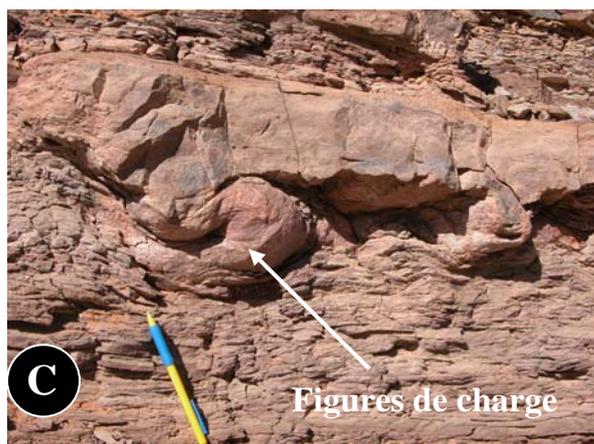


Planche 8

PLANCHE 8

Formation des grès en cendriers d'Ouarourout (Foum El Aribi)

A) : Grès en cendriers fortement diaclasés, présentant des anneaux de Liesegang formés au cours de la diagenèse et induisant une cimentation d'ampleur différente suivant les niveaux.

B) : Structures de liquéfaction (charge) dans les grès fins de la formation, indiquant l'existence de forts taux de sédimentation et d'instabilités (d'origine co-sismique ?).

C) : Figures de charge dans des grès fins, témoignant de l'existence de forts taux de sédimentation et d'instabilités.

D) : Rides de vagues témoignant d'un milieu de dépôt peu profond.

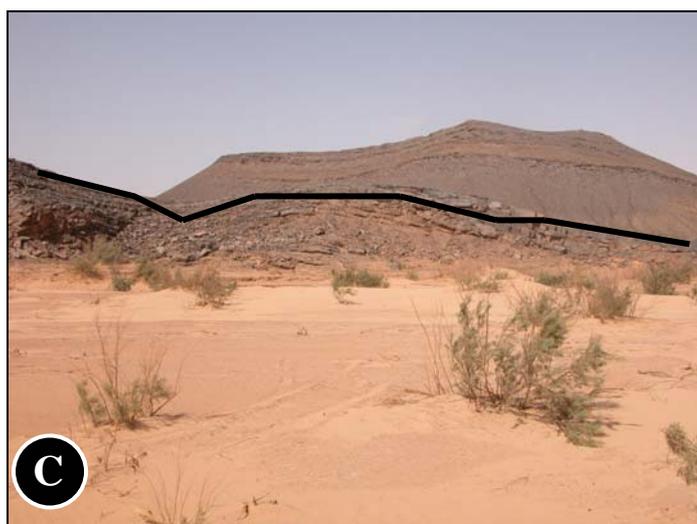
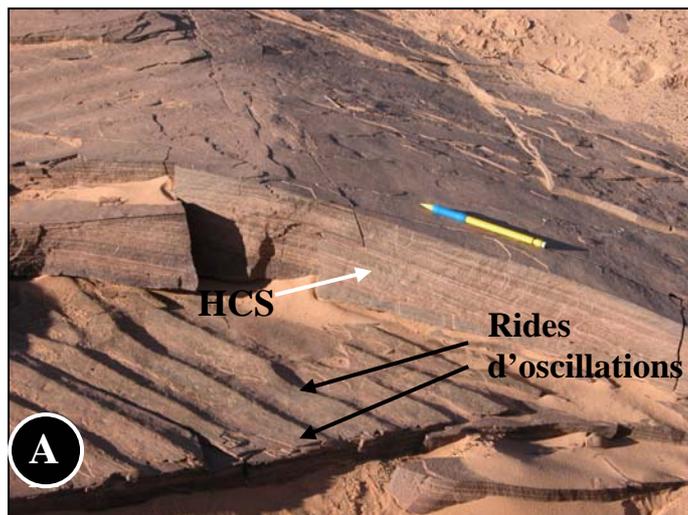


PLANCHE 9

Formation des grès en cendriers d'Ouarourout (Foum El Aribi).

A) : Rides d'oscillations dans les grès en cendriers associés à des litages de tempêtes (HCS).

Crayon : 15 cm.

B) : Rides d'interférences dans les grès en cendriers. Crayon : 15 cm.

C) : Dunes hydrauliques tidales dans les grès en cendriers. Leur sommet est souligné par le trait. Largeur de l'affleurement : 200 m.



Planche 10

PLANCHE 10

Forage MSR-1 (Nord du bassin de l'Ahnet)

A) : Figures de charge dans les dépôts de l'Ordovicien.

Barre d'échelle : 1 cm.

B) : Vue de détail d'un dépôt laminaire caractérisé par de nombreuses surfaces d'érosion internes et des drapages argileux mis en place probablement par un courant de densité associée à l'entrée en mer d'un Jökulhlaup lors de la déglaciation à l'Ashgill.

C) : Vue général d'un dépôt laminé à l'entrée en mer d'un Jökulhlaup lors de la déglaciation de l'Ashgill.

D) : Dépôt d'écoulement gravitaire présentant des variations granulométriques, témoignant des variations de l'énergie hydrodynamique (ressauts hydrauliques).

- ANNEXES -

Annexe 1

Datation par détecteur externe

Test du χ^2 d'unicité de population d'âges

Green (1981)

Dans la datation par détecteur externe, il est important de déterminer si la variation des ρ_s/ρ_i suit une loi de Poisson (correspondant à des âges de grains individuels concordants) ou présente une dispersion plus large (grains discordants). Un test de χ^2 a été proposé dans ce but par Galbraith (1980) et les relations ci-dessous pour le calcul du χ^2 sont extraites de Green (1981).

$$\chi^2 = \sum \{[(N_{sj} - N_{sj,r})^2 / N_{sj,r}]\} + \sum \{[(N_{ij} - N_{ij,r})^2 / N_{ij,r}]\} \quad (A1)$$

où

$$N_{sj,r} = [N_s / (N_s + N_i)](N_{sj} + N_{ij})$$

$$N_{ij,r} = [N_i / (N_s + N_i)](N_{sj} + N_{ij})$$

avec :

N_{sj} et N_{ij} : nombre de traces spontanées et induites dans le cristal j.

$$N_s = \sum N_{sj} \text{ et } N_i = \sum N_{ij}.$$

Les valeurs de χ^2 estimées à partir de l'équation (A1) sont testées à un niveau de 5% avec (n - 1) degrés de libertés, où n est le nombre de grains datés. Selon la valeur de la probabilité du χ^2 , on adopte un des modes de calcul proposé en § II.4.1.

Références citées

Galbraith R. (1980). On statistical models for fission track counts, *Math. Geol.*, **13**, 471-478.

Green P. F. (1981). A new look at statistics in fission track dating, *Nucl. Tracks*, **5**, 77-86.

Annexe 2

Un algorithme pour déterminer l'âge central et sa dispersion

Galbraith et Laslett (1993)

Soit une série de comptages de traces de fission spontanée et induite (N_{sj} , N_{ij} , $j = 1, 2, \dots, n$) obtenus lors d'une datation par détecteur externe. Si l'on pose $m_j = N_{sj} + N_{ij}$ et $y_j = N_{sj}/m_j$, on peut en déduire (Williams, 1982 ; Anderson, 1988) :

$$E(y_j | m_j) (1 + e^{-\mu})^{-1} = \eta$$

et

$$\text{var}(y_j | m_j) = (1/m_j)[\eta(1 - \eta) + \sigma^2(m_j - 1)\eta^2(1 - \eta)^2] = 1/w_j$$

L'algorithme suivant estime η comme moyenne pondérée de y_j , avec un poids w_j et σ est estimé en égalant $\Sigma (w_j)^2 (y_j - \eta)^2$ à sa valeur espérée Σw_j . L'âge central est estimé en substituant l'expression $\eta/(1 - \eta)$ à ρ_s/ρ_i dans l'équation d'âge.

1. Pour $j = 1, 2, \dots, n$, on pose

$$m_j = N_{sj} + N_{ij}$$

$$y_j = N_{sj}/m_j$$

$$z_j = \log \{ [N_{sj} + 1/2] / [N_{ij} + 1/2] \}$$

Dans les quantités z_j , l'ajout de $1/2$ à chaque comptage est une correction qui évite des problèmes de calcul lorsque certains N_{sj} ou N_{ij} sont nuls (Cox et Snell, 1989, p. 32). Dans l'algorithme, le rôle des z_j est seulement de fournir une valeur initiale pour η . Une alternative serait de donner la même valeur initiale arbitraire pour toutes les séries de données, par exemple $\sigma = 0,6$.

2. On pose des valeurs initiales de σ et η . Par exemple :

$$\sigma = 0,6 \times \text{écart type de } \{z_1, z_2, \dots, z_n\}$$

$$\eta = \Sigma N_{sj} / \Sigma m_j$$

3. Pour $j = 1, 2, \dots, n$ on calcule

$$w_j = m_j / \{ \eta(1 - \eta) + (m_j - 1)\eta^2(1 - \eta)^2 \sigma^2 \}$$

4. Calculer une nouvelle valeur de σ et η selon :

$$\sigma = \sigma \{ \sum w_j (y_j - \eta)^2 / \sum w_j \}^{0,5}$$

$$\eta = \sum w_j y_j / \sum w_j$$

5. Répéter les étapes 3 et 4 jusqu'à ce que σ et η ne changent plus, ce qui intervient en général au bout d'une vingtaine d'itérations. La valeur finale de σ est l'estimation de la dispersion de l'âge central. L'âge central t_c et son écart type relatif e.t. sont alors donnés par :

$$t_c = (1/\lambda_\alpha) \log \{ 1 + \lambda_\alpha \zeta \rho_d [\eta / (1 - \eta)] \}$$

$$e.t.(t_c) / t_c = \{ 1 / [\eta^2(1 - \eta)^2 \sum w_j] + 1 / Nd + [e.t.(\zeta) / \zeta]^2 \}^{1/2}$$

Références citées

Anderson D. A. (1988). Some models for overdispersed binomial data, *Austr. J. Statist.*, **30**, 125-148.

Cox D. R. et Snell E. J. (1989). Analysis of binary data, Chapman et Hall, Londres.

Williams D. A. (1982). Extra-binomial variation in logistic linear models, *Appl. Statist.*, **31**, 144-148.

Annexe 3

Tableaux (résultats de datation par traces de fission)

Tableau A3 - 1

Echant.:	ODZ-1bis(533)	Microscope:	negrito 10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	6-00	Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:	6084	
N moniteur:	12455	Oculaire:	10	Observateur : E. Labrin		
ρ moniteur:	3.91E+05					
ζ :	339					
λ :	1.55E-10					
g:	0.5					
n:	27					

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm^2)	densité ps	$\pm 1\sigma$	Ni	densité pi	$\pm 1\sigma$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
1	607	100	6084	9.98E+06	4.05E+05	113	1.86E+06	1.75E+05	346.6	35.6
2	115	100	6084	1.89E+06	1.76E+05	45	7.40E+05	1.10E+05	167.2	29.4
5	134	100	6084	2.20E+06	1.90E+05	65	1.07E+06	1.33E+05	135.2	20.5
9	138	100	6084	2.27E+06	1.93E+05	47	7.73E+05	1.13E+05	191.8	32.4
11	400	100	6084	6.57E+06	3.29E+05	124	2.04E+06	1.83E+05	210.4	21.7
7	320	100	6084	5.26E+06	2.94E+05	59	9.70E+05	1.26E+05	349.9	49.7
6	38	100	6084	6.25E+05	1.01E+05	10	1.64E+05	5.20E+04	247.1	87.9
11	50	100	6084	8.22E+05	1.16E+05	13	2.14E+05	5.93E+04	250.1	77.9
21	93	100	6084	1.53E+06	1.59E+05	41	6.74E+05	1.05E+05	148.6	27.9
22	119	100	6084	1.96E+06	1.79E+05	45	7.40E+05	1.10E+05	173.0	30.3
24	19	100	6084	3.12E+05	7.16E+04	5	8.22E+04	3.68E+04	247.1	124.2
32	271	100	6084	4.45E+06	2.71E+05	47	7.73E+05	1.13E+05	371.3	58.8
31	160	100	6084	2.63E+06	2.08E+05	36	5.92E+05	9.86E+04	288.1	53.2
29	43	100	6084	7.07E+05	1.08E+05	8	1.31E+05	4.65E+04	346.8	133.6
34	23	100	6084	3.78E+05	7.88E+04	8	1.31E+05	4.65E+04	187.8	77.1
37	318	100	6084	5.23E+06	2.93E+05	102	1.68E+06	1.66E+05	203.4	23.2
41	350	100	6084	5.75E+06	3.07E+05	97	1.59E+06	1.62E+05	234.9	27.0
42	90	100	6084	1.48E+06	1.56E+05	17	2.79E+05	6.78E+04	341.7	90.4
48	143	100	6084	2.35E+06	1.97E+05	39	6.41E+05	1.03E+05	238.6	43.2
47	460	100	6084	7.56E+06	3.53E+05	116	1.91E+06	1.77E+05	257.7	26.9
45	40	100	6084	6.57E+05	1.04E+05	8	1.31E+05	4.65E+04	323.2	125.2
56	46	100	6084	7.56E+05	1.11E+05	17	2.79E+05	6.78E+04	176.9	50.2
53	328	100	6084	5.39E+06	2.98E+05	77	1.27E+06	1.44E+05	276.4	35.1
57	57	100	6084	9.37E+05	1.24E+05	16	2.63E+05	6.57E+04	231.9	65.7
59	177	10	608.4	2.91E+07	2.19E+06	65	1.07E+07	1.33E+06	178.0	25.9
62	446	100	6084	7.33E+06	3.47E+05	106	1.74E+06	1.69E+05	273.1	29.6
60	43	100	6084	7.07E+05	1.08E+05	12	1.97E+05	5.69E+04	233.3	76.2

SN1= 5028

SN2= 1338

n	Surface,	Ns	ps (tr/cm ²)	Ni	pi (tr/cm ²)	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
27	158792.4	5028	3.17E+06	1338	8.43E+05	t(Pc2)<5%	245.6 67.4

Test de Khi-deux refusé

Probabilité de Khi-deux **0.00 %**

Tableau A3 - 2

Echant.:	ODZ-1bis(572)	Microscope:	MOMO	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	2000-6	Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:	9409		
N moniteur:	12415	Oculaire:	10	Observateur : M. Akkouche			
p _{moniteur} :	4.28E+05						
ζ:	341						
λ:	1.55E-10						
g:	0.5						
n:	12						

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ps	±1σ	Ni	densité pi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	117	15	5645.4	2.07E+06	1.92E+05	75	1.33E+06	1.53E+05	112.8	16.7
2	92	15	5645.4	1.63E+06	1.70E+05	44	7.79E+05	1.17E+05	150.8	27.7
3	115	16	6021.76	1.91E+06	1.78E+05	55	9.13E+05	1.23E+05	150.8	24.8
4	113	16	6021.76	1.88E+06	1.77E+05	68	1.13E+06	1.37E+05	120.1	18.5
5	85	20	7527.2	1.13E+06	1.22E+05	37	4.92E+05	8.08E+04	165.5	32.6
6	257	6	2258.16	1.14E+07	7.10E+05	78	3.45E+06	3.91E+05	236.1	30.6
7	69	20	7527.2	9.17E+05	1.10E+05	32	4.25E+05	7.52E+04	155.5	33.3
8	104	20	7527.2	1.38E+06	1.35E+05	51	6.78E+05	9.49E+04	147.1	25.2
9	57	12	4516.32	1.26E+06	1.67E+05	31	6.86E+05	1.23E+05	132.8	29.7
10	274	20	7527.2	3.64E+06	2.20E+05	76	1.01E+06	1.16E+05	257.9	33.5
11	124	12	4516.32	2.75E+06	2.47E+05	65	1.44E+06	1.79E+05	137.7	21.1
12	124	12	4516.32	2.75E+06	2.47E+05	56	1.24E+06	1.66E+05	159.6	25.7
SN1=	1531				SN2=	668				

n	surface _i	Ns	ps (tr/cm²)	Ni	pi (tr/cm²)	Age (Ma)	±1σ
12	69250.24	1531	2.21E+06	668	9.65E+05	t(Pc2)<5% 160.6	43.5

Test de Khi-deux refusé

Probabilité de Khi-deux **0.02 %**

Tableau A3 – 3

Echant.:	ODZ-1bis(644)	Microscope	negrito	5 x 5	soit :	100	carreaux
Irrad.:	6-00	Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:		6084	
N moniteur:	6793	Oculaire:	10				
ρ moniteur:	4,28E+05						
ζ:	339						
λ:	1,55E-10						
g:	0,5						Observateur : E. Labrin
n:	12						

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ps	±1σ	Ni	densité pi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	371	90	5475,6	6,78E+06	3,52E+05	51	9,31E+05	1,30E+05	507,2	76,0
2	19	100	6084	3,12E+05	7,16E+04	6	9,86E+04	4,03E+04	225,7	105,7
3	30	80	4867,2	6,16E+05	1,13E+05	4	8,22E+04	4,11E+04	522,3	278,1
4	138	70	4258,8	3,24E+06	2,76E+05	22	5,17E+05	1,10E+05	439,7	101,1
5	257	50	3042	8,45E+06	5,27E+05	32	1,05E+06	1,86E+05	557,8	104,8
6	125	60	3650,4	3,42E+06	3,06E+05	16	4,38E+05	1,10E+05	543,2	144,4
7	159	100	6084	2,61E+06	2,07E+05	30	4,93E+05	9,00E+04	373,5	74,5
8	37	60	3650,4	1,01E+06	1,67E+05	8	2,19E+05	7,75E+04	327,1	127,6
9	101	60	3650,4	2,77E+06	2,75E+05	14	3,84E+05	1,02E+05	503,2	143,6
10	110	100	6084	1,81E+06	1,72E+05	16	2,63E+05	6,57E+04	480,4	128,7
11	82	60	3650,4	2,25E+06	2,48E+05	12	3,29E+05	9,49E+04	477,6	147,7
12	153	36	2190,24	6,99E+06	5,65E+05	23	1,05E+06	2,19E+05	465,4	104,2
SN1=	940					SN2=	131			

n	surface total	Ns	ps (tr/cm²)	Ni	pi (tr/cm²)	Age (Ma)	±1σ
12	27378	1582	5,78E+06	234	8,55E+05	t(Pc2)>5% 472,7	33,6

Test de Khi-deux accepté
Probabilité de Khi-deux: **81,47 %**

Tableau A3 – 4

Echant.:	ODZ-1bis(2071)	Microscope:	MOMO	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	2000-6	Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:	9409		
N moniteur:	12415	Oculaire:	10	Observateur : M. Akkouche			
ρ moniteur:	3.91E+05						
ζ :	341						
λ :	1.55E-10						
g:	0.5						
n:	5						

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm^2)	densité ρ_s	$\pm 1\sigma$	Ni	densité ρ_i	$\pm 1\sigma$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
1	2	15	5645.4	3.54E+04	2.51E+04	20	3.54E+05	7.92E+04	6.7	4.9
2	2	25	9409	2.13E+04	1.50E+04	37	3.93E+05	6.46E+04	3.6	2.6
3	8	16	6021.76	1.33E+05	4.70E+04	54	8.97E+05	1.22E+05	9.9	3.7
4	7	9	3387.24	2.07E+05	7.81E+04	29	8.56E+05	1.59E+05	16.1	6.8
5	29	25	9409	3.08E+05	5.72E+04	108	1.15E+06	1.10E+05	17.9	3.7

SN1= 48

SN2= 248

n	surface _i	Ns	ρ_s (tr/cm ²)	Ni	ρ_i (tr/cm ²)	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
5	33872.4	48	1.42E+05	248	7.32E+05	t(Pc2)>5% 12.9	2.0

Test de Khi-deux accepté

Probabilité de Khi-deux **10.74 %**

Tableau A3 – 5

Echant.:	ODZ-1(844)	Microscope:	TOTO	10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	01/02/2005	Objectif I:	100	Surface réseau 100 carreaux		9604	
N moniteur:	16658	Oculaire:	10				
p moniteur:	5.78E+05						
ζ:	341						
λ:	1.55E-10						
g:	0.5	Observateur : M. Akkouche					
n:	3						

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ps	±1σ	Ni	densité pi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	3	100	9604	3.12E+04	1.80E+04	17	1.77E+05	4.29E+04	17.4	10.9
2	4	100	9604	4.16E+04	2.08E+04	26	2.71E+05	5.31E+04	15.1	8.1
3	3	100	9604	3.12E+04	1.80E+04	15	1.56E+05	4.03E+04	19.7	12.5

SN1=

10

SN2=

58

n	surface _t	Ns	ps (tr/cm²)	Ni	pi (tr/cm²)	Age (Ma)	±1σ
3	28812	10	3.47E+04	58	2.01E+05	t(Pc2)>5% 17.0	5.8

Test de Khi-deux accepté

Probabilité de Khi-deux **95.05 %**

Tableau A3 – 7

Echant.:	OTLA-1(2092)	Microscope:	MOMO	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	2000-6	Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:	9409		
N moniteur:	12415	Oculaire:	10	Observateur : M. Akkouche			
ρ moniteur:	3.91E+05						
ζ :	341						
λ :	1.55E-10						
g:	0.5						
n:	4						

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm^2)	densité ps	$\pm 1\sigma$	Ni	densité pi	$\pm 1\sigma$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
1	1	6	2258.16	4.43E+04	4.43E+04	23	1.02E+06	2.12E+05	2.9	3.0
2	1	25	9409	1.06E+04	1.06E+04	6	6.38E+04	2.60E+04	11.1	12.0
3	1	6	2258.16	4.43E+04	4.43E+04	14	6.20E+05	1.66E+05	4.8	4.9
4	1	25	9409	1.06E+04	1.06E+04	13	1.38E+05	3.83E+04	5.1	5.3

SN1=

4

SN2=

56

n	surface _i	Ns	ps (tr/cm ²)	Ni	pi (tr/cm ²)	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
4	23334.32	4	1.71E+04	56	2.40E+05	t(Pc2)>5% 4.8	2.5

Test de Khi-deux accepté

Probabilité de Khi-deux **82.56 %**

Tableau A3 – 8

Echant.:	LT-1bis(953)	Microscope:	momo	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	2000-6	Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:	9409		
N moniteur:	12415	Oculaire:	10	Observateur : M. Akkouche			
p _{moniteur} :	3.91E+05						
ζ:	341						
λ:	1.55E-10						
g:	0.5						
n:	5						

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm ²)	densité ps	±1σ	Ni	densité pi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	136	8	3010.88	4.52E+06	3.87E+05	57	1.89E+06	2.51E+05	157.1	24.8
2	251	20	7527.2	3.33E+06	2.10E+05	106	1.41E+06	1.37E+05	156.0	18.1
3	180	8	3010.88	5.98E+06	4.46E+05	87	2.89E+06	3.10E+05	136.5	17.9
4	56	15	5645.4	9.92E+05	1.33E+05	17	3.01E+05	7.30E+04	215.9	59.8
5	25	20	7527.2	3.32E+05	6.64E+04	12	1.59E+05	4.60E+04	137.4	48.3

SN1= 648

SN2= 279

n	surface _i	Ns	ps (tr/cm ²)	Ni	pi (tr/cm ²)	Age (Ma)	±1σ
5	26721.56	648	2.43E+06	279	1.04E+06	t(Pc2)>5%	153.0 11.0

Test de Khi-deux accepté

Probabilité de Khi-deux **63.63 %**

Tableau A3 9

Echant.:	LT-1bis(1846)	Microscope:	MOMO	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-10	Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:		9409	
N moniteur:	16009	Oculaire:	10				
ρ moniteur:	3.61E+05						
ζ :	339						
λ :	1.55E-10						
g:	0.5	Observateur : M. Akkouche					
n:	15						

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm^2)	densité ps	$\pm 1\sigma$	Ni	densité pi	$\pm 1\sigma$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
1	23	15	5645.4	4.07E+05	8.50E+04	50	8.86E+05	1.25E+05	28.1	7.1
2	76	16	6021.76	1.26E+06	1.45E+05	70	1.16E+06	1.39E+05	66.1	11.0
3	32	25	9409	3.40E+05	6.01E+04	55	5.85E+05	7.88E+04	35.5	7.9
4	52	25	9409	5.53E+05	7.66E+04	70	7.44E+05	8.89E+04	45.3	8.3
5	153	20	7527.2	2.03E+06	1.64E+05	130	1.73E+06	1.51E+05	71.6	8.6
6	49	20	7527.2	6.51E+05	9.30E+04	43	5.71E+05	8.71E+04	69.4	14.5
7	55	8	3010.88	1.83E+06	2.46E+05	35	1.16E+06	1.96E+05	95.4	20.7
8	27	9	3387.24	7.97E+05	1.53E+05	32	9.45E+05	1.67E+05	51.4	13.4
9	27	20	7527.2	3.59E+05	6.90E+04	27	3.59E+05	6.90E+04	60.9	16.6
10	19	15	5645.4	3.37E+05	7.72E+04	113	2.00E+06	1.88E+05	10.3	2.6
11	56	12	4516.32	1.24E+06	1.66E+05	47	1.04E+06	1.52E+05	72.5	14.4
12	12	25	9409	1.28E+05	3.68E+04	56	5.95E+05	7.95E+04	13.1	4.2
13	26	20	7527.2	3.45E+05	6.77E+04	55	7.31E+05	9.85E+04	28.9	6.9
14	49	20	7527.2	6.51E+05	9.30E+04	80	1.06E+06	1.19E+05	37.4	6.8
15	48	20	7527.2	6.38E+05	9.20E+04	123	1.63E+06	1.47E+05	23.8	4.1

SN1=

704

SN2=

986

n	surfac _i	Ns	ps (tr/cm ²)	Ni	pi (tr/cm ²)	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
15	101617.2	704	6.93E+05	986	9.70E+05	t(Pc2)<5%	47.3 24.8

Test de Khi-deux refusé

Probabilité de Khi-deux **0.00 %**

Tableau A3 – 10

Echant.:	LT-1bis(2232)	Microscope:	TOTO 10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	01/02/2005	Objectif I:	100	Surface réseau	100 carreaux	9604
N moniteur:	16658	Oculaire:	10	Observateur : M. Akkouche		
ρ moniteur:	5.78E+05					
ζ :	341					
λ :	1.55E-10					
g:	0.5					
n:	7					

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm^2)	densité ps	$\pm 1\sigma$	Ni	densité pi	$\pm 1\sigma$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
1	31	70	6722.8	4.61E+05	8.28E+04	81	1.20E+06	1.34E+05	37.6	8.0
2	16	100	9604	1.67E+05	4.16E+04	67	6.98E+05	8.52E+04	23.5	6.5
3	8	100	9604	8.33E+04	2.95E+04	28	2.92E+05	5.51E+04	28.1	11.3
4	34	100	9604	3.54E+05	6.07E+04	61	6.35E+05	8.13E+04	54.7	11.7
5	5	100	9604	5.21E+04	2.33E+04	20	2.08E+05	4.66E+04	24.6	12.3
6	10	100	9604	1.04E+05	3.29E+04	42	4.37E+05	6.75E+04	23.4	8.2
7	6	100	9604	6.25E+04	2.55E+04	27	2.81E+05	5.41E+04	21.9	9.9
SN1=		110	SN2=		326					

n	surfac _t	Ns	ps (tr/cm ²)	Ni	pi (tr/cm ²)	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
7	64346.8	110	1.71E+05	326	5.07E+05	t(Pc2)>5% 33.2	3.7

Test de Khi-deux accepté

Probabilité de Khi-deux **12.78 %**

Tableau A3 – 11

Echant.: LTSW-1(772)	Microscope: albert 10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.: 01/02/2005	Objectif I: 100	Surface réseau	100 carreaux	10201
N moniteur: 16658	Oculaire: 10	Observateur : M. Akkouche		
p moniteur: 5.78E+05				
ζ: 341				
λ: 1.55E-10				
g: 0.5				
n: 9				

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm ²)	densité ps	±1σ	Ni	densité pi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	8	100	10201	7.84E+04	2.77E+04	21	2.06E+05	4.49E+04	37.4	15.6
2	13	90	9180.9	1.42E+05	3.93E+04	55	5.99E+05	8.08E+04	23.3	7.2
3	6	100	10201	5.88E+04	2.40E+04	25	2.45E+05	4.90E+04	23.6	10.7
4	7	100	10201	6.86E+04	2.59E+04	40	3.92E+05	6.20E+04	17.2	7.1
5	30	100	10201	2.94E+05	5.37E+04	70	6.86E+05	8.20E+04	42.1	9.2
6	25	100	10201	2.45E+05	4.90E+04	82	8.04E+05	8.88E+04	30.0	6.9
7	16	100	10201	1.57E+05	3.92E+04	49	4.80E+05	6.86E+04	32.1	9.2
8	8	100	10201	7.84E+04	2.77E+04	35	3.43E+05	5.80E+04	22.5	8.8
9	6	100	10201	5.88E+04	2.40E+04	25	2.45E+05	4.90E+04	23.6	10.7

SN1=

119

SN2=

402

n	surface _t	Ns	ps (tr/cm ²)	Ni	pi (tr/cm ²)	Age (Ma)	±1σ
9	90788.9	119	1.31E+05	402	4.43E+05	t(Pc2)>5%	29.1 3.0

Test de Khi-deux accepté

Probabilité de Khi-deux **59.18 %**

Tableau A3 – 13

Echant.:	MSR-1(1756)	Microscope:	momo	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-10	Objectif I:	100		Surface réseau I pour 25 carrx:		9409
N moniteur:	16009	Oculaire:	10				
ρ moniteur:	3.61E+05						
ζ :	339						
λ :	1.55E-10						
g:	0.5						Observateur : M. Akkouche
n:	13						

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm^2)	densité ps	$\pm 1\sigma$	Ni	densité pi	$\pm 1\sigma$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
1	1	15	5645.4	1.77E+04	1.77E+04	10	1.77E+05	5.60E+04	6.1	6.4
2	1	12	4516.32	2.21E+04	2.21E+04	10	2.21E+05	7.00E+04	6.1	6.4
3	2	20	7527.2	2.66E+04	1.88E+04	24	3.19E+05	6.51E+04	5.1	3.8
4	1	20	7527.2	1.33E+04	1.33E+04	22	2.92E+05	6.23E+04	2.8	2.8
5	1	16	6021.76	1.66E+04	1.66E+04	14	2.32E+05	6.21E+04	4.4	4.5
6	1	16	6021.76	1.66E+04	1.66E+04	9	1.49E+05	4.98E+04	6.8	7.2
7	1	15	5645.4	1.77E+04	1.77E+04	19	3.37E+05	7.72E+04	3.2	3.3
8	2	16	6021.76	3.32E+04	2.35E+04	36	5.98E+05	9.96E+04	3.4	2.5
9	1	15	5645.4	1.77E+04	1.77E+04	14	2.48E+05	6.63E+04	4.4	4.5
10	1	6	2258.16	4.43E+04	4.43E+04	8	3.54E+05	1.25E+05	7.6	8.1
11	7	16	6021.76	1.16E+05	4.39E+04	54	8.97E+05	1.22E+05	7.9	3.2
12	5	15	5645.4	8.86E+04	3.96E+04	48	8.50E+05	1.23E+05	6.4	3.0
13	1	15	5645.4	1.77E+04	1.77E+04	13	2.30E+05	6.39E+04	4.7	4.9
SN1=	25					SN2=	281			

n	surface totale	Ns	ps (tr/cm ²)	Ni	pi (tr/cm ²)	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
13	74142.92	25	3.37E+04	281	3.79E+05	t(Pc2)>5%	5.4 1.1

Test de Khi-deux accepté
Probabilité de Khi-deux **99.84 %**

Tableau A3 - 14

Echant.:	OTLH-1(1251)	Microscope:	negrito	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	99-10	Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:		9409	
N moniteur:	16009	Oculaire:	10				
p_{moniteur}:	3.61E+05	Observateur : M. Akkouché					
ζ:	339						
λ:	1.55E-10						
g:	0.5						
n:	10						

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm ²)	densité ps	±1σ	Ni	densité pi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	11	9	3387.24	3.25E+05	9.79E+04	11	3.25E+05	9.79E+04	60.9	26.0
2	16	9	3387.24	4.72E+05	1.18E+05	19	5.61E+05	1.29E+05	51.3	17.4
3	5	6	2258.16	2.21E+05	9.90E+04	6	2.66E+05	1.08E+05	50.8	30.8
4	19	6	2258.16	8.41E+05	1.93E+05	31	1.37E+06	2.47E+05	37.4	10.9
5	19	8	3010.88	6.31E+05	1.45E+05	24	7.97E+05	1.63E+05	48.3	14.8
6	8	15	5645.4	1.42E+05	5.01E+04	15	2.66E+05	6.86E+04	32.6	14.3
7	30	15	5645.4	5.31E+05	9.70E+04	30	5.31E+05	9.70E+04	60.9	15.7
8	18	9	3387.24	5.31E+05	1.25E+05	12	3.54E+05	1.02E+05	91.1	34.0
9	17	8	3010.88	5.65E+05	1.37E+05	17	5.65E+05	1.37E+05	60.9	20.9

SN1=

143

SN2=

165

n	surface _t	Ns	ps (tr/cm ²)	Ni	pi (tr/cm ²)	Age (Ma)	±1σ
10	31990.6	143	4.47E+05	165	5.16E+05	t(Pc2)>5%	52.8 6.0

Test de Khi-deux accepté

Probabilité de Khi-deux **77.95 %**

Tableau A3 - 15

Echant.:	MSL-1(1291)	Microscope:	MOMO	5 x 5	soit :	25	carreaux
Irrad.:	2000-6	Objectif I:	100	Surface réseau I pour 25 carrx:		9409	
N moniteur:	12415	Oculaire:	10				
ρ moniteur:	3.54E+05						Observateur : M. Akkouche
ζ :	341						
λ :	1.55E-10						
g:	0.5						
n:	6						

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm^2)	densité ps	$\pm 1\sigma$	Ni	densité pi	$\pm 1\sigma$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
1	26	15	5645.4	4.61E+05	9.03E+04	24	4.25E+05	8.68E+04	65.1	18.4
2	38	16	6021.76	6.31E+05	1.02E+05	39	6.48E+05	1.04E+05	58.5	13.4
3	49	6	2258.16	2.17E+06	3.10E+05	73	3.23E+06	3.78E+05	40.4	7.5
4	13	4	1505.44	8.64E+05	2.40E+05	17	1.13E+06	2.74E+05	46.0	16.9
5	26	3	1129.08	2.30E+06	4.52E+05	22	1.95E+06	4.15E+05	70.9	20.6
6	13	12	4516.32	2.88E+05	7.98E+04	19	4.21E+05	9.65E+04	41.2	14.8
SN1=	165					SN2=	194			

n	surface _t	Ns	ps (tr/cm ²)	Ni	pi (tr/cm ²)	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
6	21076.16	165	7.83E+05	194	9.20E+05	t(Pc2)>5% 51.1	5.4

Test de Khi-deux accepté

Probabilité de Khi-deux **48.09 %**

Tableau A3 – 17

Echant.: MKRN-1 (1030)	Microscope: TOTO 10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.: 01/02/2005	Objectif I: 100	Surface réseau 100 carreaux	9604	
N moniteur: 16658	Oculaire: 10	Observateur : M. Akkouche		
p moniteur: 5.78E+05				
ζ: 341				
λ: 1.55E-10				
g: 0.5				
n: 11				

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ps	±1σ	Ni	densité pi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	18	100	9604	1.87E+05	4.42E+04	48	5.00E+05	7.21E+04	36.9	10.2
2	32	100	9604	3.33E+05	5.89E+04	73	7.60E+05	8.90E+04	43.1	9.1
3	31	100	9604	3.23E+05	5.80E+04	58	6.04E+05	7.93E+04	52.5	11.7
4	13	100	9604	1.35E+05	3.75E+04	56	5.83E+05	7.79E+04	22.8	7.0
5	36	100	9604	3.75E+05	6.25E+04	131	1.36E+06	1.19E+05	27.0	5.1
6	40	100	9604	4.16E+05	6.59E+04	121	1.26E+06	1.15E+05	32.5	5.9
7	29	100	9604	3.02E+05	5.61E+04	55	5.73E+05	7.72E+04	51.8	11.9
8	12	100	9604	1.25E+05	3.61E+04	31	3.23E+05	5.80E+04	38.0	12.9
9	13	80	7683.2	1.69E+05	4.69E+04	30	3.90E+05	7.13E+04	42.6	14.1
10	20	100	9604	2.08E+05	4.66E+04	33	3.44E+05	5.98E+04	59.5	16.9
11	6	100	9604	6.25E+04	2.55E+04	18	1.87E+05	4.42E+04	32.8	15.5
SN1=	250					SN2=	654			

n	surface _t	Ns	ps (tr/cm²)	Ni	pi (tr/cm²)	Age (Ma)	±1σ
11	103723.2	250	2.41E+05	654	6.31E+05	t(Pc2)>5%	37.6 2.8

Test de Khi-deux accepté

Probabilité de Khi-deux **17.14 %**

Tableau A3 – 19

Echant.:	DTS-1(1830)	Microscope:	albert	10x10	soit :	100	carreaux
Irrad.:	01/02/2005	Objectif I:	100	Surface réseau		100	carreaux
N moniteur:	16658						
p moniteur:	5.78E+05	Oculaire:	10				
ζ:	341						
λ:	1.55E-10						
g:	0.5	Observateur : M. Akkouche					
n:	2						

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm²)	densité ps	±1σ	Ni	densité pi	±1σ	Age (Ma)	±1σ
1	4	100	9604	4.16E+04	2.08E+04	9	9.37E+04	3.12E+04	43.7	26.2
2	1	100	9604	1.04E+04	1.04E+04	7	7.29E+04	2.75E+04	14.1	15.0
SN1=		5			SN2=		16			

	n	surface _e	Ns	ps (tr/cm²)		Ni	pi (tr/cm²)	Age (Ma)	±1σ
	2	19208	5	2.60E+04		16	8.33E+04	t(Pc2)>5%	30.7 15.7

Test de Khi-deux accepté

Probabilité de Khi-deux **33.98 %**

Tableau A3 – 20

Echant.:	Arkose	Microscope:	albert	TOTO	100	carreaux
Irrad.:	01/02/2005	Objectif I:	100	Surface réseau	100 carreaux	9604
N moniteur:	16658	Oculaire:	10	Observateur : M. Akkouche		
ρ moniteur:	5.78E+05					
ζ :	341					
λ :	1.55E-10					
g:	0.5					
n:	9					

N° grain	Ns	nbre carrx	surface(μm^2)	densité ps	$\pm 1\sigma$	Ni	densité pi	$\pm 1\sigma$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
1	68	70	6722.8	1.01E+06	1.23E+05	50	7.44E+05	1.05E+05	132.7	24.7
2	101	100	9604	1.05E+06	1.05E+05	69	7.18E+05	8.65E+04	142.7	22.3
3	83	64	6146.56	1.35E+06	1.48E+05	60	9.76E+05	1.26E+05	135.0	22.9
4	1000	100	9604	1.04E+07	3.29E+05	500	5.21E+06	2.33E+05	194.2	10.7
5	300	30	2881.2	1.04E+07	6.01E+05	180	6.25E+06	4.66E+05	162.2	15.3
6	19	56	5378.24	3.53E+05	8.10E+04	13	2.42E+05	6.70E+04	142.5	51.3

SN1= 1571

SN2= 872

n	surface _t	Ns	ps (tr/cm ²)	Ni	pi (tr/cm ²)	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$
6	40336.8	1571	3.89E+06	872	2.16E+06	t(Pc2)>5% 175.2	7.5

Test de Khi-deux accepté

Probabilité de Khi-deux **19.20 %**

Glossaire

Légendes des tableaux

Echant.	référence de l'échantillon.
Irrad.	référence de l'irradiation.
N moniteur	nombre de traces comptées dans les dosimètres neutroniques.
ρ moniteur	densité de traces dans les moniteurs (t/cm^2).
ζ	valeur du facteur zêta de l'observateur.
λ	constante de décroissance par radioactivité α de ^{238}U .
g	facteur de géométrie de l'équation d'âge.
n	nombre de grains d'apatites datés.
microscope	nom du microscope utilisé, du graticule (5x5), de la surface comptée (100 carreaux), de la surface de comptage (8464 mm ²).
N° grain	numéro du grain daté.
Ns et Ni	respectivement, nombre de traces spontanées et induites comptées.
ρ_s et ρ_i	respectivement, densités de traces spontanées et induites (t/cm^2).
Age	âge traces de fission calculés, pour chaque grain, par la méthode de Green (1981).
test de χ^2	probabilité (%) et valeur du test de χ^2 de Galbraith (1981) :
---	---> <i>Quand $P(\chi^2) > 5\%$, il n'y a qu'une seule population d'âges dans l'échantillon : tous les grains ont enregistré la même histoire thermique.</i>
---	---> <i>Quand $P(\chi^2) < 5\%$, il y a plus d'une population d'âges : la mémoire TF de chaque grain d'apatite reflète sa propre histoire de refroidissement depuis son dernier passage au-dessous de 120°C.</i>

Résumé

L'interprétations d'anciens travaux de recherche fondamentale et celle des résultats obtenus dans cette étude basée sur : l'analyse des traces de fission (TF) des apatites, des courbes d'enfouissement et l'analyse séquentielle des coupes de terrain et des courbes du signale Gamma Ray (GR) des forages, permettent de préciser que l'évolution géodynamique des bassins de l'Ahnet et Sbaâ (Algérie) s'est réalisée principalement durant le Paléozoïque.

L'analyse des courbes d'enfouissement montre que durant toute cette période, la sédimentation a été contrôlée par une subsidence tectonique, avec un maximum enregistré vers la fin du Carbonifère à la faveur du plissement de l'Ougarta. Les courbes témoignent d'une surrection à partir du Permien jusqu'au Jurassique moyen, qui se traduit par une érosion importante des séries sédimentaires et qui serait la réponse au bombement thermique de la plate-forme saharienne, suivie d'une subsidence thermique qui fait suite à l'arrêt de l'extension au niveau des rifts, à la suite de l'ouverture de l'Atlantique.

A la lumière de l'analyse séquentielle, il apparaît que le bassin de l'Ahnet et la cuvette de Sbaâ présentent des enregistrements stratigraphiques contrastés, tant dans le temps que dans l'espace, témoignant des effets différents de la subsidence et des érosions suivant les secteurs.

Du point de vue thermique, les températures au niveau de la cuvette de Sbaâ sont restées modérées ; favorables à la préservation de la matière organique pouvant générer des hydrocarbures jusqu'à l'actuel, ce qui n'est pas le cas pour le bassin de l'Ahnet. Au Nord de ce dernier (MRS-1 et MSL-1), les âges sont de l'ordre de 50 Ma, témoignant de niveaux ayant subi une phase thermique post-hercynienne. On peut estimer que cette phase, probablement $>100^{\circ}\text{C}$, s'est aussi produite durant l'épisode thermique d'extension régionale triasico-Jurassique. Cet épisode pourrait aussi être responsable de l'effacement (total ?) des traces pré-existantes du niveau dévonien de MSR-1, qui présente à 505 m sous la discordance hercynienne, un âge TF de 100 Ma. Plus au Sud, les âges respectifs de 37 et 26 Ma obtenus à des profondeurs de 1030 m (MKRN-1) et 1532 m (BH-5), suggèrent une altération thermique cénozoïque des TF, plus intense que dans le nord du bassin, qui pourrait refléter en fait, une érosion récente plus importante, éventuellement accompagnée de gradients géothermique plus élevés.

En conclusion, trois épisodes thermiques ont influencé la formation et la migration des hydrocarbures de notre secteur et par conséquent leur nature : l'orogénèse varisque, l'ouverture de l'Atlantique au Jurassique et le bombement thermique du Hoggar à l'Eocène. Ce dernier est vraisemblablement l'événement ayant affecté le plus les hydrocarbures des réservoirs de l'Ahnet, comme le montre bien les températures croissantes du Nord vers le sud. Un cracking secondaire a eu donc lieu certainement au cours de cette dernière période transformant l'huile en gaz.

Enfin, les travaux conduits sur le terrain ont permis aussi ; de reconnaître des dépôts influencés par les tempêtes (peu profonds $<100-150$ m) dans les séries paléozoïques de l'Ougarta, et la mise en évidence de dépôts de jökulhlaups dans l'Unité IV du Kheneg Etlaiia, qu'on peut observer plus distalement dans le Cambro-ordovicien du forage MSR-1(Ahnet).

Abstract

The interpretation of old fundamental research works and the results obtained by this study based on: the analysis of apatite fission tracks (AFT), the burial evolution curves and the sequential analysis of outcrop section, as well as the curves of signal of gamma ray (GR) analysis from drilling wells, allow to precise that the geodynamic evolution of the studied Algerian sedimentary basins (Ahnet and Sbaâ) have been occurred principally in the Paleozoic era.

The analysis of burial evolution curves shows that during the Paleozoic period, the sedimentation is controlled by the tectonic subsidence, particularly at the end of Carboniferous in the favor of Ougarta folding. The curves indicate an uplift from the Permian to middle Jurassic, expressed by an important erosion of sedimentary series and is considered as a response of thermal convexion of the Saharian platform followed by thermal subsidence. This can be explained by the halt motion of rift extension caused by the opening of the Atlantic Ocean.

To bring the sequential analysis out, it appears that Ahnet and Sbaâ basins present contrasted stratigraphic recordings, so much in time than in space, indicated the different effects from subsidence and erosions according to their sectors.

In thermal point of view, temperatures are still moderate in Sbaâ depression and favorite the preservation of organic matter and might generate hydrocarbons until now. However, these conditions are not similar to ones in the case of Ahnet basin. In the North part of Ahnet basin (MRS-1, MSL-1), the ages are around 50 Ma, attested that sedimentary layers have been sustained a post-hercynian thermal phase. This phase could be estimated probably more than 100°C. This is also produced during the regional extension of the Triassic-Jurassic rifting. This episode could also be responsible of disappearance (total?) of preexistence fission tracks in the Devonian layers of the well MSR-1, which exhibits at the depth 505 m under the hercynian unconformity an age FT of 100 my. In the south part, ages are respectively 37 and 26 Ma at the depths : 1030 m (MKRN-1) and 1532 m (BH-5). These suggest that Cenozoic thermal alteration of tracks is more intense than in the north of the basin and may reflect important erosion, eventually accompanied with high geothermal gradients.

In conclusion, three thermal episodes in the studied area have influenced the formation and the migration of hydrocarbons and consequently their nature ; varisc orogenesis, the Atlantic opening to Jurassic and the thermal convexion of the Hoggar at the Eocene age. Clearly, the latest is the most event which affects the hydrocarbons of Ahnet reservoirs as shown by the increased temperatures from the north to south of the studied area. A secondary cracking occurred certainly during Eocene transforming oil to gas.

Also, the outcrop studies allow defining the deposits influenced by storms (shallow depth < 100-150m) in the sedimentary series of the Ougarta ridge and the evident deposits of Jökulhlaups in the unit IV in Kheneg Etlaiä, locality (Ougarta). This can be observed distally at the Cambro-ordovician of the well MSR-1(Ahnet).