

N° d'ordre : 03/2007-M/S.T

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
**UNIVERSITE DES SCIENCES ET DE LA TECHNOLOGIE HOUARI BOUMEDIENE**  
**FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE, DE LA GEOGRAPHIE**  
**ET**  
**DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE**



MEMOIRE

présenté en vue de l'obtention du diplôme de MAGISTER

en : SCIENCES de la TERRE

Spécialité : Géologie Minière

Par : **BENRAMDANE Hocine**

Sujet

*Contribution à l'étude géologique et gîtologique des minéralisations  
aurifères de la zone de jointure Yetti-Eglab  
(Sud-Ouest algérien)*

soutenu publiquement le 27 /09/ 2007, devant le Jury composé de :

Mr A. BOUTALEB	Professeur	Président
Mr O. KOLLI	Professeur	Directeur de thèse
Mme Y. MAHDJOUR	Professeur	Examinatrice
Mr Dj. AISSA	Professeur	Examineur
Mr M. KAHOUI	Maître de Conférence	Examineur

## **AVANT RPOPOS**

*A la fin de ce travail, je tiens à exprimer ma reconnaissance à toutes les personnes, qui pendant ces longues années, m'ont aidé et encouragé.*

*Je remercie vivement Monsieur le Professeur A. BOUTALEB qui me fait honneur de présider le Jury.*

*Mes sincères remerciements vont à Monsieur le Professeur O. KOLLI pour ses encouragements à m'inscrire en post-graduation, 10 années après avoir quitté les bancs de l'Université, pour ses remarques pertinentes et objectives dans la direction des travaux ; je suis respectueux devant sa patience et ses relances sans cesse lors des moments difficiles.*

*Mes sincères remerciements vont également à Madame le professeur Y. MAHDJOUR, qui m'a donné la chance de la suivre sur le terrain où qui m'a fait découvrir l'intérêt de la structurale dans la recherche minière ; merci de m'avoir fait bénéficier d'une aide scientifique précieuse à travers le séjour scientifique à l'Université de Rennes et au BRGM. Merci pour les conseils judicieux. Merci d'avoir accepté d'examiner ce travail.*

*Mon profond respect à Monsieur le Professeur Dj. E. AISSA, pour ses conseils, son amabilité et encouragements. Grand merci d'avoir accepté d'examiner ce travail.*

*J'exprime ma gratitude à Monsieur M. KAHOUI, pour l'intérêt à la partie géologie et géochimie ; son appui absolu. Ses remarques lors de la rédaction de ce mémoire m'ont été d'un grand secours. Grand maître des Eglab, merci.*

*Durant ces années, j'ai souvent eu recours aux Enseignants du Département, qui ont toujours accepté de répondre à mes questions. Je tiens à remercier particulièrement :*

- A Monsieur M. TEFIANI, Maître de Conférence, qui m'a ouvert les portes de son laboratoire dès mon retour à la fac ;*
- A Monsieur A. OUABADI, Professeur en pétro-géochimie, qui m'a initié et m'a fait découvrir l'utilité de la géochimie dans l'étude des socles;*
- A Monsieur H. BENALI, Chargé de Cours, que je ne saurai trop remercier pour avoir toujours su répondre à mes nombreuses questions de pétrographie.*

*J'adresse également mes remerciements à Monsieur M. M. BENDALI, Président du Conseil d'Administration de l'ANGCM pour les encouragements et à Monsieur Lh. BITAM, pour sa compréhension.*

*Aux personnels et responsables de l'ORGM ; à Monsieur M. T. BOUARROUDJ pour ses encouragements à poursuivre mes études ; à Messieurs A. SEMIANI et Monsieur M. BRIEDJ pour m'avoir fait bénéficier de leur expérience sur les socles anciens.*

*Aux Responsables et Personnels de l'ORGM, Béchar, pour l'aide et encouragements particulièrement de la part de mes collègues géologues. Egalement, aux personnels et responsables des laboratoires et de la documentation de l'ORGM, Boumerdès.*

*J'exprime toute ma gratitude à mes collègues de travail à l'ANGCM et mes anciens collègues à l'ORGM, chez qui j'ai trouvé encouragements et soutien.*

*A mes camarades de promotion.*

*Je dédie ce travail aux Maitres- Géologues :*

*mon ami Mohamed Bellal, qui m'a appris à chercher de l'or*

*mon ami Mourad Kaddour, qui m'a fait découvrir les Eglab*

*A*

*ma petite famille*

*et ma grande famille*

## Présentation

Ce mémoire consacré à l'étude des minéralisations aurifères « d'**Akilet Deilel** », a pour but de contribuer à une meilleure connaissance du massif Yetti-Eglab et de cette récente découverte.

Les problématiques à résoudre concernent :

- l'importance de l'étude du contexte géologique et tectonique dans la mise en évidence de minéralisation aurifère,
- quels sont les nouveaux guides de recherche de l'or sur le massif ?

A cet effet, et afin d'essayer de répondre aux questions, la présente étude est structurée en trois parties :

1. un essai de synthèse sur la géologie du massif précambrien Yetti-Eglab (partie nord-orientale de la dorsale Réguibat), présenté dans la partie II;
2. une présentation de la « **zone de cisaillement Yetti-Eglab** » considérée comme contexte géologique des minéralisations étudiées ; il s'agit de formations paléoproterozoïques dominées par des séries volcano-sédimentaires « birimo-éburnéennes » et des roches magmatiques à caractères syn à tardi-orogéniques affectées par un cisaillement lors de l'orogénèse éburnéenne; la présentation de cette zone (partie III) constitue notre apport à la connaissance géologique du massif ;
3. une étude consacrée aux minéralisations avec :
  - un chapitre « théorique » présentant les généralités sur l'or et l'or en Afrique de l'Ouest avec un aperçu sur l'or de la dorsale Réguibat,
  - un chapitre présentant les caractéristiques des minéralisations;

Cette étude présentée dans la partie IV constitue notre deuxième contribution.

A travers ce travail, nous avons noté le rôle de la tectonique dans la mise en place des minéralisations auro-sulfurées que nous rattachons au type shear-zone aurifères.

# SOMMAIRE

## PRESENTATION

### Partie I INTRODUCTION GENERALE

1. CADRE GEOGRAPHIQUE REGIONAL .....	1
2. TRAVAUX ANTERIEURS .....	3

### Partie II CONTEXTE GEOLOGIQUE

1. TRAITs GEOLOGIQUES DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA DORSALE REGUIBAT .....	7
1.1. LITHOSTRATIGRAPHIE .....	10
1.1.1. Substratum granito-gneissique .....	10
1.1.2. Séries « birimiennes » sédimentaires et volcano-sédimentaires .....	12
1.1.3. Série tardi-birimienne épicontinentale .....	12
1.1.4. Couverture néoprotérozoïque .....	13
1.1.5. Ceinture paléozoïque .....	13
1.1.6. Dépôts pliocènes et quaternaires .....	14
1.2. MAGMATISME .....	15
1.2.1. Domaine Yetti .....	15
1.2.2. Domaine Eglab .....	15
2. TRAITs STRUCTURAUX DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA DORSALE REGUIBAT .....	17
2.1. Les phases tectoniques .....	17
2.2. Cas de la zone de jointure Yetti-Eglab .....	19
3. ESSAI DE SYNTHÈSE DE L'ÉVOLUTION GEODYNAMIQUE .....	21

### Partie III GEOLOGIE DE LA ZONE DE CISAILLEMENT YETTI-EGLAB

1. LITHOSTRATIGRAPHIE .....	23
1.1. ZONE EST-YETTI .....	23
1.1.1. Série Yetti .....	23

1.2. ZONE OUEST-EGLAB	26
1.2.1. Série Chegga	26
1.2.2. Série Akilet Deilel	28
1.2.3. Série Guelb el Hadid.	33
1.3. Couverture paléozoïque	35
1.4. Dépôts pliocènes (Hamada)	36
1.5. Dépôts quaternaires	36
2. MAGMATISME	37
2.1. ZONE EST-YETTI	38
2.1.1. Granites Yetti	38
2.1.2. Roches basiques - ultrabasiques Yetti	45
2.2. ZONE OUEST-EGLAB	46
2.2.1. Granite Chegga	46
2.2.2. Granitoïdes Aftout-Eglab	55
2.2.2.1. Gabbro et diorites Aftout –Eglab	55
2.2.2.2. Granites Aftout-Eglab et roches associées	56
2.2.3. Volcanites associées à la série Akilet Deilel	64
2.2.4. Volcanites Aftout –Eglab	70
2.2.5. Granitoïdes de la jointure	76
2.2.6. Filons doléritiques tardifs	77
3. Tectonique et métamorphisme de la ZCY-E	78

#### Partie IV ETUDE DE L'INDICE

1. INTRODUCTION	79
1.1. TYPOLOGIE DES GITES D'OR	79
1.2. MINERALISATIONS AURIFERES LIEES A L'OROGENESE EBURNEENNE	84
▪ À l'échelle de l'Afrique de l'Ouest	84
▪ À l'échelle de la Dorsale Réguibat	85
2. ETUDE DE L'INDICE	86
2.1 HISTORIQUE DE L'INDICE	86
2.2. GEOLOGIE DU SECTEUR ARIEGUET LEMHA	87
2.3. LES MINERALISATIONS AURIFERES	90
2.3.1. MINERALISATION FILONIENNE	90
2.3.1.1. Zone occidentale	91

2.3.1.1.1. Sous/Zone Nord .....	92
2.3.1.1.2. Sous/Zone Sud .....	95
2.3.1.2. Zone Orientale .....	97
2.3.1.3. SUCCESSION PARAGENETIQUE .....	98
2.3.2. MINERALISATION DISSEMINEE .....	100
2.3.3. RELATION ENTRE TECTONIQUE ET MINERALISATION FILONIENNE ..	101
2.3.4. RELATION ENTRE LA MINERALISATION FILONIENNE ET DISSEMINEE..	101
2.4. HYPOTHESE GENETIQUE ET AGE DE LA MINERALISATION .....	102

Partie V <b>CONCLUSION GENERALE</b> .....	104
---	-----

## BIBLIOGRAPHIE

Partie I

***INTRODUCTION GENERALE***

## **1. CADRE GEOGRAPHIQUE REGIONAL**

Le terrain de la présente étude se situe sur un vaste massif connu sous le nom de "**Eglab**". Il forme avec la **Hamada du Draa** au Nord, le pays de la **Saoura** et la vallée du **Touat** à l'Est et le plateau **Tanezrouft** au Sud-Est, le grand Sud-Ouest algérien.

Les principaux reliefs du massif sont localisés dans la partie Est; au Nord, dans le "**pays des côtes**" (Gevin, 1958) dessinés par les falaises paléozoïques orientées E-W en surplombant la dépression du **bassin de Tindouf** et au Sud, où les barres du **Hank** amorcent le **bassin de Taoudenni**.

Les cordons dunaires orientés NE-SW de **l'Erg Iguidi** coupent le massif en son milieu tandis que **l'Erg Chech** le ceinture par l'Est (fig. 1.1).

Deux domaines naturels constituent le massif, situés de part et d'autre de l'Erg Iguidi. Il s'agit du :

- **Yetti**, situé à l'Ouest du méridien 6° W, sans relief, marqué par des étendues noirâtres et par de vastes pénéplaines appelés « reg » blanchâtres; cette absence de relief est à l'origine du nom Yetti (de l'arabe "yttih" signifiant se perdre);
- des **Eglab** à l'Est du méridien 6° W, c'est le pays Eglab (s.s.) marqué par des collines volcaniques et pitons appelés « Guelb » (d'où le nom Eglab) dominant des Regs granitiques de couleur rouge à rose.

Les R'guibat sont les habitants fort accueillants d'un pays rude et inhospitalier ; ils se concentrent durant les périodes douces, autour de l'oasis d'Aouinet Bel Legraa et de « hassi » Djebilet et rarement, près des « oglat ».

La "rocade sud" est l'unique piste balisée qui traverse le massif joignant la ville de Tindouf à celle d'Adrar en passant par le petit village de Djebilet, par les Oasis de l'Aouinet, de Chenachane puis Bou Bernous. Le tronçon Tindouf – Djebilet long de 125 Km est aujourd'hui goudronné.

Le massif est réputé par son caractère désertique. Il est dépourvu de végétation ; le peu qui existe est localisé entre les cordons dunaires, dans les « Dhâiat », les lit d'oueds et près des « Hassi ».

On y trouve de minuscules touffes d'herbes, des arbustes de "talh" ou de "r'them" et des palmiers. L'oasis d'Aouinet Bel Legraa est la mieux garnie.

Les petits reptiles tels le dhob et la vipère à cornes sont les plus rencontrés ; le lièvre et la gazelle, en voie de disparition, survivent près des dunes et des Houassi.

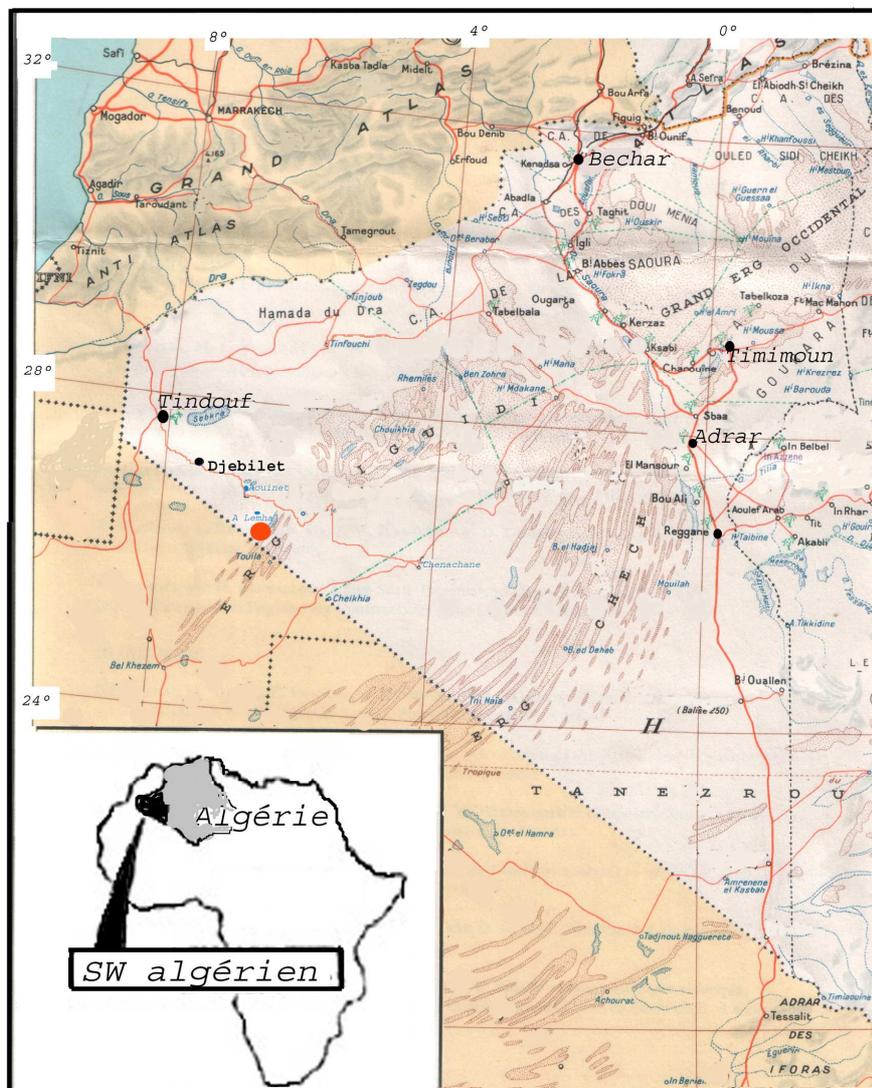


Figure 1.1 : Situation géographique générale du massif des Eglab dans le Sud Ouest algérien; le quadrilatère blanc représente l'emplacement et en Afrique de l'Ouest. la zone étudiée est marquée par le point rouge.

## 2. TRAVAUX ANTERIEURS

Depuis plus d'un demi-siècle, cette région du Sud-Ouest algérien n'a cessé d'attirer l'attention des explorateurs et des chercheurs. Les pionniers N. Menchikoff (1923-1958), Th. Monod (1932-1958), P. Gevin (1941-1968) et J. Sougy (1960-1964) apportèrent les premières images très générales de la géologie du grand Sud-Ouest algérien et des régions avoisinantes.

Les premiers travaux furent de reconnaissance et de cartographie géologique. Dès les années vingt, N. Menchikoff esquissa la géologie du Nord du Sahara occidental au 1/1.000.000 ; il donna une vue d'ensemble de la région.

A partir de 1941, P. Gevin s'intéressa à la région et précisément aux bordures sédimentaires du massif Eglab; il décrivit et data les formations sédimentaires du flanc sud du synclinal de Tindouf et donna quelques observations sur le Hank et sur le synclinal de Taoudeni. En 1958, ses travaux furent concrétisés par la publication, sous l'égide du *Service de la Carte géologique de l'Algérie*, de la **carte géologique Tindouf - Eglab** à 1/500 000 accompagnée d'une notice.

Lapadu-Hargues (1947, 1952) et Monod (1948 – 1960) s'intéressèrent de manière ponctuelle au massif des Eglab.

L'année 1958 fut marquée par le début des travaux d'explorations méthodiques et des études précises avec l'apport de nouvelles techniques (photographie aérienne et analyses géochimiques). Des organismes de recherche minière organisèrent les premières missions de prospection générale. Il y a lieu de citer (*fig. 1. 2*):

- BIA (*Bureau d'Investissement en Afrique*) (1958 - 1960) dont les travaux de prospection furent couronnés par la découverte de plusieurs indices minéraux et par le dessin des premières cartes géologiques au 1/200 000 en coupures régulières de la zone frontalière algéro-mauritanienne ;
- SERMI (*Société d'Etude et de Réalisations Minières et Industrielles*) (1963-1965) dont les travaux complémentaires à ceux du BIA étaient d'un apport capital par les connaissances géologiques et par le potentiel minier de la partie algérienne de la dorsale R'guibat avec de nouveaux indices découverts.

Les cartes géologiques au 1/200 000 restent inédites. Néanmoins, ces connaissances ont permis à Buffière et son équipe de publier en 1965, sous l'égide de la SERMI, la « **carte géologique à 1 /500 000 des Eglab et de la partie nord du Yetti** » avec notice explicative; cette carte demeure un document de référence pour la géologie du massif ;

- Aéro-Services (1974) effectua pour le compte de la SONAREM (puis EREM et actuel ORGM, *Office National de la Recherche Géologique et Minière*) des levés aéromagnétiques et radiométriques de la région. De nombreuses zones susceptibles de porter une minéralisation ont été inventoriées et recommandées pour des travaux complémentaires. Cependant, l'interprétation des anomalies relevées s'avéra délicate par méconnaissance de la géologie de détail ;

- La SONAREM (1979 à 1983) dont les travaux de prospection systématique avaient permis de préciser les cartes établies par le BIA et la SERMI et par la même occasion de réévaluer à la hausse, le potentiel minier du massif ;

de nouvelles cartes géologiques et thématiques à 1/200 000 et cartes de synthèse à 1/500 000 du massif ancien et bordures sédimentaires ont été établies en annexes au rapport final. Ces documents restent inédits ;

- A partir de 1989 et dans le cadre d'un projet visant la rénovation de la carte géologique au 1/500.000 de l'Algérie, une « *opération Eglab* » fut lancée sous l'égide de l'ONIG (ex. *Service de la Carte Géologique de l'Algérie* et actuel *Service Géologique National (SGN/ANGCM)*) impliquant l'EREM (puis ORGM), la SONATRACH et faisant appel aux chercheurs de l'USTHB et de laboratoires étrangers. Cette opération avait pour objectifs de :

- ✓ actualiser les cartes géologiques à 1/200 000, objectif qui demeura non atteint ;

- ✓ faire le point des travaux de prospection déjà réalisés sur le socle et sa couverture, à la lumière des grands progrès réalisés et des nouvelles connaissances dans l'étude des socles anciens ; les résultats restent en deçà des attentes des prospecteurs;

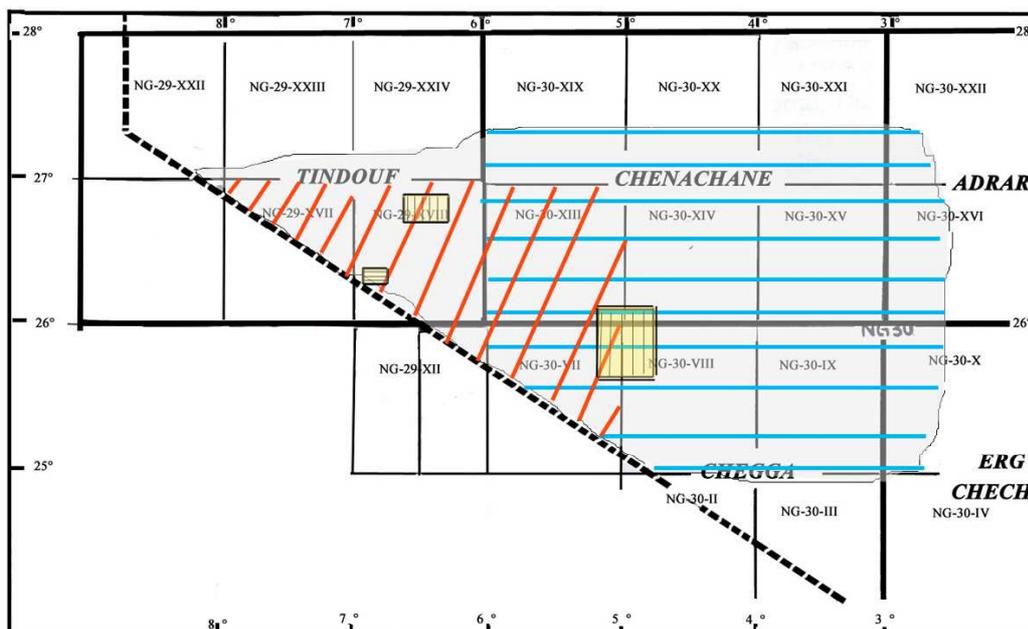
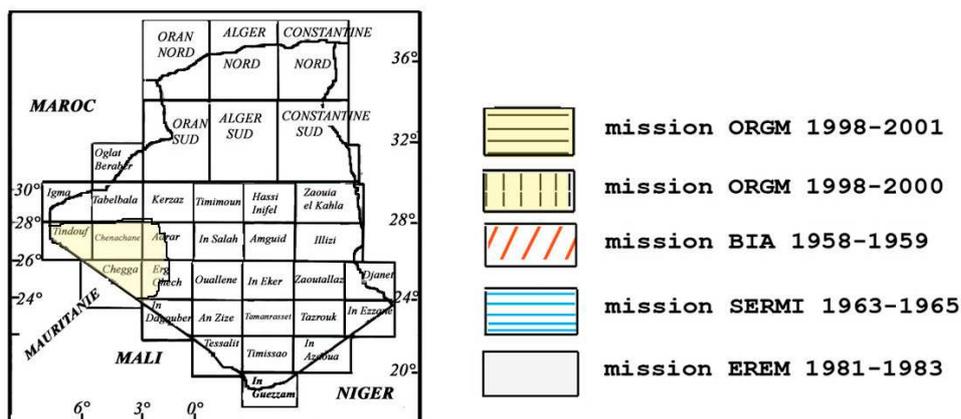
- L'ORGM (1994) entama des travaux d'exploration thématique ciblant l'or et le diamant des paléoplacers; ces travaux restent inachevés ;

- De 1998 à 2002, fut le retour des prospecteurs de l'ORGM sur le massif ciblant les indices de Molybdène, d'Or et Diamant. Les résultats furent encourageants. La principale découverte fut l'indice aurifère Akilet Deilel, près d'Areiguet Lemha, objet de cette étude ; ce retour avait permis au *Service Géologique de l'Algérie* de relancer au cours de la même période (1998-2002) les travaux d'actualisation des cartes géologiques (Aouinet Bel Legraa à 1/200 000 et Tindouf et Chenachane à 1/500 000); en cours d'édition ;

Par ailleurs, les résultats de la prospection ont encouragé les chercheurs universitaires, qui dès 1965 commencèrent à s'intéresser à la région et au massif particulièrement. On cite:

- Buffière et son équipe de la SERMI (1965-1970) publia de nombreuses notes sur la géologie du massif;
- Caby (1965) ne s'intéressa que de manière ponctuelle, aux dépôts volcanosédimentaires de Draa el Guerb (extrémité orientale du massif);
- Sabaté et son équipe de l'Université d'Oran (1971 à 1979) dont les travaux, limités à la zone de jointure Yetti-Eglab se sont concrétisés par des mémoires soutenues et notes publiées;
- Kahoui (1988) qui marqua le début des études modernes à incidence directe sur la prospection ; l'étude du complexe annulaire de Djebel Drissa (Centre-Eglab) reste à ce jour l'unique contribution pour le socle;
- Guerrak (1987-1990) qui par ses résultats sur les gisements de fer oolithique de Mecheri Abdel Azziz et synthèses sur les occurrences ferrifères du Sud – Ouest algérien a démontré l'importance de la ceinture ferrifère paléozoïque ;
- Les chercheurs impliqués dans « l'opération EGLAB » (1989 et 1993) suscitée ont pu concrétiser leurs travaux par des publications. Un volume de la série des *Mémoires* édités par le *Service Géologique de l'Algérie* a été consacré au massif des Eglab ;
- Mahdjoub et son équipe de l'USTHB (2000) en collaboration avec le laboratoire de Rennes (France) relança les études sur l'ensemble du massif. Les travaux furent couronnés par de nombreuses publications ; dont une synthèse-référence (Peucat et al., 2005) ;
- Plusieurs chercheurs se sont intéressés occasionnellement au massif; d'autres y travaillent encore et certaines de leurs publications sont citées en bibliographique.

En résumé et en comparaison avec le massif du Hoggar, le massif Yetti-Eglab est très peu prospecté et les études universitaires sont peu nombreuses. L'idée que donne l'ensemble des travaux antérieurs sur la géologie du massif et de la région reste encore assez schématique.



**TINDOUF**

Tindouf Oued el Hamra (Tindouf) NG-29-XXII  
 Sebkha de Tindouf NG-29-XXIII  
 Ain el Berka NG-29-XIV  
 Gara Djebilet Hassi Djebilet (Djebilet) NG-29-XVII  
 Aouinet bel Legraa Aguel el Habib Ould Brahim  
 (Aouinet Legraa) NG-29-XVIII

**CHENACHANE**

Oum el Guedour (Zemila) NG-30-XIX  
 Boubout NG-30-XX  
 Gara Sayada (Tilemas) NG-29-XXI  
 Eglab Salem NG-30-XIII  
 Chenachane (Eglab Dersa) NG-30-XIV  
 Kahal Morrat NG-30-XV

**CHEGGA**

Arieguet Ouled Driss Aguelet el Habib Ould Brahim  
 (Bir Néfé) NG-29-XII  
 Chegga NG-30-VII  
 Hamada Sefra (Mokrid) NG-30-VIII  
 Tilemsi Ould Haida (Oued Chenachane) NG-30-IX  
 Bir Mhenez NG-30-II  
 Sidi Lehib NG-30-IV

**ERG CHECH**

Mouchene (Grizim) NG-30-X  
 Tin Haia NG-30-IV

**ADRAR**

Hassi Bou Bernous (Bou Bernous) NG-30-XXII  
 Erg Chech (Erg Chech de Bou Bernous) NG-30-XVI

**Fig. 1.2 :** Découpages 1/500 000 et 1/200 000 de la région sud-ouest et périmètres de recherche des différentes missions

Partie II

***CONTEXTE GEOLOGIQUE***

## INTRODUCTION

La «**dorsale Réguibat** » ou «**pays cristallin Réguibat** » (Menchikoff, 1949) est un ensemble cristallin archéen – paléoprotérozoïque. Il affleure en forme de boutonnière orientée ENE-WSW au sein d'un ensemble sédimentaire néoprotérozoïque à paléozoïque représenté par les **synclises** de **Tindouf** au Nord et de **Taoudenni** au Sud. Vers l'Est, l'ensellement de Bou Bernous et la dépression de l'Erg Chech sont relayés par **la zone de suture**, Hoggar - Craton Ouest-africain, dans le **Tanezrouft** puis par **la chaîne mobile panafricaine** du **Hoggar**. A l'extrémité occidentale, la dorsale est chevauchée par la chaîne mobile panafricaine des **Mauritanides**.

Le schéma géologique actuel de la dorsale montre deux blocs distincts (*fig.II.1*) :

- un bloc archéen occidental formé et structuré lors de deux orogénèses entre 3,50 – 2,73 Ga (Potrel et al., 1998);
- un bloc paléoprotérozoïque centre-oriental qui se serait structuré au cours de l'orogénèse éburnéenne (*s.l.*) entre 2,2 – 2,05 Ga.

La limite entre les deux blocs passant près du méridien 11°W est matérialisée par des accidents mylonitiques orientés N-S (faille de Zednes) et par la chaîne archéenne de Sfariat.

Cette organisation est similaire à celle de la **dorsale du Léo** au Sud (branche méridionale du **Craton Ouest-Africain**).

### 1. TRAITS GEOLOGIQUES DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA DORSALE REGUIBAT

Le schéma structural de la partie orientale de la dorsale Réguibat montre deux domaines distincts (BIA b, 1960 ; SERMI, 1965) (*fig. II.2*):

- ✓ le **Yetti**, à valeur de sillon ;
- ✓ les **Eglab**, à valeur de continent.

Ces deux domaines ayant évolués séparément à l'origine, n'ont eu une histoire commune qu'à partir de 2,09 Ga (Peucat et al., 2005).

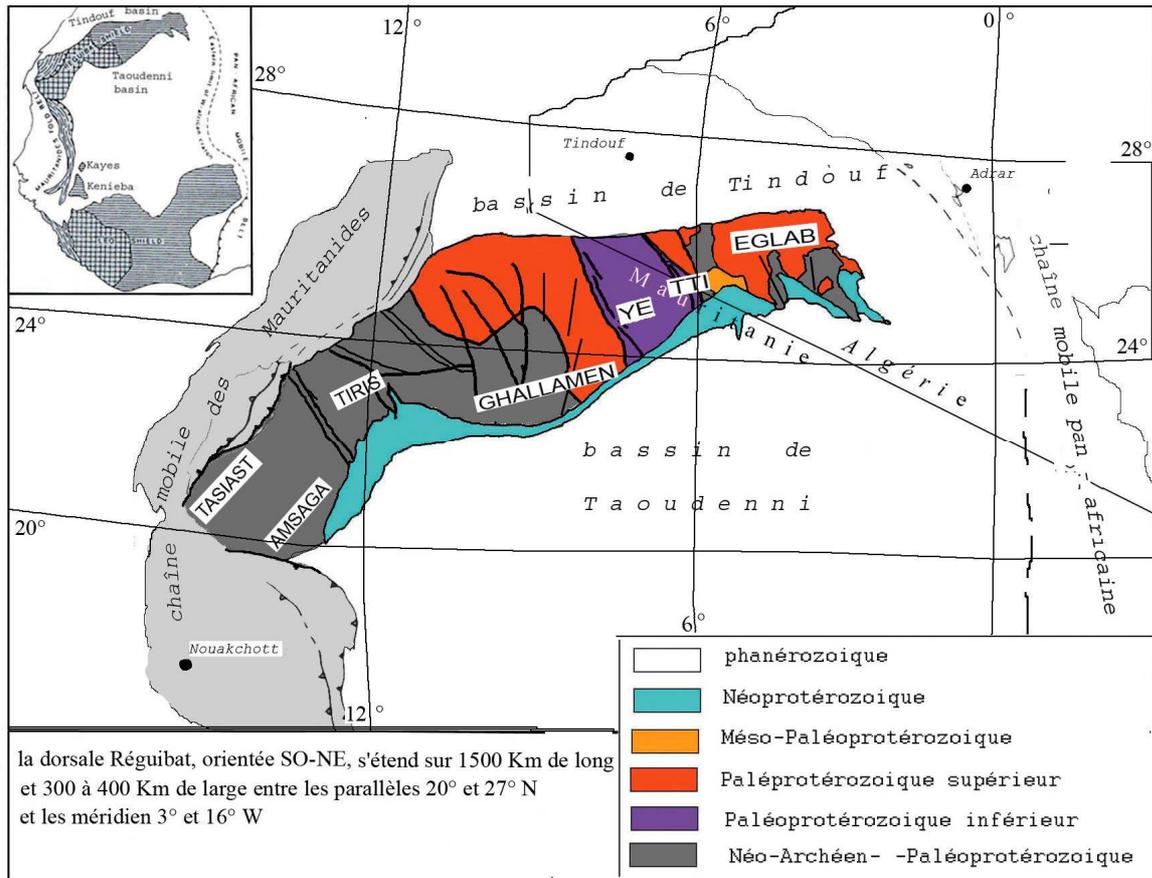


fig.II.1 : schéma géologique de la dorsale Réguibat;  
le quadrilatère montre le craton Ouest-africain

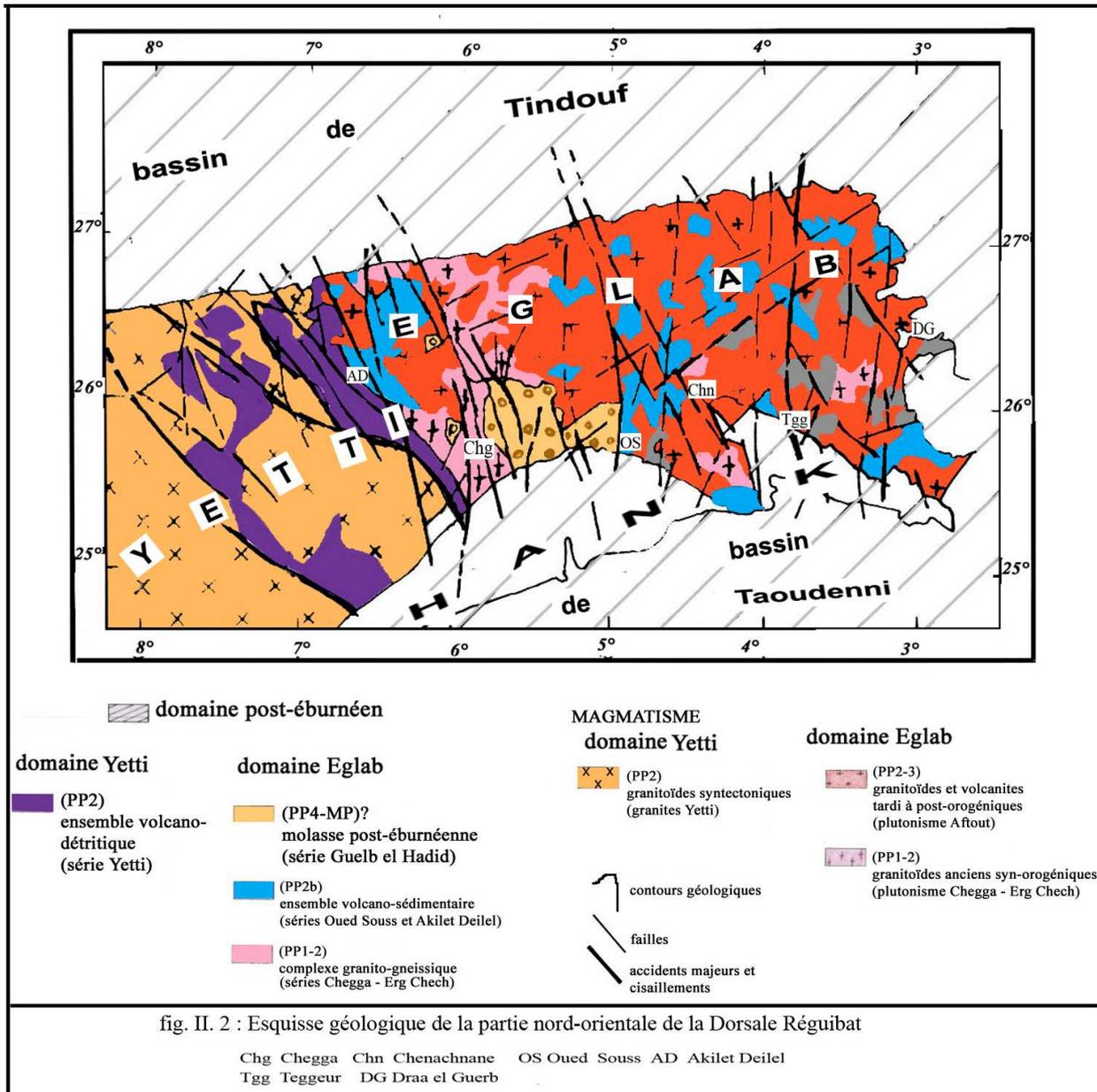
Les deux domaines d'âge paléoprotérozoïque et à panneau-relique néo-archéen sont dominés par les séries "birimo-éburnéennes" (Abouchami et al., 1990) de nature volcano-sédimentaire et par des manifestations magmatiques abondantes. Ils sont structurés par l'orogénèse éburnéenne entre 2,12 et 2,07 Ga et recouvertes par des séries néoprotérozoïques et phanérozoïques.

De nombreux travaux ont été réalisés sur cette partie de la dorsale et plusieurs schémas géologiques furent avancés pour expliquer son évolution géodynamique (Gevin, 1958, Buffière et al., 1965, Sabaté & Lomax, 1975, Mahdjoub et al., 2002 et 2005 & Peucat et al., 2005). D'après la synthèse de ces travaux, la géologie de cette région peut se résumer de la façon suivante :

- un **substratum granito-gneissique** représenté par un complexe cristallophyllien (2,21-2,18 Ga) à relique métamorphique néoarchéenne (2,73 Ga) et intrudé par des granitoïdes syntectoniques à caractères de TTG vers 2,09 Ga;
- des **séries birimo-éburnéennes** constituées de :
  - ✓ séries "birimiennes" sédimentaires à volcano-sédimentaires, à caractère flyschöide et volcanites en intercalation. Elles furent comparées aux *séries birimiennes* de l'Afrique de l'Ouest (Rocci et al., 1991),
  - ✓ série "tardi-birimienne" épicontinentale avec dépôts issus du démantèlement de la chaîne et occupant des bassins limités et discordants décrits uniquement en domaine Eglab,
  - ✓ complexes magmatiques post-orogéniques représentés par un important volume de granitoïdes et une large couverture volcanique (magmatismes Aftout-Eglab et Yetti);

Une **couverture néoprotérozoïque**, de nature sédimentaire et légèrement affectée par la tectonique panafricaine est reconnue uniquement sur la bordure sud de la dorsale. L'ensemble est ceinturé par une série sédimentaire **paléozoïque** structurée au cours de l'orogénèse hercynienne en vastes synclinaux (Tindouf et Taoudenni).

Les **dépôts pliocènes et quaternaires** sont représentés respectivement par la "**Hamada**" et par les dépôts récents essentiellement les cordons dunaires des "**Ergs**".



## 1.1. LITHOSTRATIGRAPHIE

Les unités lithostratigraphiques de la partie orientale de la dorsale Réguibat sont représentées par les ensembles suivants:

### 1.1.1. Substratum granito-gneissique

le substratum granito-gneissique est représenté par des séries cristallophylliennes, intrudées par des roches basiques et granites syntectoniques de type TTG. Un panneau de croûte océanique d'âge néo-achéen est préservé près de Chegga (Peucat et al., 2005).

Deux séries sont attribuées au substratum: **série Erg Chech** (Buffière et al., 1965) et **série Chegga** (Gevin, 1951) ; elles sont reconnues respectivement dans l'Est-Eglab et l'Ouest-Eglab. La série Chegga sera présentée dans la partie III.

La série Erg Chech affleure à la faveur de blocs tectoniques soulevés et est représentée par des témoins réduits et isolés au sein des roches magmatiques plus récentes. Elle est constituée de granitoïdes, de roches métamorphiques (amphibolites faciès) et de métavolcanites associées (Buffière et al., 1965 & Caby, 1965). La série est plissée, intrudée par des granites et localement rétro-morphosée (épizone).

Deux groupes lithostratigraphiques composent la série (SERMI, 1965) : (i) **groupe de Teggeur** et (ii) **groupe de Tilemsi** ; ils sont constitués de :

- gneiss gris, leptynites et schistes cristallins associés;
- roches basiques à intermédiaires (gabbros, diorites quartziques et cumulats à plagioclase) supposées les plus anciens du Paléoproterozoïque;
- granitoïdes orthogneissifiés et migmatites à caractère de TTG.

Des roches volcaniques à volcano-détritiques localisées près de Draa el Guerb sont intégrées aux deux groupes sus-cités. Elles sont représentées par des tufs, quartzites et volcanites acides à foliation verticale avec intercalations de sills basiques doléritiques (Caby 1965).

Les travaux récents de Peucat et al.(2005) montrent que les faciès de la série Erg Chech constituent une suite de type arc magmatique formé entre 2,21 et 2,18 Ga.

De plus, les données isotopiques (Sr/Sr et Sm/Nd) et les âges modèles calculés TDM obtenues pour différents faciès indiquent le caractère juvénile des protholites.

### 1.1.2. Séries "birimiennes" sédimentaires et volcano-sédimentaires

Les séries birimiennes occupent des sillons ou fossés subméridiens. Elles sont représentées par la **série Yetti** (Gevin, 1951), **série Akilet Deilel** (Sabaté, 1973 et Sabaté & Lameyre, 1973) et **série Oued Souss** (Buffière et al., 1965) qui se relayent, spatialement, d'Ouest en Est et auxquelles sont associées des intrusions plutoniques de nature intermédiaire à acide (**granitoïdes de Haida**) ; ces intrusions sont peu caractérisées.

- **La série Yetti** (Gevin, 1951) en Algérie et la série **Aguelt-Nebkha** en Mauritanie occupent le **sillon du Yetti**. Les séries de **Tsalabia el Khadra** et d'**Adam Talha** de Mauritanie leurs sont comparables (Rocci et al., 1991).
- **les séries Akilet Deilel** et **Oued Souss** (Buffière et al., 1965 et Sabaté, 1973) en Algérie, occupent respectivement, d'Ouest en Est, **La dépression d'Areiguet Lemha et le sillon d'Oued Souss**. Ces séries sont parallélisées avec les séries **Immouren** et **Aioun Abd el Malek** de Mauritanie (Sougy, 1951 et 1960) (Rocci et al., 1991).

Le modèle d'un géosynclinal birimien avec deux cycles distincts (cycle Yetti et cycle Eglab) qui se succèdent d'Ouest en Est a été adopté (Sabaté & Lameyre (1973) ; ce modèle est comparable au modèle de deux cycles birimiens (B1 et B2) proposé pour l'Afrique de l'Ouest (Rocci, 1991).

Deux séries nous intéressent dans cette étude: la série Yetti et la série Akilet Deilel. Elles seront présentées dans la partie III.

### 1.1.3. Série "tardi-birimienne" épicontinentale

La série **Guelb el Hadid**" (Gevin, 1951) est connue par ses dépôts de nature épicontinentale occupant des bassins restreints, très localisés et indépendants les uns des autres. Deux séquences sont distinguées (Buffière et al., 1965):

- ♦ une *séquence inférieure* de nature volcano-détritique à gréseuse à la base injectée par des filons de granitoïdes Aftout, puis détritique avec conglomérats au sommet;

- ♦ une séquence supérieure discordante, essentiellement grés-arkosique avec quartzites et poudings riches en galets de quartz.

L'âge de la série Guelb el Hadid n'est pas établi. Il est déterminé entre  $2065 \pm 2$  Ma (âge des monzogranites roses tardifs de l'Aftout intrusives dans la séquence inférieure) et 1000 Ma (base de la couverture néoprotérozoïque discordante du Hank). Les dépôts se seraient faits au cours des ultimes étapes de l'orogénèse éburnéenne vers 2,07 Ga (tardi à post-orogéniques) (Mahdjoub comm. orale).

Ces dépôts à caractère tardi-birimien sont analogues aux "formations grés-conglomératiques" de l'Ouest Afrique. Selon Milési et al. (1989) ces dernières seraient comparables au Tarkwaïen.

#### 1.1.4. Couverture néoprotérozoïque

Elle forme les premiers reliefs du « **Hank** » et est reconnue uniquement sur la bordure sud du massif ; elle repose en discordance sur les ensembles sus-cités et amorce le bassin de Taoudenni. Les dépôts sédimentaires sont de nature argilo-gréseuse à carbonatée et sont organisés en quatre groupes lithostratigraphiques (**Douik**, **Chenachane**, **Dar Cheikh** et **Cheikhia**) (Bertrand-Sarfati et al., 1996).

Cette couverture déposée entre 1000 et 570 Ma a été « structurée » par des accidents en blocs basculés (Bertrand-Sarfati et al., 1996) ; cette structuration est attribuée aux contrecoups de l'orogénèse panafricaine (reconnue plus à l'Est au Hoggar) sur le massif Eglab (Tokarski, 1991).

#### 1.1.5. Ceinture paléozoïque

La couverture sédimentaire paléozoïque ceinture le massif précambrien ; elle s'étale de l'Eo-Cambrien jusqu'au Carbonifère et comporte des niveaux glaciaires à la base rattachés aux deux tillites : «**tillite**

**inférieure**» et «**tillite supérieure**» reconnues dans le Nord Sahara (*in*. Bessoles, 1977).

Cette couverture a été structurée lors de l'orogénèse hercynienne en larges synclinaux dissymétriques : **synclinal de Tindouf** au Nord et **synclinal de Taoudeni** au Sud.

- *Le synclinal de Tindouf* : il s'étend du méridien 2°W passant près de Bou Bernous jusqu'au Zemmour à l'Ouest. L'âge des dépôts s'étale de l'Ordovicien terminal, à traces de la glaciation fini-ordovicienne jusqu'au Pennsylvanien (Carbonifère). Il est structuré en deux sous bassins (Gevin, 1960): Djebilet à l'Ouest et Iguidi à l'Est, séparés par une zone moins subsidente appelée "môle Laroussi". Le flanc sud est subhorizontal (2 à 5°) vers le Nord ; tandis que le flanc nord est faiblement incliné (maximum 15°) en direction sud.
- *Le synclinal de Taoudeni* : il s'étend sur plus de 1700 Km d'Est en Ouest et se développe vers le Sud, jusqu'à la dorsale du Léo. La couverture sédimentaire est subconcordante sur le Néoprotérozoïque; elle débute par des dépôts d'âge Eo-Cambrien (?) avec traces de glaciation et s'étale jusqu'au Crétacé inférieur. En Algérie, seule la bordure nord-est du bassin affleure, où les premiers niveaux plongent faiblement (2 à 5°) vers le Sud.

#### 1.1.6. Dépôts pliocènes et quaternaires

Les dépôts récents peu développés demeurent mal définis par rapport à la ceinture paléozoïque.

Les dépôts pliocènes forment des plateaux tabulaires silicifiés d'extension kilométrique (appelés *Hamada*), des bandes allongées et des buttes isolées çà et là. Ils sont représentés par des dépôts lacustres lagunaires à croûte silicifiée au sommet. L'épaisseur maximale (environ 80 m) est relevée dans la sebkha de Tindouf, près de Tindouf-ville. Souvent la coupe est réduite à la croûte silicifiée superficielle attribuée au Pliocène inférieur (Lavocat, 1954 ; Jodot, 1955) (*in*. Conrad, 1983).

Les dépôts quaternaires regroupent l'ensemble des dépôts postérieurs aux terrains de la *Hamada* pliocène ; il s'agit des *alluvions*, *limons* et *argiles des daias*, des *dépôts de piémont*, des *dépôts de Sebkhat*, des *regs* et *Ergs*.

## 1.2. MAGMATISME

Le magmatisme de la partie orientale de la dorsale Réguibat est dominé par les roches acides et intermédiaires comparées aux roches basiques et ultrabasiques peu présentes. Les datations obtenues par les méthodes anciennes étaient insuffisantes pour une bonne caractérisation des venues et épisodes magmatiques (Buffière et al. , 1965, 1967 ; Lassère et al., 1969, 1970 ; Sekkal, 1972 ; Azzouni-Sekkal, 1976 ; Hacini, 1974 ; Sabaté & Lomax, 1975).

Grâce aux méthodes modernes d'analyses, les résultats des travaux récents montrent qu'il s'agit de roches magmatiques qui seraient de type arcs et que l'histoire de cette région s'est déroulée entre 2250 - 2050 Ma, équivalent du Birimien en Afrique de l'Ouest, en l'absence d'un substratum archéen à paléoprotérozoïque inférieur (2500 - 2250 Ma) ou tout recyclage de matériau archéen (Kahoui 1988-2004 ; Guillot et al., 1996 ; Mahdjoub *et al.*, 1994 - 2002 ; Piboule et al., 1996 ; Potrel et al., 1998 ; de Wit et al., 2002 ; Peucat et al., 2005).

Dans l'intervalle 2250-2050 Ma, plusieurs épisodes magmatiques se sont manifestés sur les deux domaines Yetti et Eglab avant et après le collage (réalisé vers 2,09 Ga).

Pour simplifier, nous adoptons la distinction faite entre les deux domaines.

1.2.1. domaine Yetti: les données géochimiques, isotopiques et géochronologiques sur la zone Est du domaine Yetti, sont encore fragmentaires pour pouvoir distinguer entre les différentes venues magmatiques. Néanmoins, plusieurs variétés de roches magmatiques ont été recensées; il s'agit essentiellement des granites blancs à roses au sein desquels affleurent des gabbros, des diorites et des syénites alcalines en pointements isolés. Les volcanites sont également présentes sous forme d'intercalations et sous forme d'extrusions tardives.

1.2.2. domaine Eglab: L'épisode ultime Aftout-Eglab est largement dominant et occupe environ 60% de la surface totale. Il est représenté par de larges batholites de granitoïdes et roches basiques associées ainsi que

par des volcanites en pitons. Cet ultime épisode est mieux étudié. Il montre des manifestations volcaniques et d'autres intrusives. Ces dernières sont attribuées à trois phases distinctes (Peucat et al., 2005):

- *Early Aftout stage* ;
- *Early mafic plutonic stage* ;
- *Major Aftout plutonic stage* ;
- *Peralkaline Aftout magmatism*.

Les manifestations magmatiques témoins d'épisodes antérieurs à l'épisode Aftout-Eglab, sont peu ou pas caractérisées; c'est le cas de:

- ✓ *orthogneiss* à caractère de TTG avec intercalations d'amphibolites, interprétés comme relique de croûte océanique néo-Archéenne préservée dans les *granites syntectoniques* de Chegga (Mahdjoub et al., 1994 et Peucat et al., 2005);
- ✓ "*granitoïdes d'Haida*" associés aux séries volcano-sédimentaires de l'Oued Souss (Buffière et al., 1965 et Sabaté & Lomax, 1975) et qui ne seront pas abordés dans ce travail;
- ✓ "*granitoïdes de jointure*" alignés le long de la zone de jonction Yetti-Eglab (Sekkal, 1972 et Azzouni-Sekkal, 1976 et Sabaté & Lomax, 1975) dont nous présenterons quelques caractères dans la partie III suivante.

Les roches volcaniques en domaine Eglab sont présentes soit en intercalations ou en appareils formant l'essentiel du relief. Plusieurs épisodes sont reconnues et qui demeurent peu étudiées (Buffière et al., 1965, 1967; Caby, 1965; Sabaté, 1978, 1979, Sabaté et al., 1973 et Ben ramdane et al., 2003).

Des sills et des dykes rectilignes, d'extensions kilométriques et visibles sur photos aériennes forment parfois de larges bandes localisées aussi bien dans l'Est du domaine Eglab que dans la zone de jointure Yetti-Eglab. La direction N-S est la plus répandue, les directions NE-SW et NW-SE sont également notées. Certains sont de nature acide ; d'autres basiques à texture doléritique, mis en place le plus souvent le long des limites de blocs structuraux (Lefort et al., 1994). Des filons similaires recoupent les couvertures néoprotérozoïques et paléozoïques.

## **2. TRAITES STRUCTURAUX DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA DORSALE REGUIBAT**

Les premiers schémas structuraux proposés (SERMI, 1965 et EREM, 1983) sont très peu argumentés (*fig. II.3* et *fig. II.4*).

### **2.1. Les phases tectoniques**

Les ultimes épisodes magmatiques (Yetti et Aftout-Eglab) qui se sont manifestées sur les deux domaines du Protérozoïque rendent difficile une lecture précise des phases tectoniques. Une chronologie des événements tectoniques du massif a été proposée (Buffière et al., 1965 et EREM, 1983) ; plus tard, de nouveaux éléments ont permis de préciser, par endroit, l'évolution structurale (Mahdjoub, 1994, 2002, 2005 ; Tokarski, 1991, 1994). Nous résumons ces événements comme suit:

- la phase Réguibat dont les éléments sont peu visibles, est représentée par des accidents orientés NE-SW à NNW-SSE, des zones mylonitiques N-S et des structures plissées sublatitudinales et subméridiennes ; cette phase n'est pas datée, elle peut être éburnéenne précoce ;
- la phase Yetti serait responsable du collage Yetti-Eglab, de l'apparition des intrusions sur le domaine Yetti, des accidents subméridiens mylonitiques (SSE-NNW) et des plissements des séries Yetti, akilet Deilel et Oued Souss;
- les mouvements panafricains : ces mouvements représentent les contre-coups de l'orogénèse panafricaine, qui a modelé le Hoggar, sur la bordure orientale de la dorsale Réguibat (régions de Tilemsi et de Draa el Guerb) ; ils se traduisent par des basculements des séries néoprotérozoïques et rejeux d'anciens accidents éburnéennes N-S, NW-SE , ENE-WSW et SSE-NNW;

Les phases tectoniques du Phanérozoïque sont lisibles uniquement sur la ceinture sédimentaire paléozoïque.

- la phase cadomienne a pour témoin, la discordance du Cambro-Ordovicien sur l'Infracambrien dans le bassin de Taoudenni;
- la phase calédonienne reprend les traces des directions anciennes (NNW-SSE) ; elle serait à l'origine des môles (Laroussi et Aouinet Legraa) dans le bassin de Tindouf;

- la phase hercynienne phase majeure; elle est responsable des plissements de la couverture paléozoïque (synclinaux dissymétriques de Tindouf et Taoudenni) et jeu d'accidents orientés N20°;
- la phase post-trias est responsable de la mise en place des dykes doléritiques, répandus dans la ceinture paléozoïque.

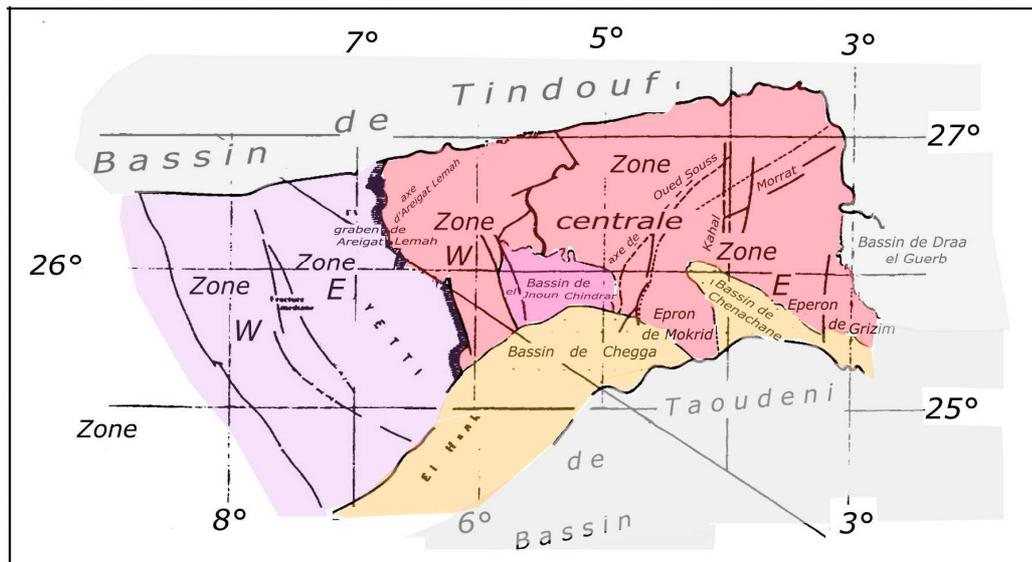


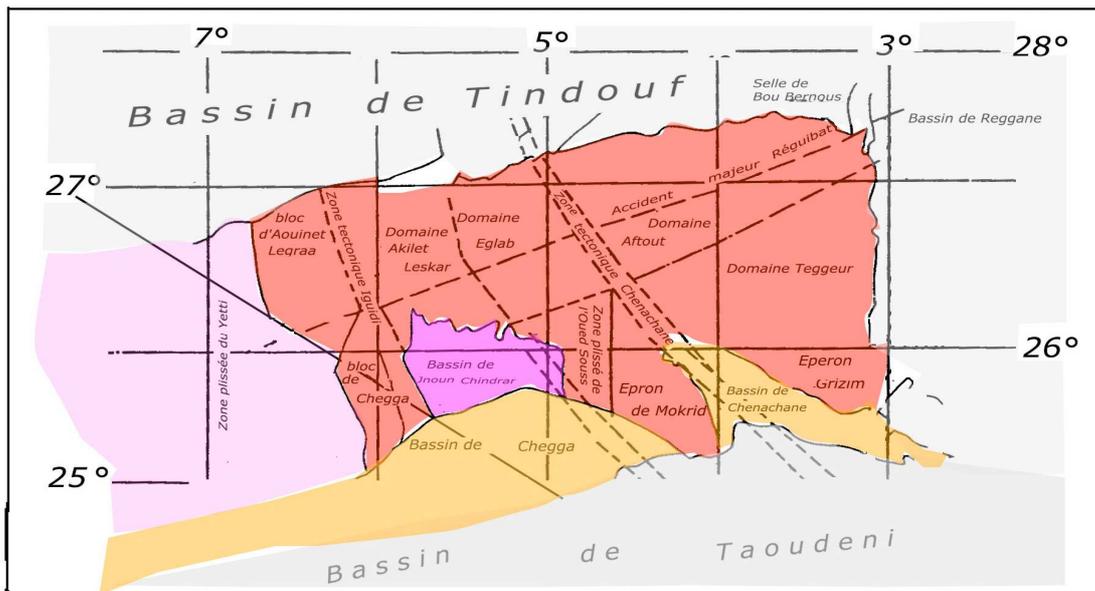
Figure II.3: Schéma structural de la partie orientale de la dorsale R'guibat (SERMI, 1965)

Deux domaines structurés en zones, séparées par des accidents majeurs.

La limite entre les deux domaines est marquée par une bande d'accidents majeurs orientés NNW-SSE à NW-SE et un alignement d'intrusions acides à basiques.

Au Sud du parallèle 26° N, quatre bassins sédimentaires (Chindrar El Djnoun, Chegga, Chenachane et Grizim) légèrement basculés vers le Sud, sont relayés par des horsts (Eperons de Mokrid et de Grizim).

- **le domaine Eglab** structuré en trois zones : 1) zone Est (Chenachane - Erg Chech) avec des reliques du substratum granito-gneissique 2) zone Centrale (Aftout - Eglab) dominée par les granitoïdes et volcanites du pluton Aftout et 3) zone Ouest (Chegga - Iguidi) où les séries anciennes du système de base sont de nouveau dominantes.
- **le domaine Yetti** à l'ouest du méridien 6°30'W et « coincé » entre le domaine Eglab et le domaine Ghallamen-Karet est structuré en deux zones séparées par une bande de fractures orientée NNW-SSE passant près du méridien 7°30'W: 1) zone est avec un complexe-rhyodacites et granitoïdes et 2) zone ouest schisto-cristalline à granites porphyroïdes.



**Figure II. 4:** Schéma structural de la partie orientale de la dorsale R'guibat (EREM, 1983)

*Le schéma structural proposé montre une mosaïque constituée de blocs soulevés, de zones plissées et faillées, de zones "stables" avec des bassins tardifs et éperons post-éburnéens.*

## 2.2. CAS DE LA ZONE DE JOINTURE YETTI – EGLAB

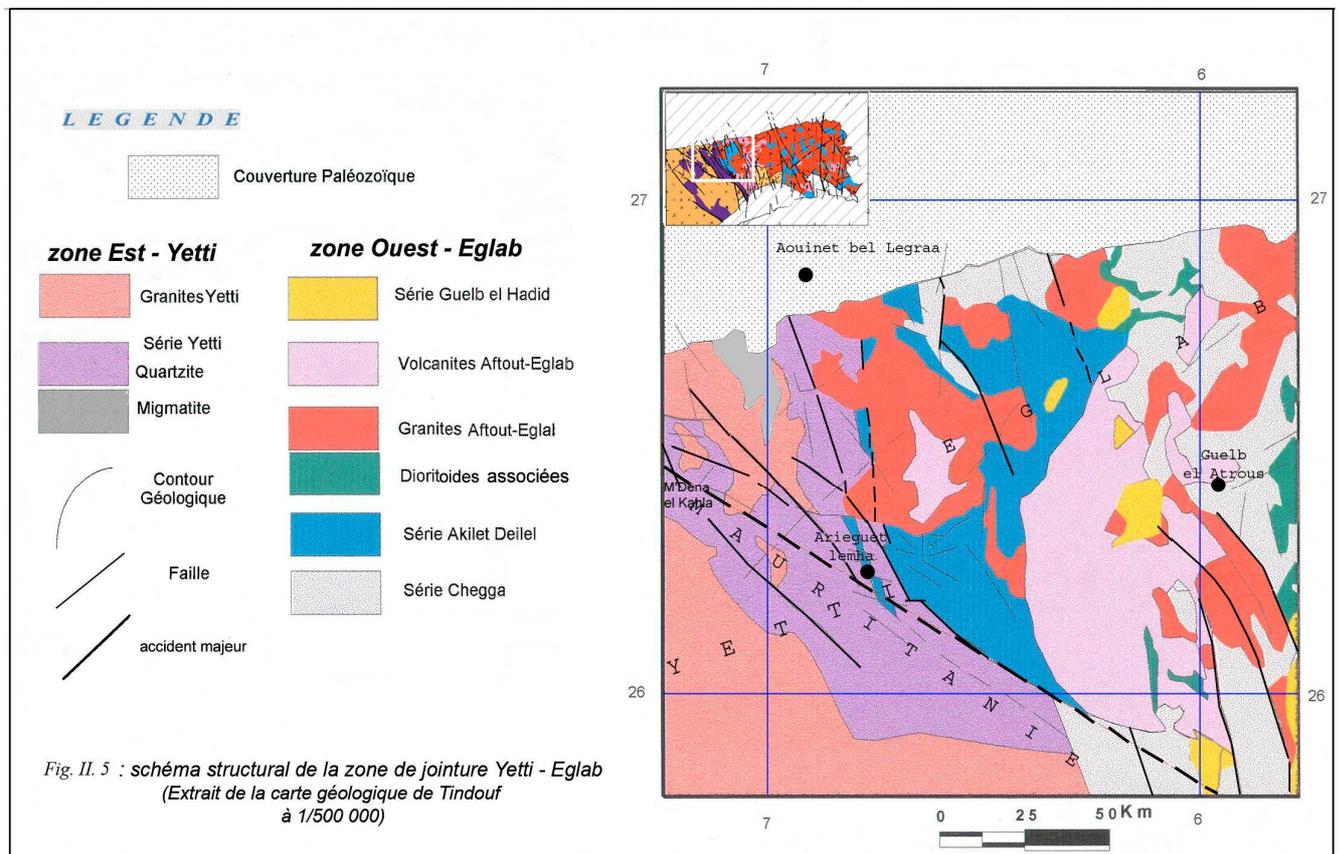
La limite entre les deux domaines est connue sous l'appellation de "**Zone de jointure Yetti-Eglab**" (Sabaté, 1973).

L'auteur la définit comme : « zone de contact de deux ensembles lithologiquement et structuralement différents: le domaine Eglab à l'Est et le domaine Yetti à l'Ouest et où la couverture du domaine Eglab chevauche les formations du Yetti en présence d'intrusions tonalitiques et granitiques».

Selon Mahdjoub et al. (2005), des zones de cisaillement affectent le massif traduisant une déformation transpressive en rapport avec un raccourcissement subhorizontal E-W, compatible avec une convergence oblique des blocs constituant les deux domaines.

Les données structurales (Mahdjoub et al. 1994 et Mahdjoub et al., 2002 et Mahdjoub et al., 2005) et les levées géologiques au 1/50 000 ème des cartographes du Service Géologique de l'Algérie (1999 – 2002) laissent supposer que cette zone de collage fait partie d'une zone de cisaillement subméridienne d'extension plurikilométrique cadrée par deux principaux accidents cisailants mylonitiques (fig. II.5):

- l'accident mylonitique de Chegga, d'orientation subméridienne passant près du méridien 6° W ;
- l'accident mylonitique d'Arieguet Lemha - M'dena el Kahla orienté NW-SE passant par le méridien 7° 15' W.



Cette zone de cisaillement que nous appelons "**zone de cisaillement Yetti – Eglab**" (**ZCY-E**) affecte :

- la zone Est-Yetti, située entre les méridiens 6°45' W et 8°30' W et représentée par la série et granites Yetti à caractères d'arc volcanique;

et

- la zone Ouest-Eglab (bloc Chegga-Iguidi) située entre les méridiens 5°50' W et 6°45' W et représentée par la série Chegga (s.l.), les séries Akilet Deilel et Guelb el Hadid et par le complexe volcano-plutonique Aftout-Eglab. Elle correspondrait à une marge active en subduction.

La ZCY-E est intéressante par la présence des occurrences à sulfures et or qui y ont été mises en évidence ; les occurrences les plus intéressantes, découvertes récemment sont localisées dans le secteur d'Areiguet Lemha le long de l'accident d'Areiguet Lemha - M'dena el Kahla. Elles font l'objet de ce mémoire.

Dans le but de mieux comprendre les minéralisations de la **ZCY-E**, le chapitre suivant (partie III) est consacré à la géologie de cette zone.

### **3. ESSAI DE SYNTHÈSE DE L'ÉVOLUTION GEODYNAMIQUE**

L'idée retenue est celle d'un massif édifié par collage d'arcs formés par une croûte à matériel continental paléoprotérozoïque à caractère juvénile ; accrété entre 2,2 Ga et 2,0 Ga (Kahoui et al., 2001).

Cette idée se calque bien sur la structuration en craton-sillon-craton, de la partie nord-orientale de la dorsale à l'aube des dépôts birimiens de Buffière et al. (1965) et diverge avec le modèle d'un géosynclinal birimien avec deux cycles distincts (cycle Yetti et cycle Eglab) proposé par Sabaté & Lameyre (1973).

Il y a lieu de rappeler, qu'une idée comparable a été adoptée par Liègeois et al. (2002) pour la partie centrale de la dorsale (Mauritanie) ; cette dernière se serait formée par collage (vers 2,05 Ga) d'un ensemble de terranes éburnéens à un continent archéen.

Il en est de même pour la Dorsale du Man (partie sud du Craton Ouest-africain) où le schéma propose (Bessoles, 1977) une plateforme libérienne creusée par des fossés losangiques plus allongés et dans lesquels se sont déposés sédiments et roches volcaniques birimiennes. Quelques années plus tard, un modèle de formation "*péné-contemporaine*" de ceintures de roches vertes et de bassins sédimentaires dans un contexte de collage d'arcs a été envisagé pour cette partie sud du craton par Hirdes et al. (1996).

Pour le massif Yetti-Eglab et compte tenu des données géochronologiques récentes (Peucat et al., 2005), il est envisagé une évolution synchrone pour les deux domaines avec formation péné-contemporaine "d'ensembles" magmatiques et sédimentaires et ce, bien avant 2,08 Ga date de collage d'arcs.

Partie III

***GEOLOGIE DE LA ZONE  
DE CISAILLEMENT YETTI - EGLAB***

Le présent chapitre est consacré à la géologie de la « **zone de cisaillement Yetti-Eglab** » considérée comme cadre géologique du secteur d'Areiguet lemha où les minéralisations aurifères, objet de notre étude, sont localisées.

Une description détaillée des séries est présentée avec un aperçu sur la couverture phanérozoïque discordante (*pl. h.t.1*). Le but est d'essayer de donner une image assez complète et simple de la géologie de cette zone de cisaillement.

## 1. **LITHOSTRATIGRAPHIE**

### 1.1. **ZONE EST-YETTI**

#### 1.1.1. Série Yetti

La série Yetti (Gevin, 1951) est reconnue en domaine Yetti, entre les méridiens 6° 50'W et 11°W (*fig. III. 1*). Son extension vers le Sud (en Mauritanie) est connue sous le nom de « série d'Aguelt Nebkha » (Sougy, 1960).

Elle fut décrite par Gevin (1951), Buffière et al. (1965) et Sabaté (1972) comme une série de nature volcano-détritique, constituée de dépôts détritiques schisto-gréseux (gravellites, quartzites noirs et phyllades versicolores) et de faciès volcaniques à hypovolcaniques acides avec tufs, grauwackes et cinérites en intercalations irrégulières. Elle est recoupée par des granitoïdes, par des volcanites acides et par des dykes basiques.

Les faciès de cette série ont été décrits (SERMI, 1965) mais aucune succession lithologique n'a été établie.

A l'Est, la série est en contact avec la série Akilet Deilel et les granitoïdes du batholite Aftout de T'Menin. Vers l'Ouest, elle passe à des migmatites et des granites par l'intermédiaire de faciès métamorphiques. Le passage vers ces faciès est intrusif subconcordant; il est marqué par des zones localement gneissifiées, des cornéennes tachetées à cordiérite (BIA b, 1960). Des restites lenticulaires de nature quartzitique sont localisées en bordure du contact avec les migmatites.

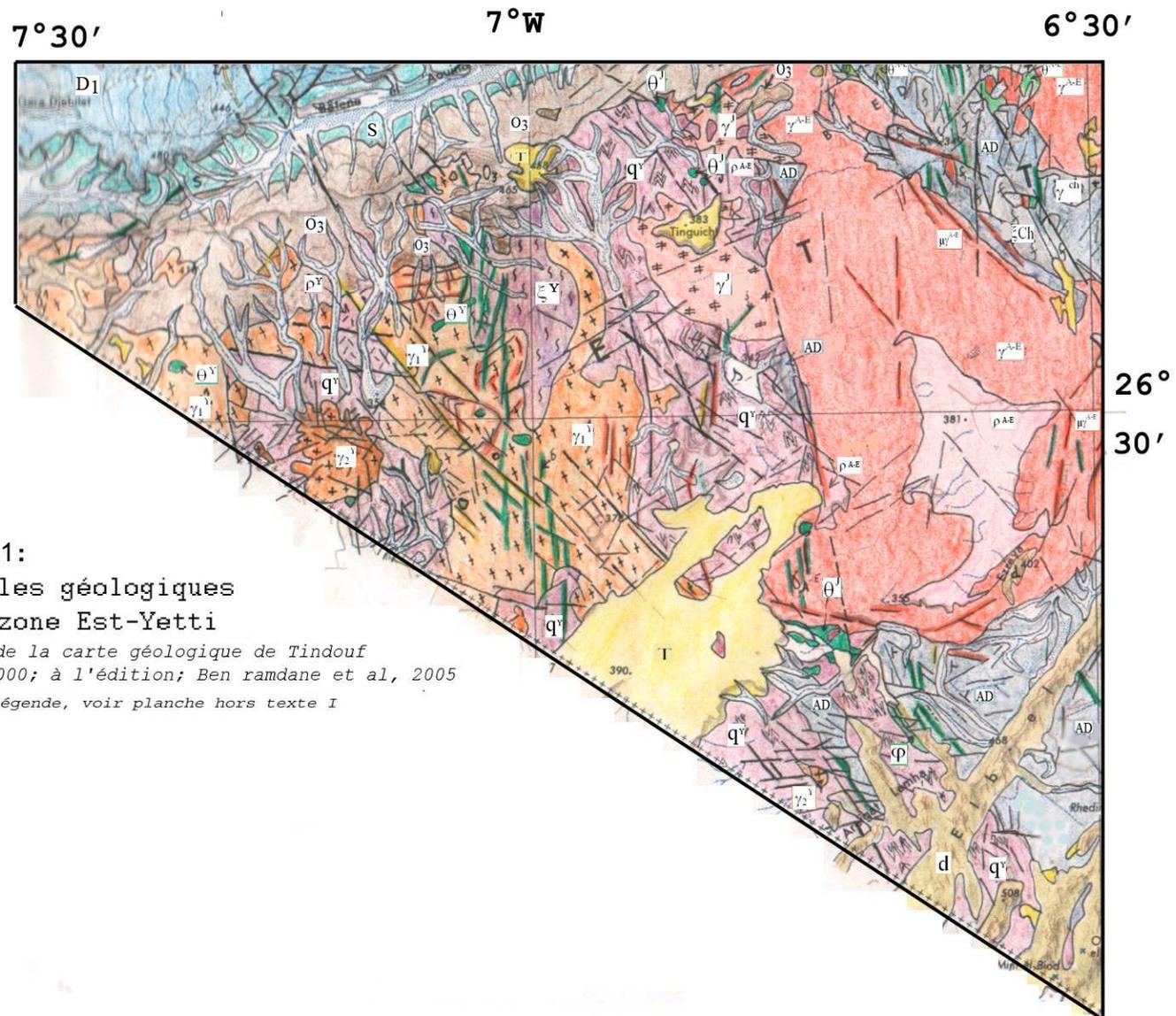


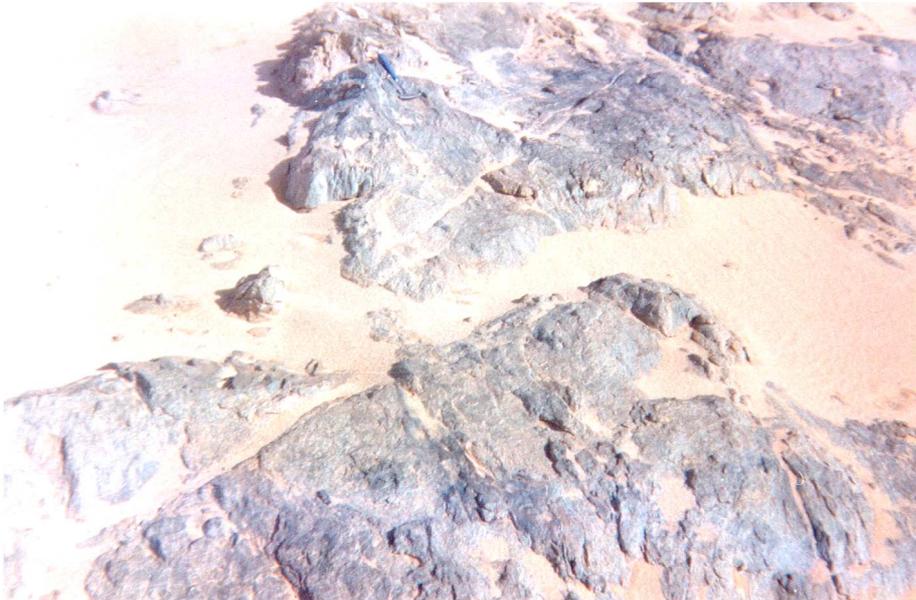
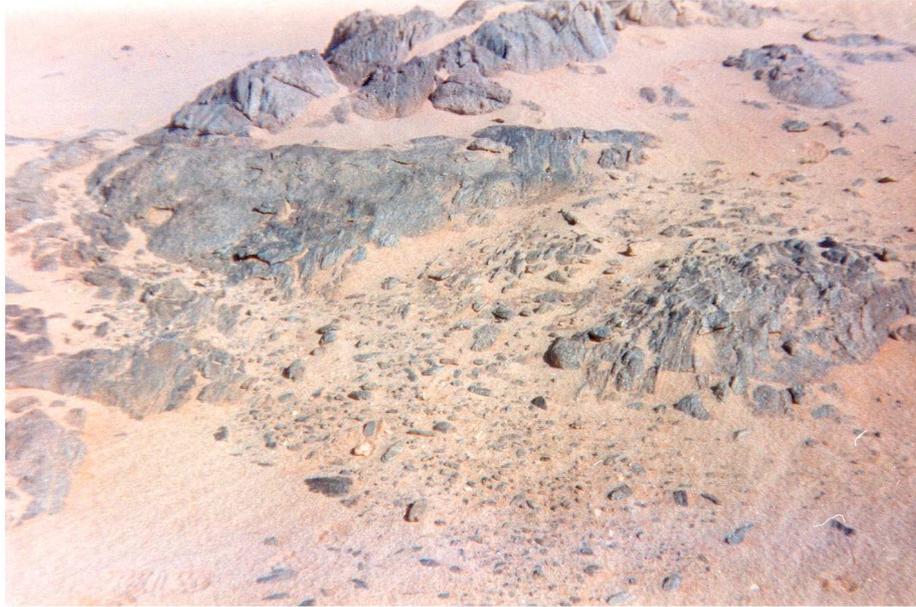
fig. III.1:  
ensembles géologiques  
de la zone Est-Yetti  
extrait de la carte géologique de Tindouf  
à 1/500.000; à l'édition; Ben ramdane et al, 2005  
pour la légende, voir planche hors texte I

L'idée que les faciès granito-gneissiques auraient valeur de "socle" pour les faciès volcano-détritiques (série Yetti, au sens de Gevin, 1951; Buffière et al., 1965 et Sabaté, 1972) (Mahdjoub, comm. personnelle), nous suggère d'associer ces deux unités.

Pour ce travail, nous admettons que la série Yetti est formée de deux unités lithologiques distinctes:

- unité inférieure granito-gneissique migmatitique ;
- unité supérieure volcano-détritique.
- Unité inférieure granito-gneissique migmatitique : l'unité inférieure affleure au SE de Gara Djebilet sous forme de triangle dont le sommet s'étire entre deux accidents tectoniques en direction du Sud-Est (*fig. III.1*). Il est représenté par des granitoïdes, micaschistes et gneiss. Ces faciès ont été cartographiés comme migmatites et gneiss type Yetti ( $\xi m^Y$ ) par Buffière et al. (1965) ; ils furent rattachés à la série Chegga par Sabaté & Lomax (1975) (*Pl. I*).
  - ✓ Les faciès métamorphiques affleurent en septas décamétriques irréguliers et discontinus orientés sensiblement N-S (N170°) avec un pendage assez fort ; elles montrent une structure gneissique litée orientée et texture granoblastique avec une composition à quartz, feldspaths, micas accompagnés de tourmaline, opaques et accessoirement zircon et apatite. Ces faciès sont observés « noyés » au sein de larges pans de granites dont certains sont foliés par endroits;
  - ✓ Les granitoïdes sont représentés par des granites à gros grains avec enclaves ovoïdes et restites de quartzites, des filons de microgranites et de leucogranites.

La déformation de l'unité inférieure n'a pas été étudiée dans le détail. Il a été relevé une foliation subméridienne verticale pénétrative, parallèle à celle de l'ensemble sommital et une linéation d'étirement par endroit inclinée de 45° vers le Sud (Baudin, 1996).



affleurements de granite gris clairs à gros grains et granites fins encaissés dans les faciès grésodétritiques de la série Yetti; la foliation est subméridienne (N10 et N170) secteur de M'Dena el Khla (SW, Tinguicht )

Selon Mahdjoub (comm. Pers.), l'unité inférieure serait formée par fusion partielle de la croûte profonde suite à un épaissement crustal ; elle pourrait représenter la partie profonde de la série Yetti remontée lors d'une phase extensive.

En effet, il est possible de supposer que la ZCY-E aurait rejouée plus tard en transtension permettant le soulèvement de la partie profonde anatexique de la série et mise en place des divers granites.

Ce schéma d'évolution est proche du modèle de mise en place des dômes gneissiques dans un contexte d'extension continentale tardi-orogénique présenté par Brun et al. (1994).

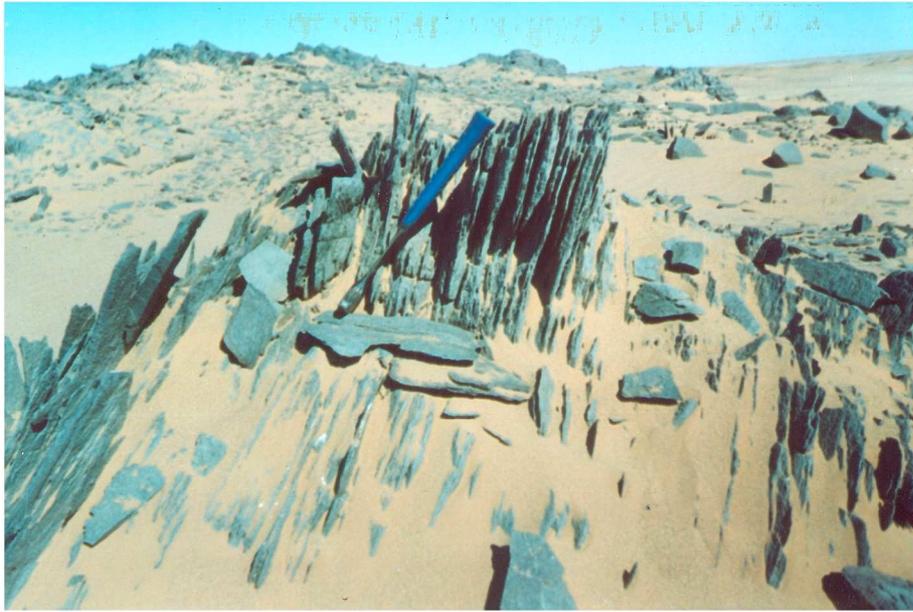
- Unité supérieure volcano-détritique : l'unité supérieure est reconnue dans les secteurs de Tinguicht, de Sebkhath Loutid, d'Areiguet Lemha et de M'dena el Kahla formant une bande orientée N-S à NW-SE, discontinue.

En dehors des faciès décrits par la SERMI (1965) (gravellites, quartzites, volcanites acides, intercalations de tufs jaspéroïdes, phyllades et passées gréseuses), des niveaux carbonatés ont été relevés près d'Areiguet Lemha (Ben ramdane et al., 2003) (*pl. II*).

La déformation de cette unité supérieure est relativement mieux observée. Sabaté (1972) puis Mahdjoub et al. (1994) étudièrent la structure d'ensemble. Trois types de plis ont été relevés :

- des plis isoclinaux à flancs parallèles avec schistosité à direction variable ;
- des plis d'échelle décamétrique, visibles sur photo-aérienne ; ils sont de type droit ou en chevron, localement déjetés vers l'Est parfois vers l'Ouest avec axe plongeant vers le Nord ; la foliation est parallèle au plan axial et la linéation est subverticale ; ils sont attribués à la tectonique verticale sub-méridienne (Mahdjoub et al., 1994) ;
- des plis tardifs en liaison avec le soulèvement de l'unité inférieure granito-gneissique ; cette mise en place est guidée par les structures verticales subméridiennes.

Cette unité supérieure est caractérisée par un faible métamorphisme (faciès schiste vert) avec micas blancs et chlorite (BIA b, 1960 ; Sabaté, 1972 ; Sabaté & Lameyre, 1973).



Affleurements de gravellites, quartzites et niveaux volcano-détritiques de l'unité supérieure de la série Yetti; la schistosité relevée est N130° - 55 SW  
Secteur Arieguet Lemha

PLANCHE II

Des âges obtenus récemment sur les faciès granito-gneissiques de l'unité inférieure sont cités dans le chapitre réservé au magmatisme de la zone-Est du domaine Yetti (voir § 2.1.1).

Concernant l'unité supérieure, aucune datation n'est disponible. Elle correspondrait à la série Yetti (au sens de Gevin, 1951; Buffière et al., 1965 ; Sabaté, 1972) ; elle serait l'équivalent du Birimien I de l'Afrique de l'Ouest (Rocci et al., 1991). L'ensemble de la série Yetti, tel que définie par Gevin (1951) est attribuée à la base du Protérozoïque.

## 1.2. ZONE OUEST – EGLAB ou (Chegga-Iguidi)

### 1.2.1. Série Chegga

Dans la ZCY-E, la série Chegga affleure à la faveur des blocs tectoniques soulevés. D'autres affleurements de moindre importance, observés entre les cordons de l'Iguidi, font le " *lien* " entre les deux blocs. L'ensemble forme une bande subméridienne limitée par des accidents subméridiens.

La série Chegga fut décrite pour la première fois, près de Hassi Chegga (Gevin, 1951) comme série à faciès cristallophylliens, de direction méridienne et à foliation verticale. Elle est intrudée tardivement par des granites syntectoniques.

Les témoins préservés des faciès cristallophylliens de la série Chegga (s.s.) ont été décrits comme (BIA, 1960 ; SERMI, 1965):

- des schistes cristallins à reliques d'amphibolites et schistes amphiboliques, gneiss gris à amphibole - grenat, leptynites et quartzites; ils représentent les termes les plus anciens du substratum (Buffière et al., 1965). Selon Peucat et al. (2005), ces faciès correspondent à des plagiogranites gneissiques à intercalations d'amphibolites témoins d'une croûte océanique superficielle.
- des faciès gneissiques et anatexiques avec passées plissotées de ptygmatites, d'aplites et de pegmatites. Des migmatites intimement associées montrent un caractère de TTG à tendance sodique calco-alcaline (Mahdjoub et al., 1994);

- Des faciès laminés à texture litée et orientée, de couleur rouge, parfois sombre sont observés sur le couloir mylonitique de Chegga (pseudotachylitique ?).

Le bloc de Bled M'dena que nous avons étudié montre une forme triangulaire ; il est limité par des accidents N-S à NW-SE. Les faciès métamorphiques affleurent en septas d'extension métrique noyés dans les migmatites et les granites.

Nous avons recensé : des gneiss à biotite, des amphibolites en lentilles métriques et des quartzites en niveaux irréguliers. Les métasomatites sont rares (*Pl. III*).

Ils montrent une foliation Nord-Ouest Sud-Est subverticale et des fentes d'extension subhorizontales à remplissages pegmatitiques (*pl. IV*).

Mahdjoub et al. (1994) avait conclu à un substratum formé par une croûte paléoprotérozoïque à caractère juvénile (datée ~2,2 Ga) sans pour autant exclure la présence de petits noyaux archéens.

Plus tard, des précisions ont été apportées ; à savoir :

- sur le bloc de Bled M'dena un échantillon d'orthogneiss a été daté à 2,2 Ga (De Wit et al., 2002).
- Sur le bloc de Chegga, les témoins de la croûte océanique sont néoarchéens (2.73 Ga), tandis que les faciès gneissiques sont paléoprotérozoïques (2.21 – 2.18 Ga) (Mahdjoub et al., 1994 et Peucat et al., 2005).



Niveau d'amphibolite dans le faciès gneissique de la série Chegga



Faciès gneissique de la série Chegga

PLANCHE III: observations faites sur les affleurements situés à l'Ouest de l'indice d'or "Caroline"



Fente d'extension subhorizontale à remplissage de quartz et feldspaths pegmatitiques



Filonnet subhorizontal à remplissage de quartz affectant le faciès gneissique de la série Chegga à foliation N130°-75 NW

PLANCHE IV : les ouvertures subhorizontales qui affectent le faciès gneissique, seraient témoins d'une compression post foliation ( secteur de Bled M'Dena)

### 1.2.2. Série Akilet Deilel

La série Akilet Deilel, couverture du substratum a été assimilée à la "série Yetti - Guelb el Hadid" (Gevin, 1958) puis à la "série Oued Souss" (Buffière et al., 1965); elle n'a été individualisée comme série propre à l'Ouest-Eglab qu'en 1973 par Sabaté. Elle occupe la dépression étroite orientée SW-NE d'Areiguet Lemha, ainsi que de petits bassins au Nord dans le Bled M'dena et près du Tinguicht (*fig. III.2*).

Sabaté (1973, 1978) décrivait la série comme étant constituée de dépôts détritiques à volcano-détritiques avec microconglomérats, grès quartzo-feldspathiques et arkoses, ainsi que des volcanites intermédiaires à acides (andésito-basalte, dacite et rhyolite) interstratifiées et accompagnées de pyroclastites, de tufs volcaniques et de cinérites.

La succession établie, indique:

- des faciès détritiques grossiers puis fins sur le front de nappes;
- des coulées et tufs volcaniques vers l'arrière du front de nappes, près de l'Iguidi.

Afin de mieux définir et établir une succession de cette série, des coupes ont été effectuées sur différents secteurs (*fig. III.2*):

La coupe d'Areiguet Lemha (*Fig. III.3 a*) est la plus complète; elle montre à la base des sédiments détritiques (microconglomérats polygéniques) surmontés par des niveaux d'épaisseurs régulières de brèches, pyroclastites et tufs volcaniques (*pl. V*).

Des coulées volcaniques peu épaisses (andésites-basaltiques et rhyolites) y sont observées en intercalations. Une large dépression est occupée par un faisceau de dykes, de nature intermédiaire à basique à texture doléritique et filons de quartz à épidote.

Au sommet, les brèches et les tufs volcaniques finement lités deviennent rares et laissent apparaître à nouveau les épanchements rhyolitiques porphyriques.

Vers l'Est, près de l'Erg Iguidi, la série est dominée par les épanchements volcaniques acides. L'épaisseur est difficile à estimer (supérieure à 1500 mètres) .

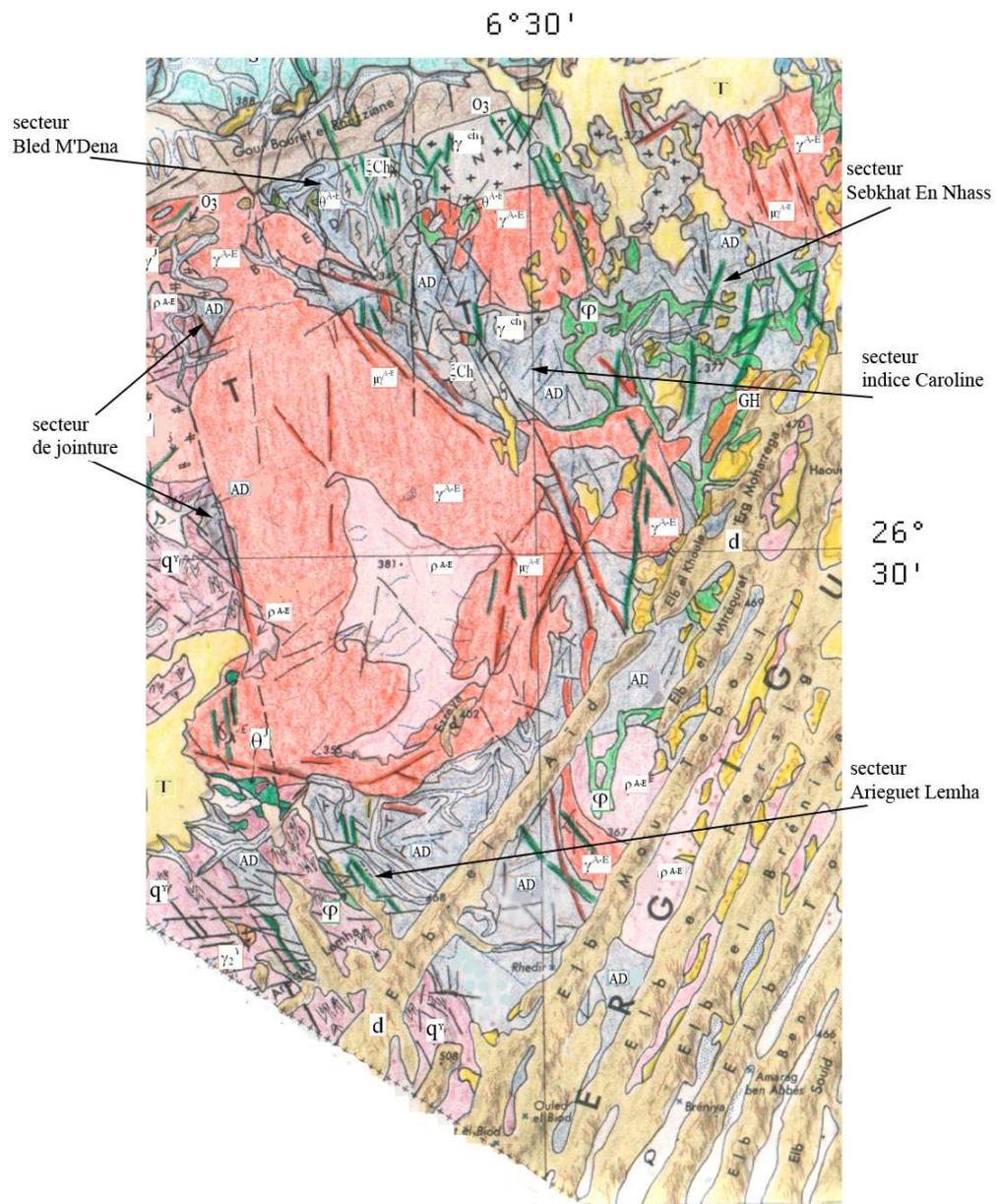


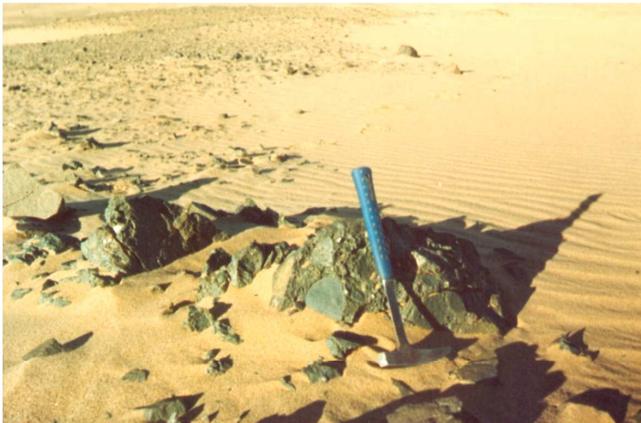
fig.3.3: secteurs d'affleurements de la série Akilet Deilel (extrait de la carte Géologique Tindouf 1/500 000, à l'édition)



alternances de niveaux fins et grossiers,  
formant des bancs peu régulier  
d'épaisseur Cm-Dcm; orientés N15° - 35°E

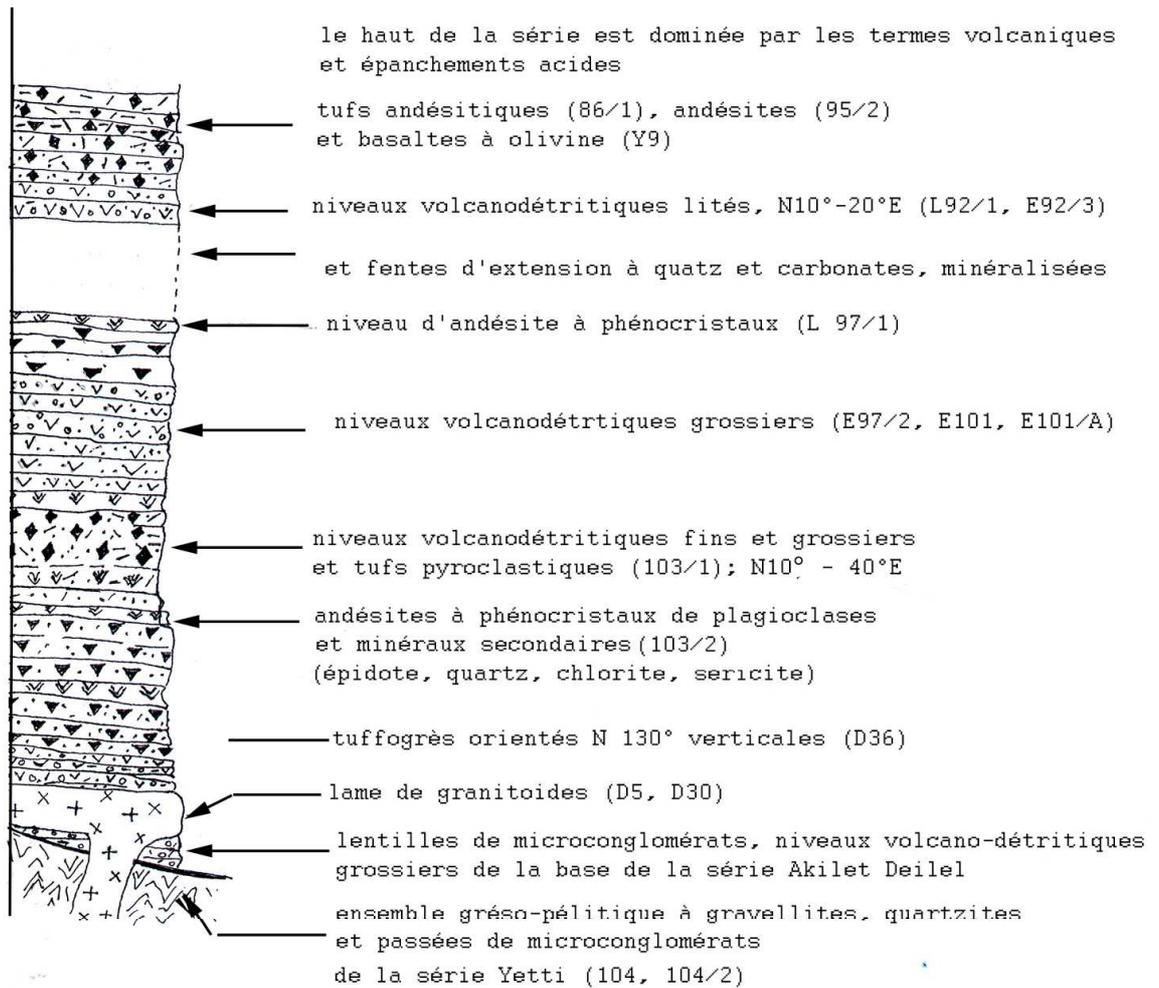


Passages plus grossiers assez fréquents



rares lentilles irrégulières conglomératiques

PLANCHE V : différents types de faciès observés  
dans le secteur d'Arieguet Lemha



La série est plus complète; avec des faciès détritiques (microconglomérats polygéniques métagrauwacks) à la base, surmontés par des niveaux de pyroclastites avec brèches et tufs volcaniques d'épaisseur régulières (cm - dcm). Les niveaux volcaniques (andésites, rhyodacites et rhyolites) peu épais y sont en intercalations. Vers le haut, les tufs volcaniques lithocristalloclastiques finement lités et pyroclastites se raréfient et laissent apparaître de nouveaux épanchements acides. Vers l'E, près de l'Iguidi, la série est dominée par les épanchements volcaniques acides. La structuration est en blocs tectoniques juxtaposés avec pendage subvertical à subhorizontal. Epaisseur difficile à estimer; supérieur à 1000 mètres.

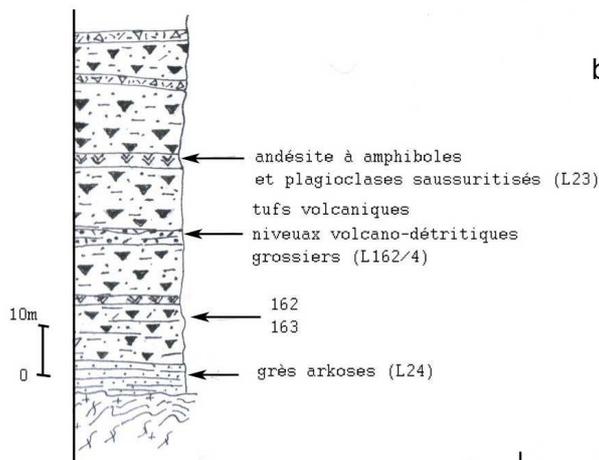


fig. III.3 a : coupe de la série Akilet Deilel, secteur Arieguet Lemha

D'un point de vue tectonique, la série est monoclinale orientée sensiblement N-S avec un pendage assez régulier de 10° à 30°E ; au Sud, l'orientation devient WNW - ESE et le pendage est fortement redressé.

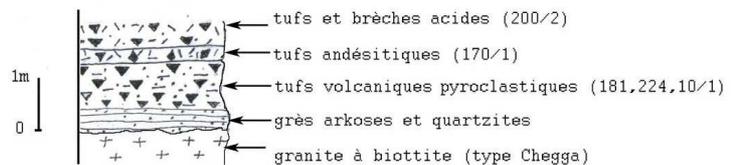
La coupe Bled M'dena (fig. III.3 b) où les premiers niveaux observés d'Est en Ouest sont de nature détritique avec grès arkosiques et quartzites fins. Au dessus, les premiers apports volcaniques se traduisent par des tufs volcaniques parfois grossiers et pyroclastites puis des tuffites à cendres volcaniques stratifiées et cinérites. Les pyroclastites sont de plus en plus dominantes vers l'Ouest. Les dykes de rhyolite et d'andésite recourent la série. La série est monoclinale subhorizontale à légèrement inclinée vers l'Ouest (20°W). La couverture quaternaire ne permet pas d'observer le contact avec les migmatites de la série Chegga. Néanmoins, le pendage moyennement fort (30° à 40°) vers l'Ouest relevé sur les premiers niveaux laisse supposer un contact par faille. L'épaisseur est estimée à plus de 1500 mètres.

La coupe près de l'indice aurifère "Caroline" (fig. III.3 c) montre une série subhorizontale et discordante sur le granite Chegga; elle débute par des arkoses immatures recristallisés parfois des microconglomérats, surmontés par des ignimbrites de type tufs volcaniques et pyroclastiques rhyolitiques à rhyodacitiques et andésitiques ; en haut de la coupe, les tufs rhyolitiques sont dominants. La série est très réduite (2 mètres au maximum).



b) coupe Nord Bled M'Dena

série monoclinale, plonge faiblement vers l'Ouest (20°) avec niveaux détritiques à grès arkoses et quartzites, surmontés par des cinérites et dépôts volcano-sédimentaires à pyroclastites; parfois des tufs volcaniques grossiers. En allant vers l'Ouest, l'apport volcanique est dominant, avec apparition d'intécalations volcaniques (rhyolites à porphyre et andésites)



série subhorizontale; débutant par des niveaux arkosiques recristallisés et quartzites soudés aux granites à biotite type Chegga;

Les niveaux arkosiques sont surmontés par des tufs volcaniques pyroclastiques altérés qui passent par endroit, à des niveaux détritiques.

Au dessus, les tufs volcaniques dominent.

c) coupe près de l'indice aurifère "Caroline"

fig. III.3 b et c: coupes de la série Akilet Deilel, secteurs a) Nord Bled M'Dena et b) secteur de l'indice aurifère "Caroline"

La coupe dans le secteur de sebkhata En Nhass - Iguidi (partie NE du sillon) diffère de la précédente par la rareté des niveaux bréchiques et microconglomératiques à la base auxquels sont associés des pyroclastites et niveaux de tuffo-laves brun chocolat à phénocristaux de feldspath et texture fluidale. Les volcanites en coulées interstratifiées sont peu discernables des tufs volcaniques andésitiques souvent propylitisés. La série est légèrement plissée; par endroit, elle est fortement redressée.

La tectonique de la série d'Akilet Deilel est complexe. Elle montre des blocs tectoniques juxtaposés ; les limites de blocs sont soulignées par des dykes souvent schistosés. Ces limites de blocs furent interprétées comme contacts anormaux chevauchants (Sabaté, 1973).

Selon Mahdjoub et al. (1994) et Baudin (1996), les indices d'une tectonique tangentielle à vergence ouest sont absents.

A l'exception des faibles plissements observés au contact des intrusions magmatiques Aftout-Eglab, les éléments structuraux d'une tectonique tangentielle (plis couchés, chevauchement et klippes) proposée par Sabaté (1973), n'ont pas été observés.

La série est affectée par une altération hydrothermale de type propylitisation. Des niveaux métasomatiques à séricite, chlorite, épidote, quartz et opaques apparaissent par endroit.

Concernant l'âge, seules les volcanites interstratifiées sont datées à  $2032 \pm 32$  Ma (Rb/Sr) (Sabaté, 1979). Récemment, des tufs dacitiques de la série Oued Souss (Est-Eglab) ont été datés à  $2087 \pm 9$  Ma (Pb/Pb) (Peucat et al., 2005). La série de type birimien est attribuée au cycle birimo-éburnéen (2.12 – 2.07 Ga) de Abouchami et al. (1990) (partie supérieure du Paléoprotérozoïque) ; elle est comparable au Birimien II de l'Afrique de l'Ouest (Rocci et al., 1991).

### Cas des affleurements de la série Akilet Deilel à l'Ouest de la jonction Yetti-Eglab

Les affleurements localisés à l'Ouest du massif granitique de T'menin le long de la jonction (Nord de Tinguicht, à sebkhat Loutid et près d'areiguet lemha) (*fig.III.4*) montrent des dépôts comparables à ceux de la série Akilet Deilel, de nature volcano-détritique de type quartzite, ignimbrite et pyroclastites. Les volcanites interstratifiées n'ont pas été observées.

Ils occupent de petits bassins tectoniques étirés dans le sens N-S (forme losangique et triangulaire) discordants sur l'unité supérieure de la série Yetti et limités par des accidents et dykes volcaniques.

Ces dépôts furent attribués à la série du Guelb el Hadid (Buffière et al., 1965) et plus tard à la série d'akilet Deilel (Sabaté, 1973), qu'il interpréta comme klippes chevauchants le domaine Yetti.

Nous estimons que ces dépôts pourraient être assimilés à une molasse synorogénique de type arc ou arrière arc, déposés en discordance sur l'unité supérieure de la série Yetti, après les dépôts de la série Akilet Deilel (s.s.) et avant les dépôts de la série Guelb el Hadid, dans des bassins tectoniques en contexte continental extensif tardi-orogénique.

#### 1.2.3. Série Guelb el Hadid

Dans la zone Ouest-Eglab, les dépôts attribués à la série Guelb el Hadid sont visibles à Bled M'dena, sous les cordons de l'Iguidi et près de Chegga. Ils sont reconnus grâce aux regs à galets de quartz qui s'y développent.

Les dépôts sont représentés par des grès quartziques, à patine claire, des grès feldspathiques sombres à hématite, des arkoses à ciment argileux et des passages conglomératiques polygéniques riches en galets. Ils occupent des bassins de faibles dimensions, isolés les uns des autres qui correspondraient aux dépressions des reliefs préexistants.

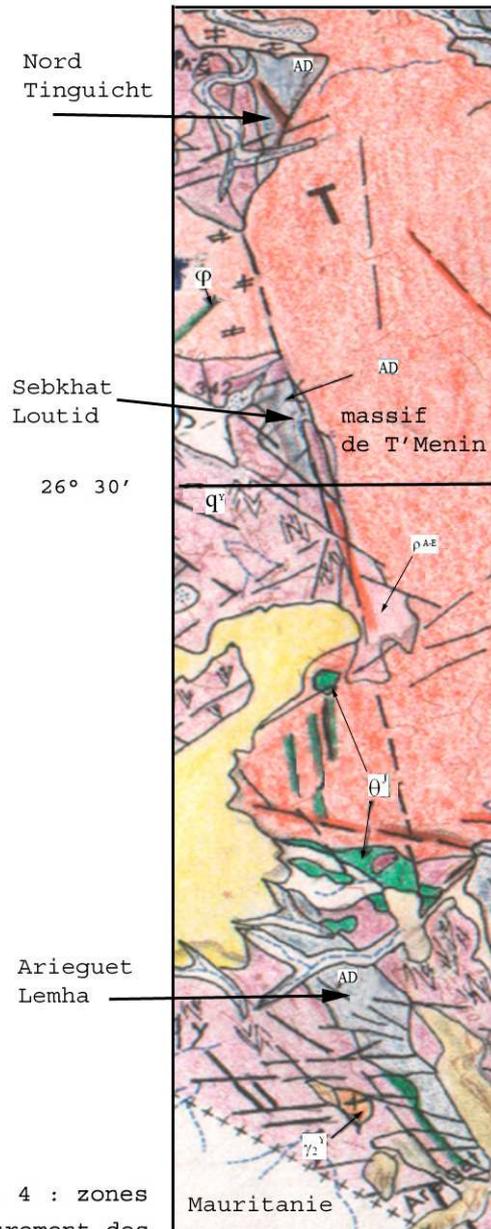


Fig. III. 4 : zones d'affleurement des dépôts volcanosédimentaires attribués à la série Akilet Deilel situées à l'Ouest de la jonction Yetti-Eglab  
 (extrait de la carte géologique Tindouf à 1/500.000; à l'édition; pour la légende, voir planche hors texte I)

Les bancs montrent un pendage subhorizontal, légèrement relevé sur les bordures de bassin et au contact des dykes intrusifs. Le relief plat rend difficile toute estimation de l'épaisseur des dépôts.

L'âge des dépôts demeure encore imprécis. Ils ont été rattachés à "la séquence supérieure (Hs)" (Buffière et al., 1965) (voir partie II, chapitre 1.1.3).

### 1.3. Couverture paléozoïque

La couverture sédimentaire paléozoïque forme une bande continue septentrionale orientée sensiblement Est-Ouest reposant en discordance sur la ZCY-E (*pl.h.t. 1*). Elle appartient au flanc sud du sous-bassin de Djebilet (synclinal de Tindouf) structuré au cours de l'orogénèse hercynienne et est représentée par une série monoclinale faiblement inclinée vers le Nord (2° à 5°) d'âge allant de l'Ordovicien supérieur au Pennsylvanien; elle est caractérisée par des changements latéraux de faciès et variations d'épaisseurs.

De bas en haut et du Sud vers le Nord, nous avons :

- l'ordovicien supérieur- terminal (?) à quartzites et grès grossiers de la "*formation de Gheziane*" ou "*Complexe de base*" à fossiles de l'Ordovicien supérieur (Gevin, 1962 ; Gevin & Mangereau, 1968) et traces de glaciation fini-ordovicien.
- Le Silurien est représenté par des argilites à graptolites du Wenlock et passées de grès de la "*formation Sebkhath Mahbes*", visibles dans la dépression de l'oasis d'Aouinet Legraa (Legrand, 1969) ; la limite Silurien/Dévonien est fixée conventionnellement à la première "dalle à encrines";
- Le Dévonien est relativement bien étudié (Gevin, 1960 ; SERMI, 1963 ; Bitam et al., 1996) notamment pour les occurrences de fer oolithiques (Guerrak, 1988 a) ; il montre trois formations distinctes correspondant globalement aux subdivisions du Dévonien : inférieur, moyen et supérieur. Il s'agit du :
  - Dévonien inférieur (Lockovien – Emsien Sup.) qui est représenté par les grès à minerai de fer et grès supra-minéraux de la "*formation de Gara Djebilet*";
  - Dévonien moyen (Emsien terminal – Givétien) qui est annoncé par l'apparition des argilites surmontées par des calcaires bioclastiques de la "*formation de Oued Talha*";
  - Dévonien supérieur qui est caractérisé par la disparition des calcaires et la réapparition des niveaux gréseux et argilo-gréseux de la "*formation de Kereb Ennaga*".

- Le Carbonifère est reconnu par l'apparition des Productus (Gevin, 1960) et la réapparition des niveaux calcaires au sommet de la "formation de Kereb Ennaga, attribués au Tournaisien (p.p.) par (Legrand-Blain, 2003).
  - le Mississippien (?) est marin à niveaux gréso-calcaires à argilo-gréseux au Tournaisien puis calcaro-gréseux, marneux à gréseux au Viséen supérieur ;
  - le Pennsylvanien (?) est reconnu près de Tindouf-ville grâce aux dépôts laguno-lacustres puis argilo-gréseux rouges attribués au Westphalien (Benramdane & Bellal, 2005).

La présence du Namurien est supposée.

#### 1.4. Dépôts pliocènes (Hamada)

Dans la ZCY-E, les dépôts de la Hamada forment de vastes plateaux surélevés et buttes-témoins isolées reconnues sur la dorsale ainsi que sur la couverture paléozoïque au Nord (*pl.h. t. I*).

Le plateau de Tinguicht est le principal témoin ; les dépôts sont de nature lacustro-lagunaire : gréso-argileux à gréso-sableux à la base, surmontés par une croûte calcaro-dolomitique superficielle d'aspect caverneux et silicifiée attribuée au Pliocène inférieur. L'épaisseur avoisine 20 mètres. Ailleurs, la coupe est souvent réduite à la croûte superficielle silicifiée.

#### 1.5. Dépôts quaternaires

Les dépôts quaternaires sont peu développés et mal différenciés, notamment, ceux antérieurs aux Ergs, regs autochtones (Pléistocène sup.) et Sebkhât (Pléistocène-Holocène). Il s'agit de:

- alluvions, daias et dépôts de piémont: les alluvions sont peu représentées avec sables grossiers et graviers, généralement recouverts par le sable éolien. Les cours d'eau débouchent rarement sur des "daias" à fond plat, comblées d'argiles et limons brun rougeâtre. Les dépôts de piémont sont observés aux pieds des pitons volcaniques et falaises du Paléozoïque;

- ergs et dunes : la branche SW-NE de l'Erg Iguidi est le principal témoin. Les cordons dunaires sont constitués d'accumulations de sables fins éoliens fixés sur d'anciennes dunes mortes édifiées au Pléistocène moyen. Les espaces inter dunaires ou "feidj" sont occupés par les dépôts de type lacustro-salin, d'argiles gypseuses ou de croûtes calcaro-gypseuses dès le Pléistocène supérieur;
- regs : désignent des étendues caillouteuses à quartz et feldspath dans une matrice essentiellement argilo-sableuse développées in situ sur le bed-rock granitique sous-jacent ;
- sebkhat : sebkhat Loutid et sebkhat Elb El Aid sont les plus importantes, ayant l'aspect d'un champ labouré; elles sont comblées par des dépôts argilo-gypsifères blanchâtres salifères attribués à la période Pléistocène-Holocène.

## 2. MAGMATISME

### INTRODUCTION

Les déterminations pétrographiques et les interprétations géochimiques sont sommaires.

L'étude géochimique portera sur les éléments majeurs dosés par spectrométrie de fluorescence X au laboratoire de l'ORGM Boumerdès.

Dans un premier temps, les échantillons ont été systématiquement projetés sur le diagramme de Hugges (1973) ; les échantillons retenus sont les moins altérés.

Les analyses présentées dans ce chapitre sont ramenées à 100% en base anhydre. Les rapports molaires A/CNK, A/NK et l'indice d'agpaïcité (IA) ont été à chaque fois calculés pour les roches acides.

Les principaux diagrammes utilisés sont :

1. Les diagrammes de nomenclature de roches magmatiques ;
2. Les diagrammes oxydes / silice montrant l'évolution magmatique des différents séries;
3. Les diagrammes de détermination de l'association magmatique ;
4. Les diagrammes définissant le contexte géotectonique.

## 2.1. ZONE EST-YETTI

Les granites sont les roches magmatiques les plus répandus dans la zone Est du domaine Yetti. Ils affleurent en pointements métriques très épars sous le reg autochtone blanc largement développé. Les roches basiques à ultrabasiques sont rares ; elles affleurent en petits pointements isolés çà et là.

Des volcanites noirâtres affleurant au SE de Djebilet ont été associées à l'unité supérieure de la série Yetti; elles sont représentées principalement d'ignimbrites et de volcanites acides (dacite et rhyodacite porphyrique et rarement rhyolite aphanitique). A ce jour, aucune étude n'a été consacrée à ces volcanites.

Les filons basiques observés sont les plus marquants avec une direction subméridienne dominante. Les filons acides sont plissés.

### 2.1.1. Granites Yetti

Le reg autochtone ne permet pas d'observer les relations mutuelles et dessiner les contours des différents faciès observés. D'après nos observations, celles du BIA (1960 b) et de la SERMI (1965), les granites Yetti affleurent :

- en larges bandes subméridiennes à contact subconcordant; ils sont souvent associés aux migmatites et gneiss de l'unité inférieure de la série Yetti ( $\xi_m^Y$  de Buffière et al., 1965);
- en petits massifs circonscrits nettement intrusifs dans la série Yetti sans déformation interne avec zone de contact réduite;
- en filons plissés de leucogranite et pegmatite voir de microgranite.

Plusieurs types pétrographiques ont été reconnus:

- i) granite à deux micas : le granite à deux micas est associé à l'unité inférieure granito-gneissique de la série Yetti; c'est un faciès grenu à grain hétérogranulaire avec rares petites enclaves de quartzites, composé de plagioclase, feldspath potassique, orthose perthitique, microcline et quartz interstitiel; les micas sont altérées en clinocllore et muscovite en petites lamelles ; les minéraux tels que grenat et tourmaline sont parfois observés (Photo Y87/1 :  $\gamma$  à grenat-tourmaline).
- ii) microgranite à biotite ( $\gamma^Y$  de Buffière et al., 1965) : le faciès à biotite est le plus fréquent observé souvent en sills recoupant les autres faciès granitiques ; c'est un faciès clair à grain fin riche en porphyres; il montre des

phénocristaux de plagioclase souvent séricitisé, microcline, et biotite en paillettes déchiquetées et altérées en chlorite.

- iii) granite à amphibole le faciès à amphibole ( $\gamma^{ay}$ ) cartographié par Buffière et al., 1965) a été rarement observé ;
- iv) filons de leucogranites (microgranite et aplite) : ils sont associés aux granites et se présentent en réseaux plissés ou rectilignes sensiblement E-W; les filons plissés seraient syn à tardi-cinématiques tandis que les filons rectilignes sont tardifs (Mahdjoub et al., 1994). Des microgranites à texture granophyrique sont également observés.

Les données de la géochimie des éléments majeurs pour les échantillons récoltés a permis de préciser certains caractères (Tabl. 1):

Ech.		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.	Total
175/1	granite à deux micas	70,22	15,13	4,48	0,06	1,06	2,68	4,13	3,17	0,32	0,13	0,76	101,93
Y31		67,91	15,75	4,43	0,03	1,17	3,25	4,26	2,80	0,30	0,14	0,42	100,14
Y35/1		66,00	15,42	5,80	0,02	2,07	3,33	3,80	2,30	0,51	0,16	0,93	99,93
178/1		70,59	15,49	2,38	0,03	0,88	2,52	4,02	2,77	0,29	0,12	0,98	100,14
116	Micro granite et aplite	69,33	14,66	3,03	0,04	0,84	2,57	4,18	4,00	0,27	0,09	1,13	100,08
Y30/2		70,65	14,60	3,48	0,05	0,69	2,44	4,10	3,30	0,22	0,10	0,76	100,17
Y66/1		62,04	11,31	8,93	0,04	1,47	5,39	3,70	3,94	0,56	0,34	2,58	99,55
Y66/4		56,44	12,61	13,19	0,04	3,98	8,60	2,60	1,82	0,35	0,12	1,63	100,09

*Analyses chimiques brutes des granites du Yetti*

Analyse		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
175/1	granite à deux micas	69,45	0,32	14,96	1,79	2,38	0,06	1,05	2,65	4,08	3,14	0,13
Y31		68,07	0,30	15,79	1,75	2,42	0,03	1,17	3,26	4,27	2,81	0,14
Y35/1		66,64	0,51	15,57	2,14	3,34	0,02	2,09	3,36	3,84	2,32	0,16
178/1		71,34	0,29	15,66	0,94	1,32	0,03	0,89	2,55	4,06	2,80	0,12
116	microgranite et aplite	70,15	0,27	14,83	1,31	1,58	0,04	0,85	2,60	4,23	4,05	0,09
Y30/2		71,06	0,22	14,68	1,43	1,87	0,05	0,69	2,45	4,12	3,32	0,10
Y66/1		63,84	0,58	11,64	3,68	4,96	0,04	1,51	5,55	3,81	4,05	0,35
Y66/4		57,11	0,35	12,76	4,09	8,32	0,04	4,03	8,70	2,63	1,84	0,12

*Analyses chimiques des granites Yetti ramenées à 100% anhydre*

Table 1

Analyse	granite à deux micas				microgranite et aplite			
	175/1	Y31	Y35/1	178/1	116	Y30/2	Y66/1	Y66/4
A/CNK	1,00	0,99	1,04	1,09	0,92	0,99	0,56	0,58
A/NK	1,48	1,57	1,76	1,61	1,31	1,42	1,09	2,02
IA=(Na+K)/Al	0,68	0,64	0,57	0,62	0,76	0,71	0,92	0,50

- l'évolution oxydes silice observée sur les diagrammes binaires (Harker, 1909) montre une corrélation négative pour FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, TiO<sub>2</sub>, MgO et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; pour MnO et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, l'évolution est peu régulière (fig. 3.5) ;

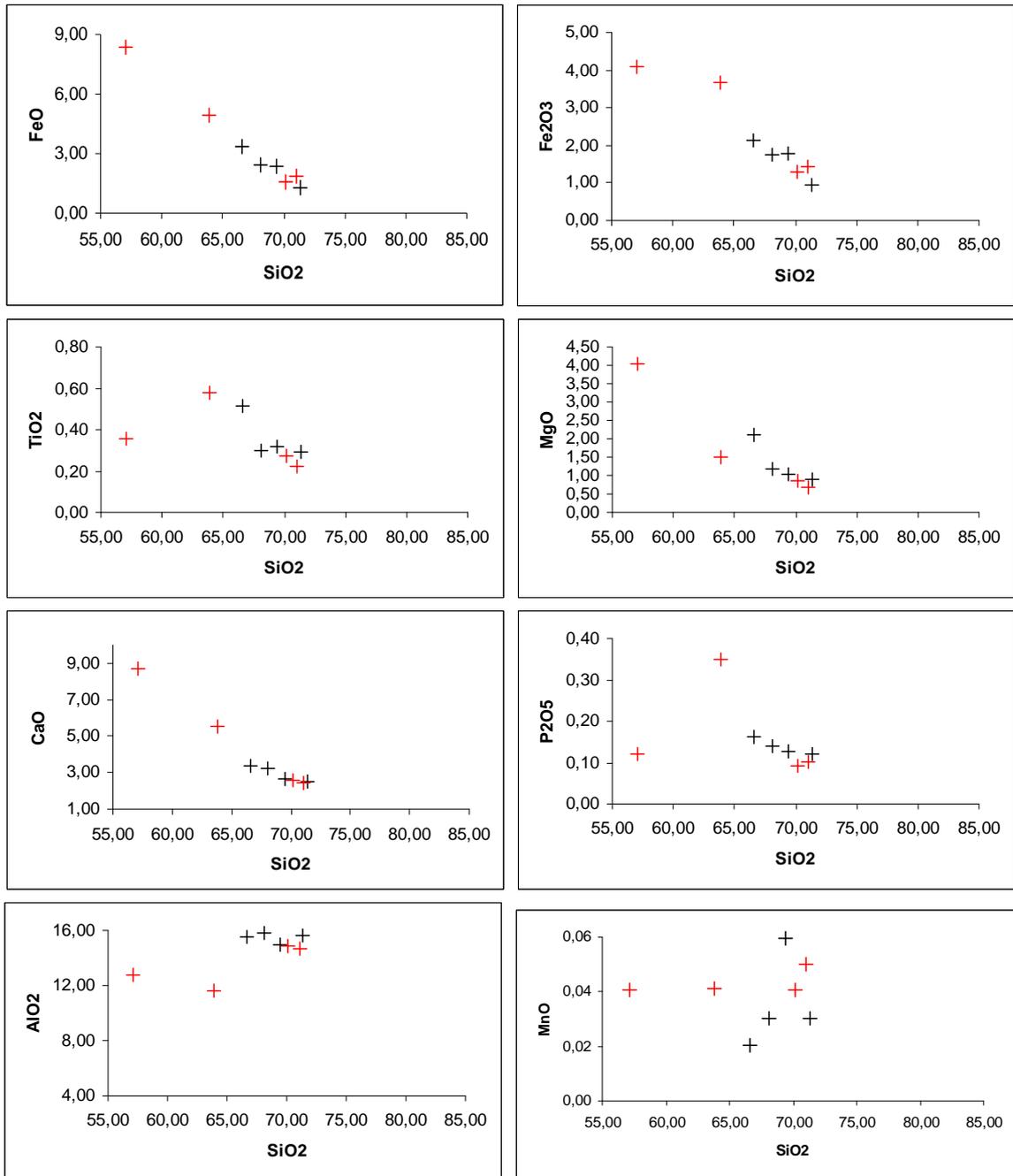
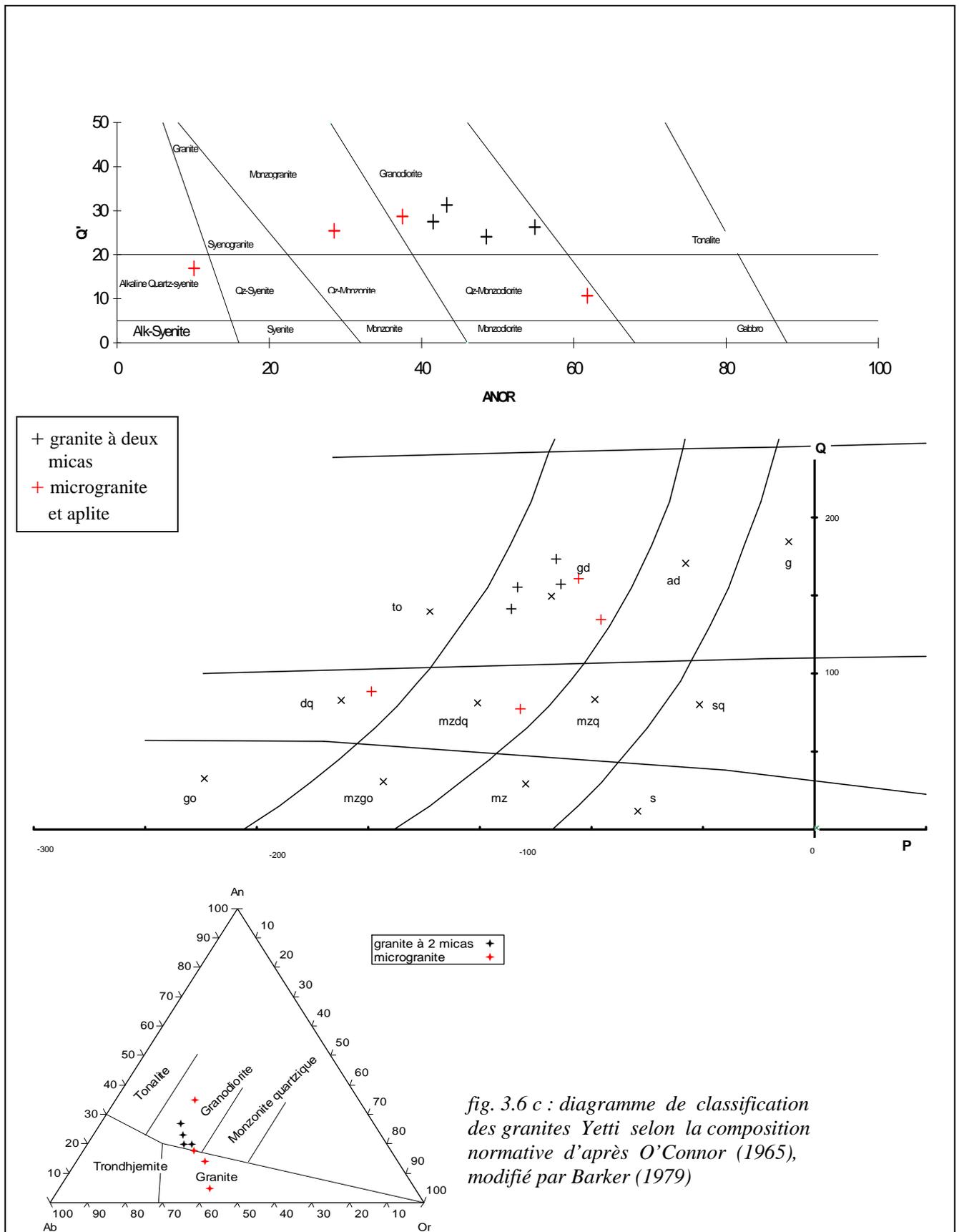


fig. 3.5 : diagrammes oxydes silice (Harker, 1909) des granites Yetti

+	granite à deux micas
+	microgranite et aplite

- les diagrammes de nomenclature des roches magmatiques montrent des compositions est à majorité granodioritiques, parfois monzogranitiques à monzodiorites quartziques (fig. 3.6 a et 3.6 b) ;



- Ils se projettent dans les champs des granites métalumineux à tendance caféémique ; certains dans le champ des granites peralumineux (fig. 3.7);

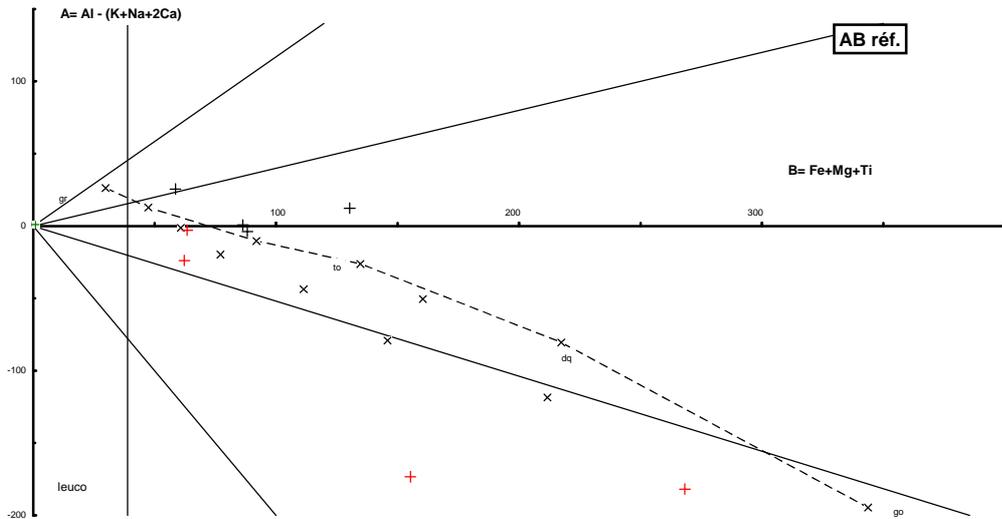


fig. 3.7 : diagramme A -B ou « des minéraux caractéristiques »

- Les granites Yetti étudiés se projettent dans le champ intermédiaire entre série calco-alkaline et série tholéiitique (fig. 3.8 a), proche d'une série calco-alkaline moyennement à fortement potassique (fig. 3.8 b)

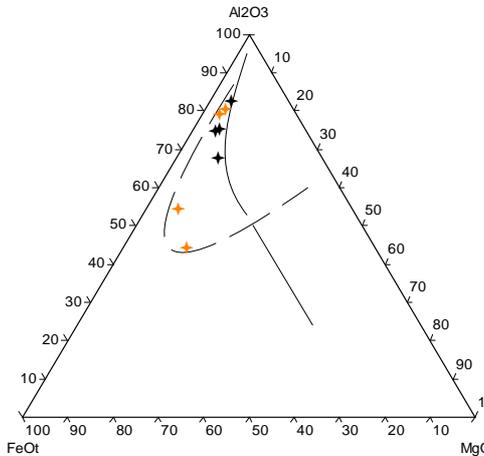
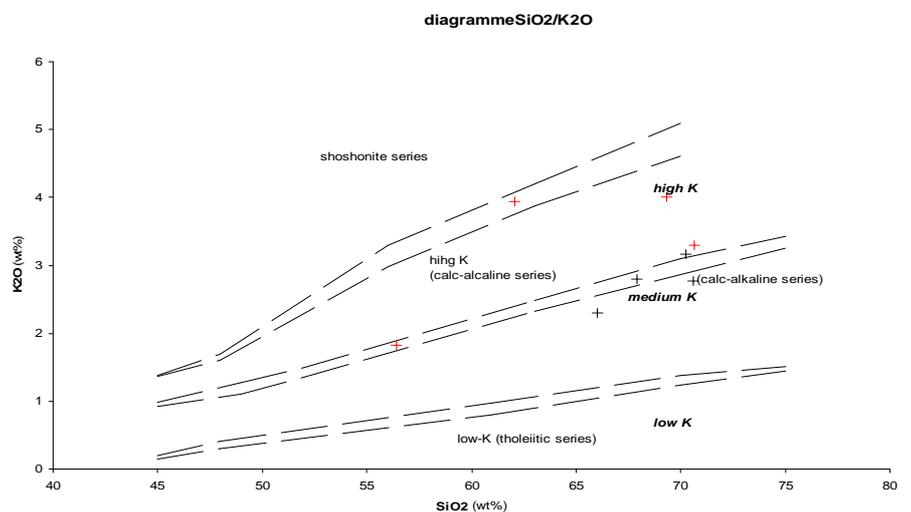


fig. 3.8 a : diagramme FeOt - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - MgO des principales séries de Fonteilles (1976)

(mêmes symboles que fig. 3.5)

fig. 3.8 b : diagramme K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> des séries subcalcalines, d'après Le Maître et al. (1989)

(mêmes symboles que fig. 3.5)



- le rapport molaire A/CNK compris entre 0,56 et 1,09 indique le caractère métalumineux à faiblement peralumineux des granites Yetti (fig. 3.9 a);
- l'indice d'agpaïcité (IA), compris entre 0,50 et 0,92, confirme le caractère métalumineux de ces granites (fig. 3.9 b) ;

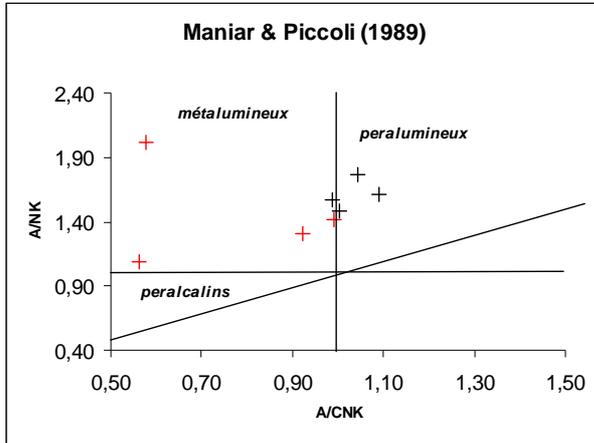


fig. 3.9 a : diagramme A/CNK vs A/NK sur lequel sont projetés les granitoïdes Yetti

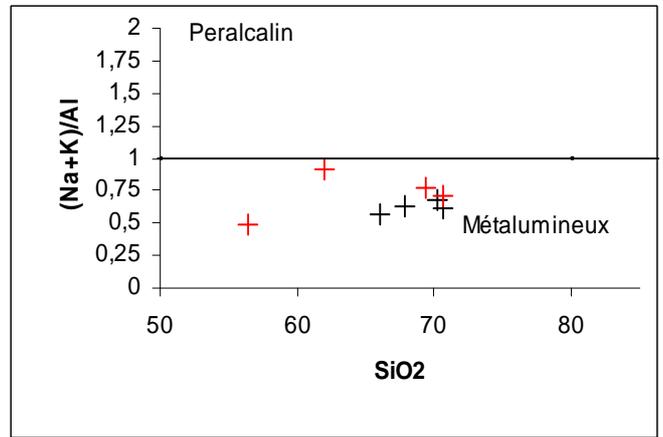
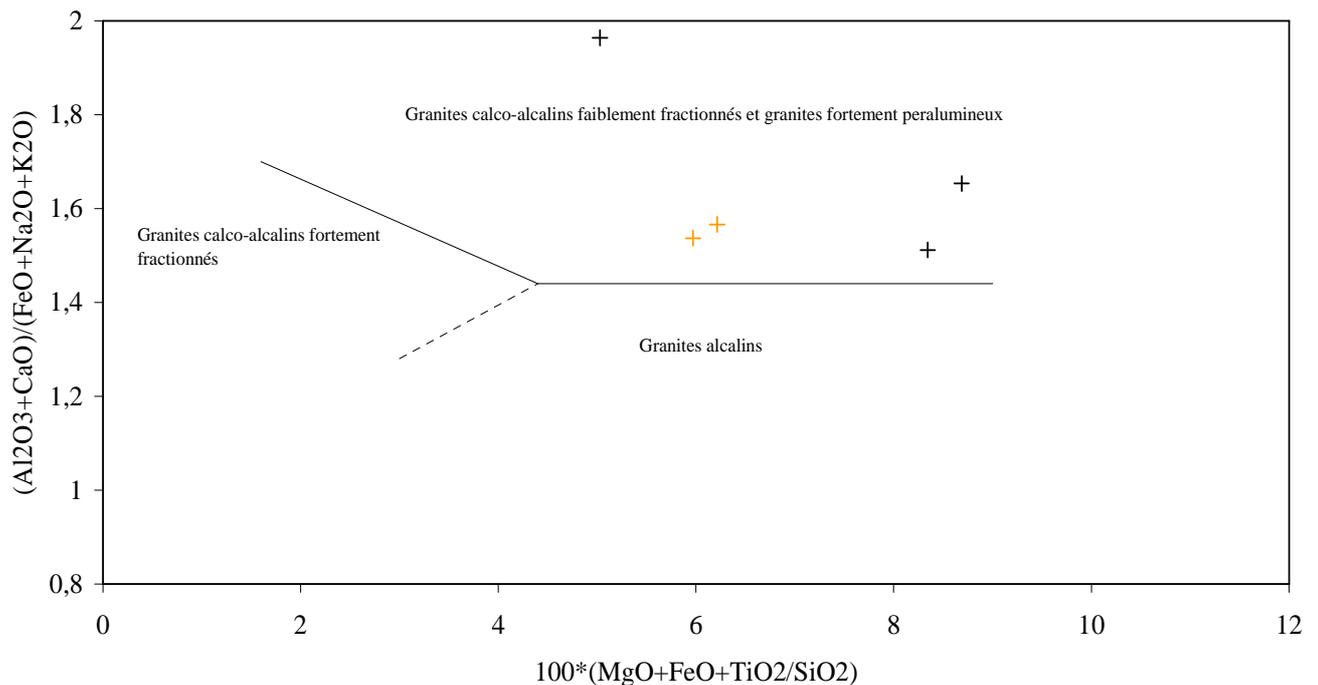
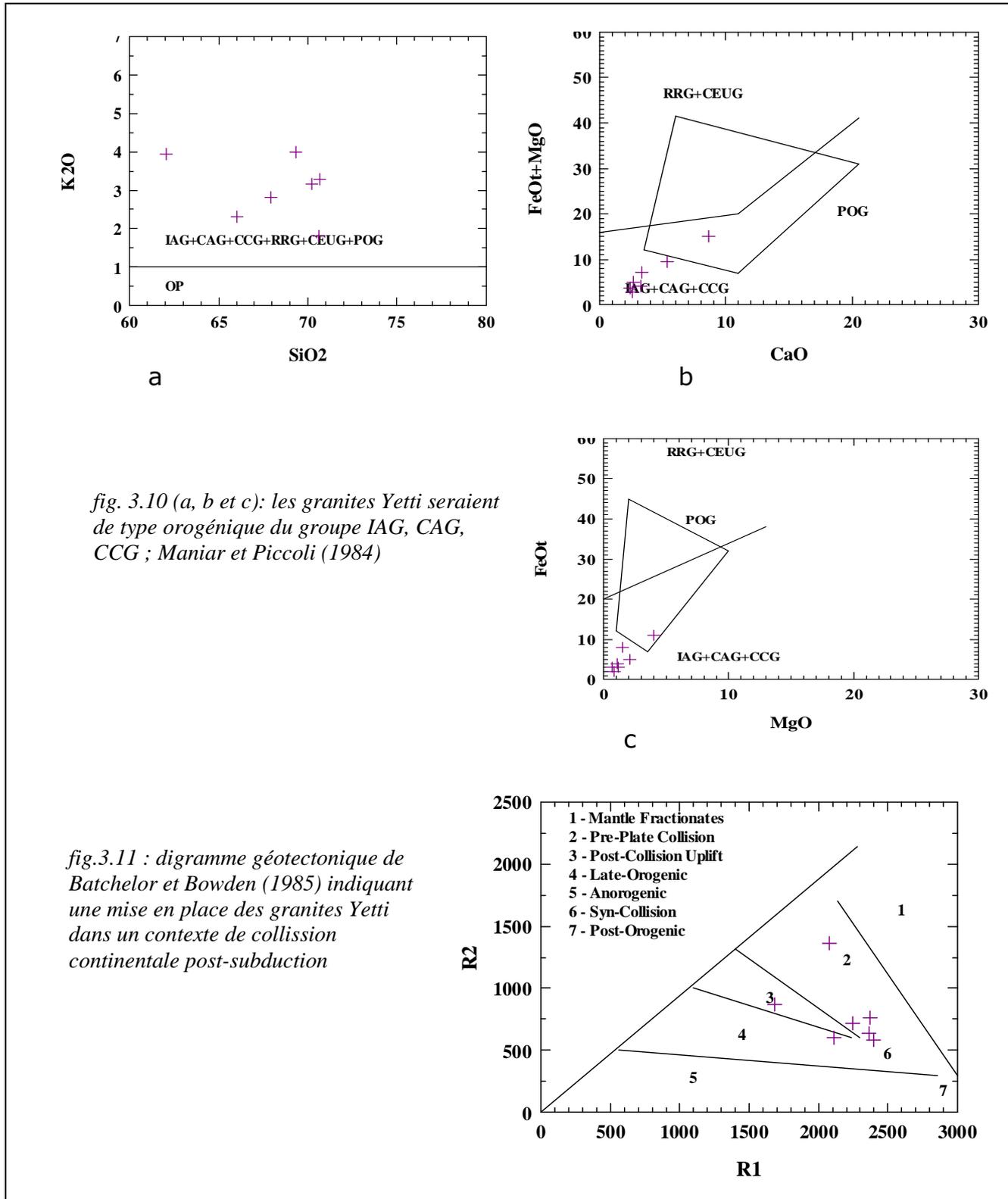


fig. 3.9 b : projection des granitoïdes Yetti dans le diagramme d'indice d'agpaïcité (Na+K)/Al (% at) vs SiO<sub>2</sub>

- le diagramme de Sylvester (1989) basé sur les éléments majeurs montre que les granites Yetti étudiés se projettent nettement dans le champ des granites calco-alcalins faiblement fractionnés et granites fortement peralumineux ;



- concernant le contexte géotectonique de mise en place, la projection des granites Yetti permet de penser au caractère orogénique ; ils appartiennent au champ IAG, CAG, CCG certains correspondraient aux granites de collision continentale (CCG) (fig. 3.10 a, b et c).
- Ils se seraient mis en place lors d'une collision continentale post-subduction (fig. 3.11).



Cette lecture concorde avec des conclusions récentes (Peucat et al., 2005) selon lesquelles les granitoïdes appartiennent à une suite calco-alcaline fortement potassique, issus par cristallisation fractionnée d'un magma monzonitique quartzique à partir du manteau par fusion partielle avec contribution crustale. Des granites méta à faiblement peralumineux et de type orogénique (arc magmatique).

Les âges des granites Yetti en Algérie obtenus récemment semblent indicatifs de la diversité des venues magmatiques:

- 2,2 Ga (Pb/Pb sur zircons) pour les granites, cité par Mahdjoub *et al.*, (1994) ;
- la fourchette 2041,7 – 2158,7 Ma (U/Pb) sur les granodiorites gneissiques (de Wit *et al.*, 2002) ;
- 2068 Ma (Pb/Pb) pour les monzonites quartziques témoins selon Peucat et al. (2005) du dernier stade magmatique acide.

### 2.1.2. **Roches basiques - ultrabasiques Yetti**

Les intrusions basiques – ultrabasiques du domaine Yetti forment de petits massifs circulaires à elliptiques de faibles dimensions (100 m max.) ; ils sont intrusifs dans les granites Yetti et recoupent les faciès volcano-détritiques de l'unité supérieure de la série Yetti.

Les faciès recensés sont variés allant des diorites quartziques à grain moyen à grossier et structure microgrenue avec plagioclases altérés, hornblende, rare pyroxène et biotite chloritisée accompagnés de quartz et de sulfures, aux gabbros à plagioclases et pyroxène avec accessoirement zircon, apatite et opaques.

L'étude détaillée de ces roches n'a pas été abordée dans ce mémoire ; nous présentons les conclusions des travaux de nos prédécesseurs.

En effet, selon Azzouni-Sekkal (1976), les roches basiques seraient issues d'un magma calco-alcalin à légère tendance tholeiitique pour les gabbros ; elles se seraient mises en place dans un contexte géodynamique d'arc insulaire ou de marge continentale active.

Quant aux roches ultra-basiques, un seul pointement de pyroxénolite à été reconnu (Buffière et al., 1965) ; il est formé de blocs métriques éparpillés sur un rayon de 500 m environ. Une étude récente (Azzouni et al., 2003) a mis en évidence la présence de malignites (syénites néphéliniques) et de syénites alcalines, d'origine mantéllique post-orogénique.

Les roches basiques et ultrabasiques du Yetti ne sont pas datées; elles furent cartographier comme roches vertes du pluton Aftout «  $\theta_2$  » par Buffière et al. (1965). Elles seraient postérieures à 2070 Ma (Peucat et al., 2005). L'absence de toute transformation (métamorphismes, granitisation ou amphibolitisation) de ces roches plaide pour une arrivée tardive.

## 2.2. ZONE OUEST – EGLAB (Chegga-Iguidi)

A la faveur des blocs soulevés du socle de Bled M'dena et de Chegga, des témoins de manifestations de type Chegga sont reconnus par les vastes regs blancs qui s'y développent.

L'épisode ultime Aftout-Eglab est représenté par le batholite de T'menin et des petits massifs intrusifs à Bled M'dena et près de l'Iguidi ainsi que par les pitons volcaniques de Dhleaât djnoun et de Guelb el Atrous.

### 2.2.1. Granite Chegga

Le granite Chegga a été décrit la première fois sous le nom de "*granite migmatitique de Chegga*" (Gevin, 1951) pour désigner le granite le plus ancien de l'Ouest Iguidi.

Dans la ZCYE, le granite Chegga (p.p.) affleure principalement près de Chegga, dans le bled M'dena et près de l'indice d'or « Caroline ». Les affleurements sont métriques noyés dans un reg blanc.

Les géologues de la SERMI (1965) avaient décrit une composition à quartz, myrmékite abondante, albite, plagioclase (andésine-oligoclase) englobés dans le microcline pœcilitique et perthitique avec lamelles flexueuses de biotite souvent chloritisée, accompagnés d'apatite et de zircon.

En 1972, Sekkal attribua le granite Chegga au groupe de roches monzonitiques à subalcalines.

Les affleurements de Bled M'dena et de l'indice Caroline, que nous avons étudiés montrent un faciès granitique hololeucocrate à leucocrate, de couleur grise, à texture équante, légèrement orientée à tendance migmatitique. Ils correspondent à un granite équigranulaire avec quartz, feldspath potassique et biotite légèrement orientée. Il montre une composition à quartz xénomorphe interstitiel avec bourgeons de myrmékite abondante, plagioclases (andésine-oligoclase) perthitisé, englobés dans les tablettes de microcline; l'orthose est rare, associée au microcline; la biotite en grandes lamelles flexueuses est souvent chloritisée formant des « lits » discontinus. L'amphibole (hornblende) est très rare. Les minéraux accessoires sont sphène, apatite en inclusion et zircon. Les minéraux secondaires sont muscovite et chlorite en micro lamelles, épidote, calcite et hydroxyde de fer.

Les panneaux de roches vertes gabbros-diorites associées «  $\theta_1$  » (Buffière *et al.*, 1965) n'ont pas été signalées dans la ZCY-E et les enclaves sont rares ; elles sont mésocrates de taille décimétrique. L'étude de quelques unes montre qu'il s'agit de roches dioritiques micacées souvent amphibolitisées, à plagioclases, pyroxène, amphibole et rare quartz avec texture doléritique intersertale.

L'étude géochimique (éléments majeurs) des roches prélevées dans le Bled M'Dena et près de l'indice Caroline montrent (*Tabl. 2*):

Ech.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.	TOTAL
Granites												
<b>9</b>	73,96	14,07	1,89	0,04	0,11	2,95	4,04	1,58	0,10	0,05	0,36	<b>99,09</b>
<b>60</b>	71,58	14,27	2,51	0,04	0,10	3,23	3,70	2,20	0,16	0,05	1,00	<b>98,72</b>
<b>60/1</b>	75,18	12,58	1,67	0,03	0,10	1,76	3,46	4,24	0,14	0,05	0,25	<b>99,43</b>
<b>60/3</b>	67,90	15,57	3,76	0,09	1,37	4,11	3,92	1,72	0,28	0,05	0,36	<b>98,93</b>
<b>63</b>	69,01	16,44	1,67	0,02	0,42	3,08	4,96	2,00	0,10	0,05	1,12	<b>98,82</b>
<b>82RM*</b>	71,95	15,45	1,43	0,02	0,56	1,54	4,85	3,56	0,07	0,03	0,39	<b>99,83</b>
<b>221</b>	71,06	14,15	2,95	0,04	0,77	2,66	4,35	2,51	0,26	0,10	0,39	<b>99,35</b>
<b>83SRM*</b>	65,5	16,85	4,40		1,85	3,65	3,3	2,6	0,35	0,20	0,85	<b>99,85</b>
<b>Y28/1</b>	70,57	15,55	3,05	0,08	0,64	3,33	4,62	1,82	0,19	0,09	0,45	<b>100,14</b>
<b>166</b>	70,72	15,07	3,59	0,09	0,92	2,15	4,34	3,53	0,33	0,15	0,11	<b>101,20</b>
Enclaves												
<b>67</b>	59,37	14,30	7,73	0,12	2,74	6,46	3,46	1,14	0,54	0,05	0,46	<b>96,06</b>
<b>207/1</b>	53,52	16,42	9,87	0,16	4,74	6,95	3,62	1,32	0,71	0,29	2,79	<b>100,77</b>
<b>200/1</b>	52,00	17,18	9,25	0,15	4,83	7,63	3,00	1,09	0,72	0,25	4,14	<b>100,78</b>

*analyses chimiques brutes des granites Chegga et enclaves de Bled M'Dena étudiés*

Analyse	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
granites											
<b>9</b>	74,96	0,10	14,26	0,70	1,09	0,04	0,11	2,99	4,09	1,60	0,05
<b>60</b>	73,28	0,16	14,61	0,95	1,46	0,04	0,10	3,31	3,79	2,25	0,05
<b>60/1</b>	75,85	0,14	12,69	0,71	0,88	0,03	0,10	1,78	3,49	4,28	0,05
<b>60/3</b>	68,91	0,28	15,80	1,36	2,21	0,09	1,39	4,17	3,98	1,75	0,05
<b>63</b>	70,67	0,10	16,84	0,67	0,93	0,02	0,43	3,15	5,08	2,05	0,05
<b>82RM*</b>	72,40	0,07	15,55	0,63	0,73	0,02	0,56	1,55	4,88	3,58	0,03
<b>221</b>	72,02	0,26	14,34	1,18	1,63	0,04	0,78	2,70	4,41	2,54	0,10
<b>166</b>	70,24	0,33	14,97	1,50	1,86	0,09	0,91	2,14	4,31	3,51	0,15
<b>83SRM*</b>	66,55	0,36	17,12	1,61	2,58	0,00	1,88	3,71	3,35	2,64	0,20
enclaves											
<b>67</b>	62,25	0,57	14,99	2,56	4,99	0,13	2,87	6,77	3,63	1,20	0,05
<b>207/1</b>	55,22	0,73	16,94	3,22	6,27	0,17	4,89	7,17	3,73	1,36	0,30
<b>200/1</b>	54,48	0,75	18,00	2,82	6,18	0,16	5,06	7,99	3,14	1,14	0,26

*Analyses chimiques des granites et enclaves Chegga du secteur de Bled M'Dena ramenés à 100% anhydres*

Ech.	9	60	60/1	60/3	63	82RM	221	166	83SRM	Y28/1	67	207/1	200/1
<b>SiO<sub>2</sub></b>	74,96	73,28	75,85	68,91	70,67	72,40	72,02	70,24	66,55	70,75	62,25	55,22	54,48
<b>A/CNK</b>	1,03	1,00	0,93	0,99	1,03	1,06	0,96	1,01	1,13	0,99	0,77	0,82	0,86
<b>A/NK</b>	1,68	1,69	1,22	1,87	1,59	1,31	1,43	1,37	2,04	1,62	2,06	2,22	2,81

- une évolution linéaire avec une corrélation négative pour  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  et  $MnO$  par rapport à  $SiO_2$ , qui traduit une cristallisation fractionnée; elle est moins nette pour  $Al_2O_3$  et  $P_2O_5$  (fig. 3.12) ;

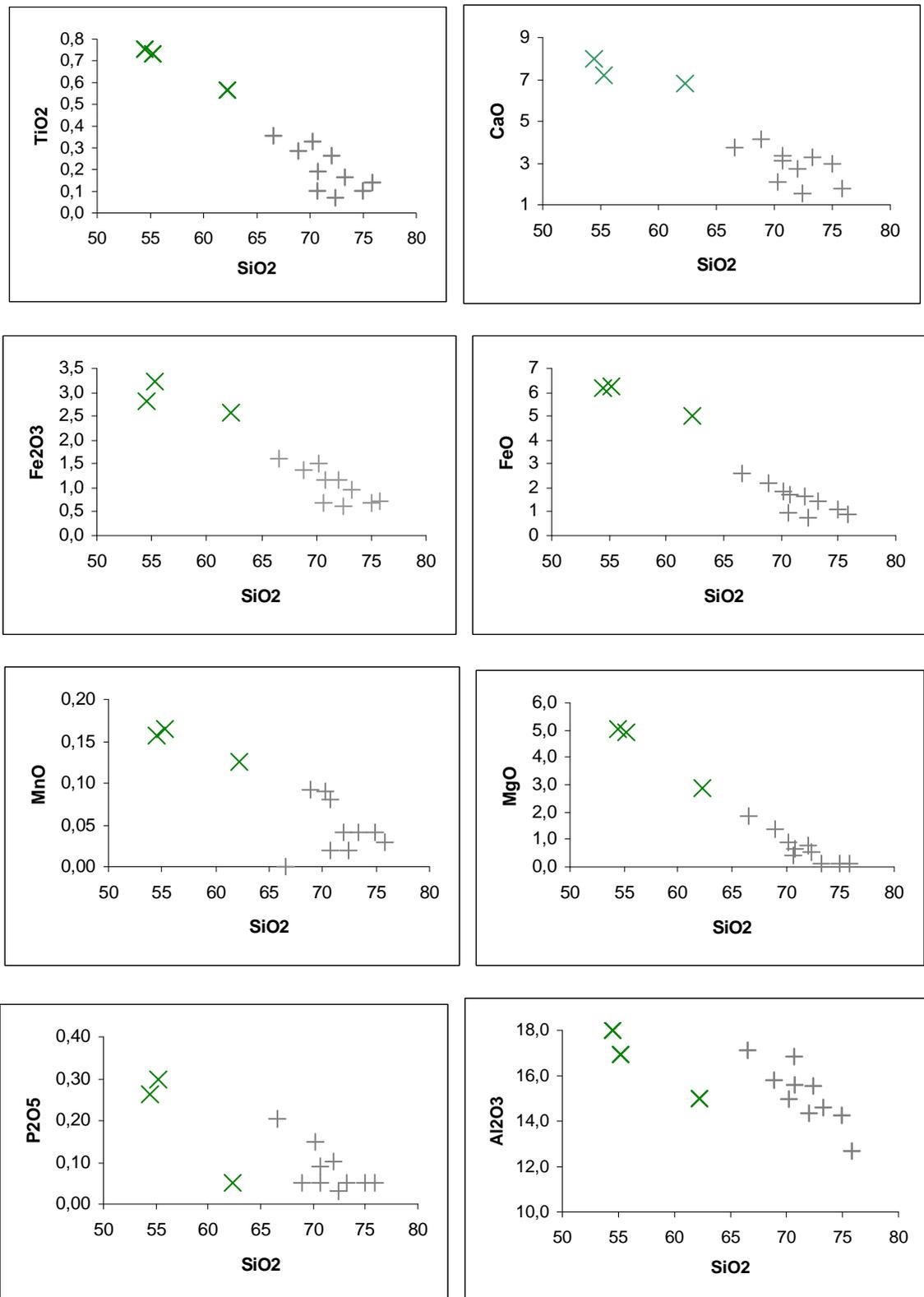


fig. 3.12 : évolution des oxydes en fonction de la silice des granites et enclaves Chegga

X enclaves  
+ granites

- Ils se projettent dans les champs des tonalites, granodiorites et monzogranites; tandis que les enclaves se projettent dans les champs entre diorites et gabbros (fig. 3.13 a, b) et tonalites (fig. 3.13 c) ;

Fig.3.13 a : diagramme Q' - ANOR  
de Streckeisen et Le Maître (1979)

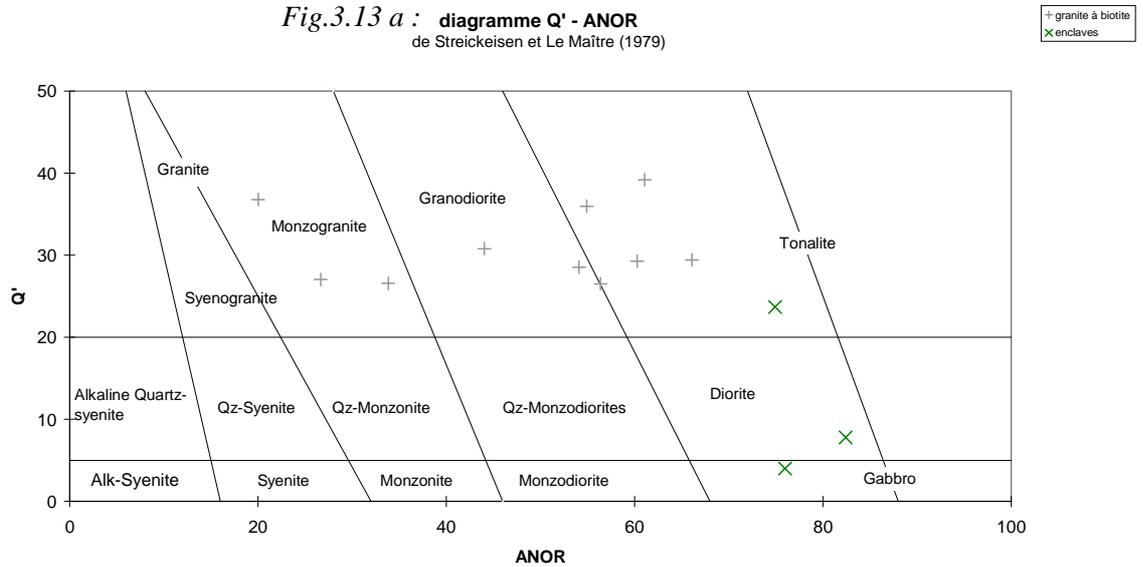


fig.3.13 b

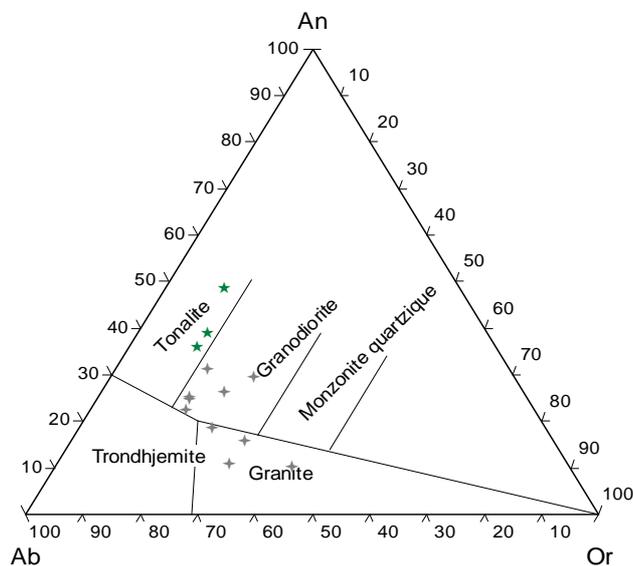
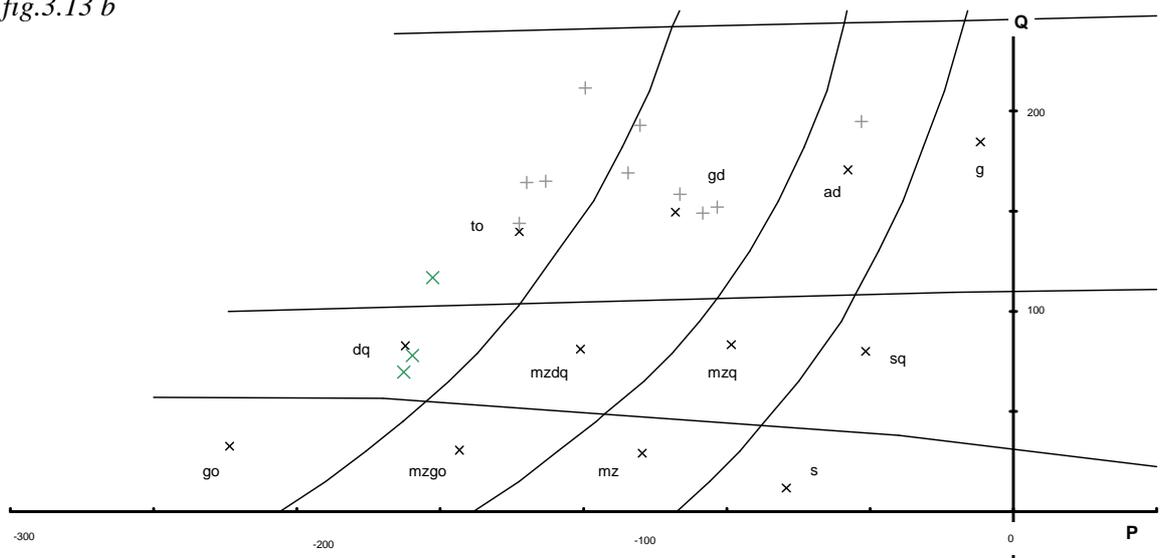


fig. 3.13 c : projection des granitoïdes Chegga sur le diagramme An-Ab-Or des compositions normatives d'O'Connor (1965)

- les granites de Bled M'Dena sont métalumineux et l'association magmatique ferrifère à tendance magnésienne (fig. 3.14) ;

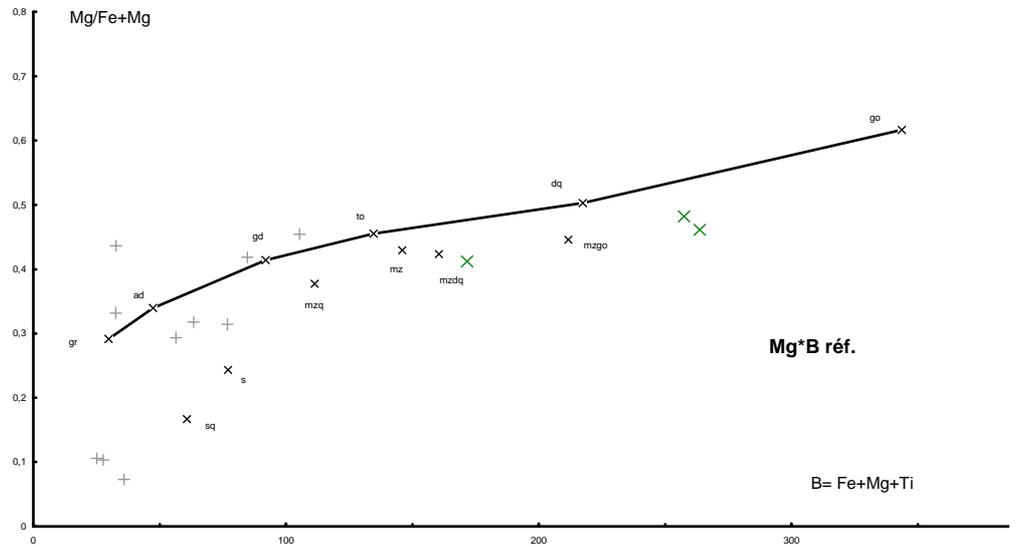


fig. 3.14 : diagramme  $Mg/(Fe+Mg)$  vs  $B=Fe+Mg+Ti$  montrant une association ferrifère à tendance magnésienne

- La projection dans le domaine des roches subcalcalines (fig. 3.15 a) et montrée par l'allure calco-alcaline à subcalcaline sodique que dessine les roches sur le diagramme R1-R2 (fig. 3.15 b) ; a noter que les échantillons projetés s'éloignent du trend de la série calco-alcaline et se rapproche de la série trondjhémitique (fig. 3.15 c et d)

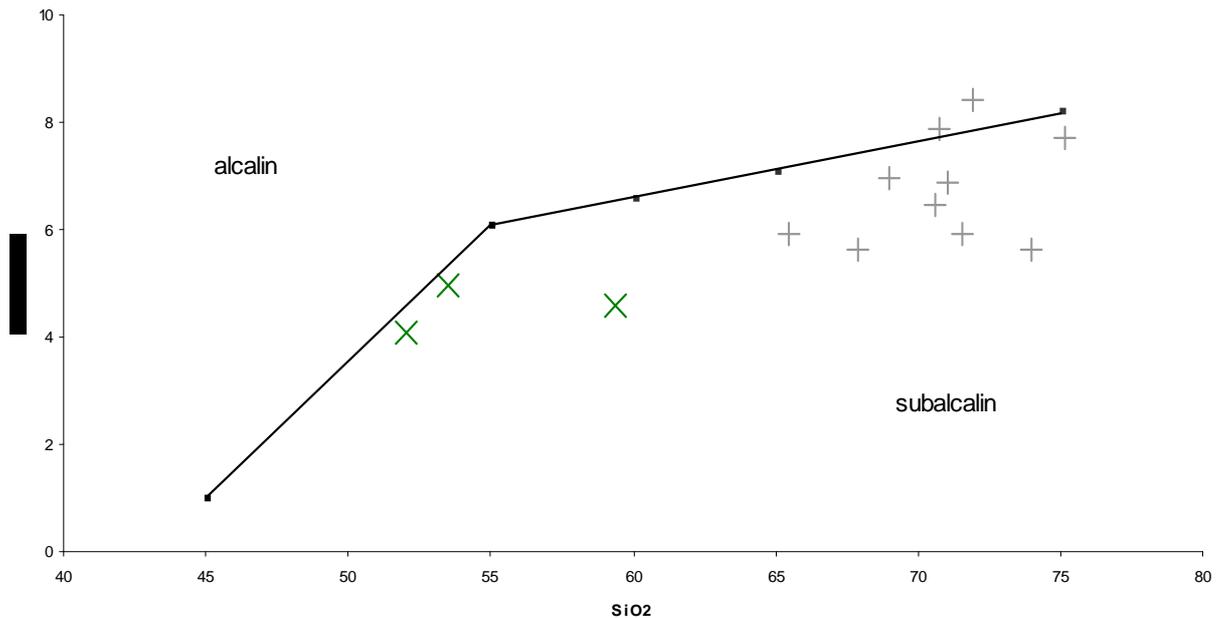


fig. 3.15 a : projection des enclaves et granites Chegga sur le diagramme  $(K_2O + Na_2O)$  vs  $SiO_2$

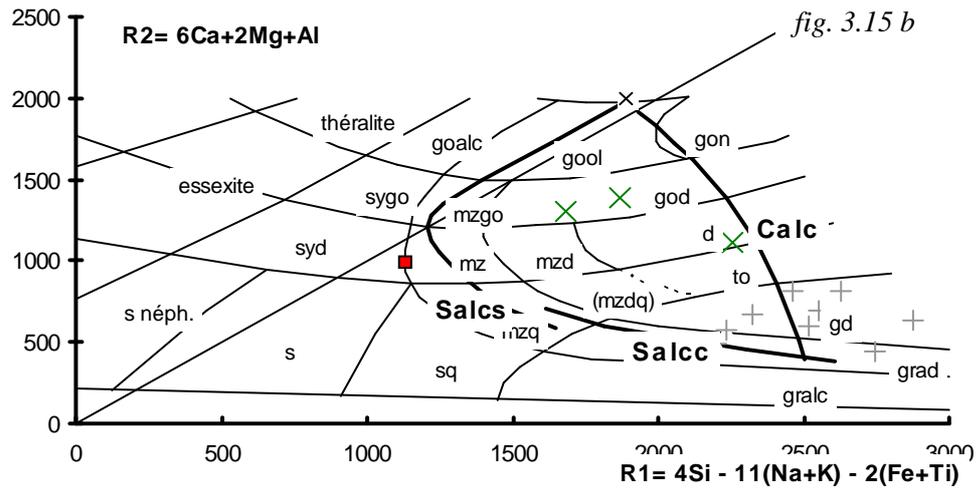


fig. 3.15 b

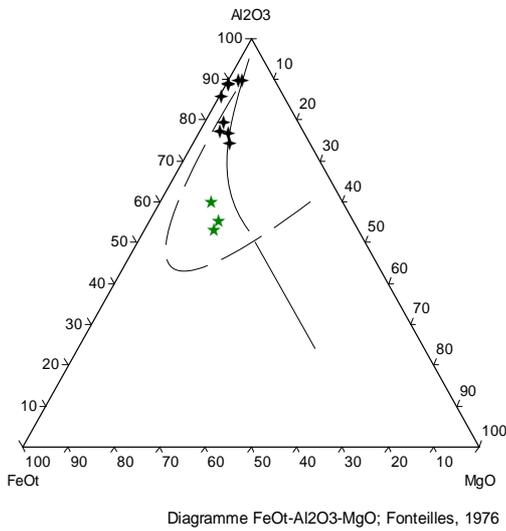


fig. 3.15 c : projection des granitoïdes Chegga sur le diagramme de Fonteilles (1976)

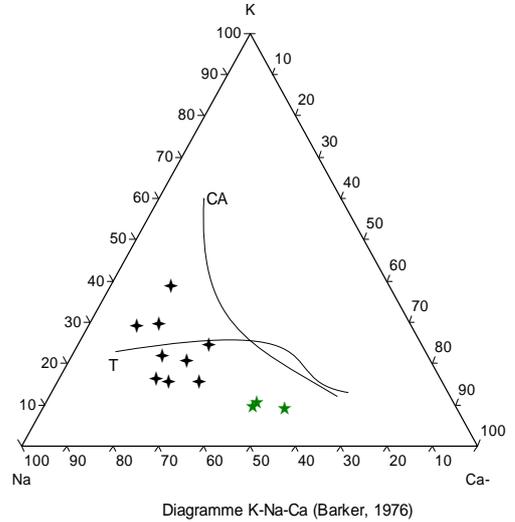


fig. 3.15 d : projection des granitoïdes Chegga sur le diagramme de Barker (1976)

- Le diagramme A - B des minéraux caractéristiques montre une association de type cafémiq à aluminocafémiq avec légère tendance peralumineuse (fig. 3.16);

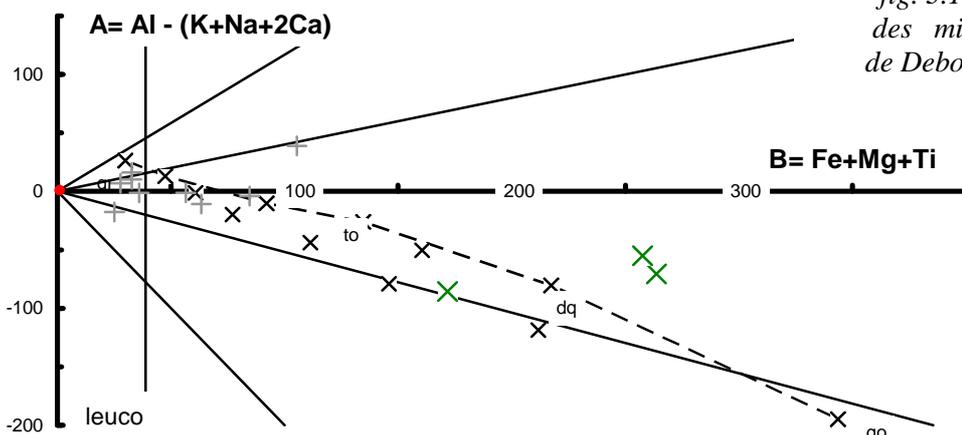


fig. 3.16 : diagramme "A-B" des minéraux caractéristiques de Debon et Le Fort (1983)

- Les diagrammes A/CNK vs SiO<sub>2</sub> (fig. 17a), A/NK vs A/CNK (fig. 17b) et Na+k/Al vs SiO<sub>2</sub> (fig.3.17c) précisent la tendance métalumineuse à faiblement peralumineuse des granitoïdes Chegga ;
- A préciser que le rapport A/CNK est au voisinage de 1 mais inférieur à 1,1 et l'indice d'agpaïcité IA varie entre 0,36 et 0,77 ;

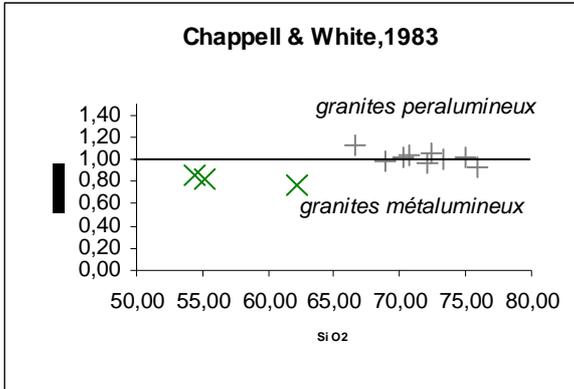


fig. 17 a

fig. 17 b

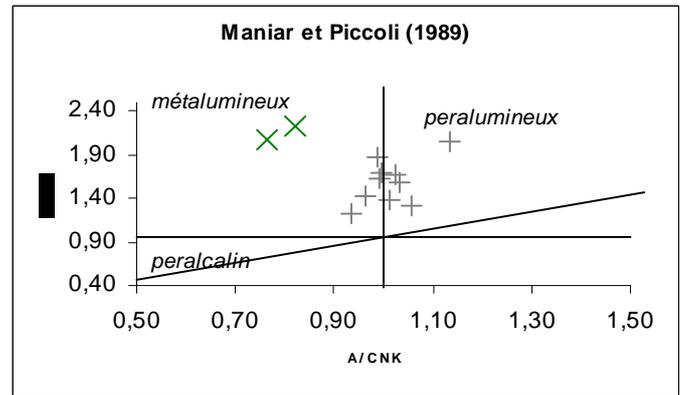
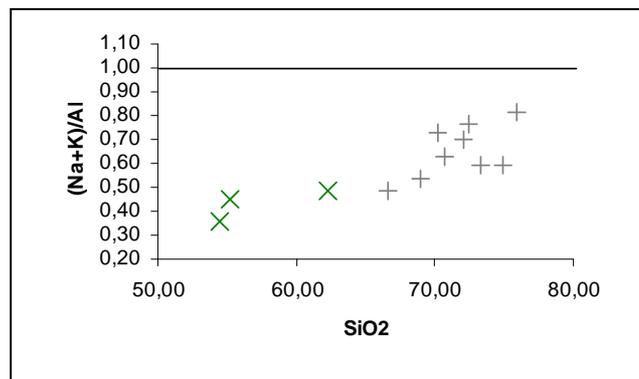


Fig. 17 c



- les granites étudiés Chegga sont de type I ; ils appartiennent au groupe des granites orogéniques syncollisions (IAG-CAG-CCG) ; probablement du type Arc Insulaire en Subduction (IAG) et excluant tout contexte océanique (fig. 3.18 a, b, c, d); ils se seraient formés pendant ou lors d'une subduction, ou suite à une collision continentale ; les enclaves se seraient mises en place lors d'une phase anté-collision (fig. 3.18 e).

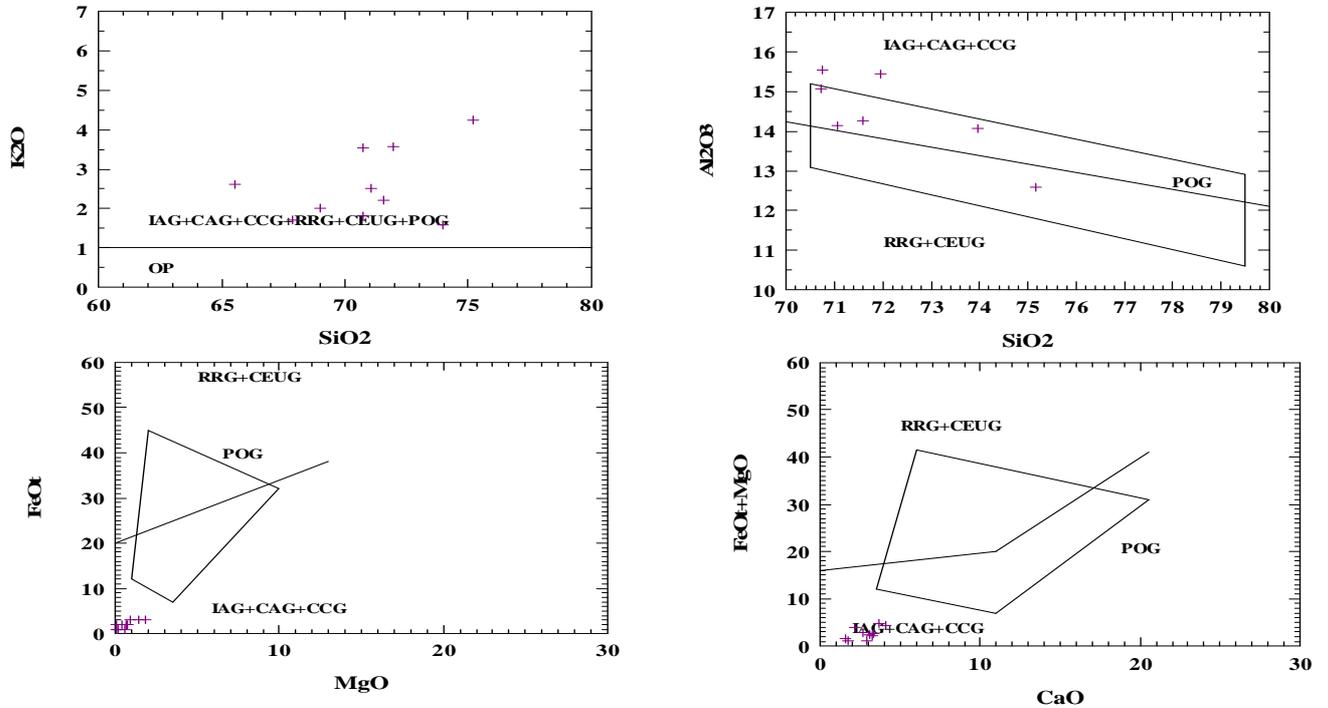


fig. 3.18 : projections des enclaves et granites Chegga sur les diagrammes des sites géotectonique de mise en place de Manniar et Piccoli (1984) : a)  $K_2O$  vs  $SiO_2$  ; b)  $Al_2O_3$  vs  $SiO_2$  ; c)  $FeOt$  vs  $MgO$  et d)  $FeOt+MgO$  vs  $CaO$

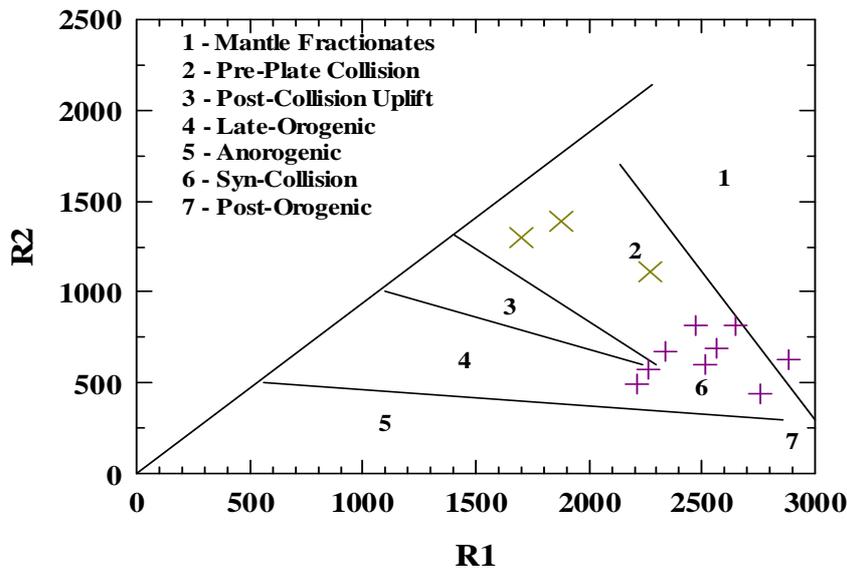


fig. 3.18 e : enclaves et granites Chegga projetés sur le diagramme géotectonique  $R_1 - R_2$  de Batchelor et Bowden (1985)

Il y a lieu de citer que les granites déformés situés près de Chegga et correspondant à des trondjehmites d'affinité calco-alcaline sont datés à  $2090 \pm 12$  Ma (Pb/Pb) (Peucat et al., 2005).

### 2.2.2. **Granitoïdes Aftout- Eglab**

Dans la ZCY-E, le magmatisme Aftout-Eglab est représenté par des granites roses et rouges et des roches basiques à intermédiaires associées, type diorite et gabbro-diorite.

les granites du massif de T'Mennin sont subalcalins à alcalins (Sekkal, 1972).

Une étude récente (Cherifa, 2004) précisa le caractère calco-alcalin de la série et attribua les granitoïdes de ce massif au groupe tardi-orogénique.

En comparaison avec le Centre-Eglab, les roches du magmatisme Aftout-Eglab de la ZCY-E demeurent peu caractérisées ; il nous est difficile de les attribuer à l'une ou l'autre des phases magmatiques proposées (Kahoui, 2002 et Peucat et al., 2005) (voir partie II, § 1.2.).

#### 2.2.2.1. **Gabbro et diorites Aftout-Eglab**

Les affleurements de gabbros et de diorites appelés "roches vertes basiques «  $\theta_2$  » sont représentées par des pointements à proximité ou en bordures des massifs de granites ; les boules écaillées en pelures d'oignon sont typiques.

L'étude pétrographique des échantillons prélevés a montré deux faciès : l'un dioritique, l'autre microgabbroïque parfois quartzitique.

- Les diorites sont grenues, parfois hétérogranulaires à texture massive et composition homogène montrant des lattes de plagioclase (oligoclase-andésine) partiellement saussuritisé et grandes sections losangiques d'hornblende verte souvent corrodée par l'épidote et zoisite ; les sections d'augite sont rares ; l'apatite et le sphène apparaissent accessoirement.
- Les microgabbros sont microgrenus rarement grenus à structure intersertale voir doléritique montrant de grands rectangles de plagioclase enchevêtrés et craquelés. Les vides entre les lattes de plagioclase sont occupés par les pyroxènes (hypersthène et augite) peu altérés. La biotite rougeâtre apparaît en paillettes déchiquetées. Ces ferromagnésiens sont accompagnés de minéraux

opaques ; les cristaux de quartz et feldspath potassique sont rares. Les minéraux secondaires sont chlorite, séricite et oxyde de fer.

L'étude paléomagnétique des diorites et gabbros de cette région, auraient des âges très proches (Sabaté et al., 1975).

Aucune étude moderne n'a été consacrée à ces roches; néanmoins, des roches similaires ont été datées dans l'Est-Eglab autour de 2074 Ma (Peucat et al., 2005).

#### 2.2.2.2. **Granites Aftout –Eglab et roches associées**

Dans la ZCY-E, Le massif de T'menin est le principal témoin. D'autres petits massifs de faible dimension affleurent à Bled M'dena au Nord, près d'Elb el Aïd à l'Est et dans le secteur de Guelb el Atrous (fig. 3.3).

Ils sont représentés par les granitoïdes roses et rouges à structure porphyroïde; Les faciès de bordures sont représentés par des faciès microgrenus et des faciès à enclaves sombres (type gabbros et diorites) ainsi que par des greisens et zones albitisées.

Pétrographiquement, les faciès rencontrés sont représentés par des microgranites, des granites à biotite et granites à biotite–amphibole. Les roches associées correspondent à des diorites quartziques et des granodiorites qui évoluent parfois vers des microgranodiorites porphyriques.

- Les granites à biotite montrent une structure grenue, hétérogranulaire parfois porphyroïde à fond microgrenu; la composition minéralogique montre la dominance de l'orthose plus ou moins altérée sur le microcline mâclé, le plagioclase séricitisé, la biotite chloritisée et rarement l'hornblende en petits prismes. Le quartz est xénomorphe interstitiel avec développement de myrmékite. Les minéraux accessoires sont sphène, zircon, apatite, minéraux opaques et rare tourmaline.
- Les granites à amphibole-biotite, granodiorites et microgranodiorites sont de couleurs plus sombres; les minéraux ferromagnésiens sont représentés par des mouchetures de biotite souvent altérée et des sections losangiques à prismatiques d'hornblende verte.

L'étude géochimique des majeurs permet de faire les lectures suivantes :

- les roches associées sont riches en MgO, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et pauvres en alcalins (2% < Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O < 4%) ; la teneur en alcalins des roches acides est assez forte (7,2% < Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O < 8,9%) ; celle de CaO est faible (CaO < 1,8%) sauf pour quelques échantillons (Tabl. 3);

Ech	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PAF	TOTAL
58	49,89	21,06	5,22	0,07	4,11	12,62	2,18	0,56	0,17	0,05	1,00	96,59
149/1	52,68	15,31	16,65	0,14	6,06	10,13	2,90	1,20	0,79	0,09	1,67	106,90
64/1	52,76	11,16	8,99	0,14	13,71	6,90	2,04	0,16	0,44	0,05	2,56	98,69
141/1	52,8	15,09	12,48	0,18	6,26	8,73	2,25	1,07	1,20	0,15	0,83	101,28
146/1	55,17	14,46	11,33	0,17	5,44	9,08	2,42	1,23	0,99	0,14	0,10	100,78
163/2	53,69	16,46	9,72	0,14	3,75	6,38	4,33	1,99	0,96	0,36	0,92	99,18
126/1	52,95	15,05	9,14	0,14	6,57	10,16	2,48	0,95	0,76	0,10	0,40	98,78
130/3	53,2	16,18	9,10	0,13	6,56	9,58	2,25	0,87	0,67	0,09	0,26	99,07
89	55,13	13,9	12,12	0,15	5,54	9,03	2,40	1,5	0,78	0,07	0,69	100,35
200/4	53,1	17,2	10,13	0,13	4,04	7,31	4,01	1,13	1,04	0,43	1,53	100,48
76/1	56,60	16,39	8,36	0,15	3,59	7,49	3,42	1,58	0,57	0,25	1,85	100,81
27	58,87	15,60	7,37	0,12	2,13	5,31	3,32	4,80	0,72	0,55	1,49	99,97
77	59,77	15,26	7,11	0,11	2,74	5,87	3,46	2,20	0,53	0,05	0,90	97,76
90/1	60,29	16,98	6,16	0,11	2,53	5,06	4,64	2,10	0,72	0,16	1,59	100,04
Y149	60,64	16,06	9,29	0,12	2,99	4,35	5,11	2,5	0,76	0,17	1,69	103,39
Y117	64,62	15,11	6,86	0,09	1,70	3,66	4,48	3,05	0,5	0,13	0,49	100,48
117/1	65,17	14,78	7,61	0,1	1,56	3,57	4,39	3,11	0,49	0,12	0,95	101,61
100	66,22	14,34	4,7	0,06	1,53	3,67	4,10	3,46	0,38	0,10	1,79	100,15
Y142	66,91	13,86	5,59	0,08	1,41	2,47	5,3	3,91	0,53	0,13	0,72	100,73
83/1	67,30	14,85	4,28	0,08	0,89	3,00	4,48	3,76	0,43	0,10	1,91	99,90
09/1	70,06	14,19	3,58	0,08	0,85	3,10	3,80	2,78	0,23	0,06	0,43	99,00
134	70,83	14,00	2,72	0,06	0,52	1,05	4,59	4,33	0,22	0,05	0,50	98,97
213	72,00	12,63	3,31	0,08	0,83	1,79	5,08	2,93	0,32	0,11	1,03	100,15
160/1	72,28	14,48	2,64	0,09	0,79	1,43	4,57	3,48	0,36	0,11	0,10	100,46
130/2	73,27	14,09	2,4	0,05	0,39	0,86	4,29	4,20	0,17	0,06	0,31	100,20
65	73,37	15,70	1,67	0,02	0,42	2,94	3,76	2,54	0,12	0,22	0,47	101,14
160	73,77	13,99	2,3	0,05	0,42	0,65	3,34	5,14	0,26	0,05	0,10	100,19
76	74,24	11,67	2,09	0,05	0,32	2,35	3,52	4,06	0,18	0,25	0,91	99,60
200/3	75,00	14,68	1,65	0,06	0,56	0,69	4,06	4,05	0,09	0,04	0,26	101,16
146	76,51	12,40	2,47	0,08	0,25	0,73	3,95	4,02	0,25	0,07	0,10	100,94

*Analyses chimiques brutes des granitoïdes Aftout-Eglab étudiés de la zone de jointure Yetti-Eglab*

Table 3

Analysis	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
58	52,22	0,18	22,04	1,38	3,67	0,07	4,30	13,21	2,28	0,59	0,05
Y149/1	50,28	0,75	14,61	4,65	10,11	0,13	5,78	9,67	2,77	1,15	0,09
64/1	55,15	0,46	11,67	2,29	6,39	0,15	14,33	7,21	2,13	0,17	0,05
141/1	53,17	1,21	15,20	3,43	8,23	0,18	6,30	8,79	2,27	1,08	0,15
146/1	55,38	0,99	14,52	3,24	7,32	0,17	5,46	9,11	2,43	1,23	0,14
163/2	55,27	0,99	16,94	3,52	5,83	0,14	3,86	6,57	4,46	2,05	0,37
126/1	54,23	0,78	15,41	2,58	6,10	0,14	6,73	10,41	2,54	0,97	0,10
130/3	54,31	0,68	16,52	2,49	6,12	0,13	6,70	9,78	2,30	0,89	0,09
89	57,54	0,39	16,35	1,75	2,78	0,07	2,33	4,23	4,59	1,83	0,16
200/4	54,28	1,06	17,58	3,32	6,33	0,13	4,13	7,47	4,10	1,16	0,44
76/1	57,85	0,58	16,75	2,75	5,21	0,15	3,67	7,66	3,50	1,62	0,26
27	59,86	0,73	15,86	3,06	3,99	0,12	2,17	5,40	3,38	4,88	0,56
77	61,85	0,55	15,79	2,53	4,34	0,11	2,84	6,07	3,58	2,28	0,05
90/1	61,29	0,73	17,26	2,34	3,53	0,11	2,57	5,14	4,72	2,13	0,16
Y149	59,79	0,75	15,83	3,64	4,97	0,12	2,95	4,29	5,04	2,46	0,17
Y117	64,76	0,50	15,14	2,76	3,70	0,09	1,70	3,67	4,49	3,06	0,13
Y117/1	64,88	0,49	14,71	3,04	4,08	0,10	1,55	3,55	4,37	3,10	0,12
100	67,38	0,39	14,59	1,93	2,56	0,06	1,56	3,73	4,17	3,52	0,10
Y142	66,99	0,53	13,88	2,52	2,77	0,08	1,41	2,47	5,31	3,91	0,13
83/1	68,03	0,43	15,01	1,84	2,24	0,08	0,90	3,03	4,53	3,80	0,10
09/1	71,12	0,23	14,40	1,40	2,01	0,08	0,86	3,15	3,86	2,82	0,06
134	72,11	0,22	14,25	1,24	1,38	0,06	0,53	1,07	4,67	4,41	0,05
213	72,81	0,32	12,77	1,42	1,73	0,08	0,84	1,81	5,14	2,96	0,11
160/1	72,22	0,36	14,47	1,13	1,36	0,09	0,79	1,43	4,57	3,48	0,11
130/2	73,53	0,17	14,14	1,06	1,21	0,05	0,39	0,86	4,31	4,21	0,06
65	72,89	0,12	15,60	0,63	0,92	0,02	0,42	2,92	3,74	2,52	0,22
160	73,89	0,26	14,01	1,02	1,16	0,05	0,42	0,65	3,35	5,15	0,05
76	75,29	0,18	11,83	0,89	1,11	0,05	0,32	2,38	3,57	4,12	0,25
200/3	74,41	0,09	14,57	0,71	0,84	0,06	0,56	0,68	4,03	4,02	0,04
146	76,06	0,25	12,33	1,06	1,26	0,08	0,25	0,73	3,93	4,00	0,07

*Analyses chimiques, ramenées à 100% anhydres, des granitoïdes Aftout-Eglab  
de la zone de jointure Yetti-Eglab*

Analysis	77	90/1	Y117	Y117/1	100	Y142	83/1	09/1	134	213	160/1	130/2	65	160	76	200/3	146
A/CNK	0,81	0,89	0,87	0,87	0,84	0,79	0,88	0,95	0,99	0,85	1,04	1,07	1,10	1,14	0,81	1,19	1,02
IA=(Na+K)/A	0,53	0,58	0,71	0,72	0,73	0,93	0,77	0,65	0,87	0,91	0,78	0,82	0,57	0,79	0,87	0,75	0,87

Table 3 (suite)

- la projection sur les diagrammes de nomenclature Q'-ANOR et Q-P montre que les roches basiques et intermédiaires associées se projettent dans les champs des gabbros et diorites ; les roches acides s'étalent entre les granites, granodiorites et faciès monzonitiques (fig. 3.19 a, b) ; l'utilisation de la composition normative révèle la tendance tonalitique des roches basiques et intermédiaires associées ; tandis que les granites se projettent uniquement dans le champ des granites parfois dans le champ des faciès monzonitiques (fig. 3.19 c) ;

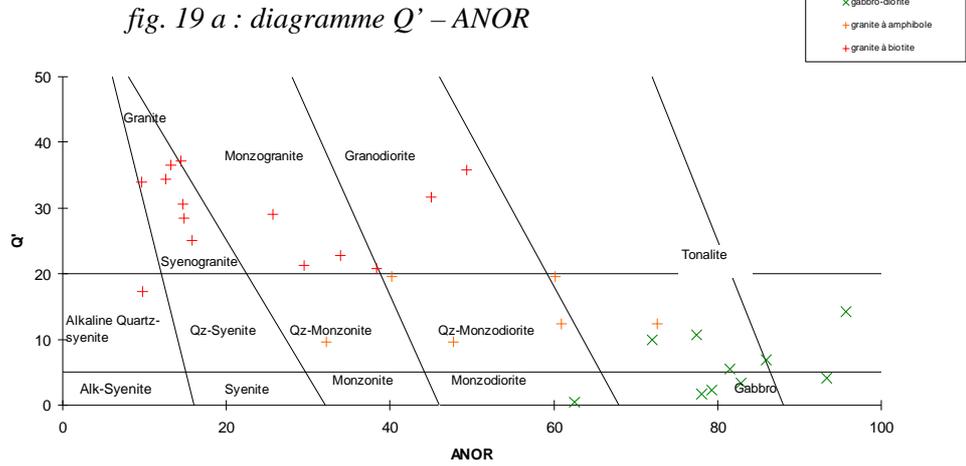


Fig. 3. 19 b

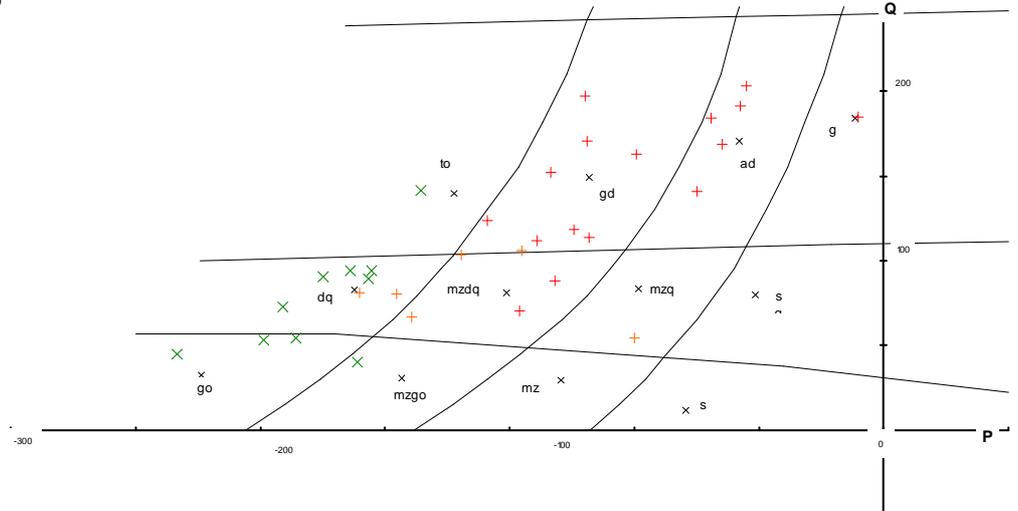


fig. 3. 19 c

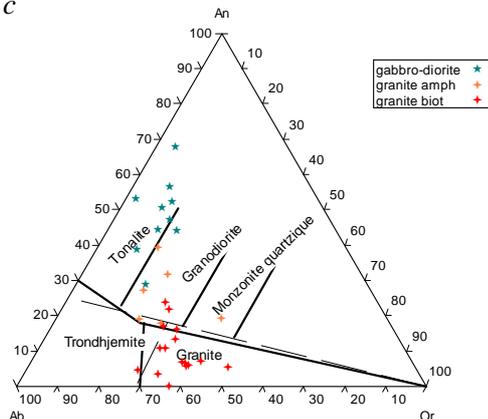


fig. 3. 19 : projection des granitoïdes Aftout-Eglab sur les diagrammes de nomenclatures : a ) Q' - ANOR de Streickeisen et Le Maitre (1979) et b ) « QP » de De La Roche (1964) modifié par Debon et Lefort (1983).

fig. 3. 19 c : diagramme des roches granitiques An-Ab-Or basé sur la composition normative ; O'Connor, 1965 modifié par Barker, 1979)

- les diagrammes oxydes-silice montrent une évolution de type magmatique avec deux « groupes » : l'un, pour les gabbro-diorites associés ; l'autre, pour les granites ;

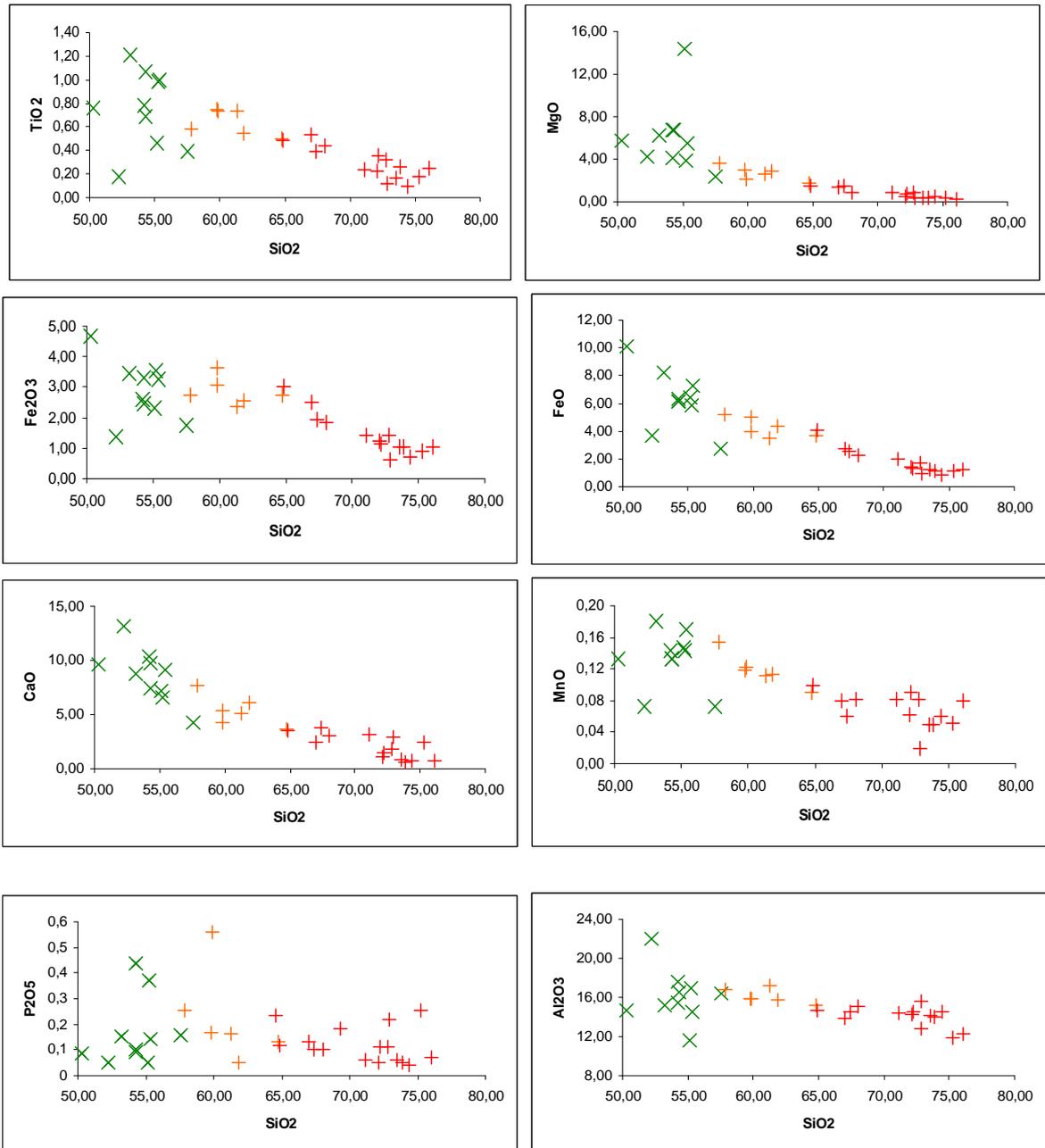
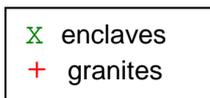
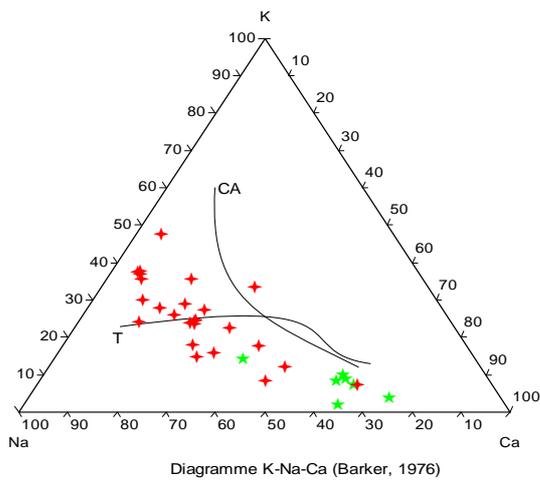
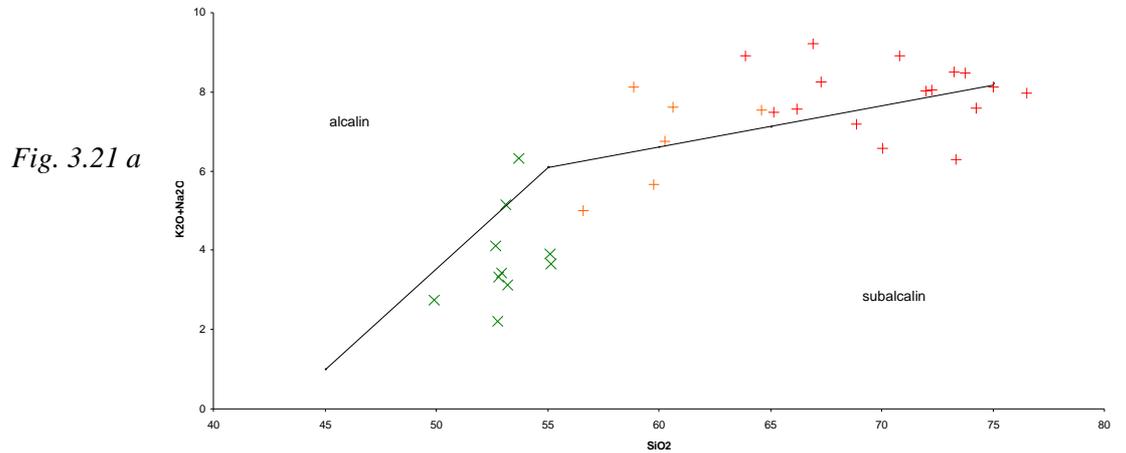


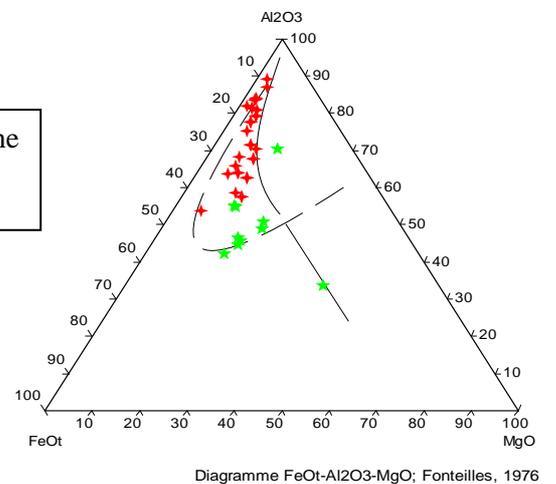
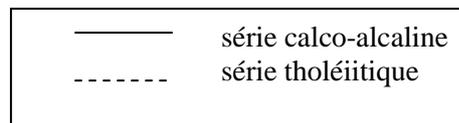
fig. 3.20 : diagrammes d'évolution oxydes – silice (Harker, 1909)



- Les roches sont projetées dans le domaine subalcalin à affinité alcaline; celles du massif de T'Menin sont nettement dans le domaine alcalin (*fig. 3.21 a*) ;
- Les projections sur les diagrammes triangulaires K–Na–Ca de Barker (1976) (*fig. 3.21 b*) et FeOt–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO de Fonteilles (1976) (*fig. 3.21 c*) montrent que les roches Aftout-Eglab étudiées se rapprochent du trend calco-alcalin ; tandis que les diorites et gabbros présentent une affinité tholeiitique. Exceptionnellement, un échantillon de gabbro-diorite se projette dans le domaine des roches fortement magnésiennes ;



*fig. 3. 21 c*



- les granitoïdes Aftout-Eglab sont métalumineux à faiblement peralumineux ; l'indice d'appaïcité (IA) (0,8 - 1,1) renseigne sur le caractère transitionnel calco-alcalin - alcalin du magma;

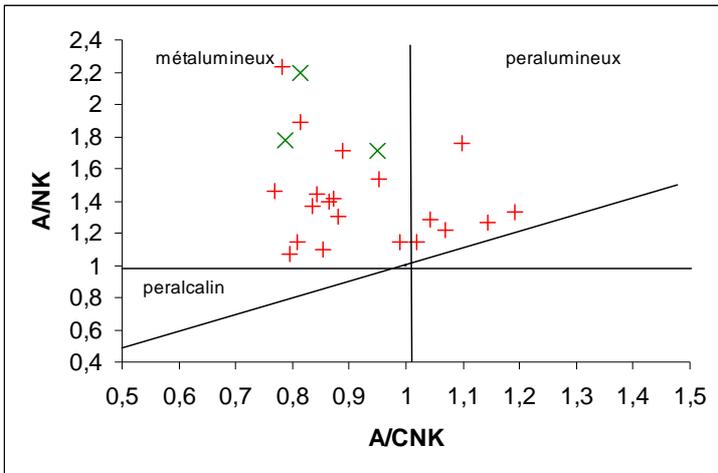
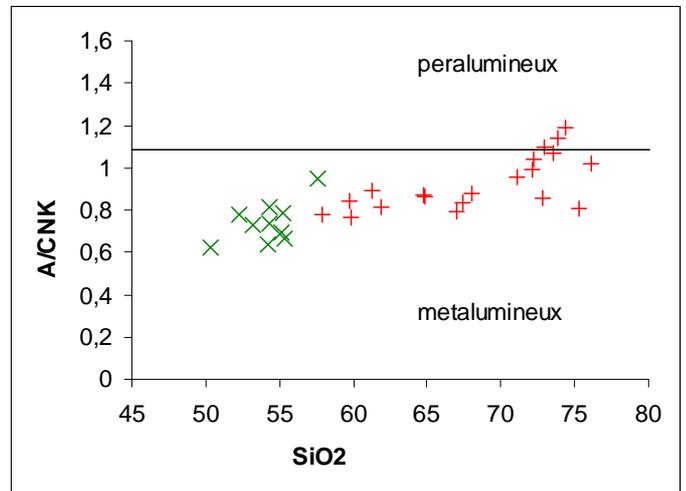


fig. 3.22 a : diagramme A/NK vs A/CNK de Manniar et Piccoli (1989)

fig. 3.22 b : diagramme A/CNK vs SiO<sub>2</sub> (molaire) de Chappel and White (1983)



- Ils montrent un caractère orogénique et appartiennent au groupe des granites type IAG - CAG - CCG (fig. 3.23 a); avec mise en place dans un contexte syn à post-collision (fig.3.23 b).

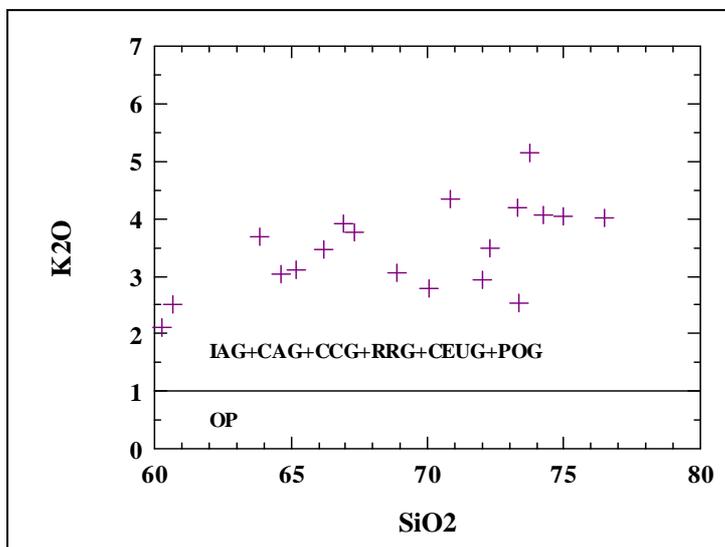


fig.3.23 a : projection des granites Aftout-Eglab sur le diagramme K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> de Manniar et Piccoli (1984)

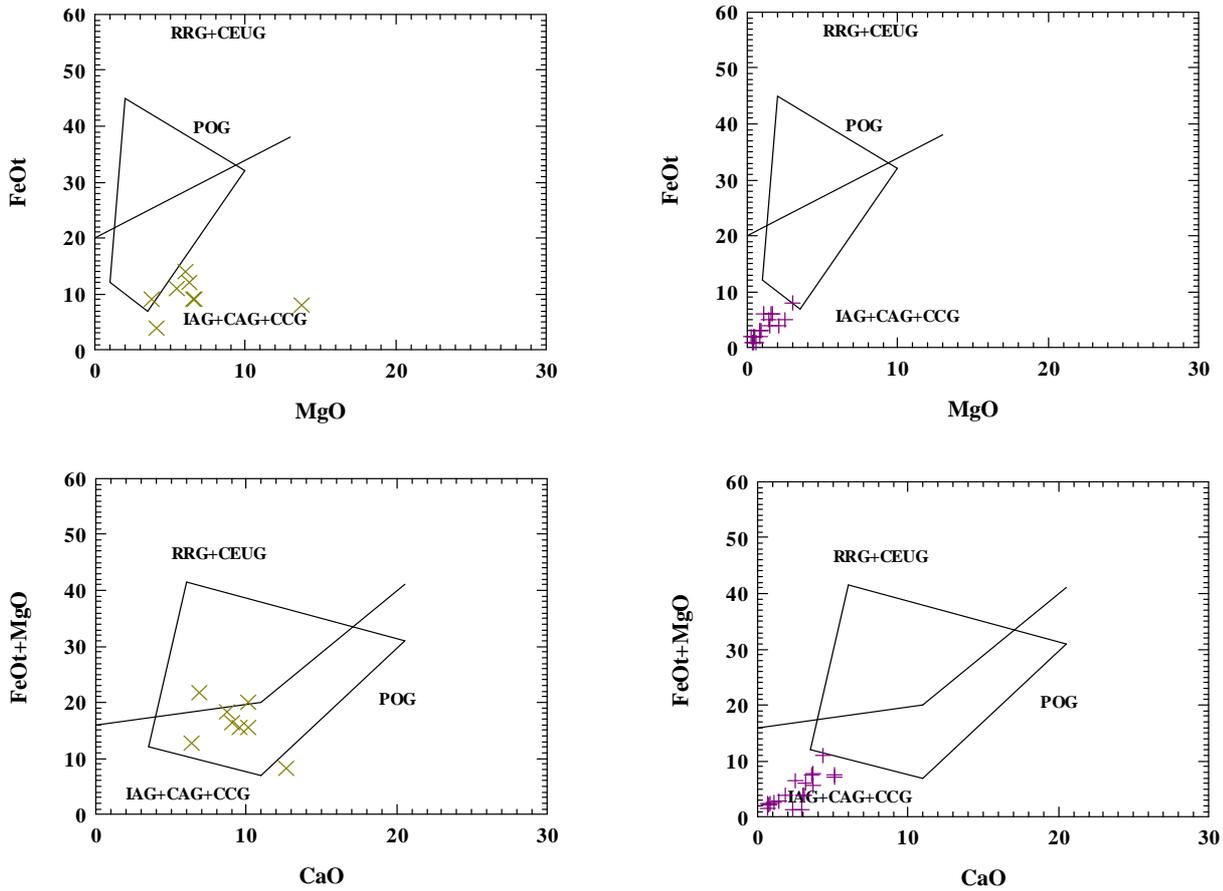


fig.3.23 b : projection des granitoïdes Aftout-Eglab sur les diagrammes géotectoniques des sites de mise en place de Manniar et Picolli (1984)

Certains granites de la ZCY-E sont à la limite des post-orogéniques ; le caractère anorogénique est absent (diagramme R1-R2, Batchlor et Bowden,1985) (fig.3.23 c).

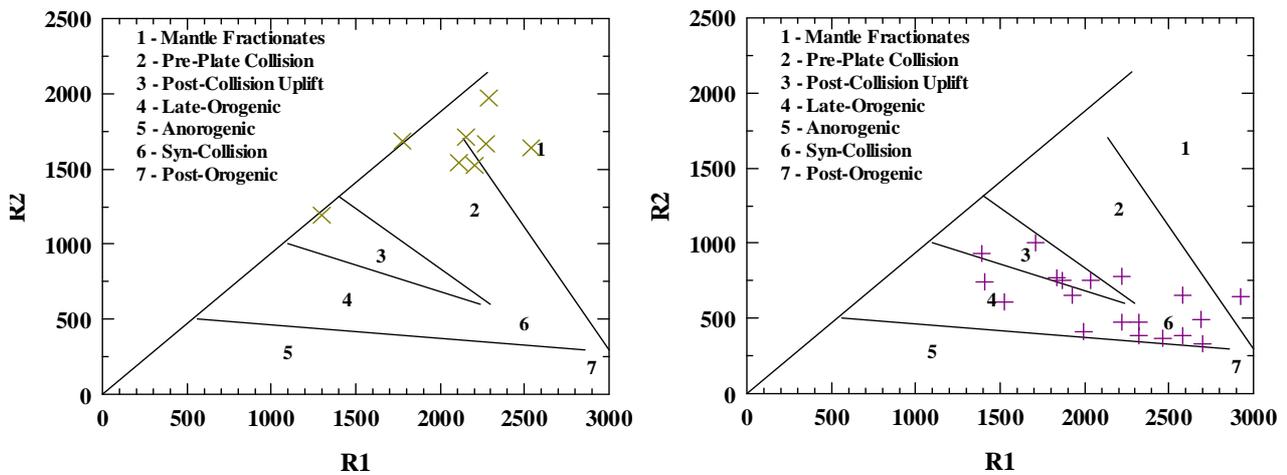


fig.3.23 c : projection des granitoïdes Aftout-Eglab sur le diagramme géotectonique de Batchlor et Bowden (1985)

Les disparités observées sur les différents diagrammes laissent supposées que certaines intrusions basiques à intermédiaires, cartographiées comme diorites Aftout-Eglab ( 02, de Buffière et al., 1965) ne le seraient pas.

Cet épisode ultime de type post-orogénique s'est déroulé dans un intervalle de 10 Ma compris entre  $2074 \pm 3$  Ma et  $2065 \pm 2$  Ma (Peucat et al., 2005). Il marque un régime extensif E-W vers la fin de l'orogénèse éburnéenne.

### 2.2.3. **Volcanites associées à la série Akilet Deilel**

Afin de mieux caractériser la série akilet Deilel, les volcanites associées ont fait l'objet d'études pétrographiques et géochimiques (Bellal et al., 2003).

Sur le terrain, les volcanites se présentent sous deux aspects:

- des volcanites interstratifiées, qui se présentent en niveaux irréguliers peu épais (2 dm à 5 m) avec des termes bréchiques ignimbrtiques; elles montrent des faciès basiques à intermédiaires (andésite basaltique et basalte) et rarement acides (dacite et rhyolite);
- des volcanites tardives elles sont reconnues vers le haut de la série ; elles sont représentées essentiellement par une importante couverture ignimbrtique et des épanchements de rhyolites porphyres et tufs rhyolitiques. Ces volcanites tardives sont peu différenciables des volcanites acides Aftout-Eglab; cartographiquement, la limite est difficile à établir.

L'étude pétrographique montre des faciès allant des basaltes aux rhyolites. Ils sont généralement peu altérés (localement propylitisés) avec apparition de minéraux secondaires (épidote, séricite, chlorite, carbonate, hydroxyde de fer) et des opaques. Plusieurs faciès sont observés :

- des basaltes porphyriques à phénocristaux automorphes de plagioclase plus ou moins altérés et reliques de pyroxène baignant dans une pâte à microlites de plagioclase. Des basaltes à olivine et des basaltes doléritiques sont également observés ;
- des andésites et andésites basaltiques porphyriques sont plus répandues; l'observation montre des phénocristaux automorphes de plagioclase souvent saussuritisé et d'hornblende verte altérée, accompagnés parfois de pyroxène ouralitisé ou transformé en amphibole; la pâte est microlitique à feldspath, quartz microcristallin et chlorite micro-écailleuse ;
- Des trachyandésites sont également observées, à phénocristaux de plagioclase, orthose et orthopyroxène ;

- des rhyolites porphyriques à phénocristaux brisés de feldspath parfois altérés et quartz baignant dans une pâte volcanique partiellement dévitrifié envahi par des oxydes de fer.

COMP.	SiO2	Al2O3	Fe2O3t	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	total
23	64,50	15,09	5,26	0,08	1,59	4,13	3,94	2,48	0,31	0,25	1,94	99,57
50	54,96	14,66	8,89	0,15	6,01	7,05	2,96	1,22	0,55	0,17	1,35	97,97
86	53,61	10,97	9,51	0,13	9,86	7,12	4,18	2,80	0,40	0,12	2,07	100,77
86/2	66,26	14,73	5,13	0,07	1,53	3,89	4,24	3,30	0,45	0,07	0,72	100,39
86/4	52,87	10,20	9,61	0,15	13,03	8,29	2,36	0,42	0,40	0,07	2,66	100,06
95/2	65,88	14,34	4,61	0,07	1,58	3,45	4,50	3,34	0,40	0,10	1,94	100,21
214/2	54,00	13,10	10,62	0,16	11,00	7,87	2,65	1,19	0,57	0,21	0,17	101,54
154	62,79	15,66	4,63	0,07	2,23	4,05	4,4	1,75	0,37	0,15	2,02	98,12
ac32*	67,85	14,05	3,78	0,02	2,03	2,38	5,30	3,10	0,28	0,16	0,84	99,79
ac33*	66,80	15,30	4,36	0,02	1,60	2,73	5,12	2,95	0,27	0,17	0,52	99,77
ac34*	76,65	11,90	1,35	0,02	0,47	0,17	4,09	5,05	0,07	0,03	0,1	99,9
ac35*	58,45	17,05	7,31	0,08	3,85	4,65	3,50	2,80	0,50	0,24	1,39	99,64
ac36*	63,85	16,20	5,26	0,04	1,65	3,85	4,80	2,95	0,40	0,23	0,62	99,18
ac37*	60,30	18,45	5,72	0,02	1,70	5,55	4,30	1,90	0,42	0,37	0,97	99,82
ac38*	56,60	20,18	6,62	0,65	2,88	6,42	3,60	1,18	0,47	0,37	1,42	99,68
ac39*	67,45	15,73	4,21	0,03	0,52	2,55	4,05	4,33	0,26	0,30	0,54	100,02
ac40*	66,80	16,32	3,63	0,02	1,25	2,53	4,42	3,85	0,37	0,23	0,52	99,97
ac41*	71,10	15,80	1,95	0,02	0,59	1,17	3,88	4,69	0,18	0,06	0,37	99,90
ac50*	75,05	13,78	1,66	0,02	0,18	0,58	4,30	3,95	0,12	0,03	0,3	99,96

*Analyses chimiques brutes des volcanites associées à la série Akilet Deilel*

Analysis	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
86/4	54,68	0,41	10,55	2,57	6,63	0,16	13,48	8,57	2,44	0,43	0,07
86	54,65	0,41	11,18	3,58	5,50	0,13	10,05	7,26	4,26	2,85	0,12
214/2	53,67	0,57	13,02	3,04	6,76	0,16	10,93	7,82	2,63	1,18	0,21
50	57,20	0,57	15,26	2,79	5,91	0,16	6,25	7,34	3,08	1,27	0,18
ac38*	57,45	0,48	20,48	2,13	4,13	0,66	2,92	6,52	3,65	1,20	0,38
ac35*	59,67	0,51	17,40	2,68	4,30	0,08	3,93	4,75	3,57	2,86	0,24
ac37*	61,30	0,43	18,76	2,09	3,35	0,02	1,73	5,64	4,37	1,93	0,38
ac36*	64,55	0,40	16,38	2,16	2,84	0,04	1,67	3,89	4,85	2,98	0,23
154	65,54	0,39	16,35	1,75	2,78	0,07	2,33	4,23	4,59	1,83	0,16
23	66,29	0,32	15,51	2,01	3,06	0,08	1,63	4,24	4,05	2,55	0,26
95/2	67,23	0,41	14,63	1,93	2,49	0,07	1,61	3,52	4,59	3,41	0,10
86/2	66,68	0,45	14,82	2,09	2,77	0,07	1,54	3,91	4,27	3,32	0,07
ac33*	67,43	0,27	15,44	1,84	2,30	0,02	1,62	2,76	5,17	2,98	0,17
ac40*	67,33	0,37	16,45	1,55	1,90	0,02	1,26	2,55	4,46	3,88	0,23
ac39*	68,00	0,26	15,86	1,82	2,18	0,03	0,52	2,57	4,08	4,37	0,30
ac32*	68,72	0,28	14,23	1,64	1,97	0,02	2,06	2,41	5,37	3,14	0,16
ac41*	71,58	0,18	15,91	0,86	0,99	0,02	0,59	1,18	3,91	4,72	0,06
ac50*	75,37	0,12	13,84	0,73	0,84	0,02	0,18	0,58	4,32	3,97	0,03
ac34*	76,86	0,07	11,93	0,63	0,65	0,02	0,47	0,17	4,10	5,06	0,03

\* échantillons de Sabaté (1978)

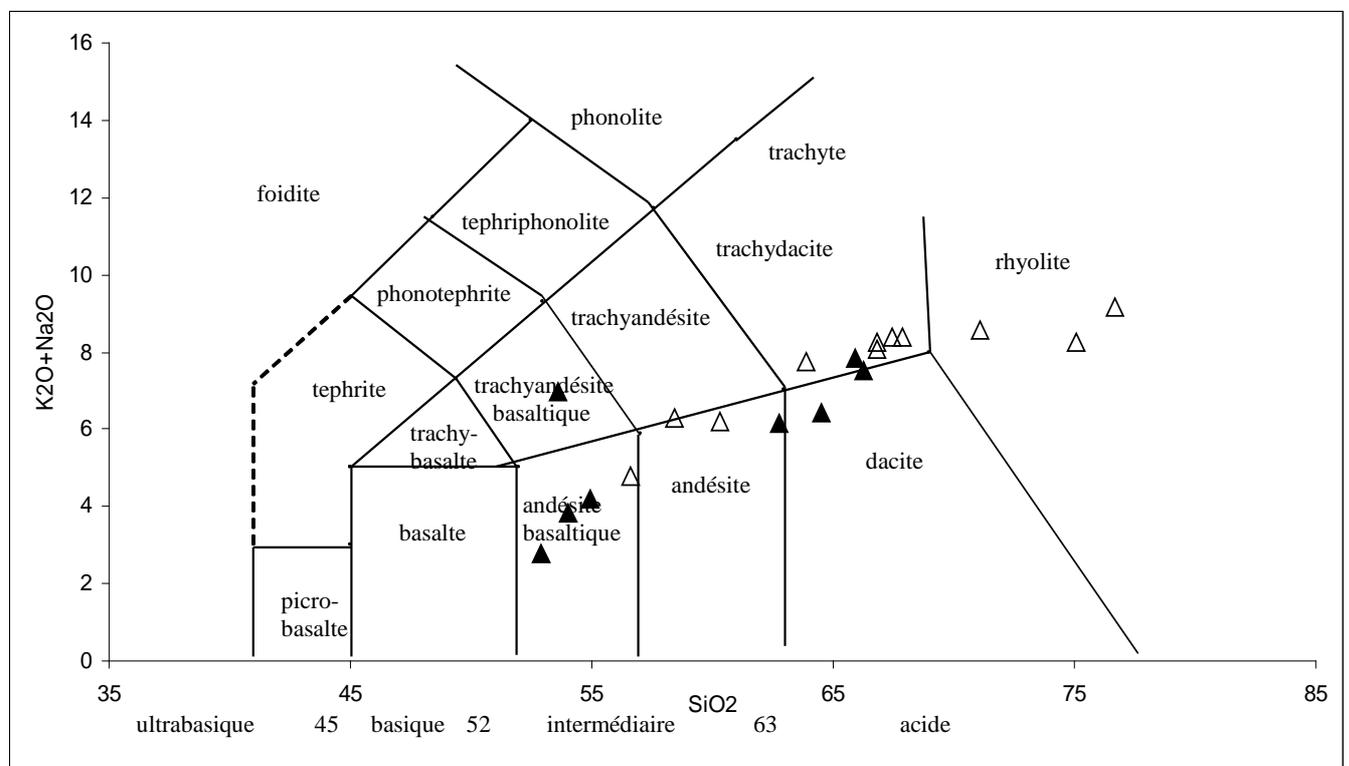
Table 4

*Résultats d'analyses ramenée des majeurs ramenées à 100% anhydres*

L'étude géochimique des majeurs concerne les résultats d'analyses des échantillons que nous avons prélevés et résultats d'analyses publiées par Sabaté (1978).

- Il y a lieu de retenir la teneur en CaO anormalement élevées pour les faciès basiques (CaO = 7,05 à 8,29%) et la somme des alcalins (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) varie entre 2.78 % et 9.14 % (tabl. 4);
- La lecture des projections sur le diagramme de nomenclature (Le Maître, 1989) nous a permis de retenir les échantillons montrant une bonne concordance avec la pétrographie (fig. 3.24);

fig. 3.24 : diagramme (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O) f(SiO<sub>2</sub>) de Le Maître et al., (1989)



- Les diagrammes oxydes-silice montrent une corrélation négative de type magmatique pour fer, titane, magnésium, aluminium et calcium ; une large dispersion des points pour le potassium (fig. 3.25);

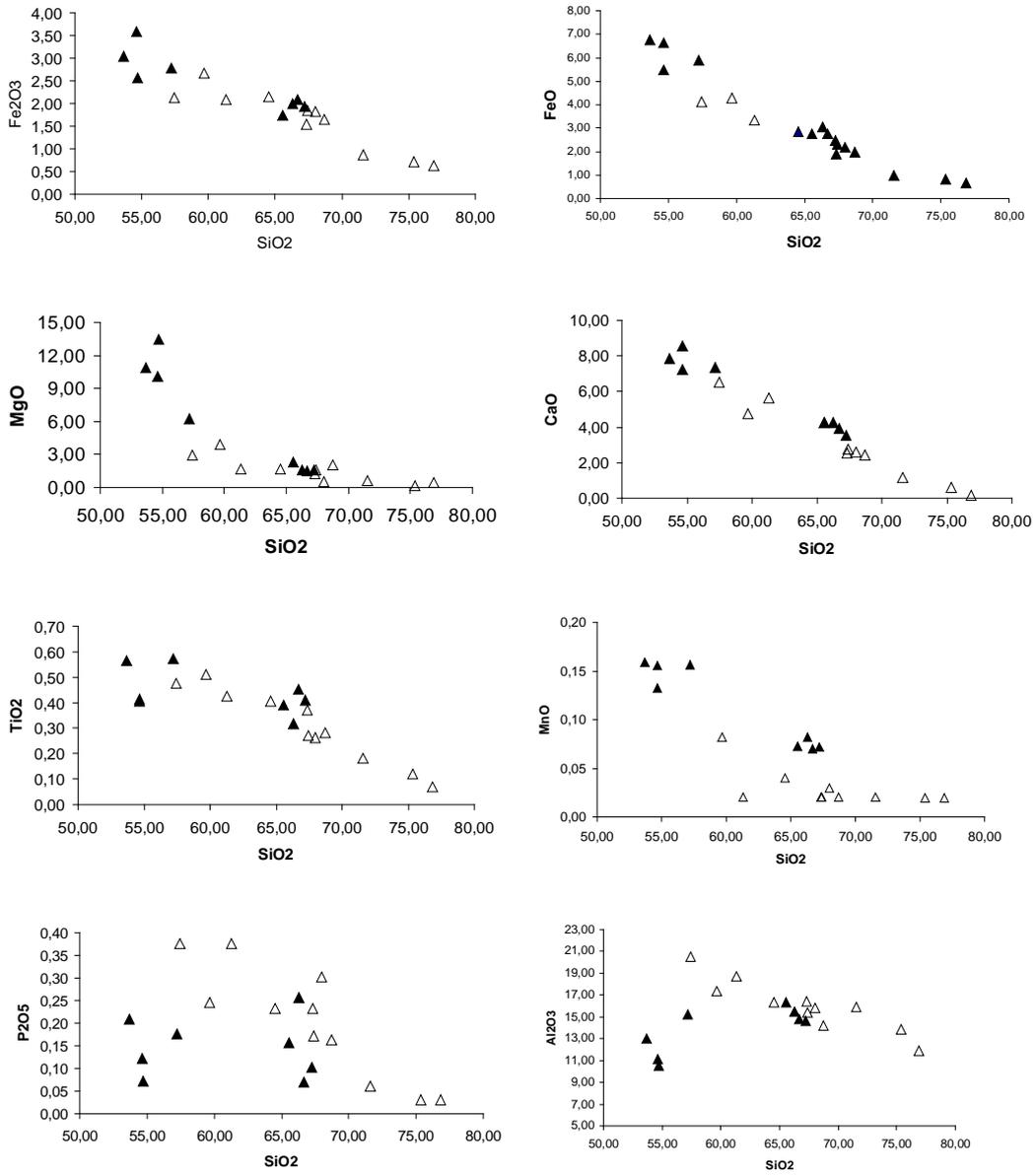


fig. 3.25 : diagrammes d'évolution oxydes – silice (Harker, 1909) des volcanites associées à la série Akilet Deilel

- Le caractère calco-alcalin des volcanites indiqué par la projection sur le diagramme de Jensen (1976) (fig. 3.26 a) et diagramme de Myashiro (1973) (FeOt vs FeOt / MgO) (fig. 3.26 b) est nettement précisé (calco-alcalin moyennement à fortement potassique) par le diagramme de Maury (1993) (fig. 3.26 c);

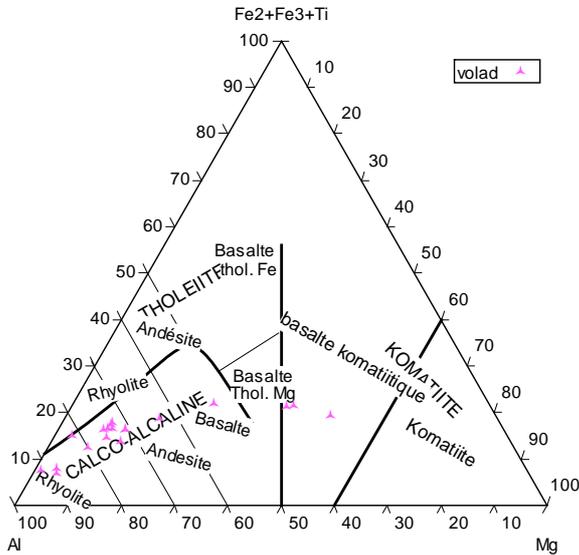


fig. 3.26 a : Diagramme triangulaire Al-Mg-(Fe<sub>2</sub>+Fe<sub>3</sub>+Ti), (Jensen, 1976)

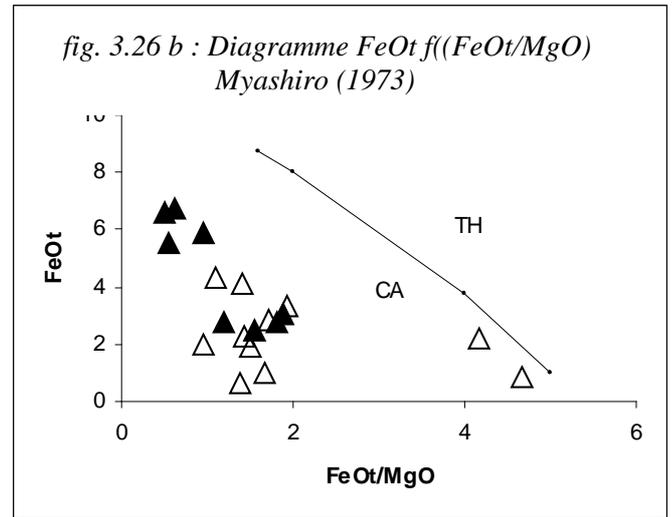


fig. 3.26 b : Diagramme FeOt f(FeOt/MgO) Myashiro (1973)

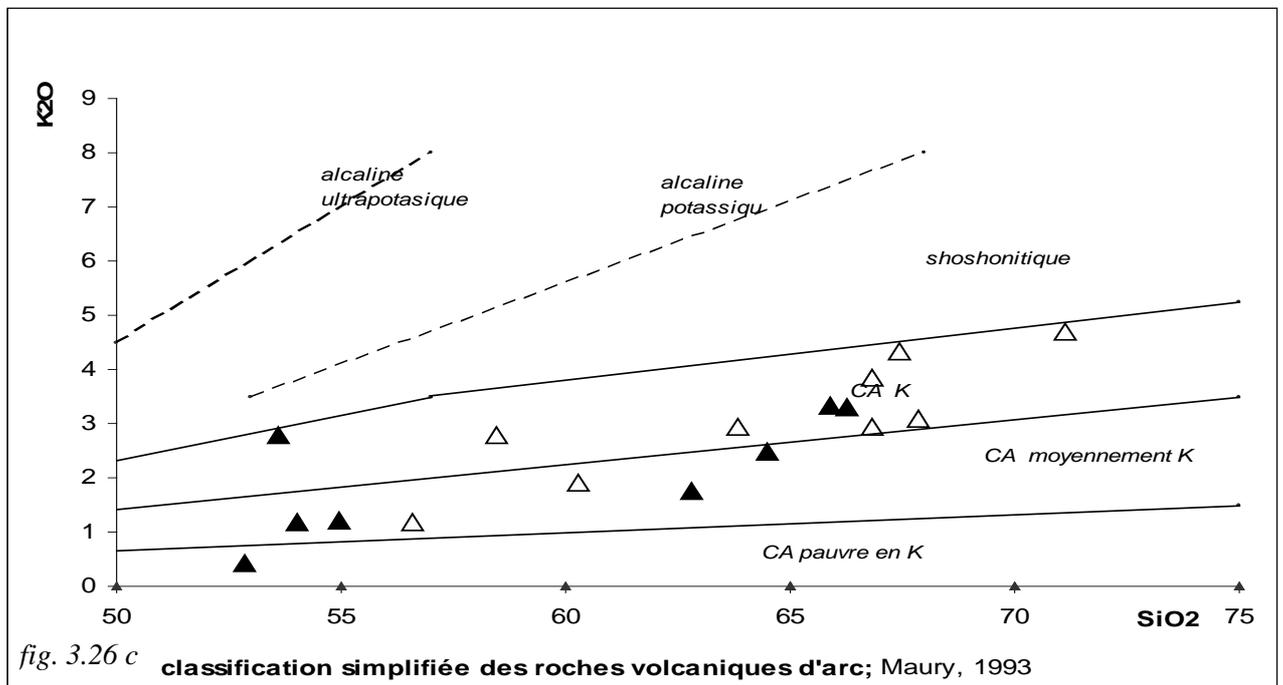


fig. 3.26 c classification simplifiée des roches volcaniques d'arc; Maury, 1993

- les volcanites de type basaltes et andésites basaltiques correspondraient aux basaltes calco-alcalins de marge active (fig. 3.27) ; elles s'étalent depuis le champ des MORB et le champ des arcs insulaires et marge continentale active (fig.3.28).

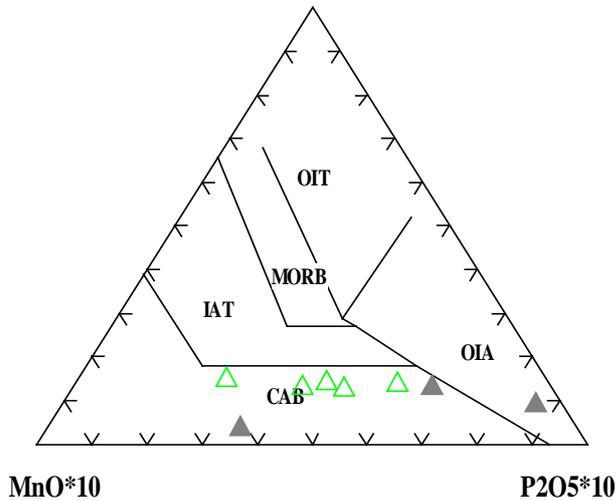


fig. 3.27 : diagramme (TiO<sub>2</sub> - MnO<sub>x</sub>10 - P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>x10)  
(Mullen, 1983)

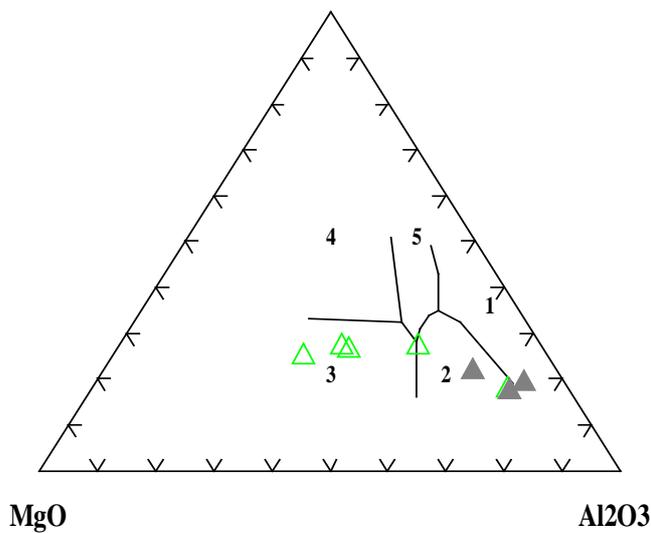


fig. 3.28 : diagramme (FeO - MgO - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)  
(Pearce et al., 1977)

La lecture des différents diagrammes concorde avec les interprétations faites par Sabaté (1978) : "volcanites assimilables à une suite calco-alcaline des arcs insulaires modernes ; elles seraient issues par fusion partielle, à grande profondeur d'une roche de composition basaltique et une cristallisation fractionnée pour les volcanites acides".

#### 2.2.4. **Volcanites Aftout –Eglab**

Dans la ZCY-E, les volcanites sont mieux développées à l'Est; les appareils volcaniques au Nord d'Elb el Aïd, à Dhelâat el Djnoun et à Guelb el Atrous dessinent le relief. Vers l'Ouest, deux petits appareils affleurent à l'Est de Tinguicht en plus d'un large massif arasé occupant le centre du batholite de T'menin, cité plus haut (chap.2.2.2.2).

L'appellation "volcanites Aftout-Eglab" (EREM, 1983) regroupant les volcanites anté et post-granites «volcanites Aftout» et «volcanites Eglab» de Buffière et al. (1965 et 1967) convient le mieux.

Les coulées et produits pyroclastiques occupent de larges étendues et recouvrent en discordance les ensembles sous jacents (substratum, dépôts volcano-sédimentaires plissés et intrusions Aftout).

Les basaltes et andésites basaltiques constitue une part non négligeable des volcanites Aftout-Eglab. Ils sont développés dans le secteur de Dhelâat el Djnoun. Les dacites et rhyolites en coulées sont très répandues à Elb el Aïd et dans le massif de T'menin. Des produits pyroclastiques et tufs volcaniques de type ignimbrites acides sont associés.

Selon la nature, la teinte de la roche passe du noir et gris sombre au brun (chocolat) et rouge brique pour les rhyolites.

- Les coulées de pyroclastites montrent une structure fluidale filamenteuse ; les fragments de roches acides et phénocristaux sont altérés. La masse est parfois basique avec microlites de feldspaths.
- Les basaltes sont microlitiques porphyriques avec une composition à plagioclase basique (labrador-bytownite) saussuritisé et pyroxène (augite) partiellement transformé ; la mésostase est microlitique à plagioclase associé au verre volcanique.
- Les rhyolites sont caractérisées par le verre volcanique souvent dévitrifié avec apparition de quartz cryptocristallin. Les minéraux secondaires (épidote-séricite) forment des amas irréguliers.
- Les andésites-basaltiques (ou basaltes andésitiques) sont également porphyriques à phénocristaux de plagioclases altéré, pyroxène (augite) craquelé et minéraux opaques disséminés; le fond est microlitique basique composé de microlites feldspathiques ; du verre dévitrifié y est associé.

La géochimie (éléments majeurs) des volcanites Aftout-Eglab étudiées montre (tabl. 5):

ech	SiO2	Al2O3	Fe2O3t	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PAF	total
<b>130/1</b>	52,47	19,12	10,49	0,18	4,14	7,51	3,92	1,54	0,83	0,34	1,25	101,24
<b>Y148</b>	52,70	13,55	16,39	0,16	7,32	7,21	3,36	1,67	0,65	0,16	3,61	106,13
<b>YS2</b>	54,89	15,93	8,22	0,15	5,1	5,00	4,5	3,72	0,72	0,48	2,35	100,65
<b>149</b>	66,7	14,7	5,61	0,09	0,70	2,10	5,61	3,56	0,51	0,13	0,55	100,00
<b>70/2</b>	71,13	12,71	3,13	0,04	0,84	2,05	3,54	3,96	0,25	0,05	0,70	98,28
<b>132/2</b>	71,95	14,18	3,69	0,07	0,39	1,14	4,93	3,86	0,25	0,07	0,10	100,42
<b>Y148/1</b>	72,29	12,66	2,73	0,07	0,66	0,80	5,49	4,08	0,28	0,05	0,53	99,54
<b>99</b>	72,85	13,10	2,37	0,06	0,26	1,83	4,74	3,88	0,29	0,01	0,91	100,22
<b>68</b>	72,91	13,30	2,93	0,07	0,21	1,91	4,00	3,34	0,40	0,05	0,09	99,18
<b>132</b>	64,23	15,72	6,26	0,13	1,22	2,85	4,53	3,31	0,63	0,26	0,41	99,23

*Analyses chimiques brutes des volcanites Aftout-Eglab*

Analysis	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
<b>130/1</b>	52,56	0,83	19,15	3,44	6,36	0,18	4,15	7,52	3,93	1,54	0,34
<b>Y148</b>	51,64	0,64	13,28	5,09	9,87	0,16	7,17	7,07	3,29	1,64	0,16
<b>YS2</b>	55,89	0,73	16,22	3,38	4,49	0,15	5,19	5,09	4,58	3,79	0,49
<b>149</b>	67,10	0,51	14,79	2,53	2,80	0,09	0,70	2,11	5,64	3,58	0,13
<b>70/2</b>	72,94	0,26	13,03	1,32	1,70	0,04	0,86	2,10	3,63	4,06	0,05
<b>132/2</b>	71,72	0,25	14,13	1,64	1,83	0,07	0,39	1,14	4,91	3,85	0,07
<b>Y148/1</b>	73,05	0,28	12,79	1,29	1,32	0,07	0,67	0,81	5,55	4,12	0,05
<b>99</b>	73,39	0,29	13,20	1,06	1,20	0,06	0,26	1,84	4,78	3,91	0,01
<b>68</b>	65,54	0,39	16,35	1,75	2,78	0,07	2,33	4,23	4,59	1,83	0,16
<b>132</b>	65,03	0,64	15,92	2,59	3,37	0,13	1,24	2,89	4,59	3,35	0,26

*Table 5 Analyses chimiques des volcanites Aftout-Eglab ramenées à 100% anhydre*

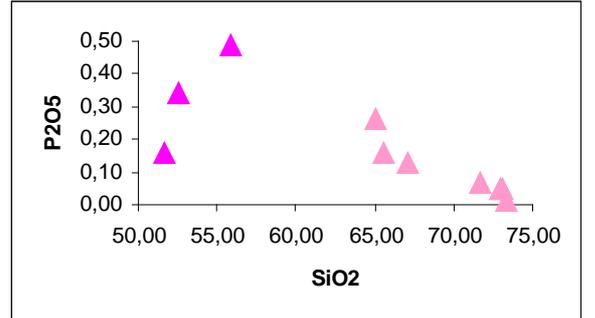
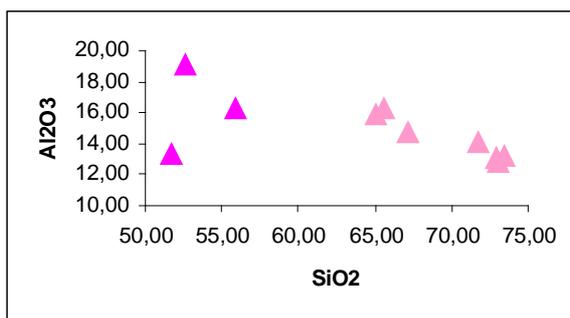
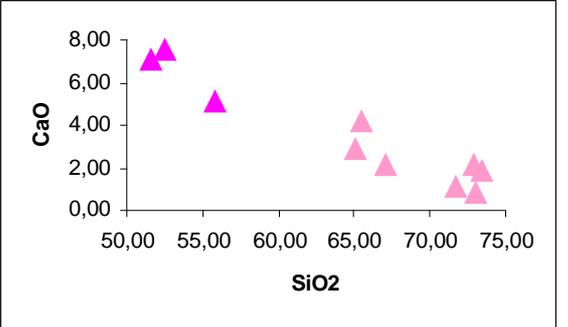
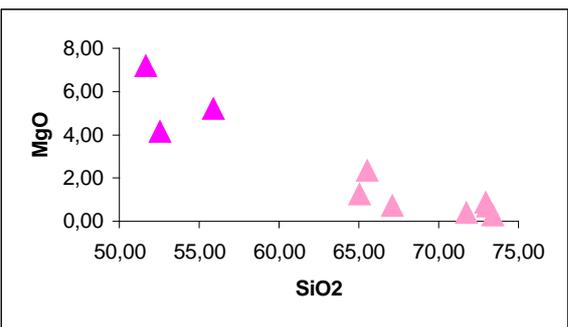
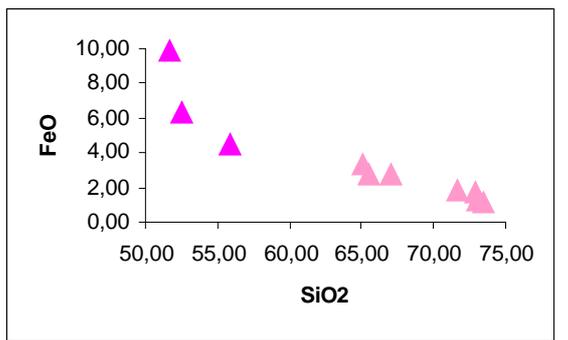
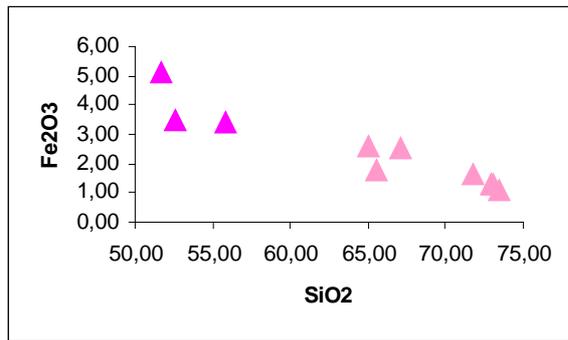
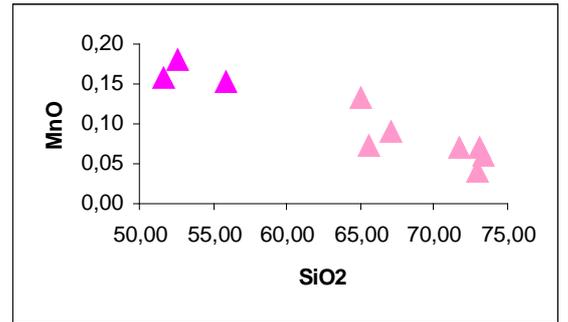
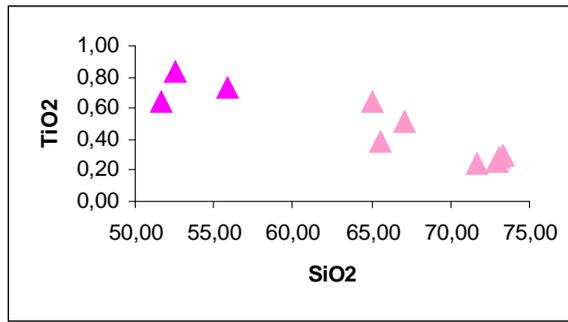
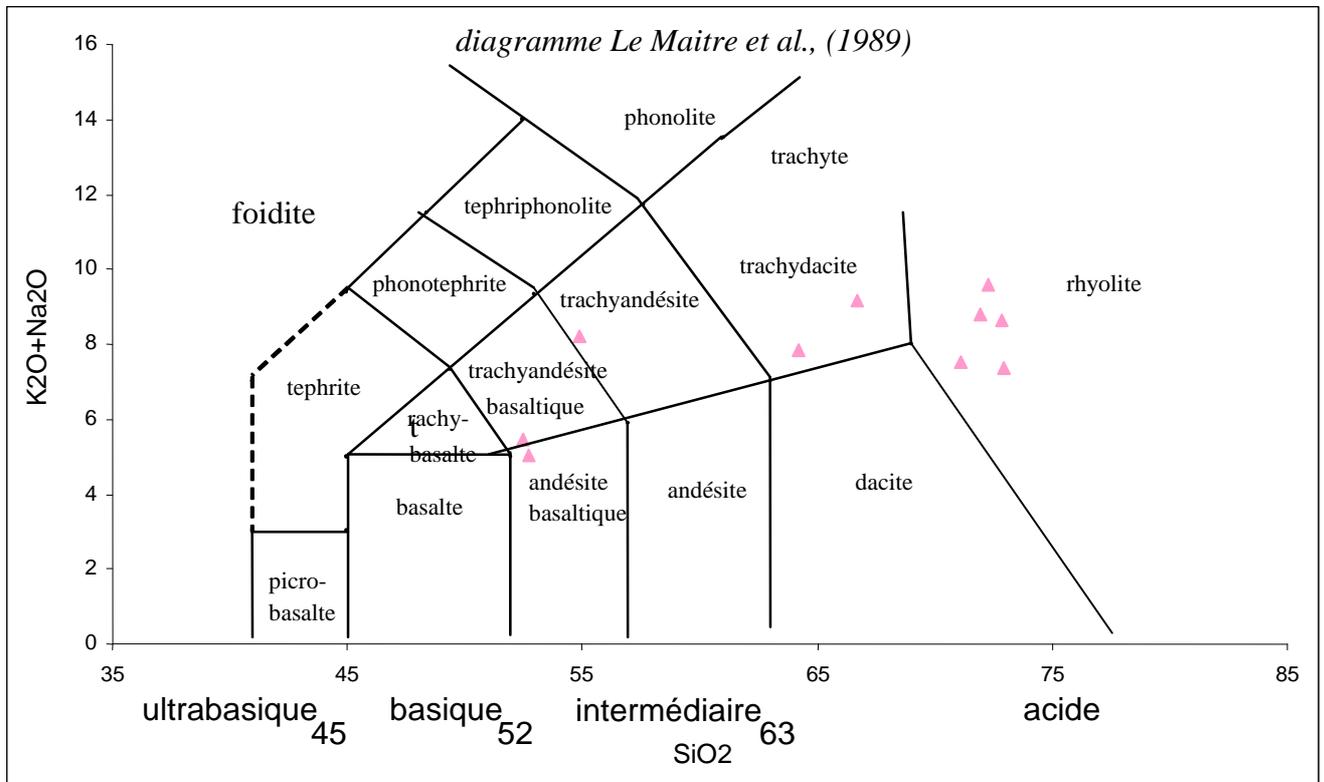


Fig. 3.27 : diagrammes oxydes / silice des volcanites Aftout-Eglab

- la projection des tufs volcaniques acides rhyolitiques se projettent dans le champ des rhyolites, tandis que les basaltes andésitiques se placent entre les champs des basaltes andésitiques et celui des trachytes (s.l.) (diagramme de Le Maître et al., 1989 , fig. 3. 28);



- les volcanites Aftout-Eglab étudiées présentent un caractère transitionnel subalcalin – alcalin (fig.3 .29). elles montrent un « trend » proche de série calco-alcaline moyennement à fortement potassique (fig. 3.30 a et b) ;

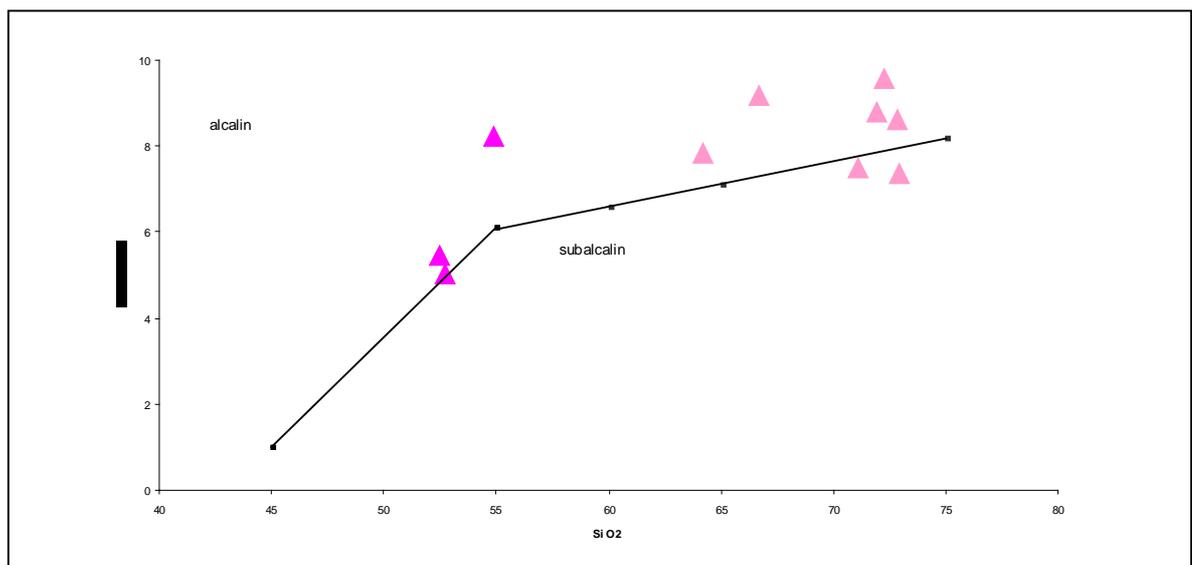


fig. 3.29 : projection des volcanites Aftout-Eglab sur le diagramme K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub>

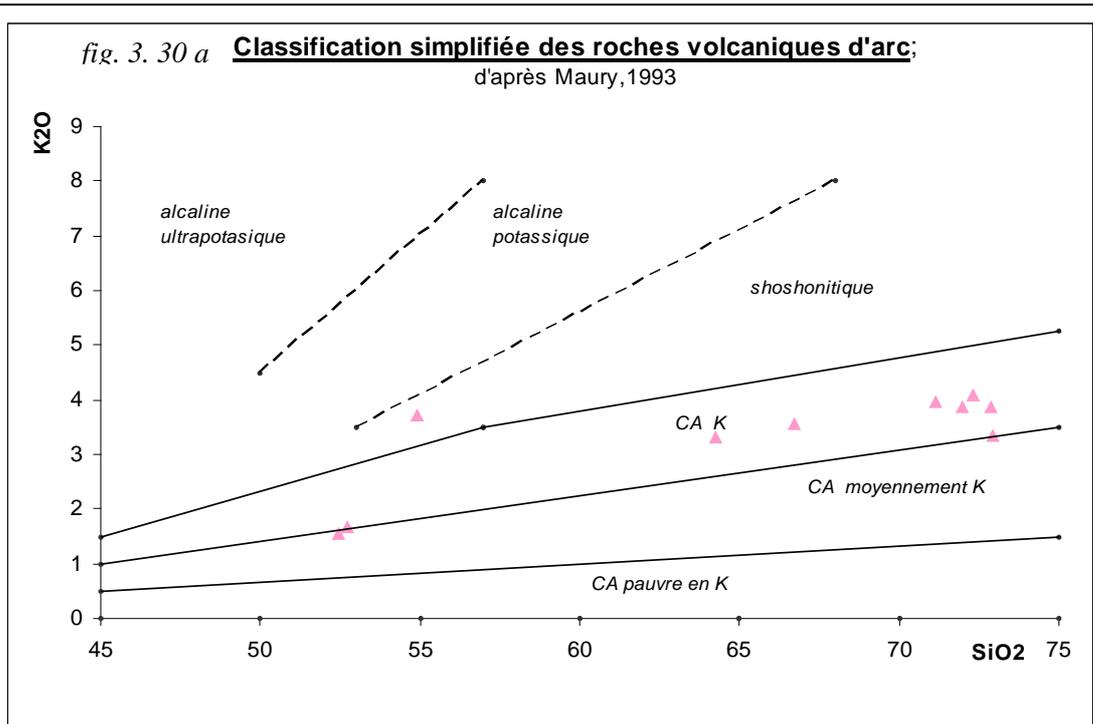
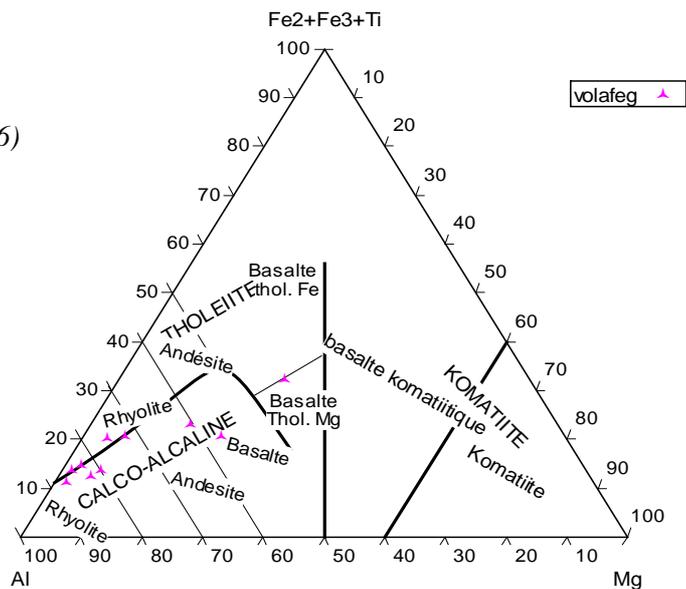


fig. 3.30 b : Diagramme triangulaire  
 $Al-Mg-(Fe_2+Fe_3+Ti)$ , (Jensen, 1976)



- Concernant le contexte géotectonique, la teneur en  $TiO_2 < 1,4\%$  est compatible avec un environnement d'arc insulaire (fig.3.27); les roches basiques ( $45 < SiO_2 < 54\%$ ) correspondent à des basaltes calco-alcalins de type arc (fig. 3.31 a) ; de plus, les basaltes et andésites basaltiques se projettent dans les domaines d'arc insulaire et de marge continentale active (fig. 3.31 b).

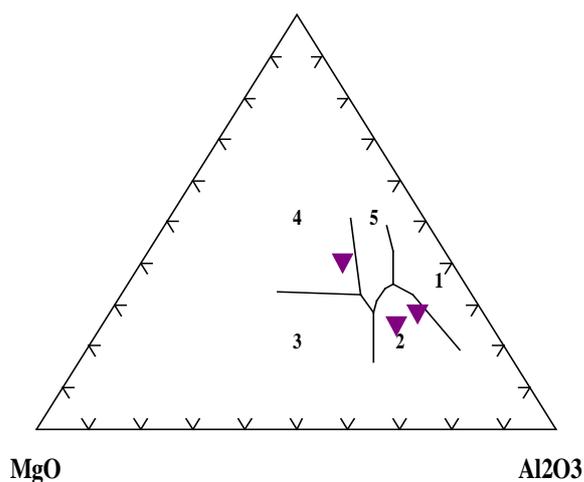


fig. 3.31 a : diagramme discriminant pour les basaltes et andésites basaltique (Mullen, 1983)

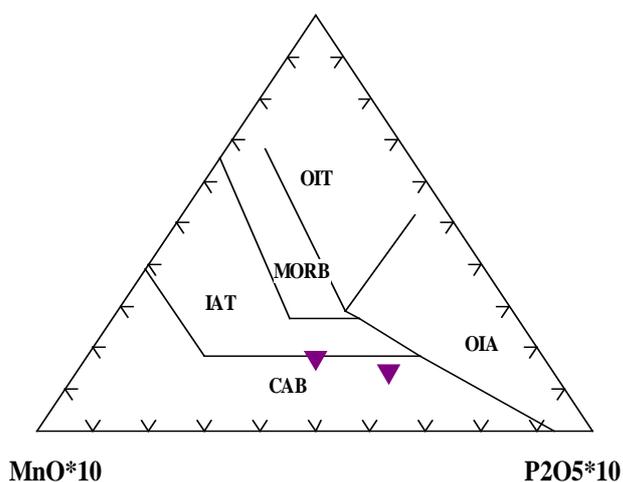


fig. 3.31 b : diagramme géotectonique pour les basaltes et andésites basaltiques (Pearce et al., 1977)

A titre de comparaison, les volcanites du secteur de Guelb el Atrous, situé à l'Est du ZCY-E montrent d'après Sabaté (1979) des caractères géochimiques similaires : «série calco-alcaline moyennement à fortement potassique typique d'une suite orogénique d'origine mantellique» .

Par ailleurs, les volcanites Aftout-Eglab étudiées par Peucat et al. (2005) seraient liées à un processus de cristallisation fractionnée produites par fusion partielle d'un segment du manteau.

L'âge des volcanites est proche de celui des granites et se situe dans la fourchette 2074 et 2065 Ma (Peucat et al., 2005).

### 2.2.5. Granitoïdes de la jointure

La zone de jonction entre les deux domaines Yetti et Eglab est marquée par de nombreuses manifestations plutoniques acides et d'autres intermédiaires à basiques ; ils s'alignent suivant une direction globalement subméridienne.

- Les granites de jointure : trois massifs (*Bab Laouina, Tinguicht et Sebkhat Loutid*) sont localisés le long de la zone de collage. Ils montrent des faciès variés (granodiorite, granite à amphibole et granite à biotite) (Sekkal, 1972).

Ces massifs cartographiés comme granites Yetti (Buffière et al., 1965) ont été considérés comme manifestations d'une phase magmatique propre à la zone de jointure (Sabaté & Lomax, 1975).

Seul le granite du massif Tinguicht a été daté (2080 Ma) (Peucat et al., 2005).

- "Stocks" basiques de jointure : petits massifs de formes régulières et de dimensions variables (0,5 Km à 5 Km max.) montrant des roches basiques à intermédiaires sont intrusifs le long de la zone de jonction.

L'étude de ces massifs (Azzouni-Sekkal, 1976) avait révélé l'existence de deux types de faciès pétrographiques :

- ✓ l'un, dioritique (diorite quartzique, tonalite et granodiorite) ;
- ✓ l'autre, gabbroïque.

Selon Azzouni-Sekkal & Sabaté (1976), l'étude géochimique montre une lignée calco-alcaline pour les faciès intermédiaires ; les gabbros montrent une légère tendance tholeïtique.

Ils furent rattachés aux granites Haida (Buffière et al, 1965), postérieurs aux roches basiques Aftout et antérieurs aux granites ultimes Aftout (Sabaté & Lomax, 1975). Les géologues de l'EREM (1983) assimilent ces intrusions à des massifs subvolcaniques rattachés aux faciès volcaniques de la série Akilet Deilel.

Ces stocks ne sont pas datés. D'après nos observations, certains stocks recoupent les dépôts tardifs de la série Akilet Deilel près d'Areiguet Lemha, qui sont antérieurs aux granites type Aftout de T'menin.

Certains massifs sont marqués par un faible métamorphisme et par des phénomènes pneumatolytiques (apparition de calcite, tourmaline).

#### 2.2.6. **Filons doléritiques tardifs**

Dans la ZCY-E, de nombreux filons basiques et acides recoupent les séries du massif ancien et de la couverture paléozoïque. Nous donnons un résumé des données existantes.

Les filons acides (rhyolite, microgranite, pegmatite et aplitite) sont très rares; les roches intermédiaires sont sporadiques et les roches basiques de type gabbros et diabases sont à structure subophitique, finement grenue à texture intersertale. Des roches lamprophyriques et des spessartites ont été déjà signalées (BIA, 1960 b ; SERMI, 1965 ; EREM 1983).

L'étude consacrée aux filons de la zone de jointure (Hacini & Sabaté, 1976) a permis de distinguer: (i) des dolérites à clinopyroxène orientées N40°, recoupées par (ii) des dolérites à orthopyroxène de direction dominante N0° et enfin (iii) des micropegmatite graphique orientés N150°. Le magma originel serait de nature basique à tendance tholeiitique proche du domaine des basaltes alcalins ; ces filons seraient mis en place à des profondeurs moyennes.

Selon Sabaté & Lomax (1975) ces venues seraient proches de la phase magmatique des intrusions basiques Aftout.

Les dykes doléritiques observés au N d'Aouinet et de Djebilet recoupant la couverture paléozoïque sont rectilignes, orientés sensiblement E-W (N 70°). Ils se localisent préférentiellement le long des discordances.

Ces venues sont attribuées à un volcanisme fissural de type basalte tholeiitique continental fini-paléozoïque (Guerrak, 1988 b). Elles sont rattachées aux

venues doléritiques de l'Ouest de l'Afrique, qui seraient en liaison avec le stade de rifting de l'océan téthysien vers 200 Ma (Bertrand, 1991, in. Guerrak, 1988 b).

### **3. Tectonique et métamorphisme de la ZCY-E**

La tectonique de cette zone est complexe avec blocs tectoniques juxtaposés et plissements engendrés par les accidents majeurs de la ZCY-E et intrusions de granitoïdes.

Les plis couchés, les contacts chevauchants et klippes, témoins d'une tectonique tangentielle proposée par Sabaté (1973) restent difficile à observer sur le terrain.

le contact Yetti-Eglab correspond à une bande de largeur hectométrique. Il est matérialisé par un accident majeur cisailant orienté NW-SE à NNW-SSE, par une linéation N-S, des filons de roches volcaniques discontinus fortement cisillés et filons de quartz.

Les observations faites sur la partie méridionale de l'accident (secteur d'Areiguet Lemha) montrent que cet accident aurait fonctionné tardivement en décrochement dextre avec ouverture de méga fente de tension et mise en place d'un sill de granodiorite et dykes acides à basiques. Ces corps seront décrits dans la partie IV, réservée à la géologie du secteur minéralisé.

Le métamorphisme est de bas grade (faciès zéolithe) à chlorite-actinote-prehnite-pumpellyite (Sabaté, 1973), par endroit de schiste vert. Il est localement et partiellement masqué par le métamorphisme de contact.

En domaine Yetti, la présence de faciès gneissique serait liée à l'extrusion de l'unité inférieure de la série Yetti.

Partie IV

**ETUDE DE L'INDICE**

## 1. INTRODUCTION

D'après la synthèse sur la métallogénie de l'or (Lescuyer, 2002), ce dernier est présent sur tous les continents et dans divers types d'environnement géologique, à l'exception des plateformes sédimentaires stables.

La répartition des gîtes d'or dans le temps et dans l'espace montre leur étroite association avec les ceintures orogéniques résultant de phénomènes d'accrétion magmatique et de collage tectonique hormis les chaînes collisionnelles à fort raccourcissement horizontal.

Selon Goldfarb et al. (2001), les gîtes d'or se localisent principalement dans :

1. les socles anciens, préférentiellement dans les ceintures de roches vertes et ce, pendant des périodes métallogéniques fertiles: Archéen moyen (~3 Ga), Néoarchéen (2,7-2,6 Ga) et Paléoprotérozoïque (2,1-2 Ga); d'autres périodes relativement moins fertiles sont reconnues dans le Mésoprotérozoïque et le Néoprotérozoïque ;
2. les chaînes paléozoïques (soumises aux orogénèses calédonienne et hercynienne) de préférence dans les grands accidents cisailants qui affectent les séries sédimentaires plissées ou en liaison avec les granitoïdes; le pic métallogénique majeur se situe vers 400-300 Ma ;
3. les chaînes méso cénozoïques et ceintures volcaniques récentes, sur les marges actives du paléo-pacifique (entre 300 et 100 Ma) ; les arcs insulaires et cordillères volcaniques péripacifiques et les chaînes alpines, témoins de phases d'accrétion continentale où est reconnu un pic métallogénique récent : ex. des chaînes alpines et cordillère des Andes.

### 1.1. TYPOLOGIE DES GITES D'OR

La typologie des gîtes d'or privilégiée aujourd'hui se base sur l'aspect gîtologique. Elle tient compte du contexte géologique et de l'environnement géodynamique. Deux principales classes sont reconnues ; il s'agit de :

Gîtes sous-marins : les gîtes sous marins sont liés au volcanisme en environnement marin; les fluides issus d'un hydrothermalisme sous marin (type VMS) sont dominants ; le milieu de dépôts est situé à proximité de la surface du fond marin ; l'or est présent en teneurs très faibles (sous-produit des sulfures des métaux de base) ; les sous types à or, les plus fréquents sont les amas sulfurés à Cu-Zn-Pb-Ba-Au-Ag des arcs insulaires et les amas à Cu-Zn-Au d'arrière arc (type Chypre);

□ Gîtes émergés : le processus de mise en place des gîtes émergés se déroule en environnement émergé ; les fluides sont magmatiques avec participation d'eau météorique et non marine ; le dépôt de la charge métallique s'effectue dans la croûte à des profondeurs variables inférieures à 20 Kms.

➤ lorsque l'hydrothermalisme s'effectue dans un contexte géodynamique et magmatique de marge active et d'arc insulaire, quatre types de gîtes d'or sont distingués (*fig. IV.1 A*):

- ✓ gîtes épithermaux neutres (type adulaire-séricite, "low-sulphidation ou "hot-spring"),
- ✓ gîtes de dissémination dans les sédiments "sediment-hosted disseminated gold" (type Carlin),
- ✓ gîtes épithermaux de haute sulfuration (type " acid-sulfate" ou "high sulphidation"),
- ✓ gîtes porphyres à Cu-Au et péri-porphyriques (sous/types : skarns, filons mésothermaux, mantos à Cu-Au-Zn-Ag, oxydes de fer et amas de substitution).

➤ Dans le cas où l'hydrothermalisme s'effectue dans un contexte tardi-tectonique (fin d'orogénèse) ; les gîtes sont dits orogéniques avec trois principaux types de gîtes aurifères distingués en fonction de la profondeur de mise en place en (*fig.IV.1 B*):

- ✓ Gîte orogénique épizonal ( $\leq 5\text{Km}$ ),
- ✓ Gîte orogénique mésozonal (5-10 Km),
- ✓ Gîte orogénique hypozonal (10-20 Km).

Un autre type de gîtes d'or appelés "**gîtes d'or orogéniques**" (Groves et al., 1998) ou *mesothermal lode gold* qui peut être rattaché à cette classe est distingué; il regroupe les "systèmes" aurifères à contrôle structural dominant ; ils se mettent en place dans un domaine structural de la croûte moyenne correspondant à la transition ductile - fragile et encaissés dans des terrains métamorphiques.

La mise en place de la minéralisation serait synchrone de la phase d'effondrement de la chaîne (lors des derniers stades de surrection et/ou d'extension tardi-tectonique) (Goldfarb et al., 2001). Plusieurs catégories sont rencontrées:

- ✓ les zones de cisaillement aurifères "gold shear zone",
- ✓ les chevauchements aurifères "structures en duplex",
- ✓ les BIF aurifères,
- ✓ les gîtes dans les sédiments plissés "turbidites-hosted".

✓ Cas des Zones de Cisaillement aurifères (ou shear zones aurifères)

Selon Bonnemaïson (1986), les zones de cisaillement aurifères sont des structures minéralisées d'ordre kilométrique et de puissance décamétrique qui s'insèrent dans de grands couloirs tectoniques ayant fonctionné durant de longues périodes.

Lescuyer (2002), précise que les structures minéralisées se localisent à proximité des grands accidents crustaux qui mettent en contact des unités à lithologies contrastées. Généralement, le contexte géotectonique est transpressif (raccourcissement par des décrochements à jeu inverse).

La minéralisation apparaît dans les parties des structures faillées qui ont subi un broyage intensif et une altération hydrothermale.

La géométrie des corps minéralisés dépend du niveau structural (profondeur) et de l'orientation du champ de contrainte (fig. IV.2):

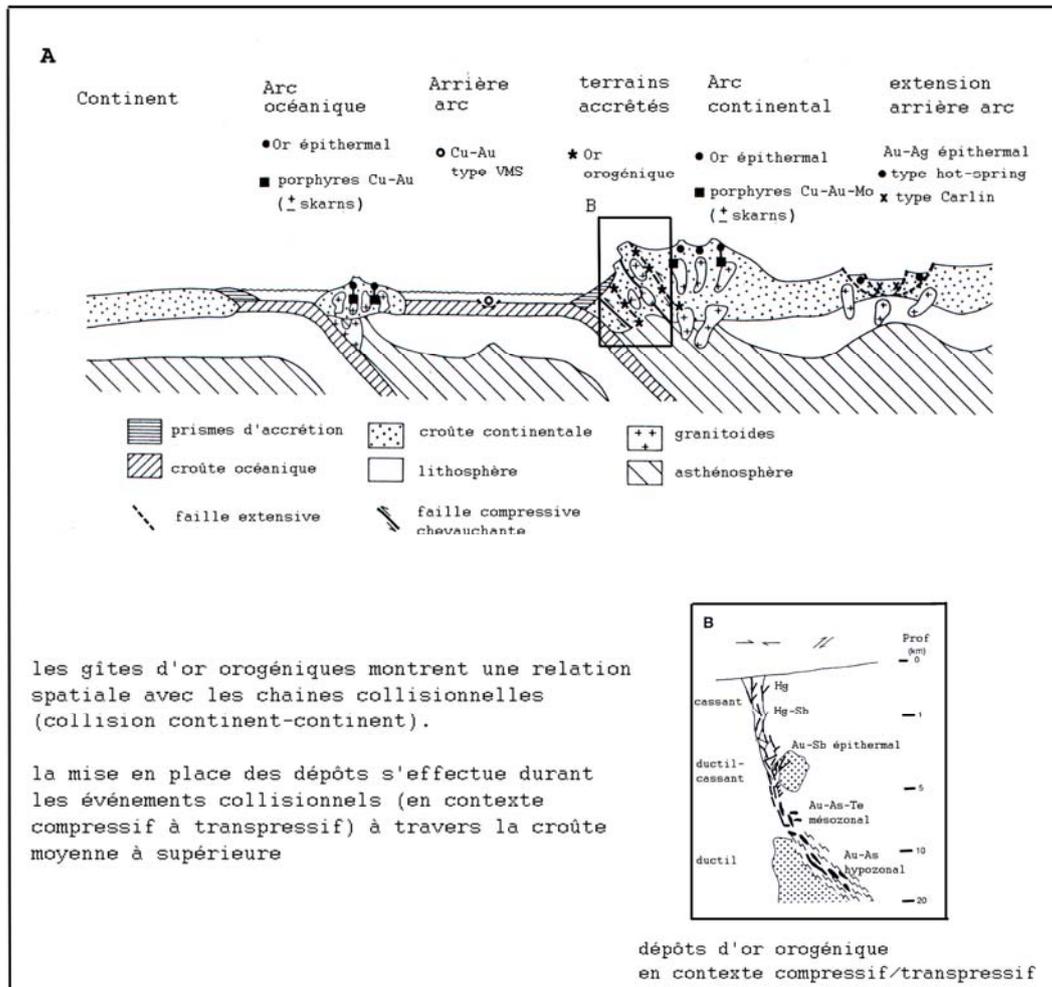


Fig. IV.1: les contextes géologiques (tectoniques) et géodynamiques des gîtes d'or épigénétiques

1. en domaine cassant superficiel, c'est le domaine des brèches, des fentes de tension et des stockwerks à structures collomorphes, bréchiques et géodiques; la pyrite et l'arsenopyrite sont abondantes et l'altération est à carbonates, micas blancs et chlorites ;

2. en domaine cassant relativement plus profond, c'est le domaine des ouvertures en baïonnettes et des veines laminées, des filons subverticaux et rarement des fentes de tension subhorizontales avec structures laminées (crack and seal) et quartz cataclasé (texture micro-saccharoïde) ; apparition de pyrrhotite et biotite secondaire;
3. en domaine ductile (faciès amphibolite), c'est le domaine des veines de cisaillement avec absence de remplissage filonien ; la minéralisation est disséminée avec sulfures et apparition de pyrrhotite et löllingite.

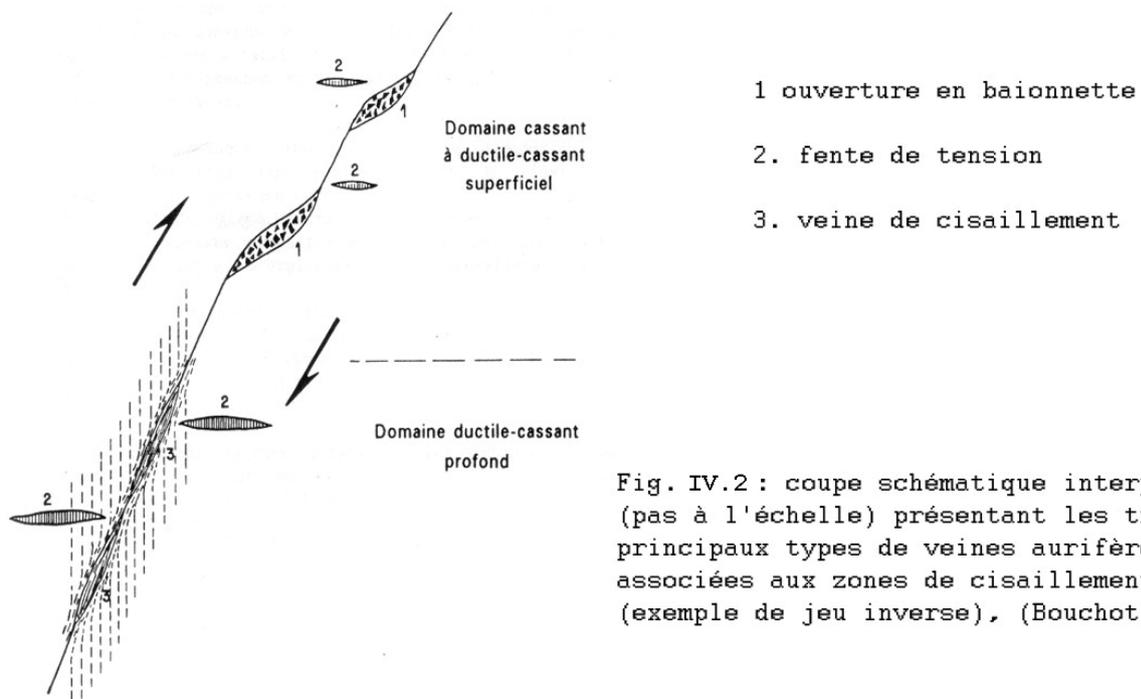


Fig. IV.2 : coupe schématisique interprétative (pas à l'échelle) présentant les trois principaux types de veines aurifères associées aux zones de cisaillement (exemple de jeu inverse), (Bouchot, 1991)

Nous nous sommes attardés sur la catégorie des zones de cisaillement aurifères ; car nous estimons que l'indice d'Akilet Deilel, objet de cette étude se présente dans un contexte tectonique de zone de cisaillement avec des caractères morphologiques, minéralogiques et texturales qui permettent de le rattacher à cette catégorie.

## 1.2. MINÉRALISATIONS AURIFÈRES LIÉES À L'OROGENÈSE EBURNEENNE

▪ À l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, un essai de « typologie » a été proposé par Milési et al. (1989) ; il tient compte de la nature des roches encaissantes, du type de structures hôtes, de la géométrie des corps minéralisés et des paragenèses. Dans ce cadre, il nous semble utile de citer les différents types et gîtes représentatifs (connus et étudiés) et recensés Milési et al. (1989) (fig. IV.3):

- ✓ Gîtes liés aux zones de cisaillement (ex. Poura, Burkina Faso; Kalana, Mali; Ashanti, Ghana);
- ✓ Gîtes dans les structures en duplex chevauchants (Ashanti, Ghana);
- ✓ Gîtes dans les sédiments plissés (turbidite-hosted) (Loulo, Mali),
- ✓ Gîtes liés aux granitoïdes syn à tardi-tectoniques (Kalana),
- ✓ Gîtes liés aux roches ultrabasiques cisillées (listvénites aurifères) (ex. Loraboué, Burkina Faso),
- ✓ Gîtes liés aux conglomérats (type paléoplacers) (Tarkwa, Ghana).

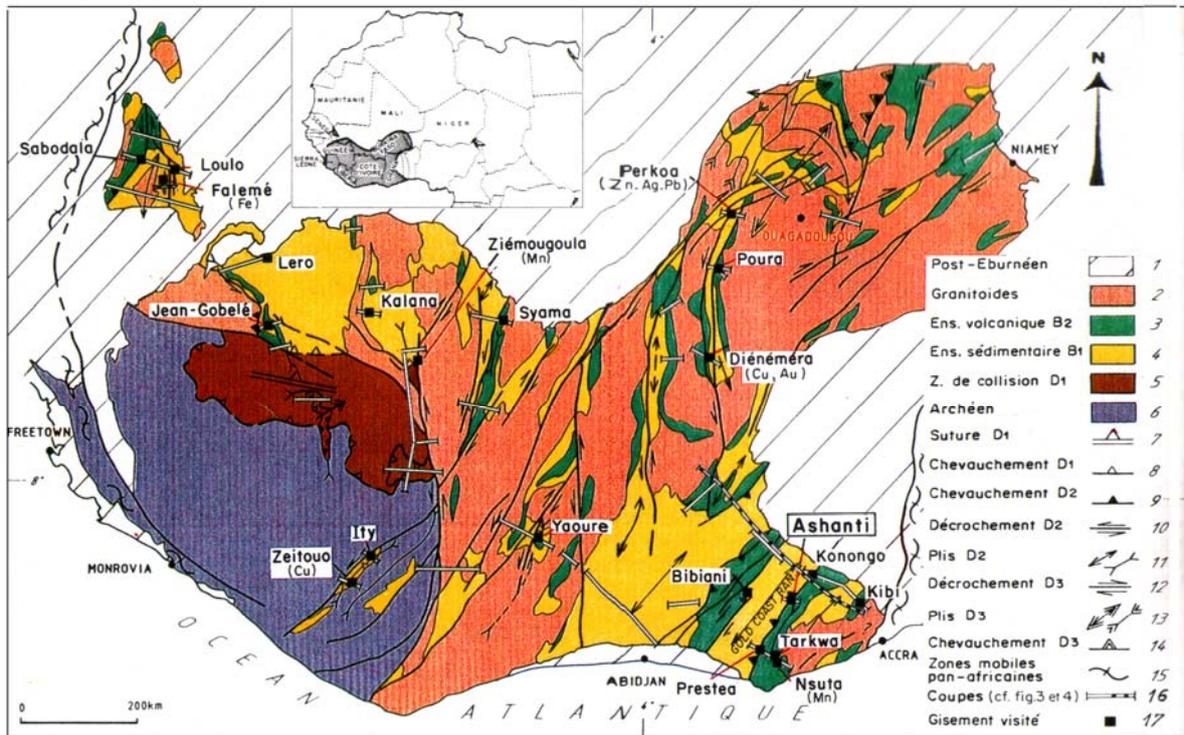


Fig. IV.3: schéma lithostructural de la dorsale du Man avec traçés de coupes effectuées et principaux gisements; Milési et al. (1989)

- A l'échelle de la Dorsale Réguibat et dans sa partie occidentale (Mauritanie), les gîtes d'or de type orogénique sont peu connus ; les zones de cisaillement « Florence-El Khadra » et les cisaillements d'Aguel Nebkha et de Tsalabia-Ouest sont potentiellement prometteurs (Artignan et al., 2000). L'indice filonien « Conchita - Florence » (BIA, 1960 a) appartiendrait à ce type.

D'autres grands cisaillements, qui s'apparentent par leur âge et par leur style aux zones de déformation Birimienne de l'Afrique de l'Ouest restent inexplorés.

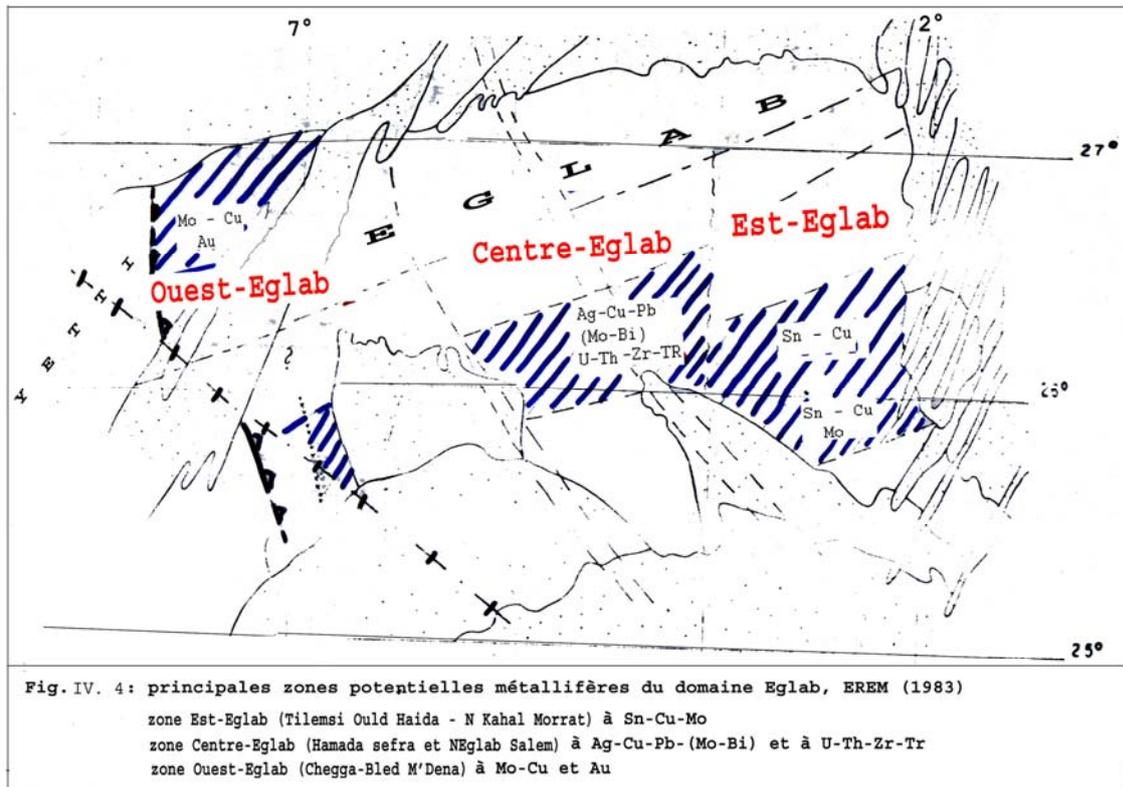
- Concernant la partie nord-orientale (massif Yetti- Eglab), Le potentiel aurifère de cette région est loin d'être connu, on note qu'à l'issue de chaque campagne de prospection, de nouvelles occurrences aurifères sont mises en évidence.

La première occurrence aurifère sur le massif Yetti-Eglab fut découverte par le BIA (1960 b) ; il s'agit de l'indice d'or « Caroline » situé à 50 Km au NE du secteur d'étude. Il montre des teneurs assez intéressantes (11,7 g/t Au et 9 g/t Ag) (BIA, 1960).

D'autres occurrences (indices et points minéralisés) et d'autres nouvelles substances (Ag, W, Ti, Hg, Zr, TR, Nb et Y) ont été mises en évidence dans le Centre et l'Est-Eglab au cours des différentes campagnes menées par l'EREM dans les années 80 (*fig. IV.4*).

Ces occurrences restent cependant peu ou pas étudiées pour pouvoir les classer et établir une typologie des gîtes d'or pour ce massif

Récemment, une campagne (1999–2000) menée par l'ORGM sur la recherche de l'or type paléo-placer dans la série de Guelb el Hadid dans le Centre-Eglab, fut moins satisfaisante (ORGM, 2002).



## 2. ETUDE DE L'INDICE

### 2.1. HISTORIQUE DE L'INDICE

C'est au cours de l'année 1998 et lors de nos travaux de levé géologique au 1/200 000 effectués à l'Est d'Areiguet Lemha, que des filons de quartz à or, pyrite, chalcopryrite encaissés dans la série volcano-sédimentaire d'Akilet Deilel furent découverts (Ben ramdane *et al.*, 2001).

A la suite de cette découverte et au cours de la même année (1999), l'ORGM lança une campagne pour la prospection de l'or dans la zone de jointure Yetti-Eglab en ciblant les séries volcano-sédimentaires paléoprotérozoïques, Akilet Deilel et Yetti. Les résultats furent encourageants avec la mise en évidence dans le secteur d'Areiguet Lemha, d'une structure filonienne le long de la zone de contact anormal entre la série Yetti et la série Akilet Deilel (ORGM, 2002).

Cet indice qui s'apparente à la classe des gîtes d'or orogéniques est de type shear-zone aurifère ; type nouveau inconnu jusque là sur le massif des Yetti - Eglab. Cet indice baptisé "**indice d'Akilet Deilel**" fait l'objet de notre étude.

## 2.2. GEOLOGIE DU SECTEUR ARIEGUET LEMHA

Le secteur d'Areiguet Lemha s'étend de Elb el Aid à l'Est jusqu'à la frontière avec la Mauritanie à l'Ouest. Il couvre une partie de la zone de jonction entre les deux domaines Yetti et l'Eglab avec la bande de collage soulignée par un bourrelet d'orientation NW-SE.

D'après la carte géologique d'Aouinet Bel Legraa à 1/200.000 (Bellal et al., 2003), la géologie du secteur Arieguet Lemha peut être résumée ainsi (fig. IV. 5) :

- à l'Ouest, un **complexe volcano-détritique** occupe une dépression étroite sublatitudinale. Il est constitué par une alternance de niveaux détritiques grésopélitiques avec rares passées de microconglomérats, de gravellites, de quartzites à patine gris sombre riches en pyrite, de pélites finement lités, de niveaux de tufs volcaniques et lentilles carbonatées à patine bleuâtre ; les niveaux sont fortement schistosés (N 130° 55SW) ; nous rattachons ce complexe à l'ensemble sommital de la série Yetti;
- A l'Est, des **alternances volcano-sédimentaires**, à dominante détritique, occupent une pénéplaine ; les alignements de niveaux durs et tendres visibles sur photo-aériennes, sont représentés par des lentilles irrégulières de microconglomérats polygéniques, relayés à l'Est par des niveaux de pyroclastites et tufs volcaniques d'épaisseur décimétrique régulière. Les intercalations volcaniques peu épaisses sont de nature andésitique, rhyolitique à rhyodacitique.

Nous avons attribué ces alternances à dominance détritique à la base de la série Akilet Deilel (Ben ramdane et al., 2003) ;

La pénéplaine est traversée par un long Oued creusé dans un faisceau de dykes volcaniques de roches sombres, qui s'insère parallèlement aux alternances.

- Vers le Nord Ouest, **les dépôts sédimentaires** de la *Hamada* pliocène, souvent réduits à la croûte calcaire silicifiée sont discordant sur la série Yetti et forme un vaste plateau qui se prolonge au delà de la frontière avec la Mauritanie;
- Les **roches magmatiques** du secteur d'Areiguet Lemha sont également présentes notamment à proximité des zones minéralisées ; elles sont représentées par :
  - ✓ le *massif granitique de T'menin* est représenté par sa bordure méridionale ; où à travers un reg autochtone rougeâtre, des chicots d'extension métrique de granite rose clair à grain moyen à gros, riche en enclaves et recoupé par des filonnets de microgranite rougeâtre sont visibles. Ce granite rattaché à l'épisode magmatique Aftout-Eglab, recoupe les deux séries sus-décrites ;
  - ✓ les *pointements de roches basiques à intermédiaires* sont visibles à travers les alluvions du Quaternaire. Ils montrent des roches grenues de nature gabbroïque, dioritique à granodioritique. Ces roches font partie des "*stocks de jointure*" présentées en partie III ;
  - ✓ des *roches filoniennes* associées spatialement à l'accident majeur et d'âge indéterminé sont répandues sur la bande de collage ; on y observe :
    - une lame de granodiorite : elle est décrite ici pour la première fois ; elle affleure le long du bourrelet de la bande de collage sur environ 3 Km de long et 200 m de large selon une orientation NW-SE ; les observations montrent qu'elle est insérée parallèlement aux niveaux de base des alternances volcano-sédimentaires de la série Akilet Deilel et elle est, elle même recoupée par des filons andésitiques, des niveaux métasomatiques et lentilles de roches lamprophyriques;

La roche est grenue leucocrate à grain moyen à tendance porphyroïde, riche en feldspath. Microscopiquement, la structure est grenue à phénocristaux de feldspaths essentiellement; elle est constituée de plagioclase saussuritisé, d'orthose perthitique, pyroxène ouralitisé, quartz interstitiel et minéraux secondaires (chlorite, épidote, séricite) (*Photos 1 & 2*).

En raison de l'intense altération hydrothermale qui affecte cette zone, la caractérisation géochimique basée sur les majeurs s'est avérée infructueuse.

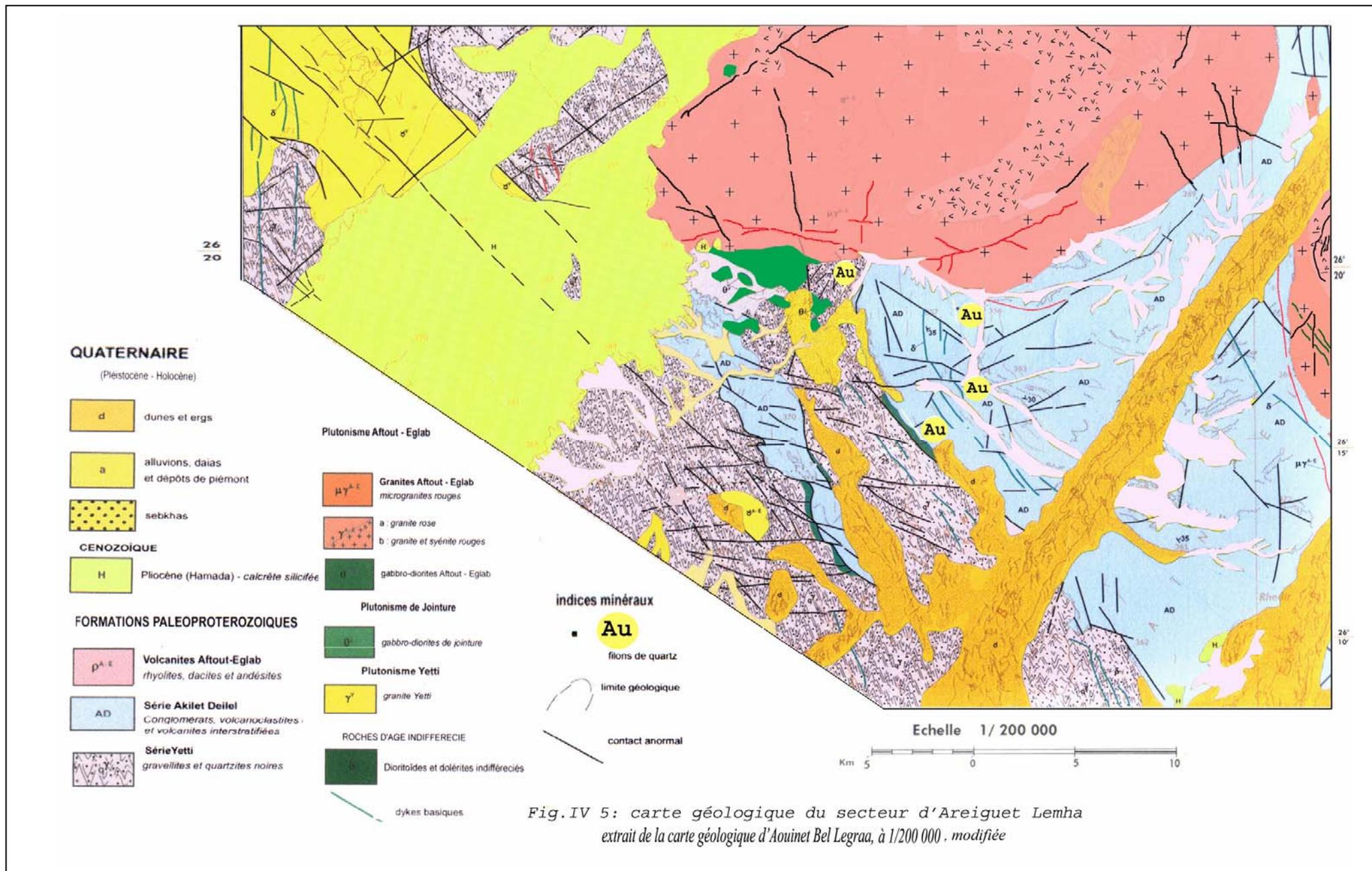
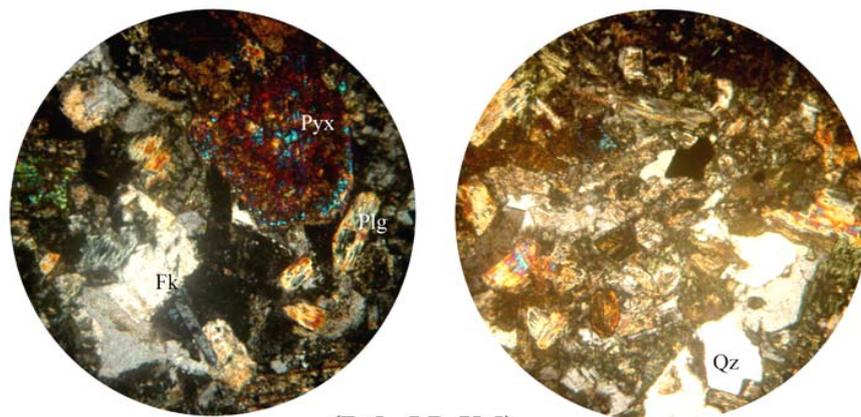


Fig.IV 5: carte géologique du secteur d'Areiguet Lemha  
extrait de la carte géologique d'Aouinet Bel Legraa, à 1/200 000, modifiée



(D 5 LP X 5)

Photos 1 & 2 :

lame ou sill de granodiorite de la bande de collage Yetti - Eglab  
 faciès granodioritique, leucocrate à feldspath, plagioclase saussurité, orthose, pyroxène ouralitisée et rare quartz

Elle se serait mise en place « syntectoniquement », le long de la zone d'accident majeur. Le magma, arrivé des profondeurs et à travers des chenaux, se serait mis en place en zone ductile dans une méga fente d'extension.

- des filons acides à basiques : ils affleurent de façon discontinue, selon une direction générale NW-SE ; leur extension latérale est métrique à décimétrique et la puissance est faible d'ordre centimétrique à décimétrique ; ces filons sont représentés par des aplites à porphyres, des dolérites, des andésites, des microgranites rouges et des microdiorites quartziques.

- des métasomatites et des roches lamprophyriques. Ces roches sont fréquentes dans la bande de collage. Elles se présentent en lentilles d'extension métrique (2-3 m) et de puissance centimétrique avec patine bleutée à rosâtre. Les roches sont fortement altérées et les faciès d'origines sont méconnaissables montrant une structure résiduelle porphyrique à reliques de cristaux altérés et minéraux néoformés.

La présence d'amphibolites sur les pointements des stocks basiques serait liée au jeu des accidents cisailants qui affectent ces stocks.

Du point de vue tectonique, le secteur d'Areiguet Lemha fait partie de la ZCY-E, décrite plus haut. La tectonique du secteur est marquée par l'accident majeur d'Areiguet Lemha – M'dena el Kahla. Le style de plissement est différent de part et d'autre de l'accident majeur avec :

- ✓ à l'Ouest, la déformation du complexe volcano-détritique de la série Yetti montre des plis droits et serrés subverticaux ; ils sont orientés N 140° à N 160° à axe plongeant; la linéation d'étirement est sub-parallèle à l'axe de plis; le complexe est fortement schistosé suivant une direction N150° et pendage faible (25°) à fort (80°) vers l'Est ; par endroit, vers l'Ouest ;
- ✓ à l'Est, les alternances volcano-sédimentaires de la série Akilet Deilel sont monoclinales, d'orientation subméridienne (N10 à 20°); vers le Sud, ces alternances se prolongent avec une légère flexure vers l'Est (ESE – WNW) ; le pendage est variable, subvertical (85°) près de la zone du contact anormal Areiguet Lemha – M'dena El Kahla est faible (15° à 30°) en allant vers l'Iguidi.

La direction dominante des accidents est N 320° à N 340°, proche de la direction de l'accident majeur. Les accidents de direction sub latitudinale (N 60° à 90°) sont tardifs.

### 2.3. LES MINERALISATIONS AURIFERES

Les observations de terrain et de microscopique montrent clairement l'existence de deux types de minéralisations aurifères ; il s'agit de :

1. minéralisation filonienne à or-sulfures associée aux filons de quartz localisée dans les zones de contact anormal ;
2. minéralisation disséminée à pyrite - chalcopryrite – or non visible, associée aux niveaux volcano-détritiques de la série Akilet Deilel.

#### 2.3.1. MINERALISATION FILONIENNE

La minéralisation filonienne jalonne la bande de collage Yetti-Eglab ; elle est associée à l'accident majeur Arieguet Lemha - M'Dena el Kahla. Nous appelons cette zone, la mieux développée et jugée fort intéressante par les prospecteurs « **zone occidentale** » (fig. IV. 6).

D'autres zones minéralisées ont été révélées lors des travaux de prospection présentant des extensions visibles limitées et teneurs faibles (ORGM, 2002).

L'une de ces zones jugées peu intéressantes par les prospecteurs nous intéresse par ses caractères géologiques. Elle est située à l'Est de la zone occidentale, le long d'un oued creusé sur un faisceau de dykes basiques fortement cisailé. Nous appelons cette deuxième zone « **zone orientale** » (fig. IV.6).

Aussi, les deux zones montrent des minéralisations à allure filonienne à or - sulfures très similaires contrôlées par la tectonique. Elles diffèrent par la géométrie des corps minéralisés, par la profondeur de mise en place et par la nature de l'encaissant. Nous abordons l'étude de ces zones séparément :

#### 2.3.1.1. Zone Occidentale

La zone occidentale est observée en discontinue depuis la dune d'Areiguet Lemha au Sud et jusqu'à la bordure du massif de T'menin au Nord. Elle forme une zone minéralisée orientée NNW-SSE avec une largeur allant de 10 à 50 m.

Les travaux des prospecteurs de l'ORGM (2000-2002) ont permis de circonscrire la minéralisation en deux endroits l'un, au Nord et l'autre, au Sud, qu'ils ont surnommés **zone A** et **zone B**.

Là également, les observations ont montré que certains caractères diffèrent l'une de l'autre. Ces différences sont d'ordre morphologiques, minéralogiques et texturales. Nous considérons ces deux endroits comme **sous/zones minéralisées** que nous essayons de décrire séparément.

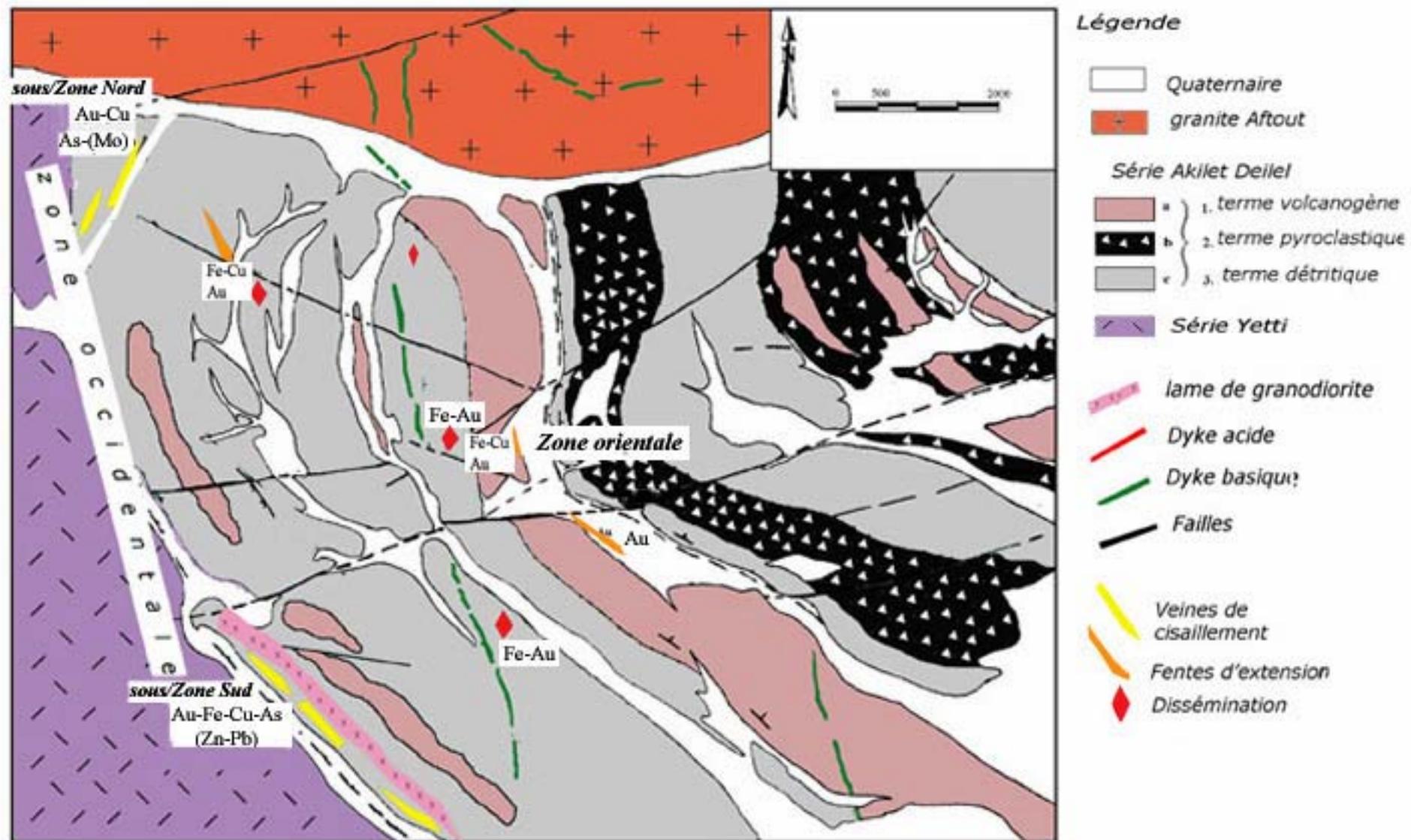


Fig. IV. 6 : carte géologique de l'indice Akilet Deilel (Ben ramdane et al., 2001; modifiée et complétée)

#### 2.3.1.1.1. Sous/Zone Nord (Zone B de l'ORGM, 2002)

La sous/zone (*fig. IV. 6*) Nord présente une extension kilométrique (< à 2 km) ; elle comprend deux filons orientés sensiblement NE-SW et encaissés dans les faciès du complexe volcano-détritique de la série Yetti. Ils sont accompagnés par des essaims de filonnets et veinules millimétriques observés localement, au voisinage des filons.

Une coupe transversale orientée NW-SE effectuée à cet endroit montre:

- des niveaux détritiques à éléments hétérogènes avec ciment carbonaté et minéraux opaques,
- des quartzites en niveaux fins et schistosés à patine et couleur noirâtre à gris sombre,
- des pélites schisteuses grises interstratifiées,
- Vers le Sud-Est, les alternances d'Akilet Deilel sont orientées N-S avec plongement assez faible et régulier vers l'Est.

L'interface entre le complexe Yetti et les alternances d'Akilet Deilel est marquée par un contact anormal souligné par des dykes discontinus de nature andésitique et gabbro-doléritique très schistosés et pendage subvertical.

#### ➤ Morphologie et caractères des corps minéralisés

La présence de sable éolien sur les affleurements empêche d'observer les épontes des filons et le contact avec l'encaissant. Néanmoins, les travaux de prospection (ORGM, 2002) ont révélés la présence de deux filons subparallèles disposés en relais. A l'endroit des tranchées, des observations ont été faites :

le premier filon orienté N40°- 65°NW, est observé en discontinu sur plus de 1500m avec une puissance centimétrique à décimétrique (0,2 - 1 dm). Des nœuds de 0.5 m de puissance sont également relevés ;

le deuxième filon orienté N25°- 50°NW, est similaire au premier; il est localisé au SE du précédent et affleure en discontinu sur une longueur d'environ 300 m. En surface et dans les parties discontinues, le filon montre un aspect chaotique et éclaté. L'épaisseur est décimétrique comprise entre 0,5 et 1 m. La caisse filonienne est constituée par un quartz blanc laiteux à texture saccharoïde., localement caverneux (Photo 3).

Par endroit, les filons sont scindés en petites branches d'épaisseur décimétrique (3 – 10 dm).



Photo 3 : quartz blanc rubanné et bréchifié  
du filon 1; sous/zone Nord

Par ailleurs, les analyses effectuées lors des travaux de prospection (ORGM, 2002) ont révélé des teneurs variables ; allant de 0,4 à 74 g/t Au avec un pic à 311 g/t sur le quartz ; elles sont faibles (~0,2 g/t, exceptionnellement 9,6 g/t) dans l'encaissant grésopélitique schistifié. En profondeur, les teneurs diminuent sensiblement, de l'ordre de 1,5 g/t Au dans le quartz et sont inférieures à 0,6 g/t en moyenne dans l'encaissant.

#### ➤ Minéralisation

La minéralisation est de nature auro-sulfurée ; elle se présente sous forme de remplissage de microfissures selon une répartition irrégulière dans la caisse filonienne et de dissémination dans la masse quartzeuse.

Le minerai est caractérisé par une gangue à quartz blanc laiteux massif recoupé par de fines veinules à hydroxydes de fer et de cuivre, avec imprégnations de minéraux métalliques et grains d'or de taille millimétrique, parfois visibles à l'œil nu lorsqu'ils remplissent les cavités ou tapissent les fissures.

L'association minéralogique comprend : or natif, chalcopryrite, pyrite, galène, cuivre gris, mispickel et chalcocite accompagnés d'hydroxydes de fer et de cuivre.

L'étude microscopique a révélé une gangue à gros cristaux de quartz à extinction roulante. Dans les zones à cristaux de quartz bréchifiés se développent des petits grains de quartz qui donnent une texture en mosaïque. Les grains sont parfois, à leur tour, recoupés par des microfractures remplies de calcédoine. Cette dernière serait probablement d'origine hydrothermale.

Les grains de quartz sont souvent imprégnés de minéraux opaques; l'or occupe les microfissures à quartz microcristallin.

D'autres microfissures à caractère encore plus tardif sont à carbonates, minéraux phylliteux (muscovite, séricite, épidote et chlorite) et opaques (*planche VI*).

- L'or est très répandu, il se présente en grains de différentes dimensions, disséminés et sous forme de remplissage de microfissures. Il a été observé surtout avec les oxydes et hydroxydes de fer au sein desquels il se présente en inclusions. Il a été rarement observé avec les sulfures ; il cicatrise les cristaux bréchifiés de mispickel, se surimpose à la chalcopyrite ou enfin en inclusions dans la galène où il semble montrer un caractère tardif (*Planche VII*) ;
- Le mispickel se présente en cristaux automorphes, de forme losangique, fissurés ; il ne montre aucune relation avec les autres sulfures. Il comble les vides des fractures (*Planche VII*) ;
- La chalcopyrite apparaît en plages xénomorphes, disséminées remplissant les vides interstitiels entre les grains de quartz et les microfissures. Elle est parfois remplacée par le cuivre-gris : elle est également observée avec la digénite et la covellite qui la corrodent (*Planche VII*) ;
- La pyrrhotite est peu abondante; elle apparaît en plage xénomorphes ou en dissémination dans la gangue quartzreuse et rarement associée à la pyrite ; elle montre souvent avec une structure d'altération concentrique typique (*Planche VII*) ;
- Le cuivre-gris est très rare en petites gouttelettes; elle est observée dans les fractures de la sphalérite et de la chalcopyrite; la covellite lui est souvent associée (*Planche VII*) ;
- La pyrite n'est pas aussi répandue que la chalcopyrite, elle apparaît en cristaux subautomorphes ou en petits agrégats disséminés dans la gangue, sans relation avec les autres sulfures ; parfois en inclusions dans le cuivre-gris ; les cristaux sont souvent épigénisés en goethite et hématite.

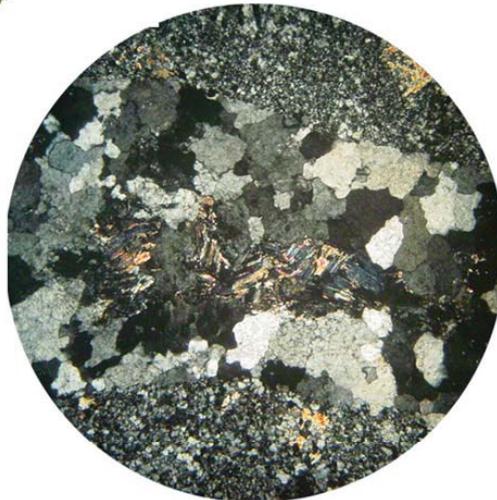


Minéraux opaques surimposés  
aux plans de schistosité et  
en remplissage de veinules

P12 LP X4

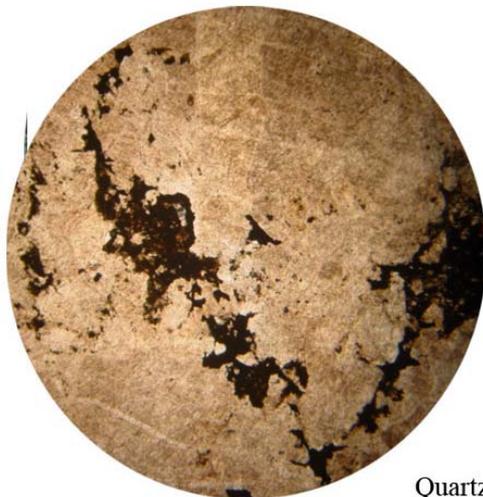


P10 LN X.5



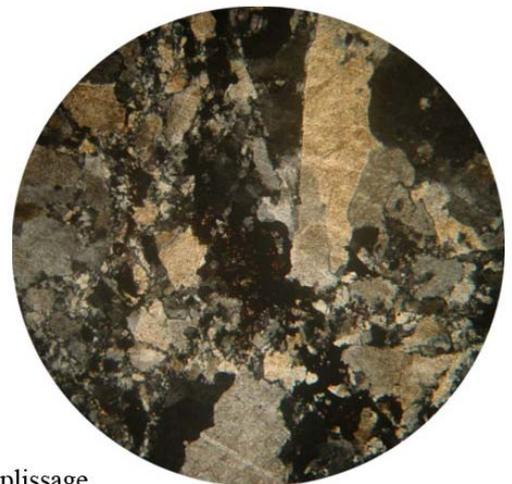
P11 LP X.10

Veinules de quartz microcristallin,  
phyllites et opaques recoupant  
le faciès détritique



P33 LN X5

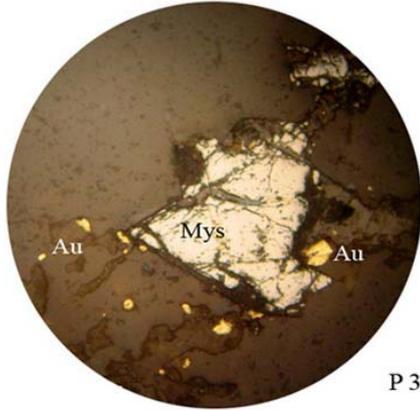
Quartz microcristallin avec remplissage  
d'opaques et oxyde de fer



P33 LP X5

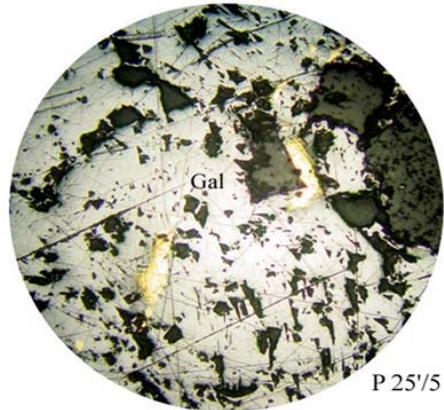
planche VI : les minéraux opaques sont localisés suivant les plans de schistosité et en remplissage des veinules et filonnets; faciès à quartzites et gravellites de la série Yetti

SOUS / ZONE OCCIDENTALE NORD



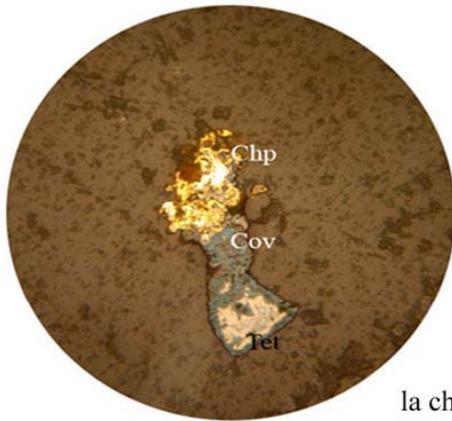
P 34 LN X10

minéralisation aurifère scellant des grains bréchifiés de mispickel



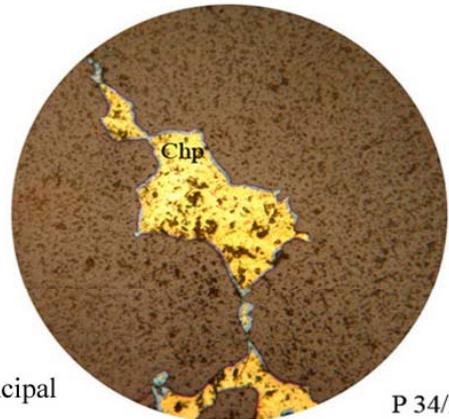
P 25/5 LN X10

plage de galène recoupée par des grains d'or

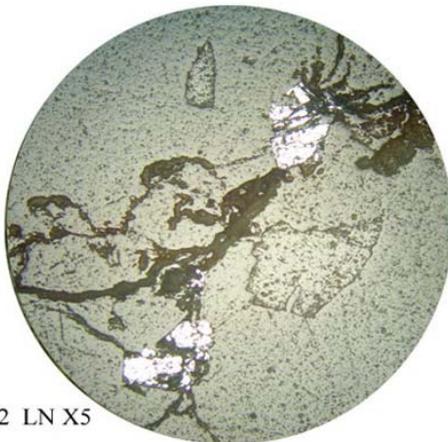


P 12 LN X20

la chalcopyrite, principal sulfure observé

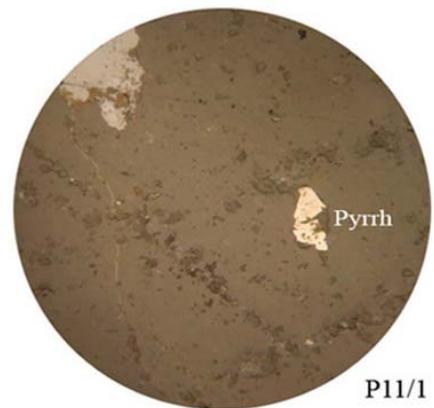


P 34/2 LN X10



P34/2 LN X5

cristaux d'Arsenopyrite fracturés tapissant les fractures



P11/1 LN X20

agrégat de pyrrhoite peu altéré avec structure concentrique

PLANCHE VII : nature des relations interminérales observées  
sur la minéralisation filoniennes SOUS/ZONE OCCIDENTALE NORD

L'observation montre également de petites plages de sphalérite, peu abondante, en petites plages et de la galène en inclusions dans le cuivre gris ou corrodant la chalcopyrite.

#### 2.3.1.1.2. Sous/Zone Sud (Zone A de l'ORGM, 2002)

La sous/zone sud (*fig.IV. 6*) a une extension plus importante (3 Km de long et 25 à 40 m de large). Elle est localisée sur le bourrelet médian de la zone de contact Yetti - Akilet Deilel en jalonnant la lame de granodiorite sus-décrite) et forme une bande allongée, orientée sensiblement N140° ; direction conforme à la direction générale soit WNW – ESE à NW-SE.

Les corps minéralisés sont observés en discontinue sur des aires d'extension hectométrique et de faible largeur (d'ordre décimétrique). Ils sont encaissés dans les niveaux pyroclastiques, de couleur rougeâtre, intensément schistosés, verticalisés et hydrothermalisés ; ils sont accompagnés de niveaux métasomatiques rouge brunâtre (*planche. VIII*).

Une coupe détaillée orientée WSW-ENE allant de la série Yetti vers les alternances d'Akilet Deilel en passant par le bourrelet médian, montre :

- des niveaux du complexe grésopélitique de la série Yetti orientés N140° - 70°W avec intercalations de lentilles de roches carbonatées, de volcanites, de lamprophyres et de métasomatites;
- vers l'ENE, au delà du contact anormal, le bourrelet médian montre les premiers niveaux d'alternances volcano-sédimentaires de la série Akilet Deilel représentés par des lentilles irrégulières de microconglomérats polygéniques et niveaux de pyroclastites rougeâtres d'épaisseur régulière ; l'endroit est très chahuté et les roches fortement schistifiées;
- la lame de granodiorite qui s'insère en parallèle aux premiers niveaux, en présence de dykes andésitiques, de métasomatites et de lamprophyres ;
- des alternances de la série Akilet Deilel réapparaissent par les niveaux de pyroclastites, des brèches et de tufs volcaniques associés ; l'orientation générale est N140° -65 NE;
- des coulées peu épaisses de volcanites (andésites, rhyodacites et rhyolites à phénocristaux de feldspaths) en intercalations.



niveaux de métasomatite brun rougeâtre, affleurent en parallèle au filon de quartz minéralisés (vues vers le NNW)



filon de quartz minéralisé fortement chahuté, l'orientation générale est N140° (vue vers le NNW)

PLANCHE VIII : Affleurements de la minéralisation dans la sous/zone Occidentale Sud

Les teneurs obtenues sur quartz sont supérieures à 5g/t Au. Dans l'encaissant immédiat pyroclastique à veinules de quartz, la teneur est faible de l'ordre 1,2 g/t (exceptionnellement 2 g/t). En profondeur, la teneur diminue sensiblement ; elle varie de 1 à 5g/t sur le quartz et est inférieure à 0,6 g/t dans l'encaissant (ORGM, 2002).

➤ Morphologie et caractères des corps minéralisés

Les filons sont reconnaissables en surface grâce aux débris de quartz qui jalonne la direction. Les blocs en place, à ras du sol, montrent une orientation N120° et un pendage redressé (70°E); les zones chahutées par la tectonique, montrent des directions proches de N145° et un pendage encore plus redressé (75° SW à subvertical) ; les corps sont découpés en tronçons décamétriques (10 - 30 m) par les fractures orientées N20°.

Les épaisseurs des corps sont d'ordre décimétrique (0.10 - 0.30 m) (0.25 m en moyenne) (*Planche IX*). Les épontes sont nettes et le contact avec l'encaissant est franc. Près de l'accident, les corps sont finement veinulés

➤ Minéralisation

Le minerai est à quartz blanc et rouge - orangé avec imprégnations de sulfures essentiellement pyrite et chalcopryrite.

L'or en poudre est observé dans les cavités le long des veinules soulignées par l'oxyde de fer.

Au microscope, les gros cristaux de quartz sont jointifs; ils sont recoupés par de fines veinules remplies de calcite et de quartz microcristallin; d'autres veinules sont à oxydes de fer et opaques (*planche X*).

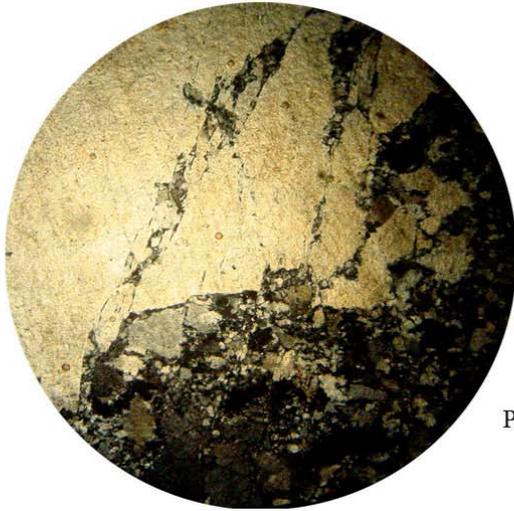
L'association observée est similaire à celle de la sous/zone Nord avec pyrite, chalcopryrite, galène, arsénopyrite, sphalérite et cuivre-gris. Il y a lieu de noter l'absence de la pyrrhotite et l'abondance relative, de la galène ; cette dernière est observée en inclusions dans le cuivre gris; certains cristaux montrent des inclusions d'or (*Planche XI*). Ces minéraux sont accompagnés de covellite, digénite, malachite et hydroxydes de fer.



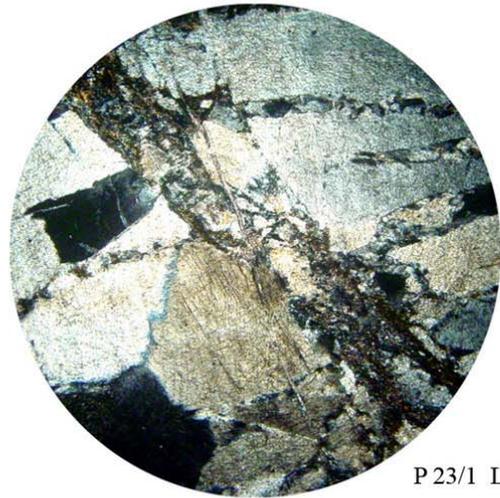
les blocs de quartz en place montrent  
une direction générale sensiblement  
NW-SE et un pendage ( $70^{\circ}$  à  $85^{\circ}$ ) vers l'Est



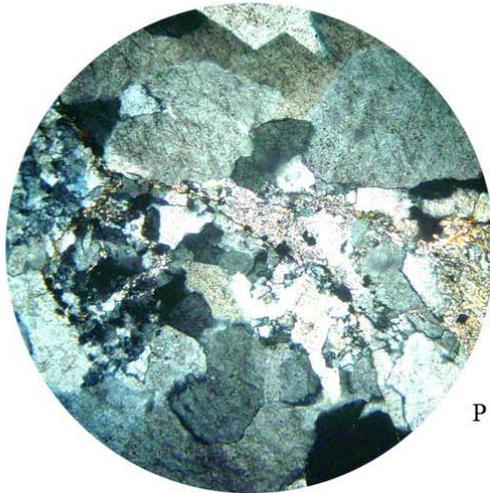
PLANCHE IX : affleurements de filon de quartz minéralisé dans  
la sous/zone occidentale sud (vue vers le NW)



P 23 LP X5



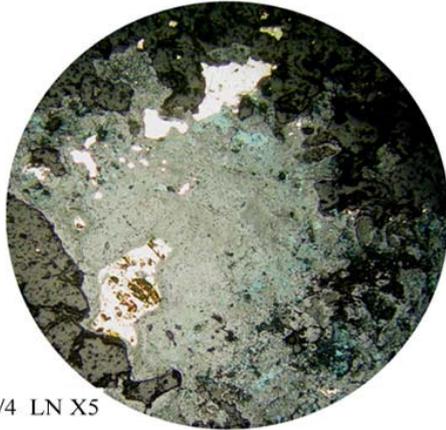
P 23/1 LP X5



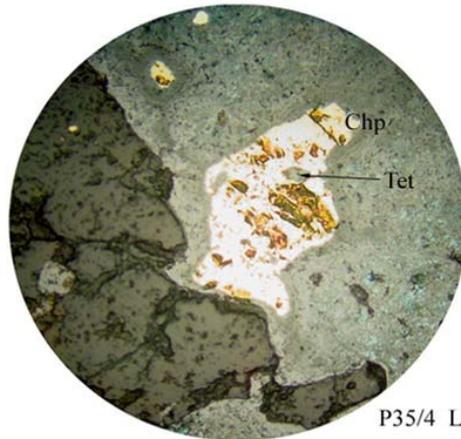
P 33 LP X5

planche X : les opaques associés au quartz microcristallin et calcite remplissent les veinules et filonnets eux mêmes encaissés dans les filons à gros cristaux de quartz

SOUS /ZONE OCCIDENTALE SUD

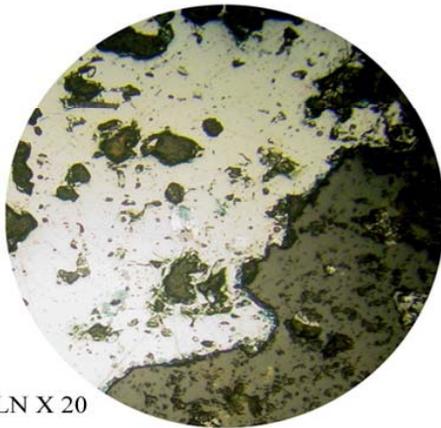


P35/4 LN X5



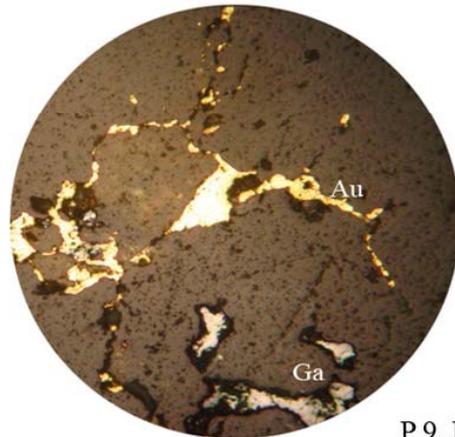
P35/4 LN X20

Remplacement par l'intérieur de la Chalcopryrite  
par la tennantite;  
la chalcopryrite est corrodée par la Covellite



SP 12 LN X 20

Cuivre gris avec inclusions de sulfures  
de types Sphalérite, Galène et Pyrite et d'Or



P 9 LN X4

Or natif en remplissage de veinules

PLANCHE XI: Minéraux métalliques observés  
en lumière réfléchie

SOUS/ZONE OCCIDENTALE SUD

### 2.3.1.2. Zone Orientale

Elle est localisée environ 5 Km à l'Est de la zone occidentale le long de l'Oued creusé dans un faisceau de roches volcaniques sombres (andésitiques et doléritiques) qui s'est inséré parallèlement aux alternances volcano-sédimentaires de la série Akilet Deilel (fig. IV. 6).

Les observations effectuées de part et d'autre du faisceau de roches volcaniques, montrent des alternances monoclinales de direction N-S à NW-SE et pendage régulier faible à moyen (10 à 20° E). Le faisceau est fortement schistosité avec fractures subverticales.

Aucun indice tectonique en faveur d'un contact chevauchant tel que dessiné le long de l'oued par Sabaté (1973) n'a été observé.

Une coupe transversale d'Ouest en Est et passant par l'oued montre:

- A l'Ouest de l'oued ; les alternances de niveaux détritiques à grains moyens à fins et niveaux pyroclastiques, brèches et tufs volcaniques finement lités à composants détritiques lithocristalloclastiques dominantes et aux intercalations volcaniques peu épaisses de nature acide à intermédiaire (andésite, rhyodacite, rhyolite);
- l'oued est occupé par un faisceau de dykes andésitiques et doléritiques ( cités ci-dessus) fortement schistosé avec filons de quartz à épidotes;
- à l'Est de l'oued, les alternances réapparaissent et les tufs volcaniques deviennent rares et les épanchements volcaniques sont dominants.

#### ➤ Morphologie et caractères des corps minéralisés

La zone orientale semble relativement moins riche que la zone occidentale. Très peu de travaux miniers (lithogéochimie et saignées) lui ont été consacrés. Elle s'étale selon une orientation Nord - Sud sur une longueur de 1000 m et une largeur de 300 m environ. En surface, la présence des filons est indiquée par une « trainée » de quartz. La direction N145° avec un pendage 35° NE ont été relevés sur les quelques blocs en place de quartz.

Les mauvaises conditions d'affleurements empêchent d'observer les épontes des corps minéralisés. On suppose que l'interface roches volcaniques/niveaux volcano-sédimentaires est l'espace favorable à la mise en place des corps minéralisés.

➤ minéralisation

Le remplissage est à quartz en gros cristaux et calcite. Les minéraux métalliques, pyrite et chalcopryrite, visibles à l'œil nu sont associés à la gangue quartzreuse. Les fissures tardives sont soulignées par des traces de malachite et d'hydroxydes de fer. Un halo de dissémination au voisinage immédiat des corps de quartz se traduit par une intense imprégnation par des cristaux de pyrite fortement hématitisés et veinules de calcite ferrifère.

Au microscopique les gros cristaux de quartz sont jointifs, peu bréchifiés et peu déformés; ils sont accompagnés de gros cristaux de calcite, de sulfures, d'oxydes et hydroxydes de fer comme remplissage de fractures secondaires.

L'or n'a pas été observé; il serait lié au quartz associé à l'épidote. d'après les analyses, une teneur supérieure à 3 g/t à été relevé sur ce type de quartz.

Ailleurs, non loin de la zone orientale, des corps minéralisés sont observés ; ils présentent une allure filonienne ; ils sont orientés N10° à N35° et plongent vers l'Est (30° max). Ils sont encaissées dans l'interface roche volcanique/niveaux détritiques de la série Akilet Deilel. Ces corps interprétés comme filons-couches (Ben ramdane et al., 2001) pourraient correspondre à des fentes d'extension en rapport avec des accidents décrochants légèrement chevauchants.

### 2.3.1.3. **SUCCESSION PARAGENETIQUE**

L'analyse des observations macroscopiques et microscopiques permet de proposer une succession paragénétique dont une partie est établie sur la base de la succession paragénétique théorique admise pour ce type de minéralisation (*Tableau 6*).

La succession peut se résumer probablement de la façon suivante : après la fracturation initiale le quartz (QI) à gros grain, stérile se dépose. Après le dépôt du quartz (QI), la fracturation se poursuit et les nouvelles ouvertures sont le lieu où se dépose le quartz microcristallin (QII) et la calcédoine.

Ils représentent l'étape pré-minéralisation. L'étape qui suit est la principale, étape de minéralisation avec dépôt des premiers minéraux (pyrrhotite, pyrite et mispickel).

Au cours de ces premiers dépôts, la tectonique se poursuit ; les cristaux bréchifiés de mispickel et de galène illustrent bien le phénomène; les fractures observées sont cicatrisées par de l'or. Cette constatation témoigne bien de la mise en place très tardive, de l'or. Le dépôt de l'or termine la phase hydrothermale de la mise en place de la minéralisation.

La phase supergène est marquée par un processus d'altération bien développé. Ce dernier a permis la mise en place d'une concentration aurifère associée aux hydroxydes et oxydes de fer comme l'atteste les observations microscopiques.

En définitive, l'or est tardif dont une bonne partie est liée au processus supergène.

stades minéraux	Minéralisation filonienne			phase supergène
	phase stérile	phases hydrothermales		
Quartz I	—			
Quartz II		—		
Calcédoine				
Pyrrhotite		—		
Mispickel		—		
Pyrite			—	
Chalcopryrite			—	
Sphalérite			—	
Cuivre-gris			—	
Galène			—	
Or			—	—
Chalcocite				—
Covellite				—
Calcite				—
Hématite				—
Hydroxydes de fer				—
Hydroxydes de cuivre				—

Tableau 6 : Succession paragénétique probable de la minéralisation filonienne de l'indice Akilet Deilel

### 2.3.2. MINERALISATION DISSEMINEE

La minéralisation disséminée est irrégulièrement répartie ; elle est associée aux niveaux lenticulaires de microconglomérats et tufs volcaniques de la série Akilet Deilel (*fig. IV. 6*).

Les corps minéralisés sont difficile à cerner car aucun élément de contrôle n'a pu être mis en évidence. Néanmoins, il est connu que la porosité des sédiments détritiques peut piéger des minéralisations aurifères avec dissémination de pyrite, particulièrement près des grandes failles.

Ce deuxième type de minéralisation est encore mal étudié.

#### ➤ Morphologie et caractères des corps minéralisés

La minéralisation est observée en forme de liserés fins et discontinus d'extension latérale centimétrique ; elle est aussi disséminée dans la matrice composée essentiellement de cristaloclastiques et lithoclastiques.

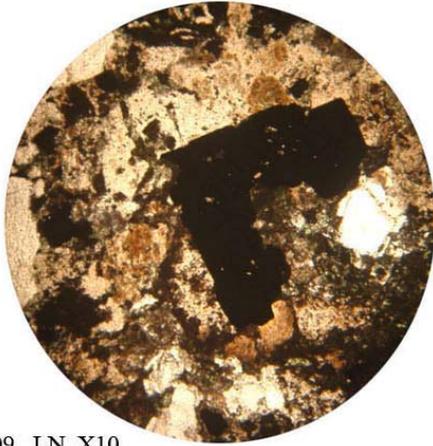
#### ➤ Minéralisation

La minéralisation est à pyrite - chalcopryrite. Les cristaux observés sont disséminés dans l'encaissant; la pyrite est abondante ; la chalcopryrite est rare. L'or n'a pas été observé à l'œil nu. Néanmoins, des teneurs faibles (0,1 à 1g/t) ont été relevés dans les tufs riches en pyrite et chalcopryrite.

Au microscope, les minéraux opaques sont observés surimposés aux éléments ou dans les joints.

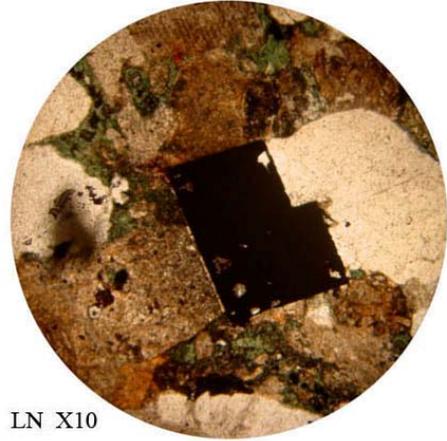
Les minéraux phylliteux (chlorite, micas), quartz, microcristallin et calcite sont très présents dans la roche.

Sur les sections polies, seules la pyrite et la chalcopryrite ont été observées. Les cristaux se présentent en sections xénomorphes parfois subautomorphes à section carrée ou triangulaire de faibles dimensions (*Planche XII*).



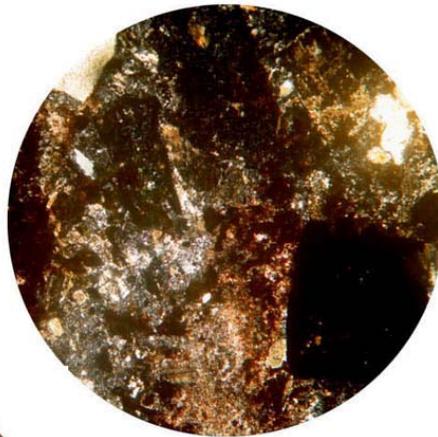
E 109 LN X10

Cristal automorphe de pyrite  
superposé au tufs épicastiques  
de la série Akilet Deilel



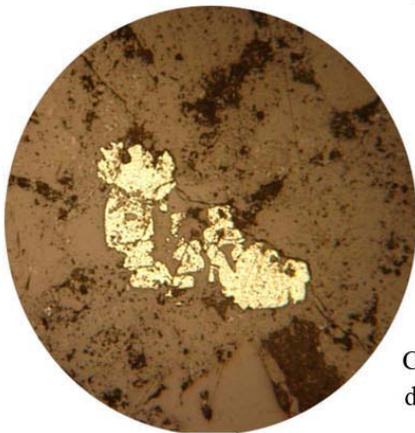
E 97 LN X10

Pyrite surimposée au tufs  
d'Akilet Deilel



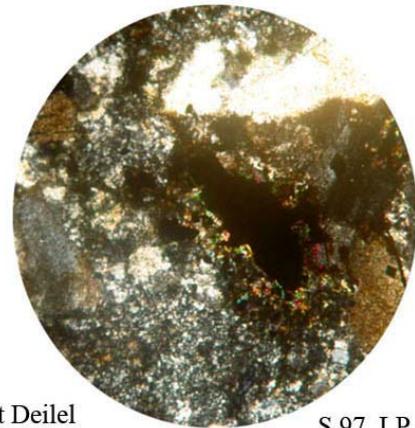
E 103 LP X 5

Opaques en cristaux automorphes  
surimposés aux éléments  
lithoclastiques et cristallos-clastiques  
ou dans le ciment quartzique



Ech. E109 X4  
lum. réfléchie

Cristal de chalcopyrite disséminé  
dans le faciès tuf de la série Akilet Deilel



S 97 LP X5  
lum transmise

Planche XII : minéralisation disséminée, observée dans la matrice ou surimposés aux lithoclastes et cristallosclastes des tufs et niveaux volcano-détritiques de la série Akilet Deilel, Les opaques sont accompagnés de carbonates, épidote et autres minéraux phylliteux

### **2.3.3. RELATION ENTRE TECTONIQUE ET MINERALISATION FILONIENNE**

L'analyse des structures tectoniques minéralisées peut aider à établir la relation entre tectonique et minéralisation.

En effet, la localisation des corps filoniens et les caractères de minéralisation développée dans les zones tectoniques montrent que cette dernière joue un rôle dans la mise en place de la minéralisation. Car les corps minéralisés occupent les ouvertures qui résultent du fonctionnement de l'accident. Il y a lieu de citer :

- Les ouvertures en baionnettes, en forme losangique, seraient l'espace favorable à la formation des nœuds de corps minéralisés observés. Ces ouvertures pourraient correspondre à des « colonnes » minéralisées typiques des accidents décrochants.
- Les fentes de tension subhorizontales, orientées sensiblement N-S et observées entre la zone occidentale et la zone orientale pourraient correspondre à des ouvertures de type T.

La cinématique serait en liaison avec une composante chevauchante vers l'Ouest bien tardive, du décrochement dextre qui caractérise l'accident majeur Arieguet Lemha – M'Dena el Kahla dans ce secteur.

### **2.3.4. RELATION ENTRE LA MINERALISATION FILONIENNE ET DISSEMINEE**

La relation directe entre la minéralisation filonienne et minéralisation disséminée n'a pas été observée.

Les corps à minéralisation disséminée sont situés assez loin des zones d'accidents pour évoquer un éventuel lien. Néanmoins, il est fort probable que les deux types de minéralisation correspondent à la circulation d'un même fluide minéralisateur.

#### 2.4. **HYPOTHESE GENETIQUE ET AGE DE LA MINERALISATION**

A l'issue de cette étude, des similitudes sont apparues avec les gîtes d'or connus, particulièrement ceux de l'Afrique de l'Ouest encaissés dans les terrains birimo-éburnéens.

Compte tenu de la typologie des gîtes d'or proposée dans la littérature et dont nous avons fait référence en introduction de cette partie, la minéralisation aurifère de type filonien de l'indice d'Akilet Deilel, peut donc être rattachée au « *type 5* » (de Milési et al. (1989)) ; type qui s'intègre bien dans le modèle des shear-zones aurifères.

En effet, les gisements de Poura (Burkina-Faso) et Kalana (Mali) représentés par des champs filoniens à minéralisation quartzeuse à or natif et sulfures polymétalliques et mis en place dans des zones de fracturation tardi-tectonique, pourraient être comparables à la minéralisation filonienne de l'indice Akilet Deilel.

En ce qui concerne la minéralisation disséminée, on considère que la porosité des roches encaissantes (faciès volcano-détritiques) et le contexte tectonique (zone de cisaillement) seraient deux facteurs favorables à l'apparition de niveaux minéralisés irrégulièrement répartis.

Par ailleurs, il y a lieu de signaler qu'aucun travail n'a été entrepris pour caractériser les fluides à l'origine des minéralisations. Cependant et compte tenu de l'hypothèse acceptée aujourd'hui, pour les cisaillements à or, il est permis de rattacher les minéralisations étudiées à la classe des « gîtes d'or orogéniques ».

Ces gîtes épigénétiques se mettent en place à des profondeurs supérieures à 10 Km et ce, à la faveur des fluides qui affectent la croûte lors des processus d'accrétion tectonique.

En effet, les fluides météoriques ou aquo-carboniques d'origine profonde, qui circulent à la faveur de grands accidents d'extension crustale, lessivent et concentrent les éléments exsolvés dans les pièges structuraux situés à proximité des drains hydrothermaux, lors des phénomènes de métamorphismes HT (les intrusions Aftout-Eglab).

L'âge des minéralisations reste encore inconnu, aucune datation n'est disponible. Cependant, si on admet que la phase de dépôts des solutions minéralisées s'est produite au cours des derniers stades de la déformation cassante à ductile cassante en fin d'évolution orogénique (cas général); et si on tient compte des données métallogéniques régionales de l'Afrique de l'Ouest où un cycle métallogénique éburnéen, qui s'étale sur environ 150 Ma (2120 – 2001 Ma) est connu (Milési et al., 1989), le parallèle pourrait être envisagé entre les minéralisations de l'Afrique de l'Ouest et celle d'Akilet Deilel. Dans ce cas, les minéralisations aurifères d'Akilet Deilel pourraient être rattachées à un "événement" métallogénique tardif tardi-éburnéen, postérieur à 2065 Ma.

Partie V

***CONCLUSION GENERALE***

## **Conclusion générale**

L'objectif principal de ce travail est l'étude de la minéralisation aurifère localisée dans la zone de cisaillement Yetti-Eglab (ZCY-E) du massif précambrien Yetti-Eglab (partie nord-orientale de la dorsale Réguibat).

Afin d'atteindre cet objectif, il a été jugé utile de préciser le support lithostratigraphique et structural de cette minéralisation. Nous rappelons ici, les principaux résultats obtenus:

1. En dessous des dépôts du Phanérozoïque, le Précambrien du massif Yetti-Eglab est divisé en quatre grands ensembles.

- un **substratum granito-gneissique** paléoprotérozoïque (2,2-2,1 Ga) à reliques de croûte océanique néoarchéenne (2,7 Ga) ;
- des **séries volcano-sédimentaires** comparables aux séries birimiennes de l'Afrique de l'Ouest ;
- aux deux ensembles, sont associées des **manifestations magmatiques** représentées par des granitoïdes et une large couverture volcanique rattachés à l'orogénèse éburnéenne ;
- une **couverture néoprotérozoïque** représentée uniquement sur la bordure sud et peu affectée par l'orogénèse panafricaine.

La zone de jonction entre le Yetti et les Eglab correspond à une zone de cisaillement cadrée par des accidents cisailants mylonitiques, qui affectent d'une part, la zone Est du domaine Yetti et d'autre part, la zone Ouest du domaine Eglab.

2. L'étude des différentes séries constitue une contribution à mieux caractériser la ZCY-E.

- la série Yetti serait constituée d'une unité inférieure granito-gneissique migmatitique (partie profonde) et d'une unité supérieure volcano-détritique plissée et schistosée (partie sommitale) ; l'idée est à vérifier ;
- les coupes levées sur la série Akilet Deilel permettent de regrouper les différents faciès en trois termes : détritique, pyroclastique et volcanique ;
  - ✓ la coupe synthétique établie montre des faciès détritiques à la base surmontés par une alternance de faciès pyroclastiques et tufs avec

*intercalations de volcanites, basiques à acides, calco-alcalines; vers le haut, les termes volcanogènes acides sont dominants,*

- ✓ *les faciès comparables aux faciès Akilet Deilel, discordants sur la série Yetti pourraient être assimilés à une molasse syn à post-orogénique de type arc ou arrière arc ; elle serait post Akilet Deilel et anté Guelb el Hadid,*
- *du point de vue magmatisme, les granitoïdes sont les roches magmatiques dominants de la ZCY-E; les volcanites sont représentés essentiellement par les faciès acides ;*
- *les données géochimiques (éléments majeurs) ont révélé le caractère calco-alcalin des granites Yetti et Chegga et préciser le caractère transitionnel calco-alcalin alcalin des granites Aftout. Elles ont révélées également, le caractère orogénique de mises en place des intrusions.*

Du point de vue structural, l'image finale est celle de deux domaines collés vers 2,09 Ga. Les deux domaines sont structurés en blocs soulevés et d'autres abaissés, des zones plissées et d'autres faillées. La tectonique verticale est dominante.

3. l'étude de la minéralisation a permis de distinguer deux types de minéralisations aurifères : une minéralisation filonienne et une minéralisation disséminée.

- ***la minéralisation filonienne*** *est à or, sulfures ; elle est associée aux filons de quartz et localisée dans les zones de contacts anormaux entre deux séries à lithologies différentes. Elle a été observée dans deux zones différentes appelées zone occidentale et zone orientale.*

*Les deux zones se distinguent l'une de l'autre par la géométrie des corps, le type de remplissage et par la nature de l'encaissant.*

*Les filons de quartz sont observés en discontinu sur une extension hectométrique et une puissance centimétrique à décimétrique avec des nœuds de taille décimétrique. Dans la zone occidentale, des essaims de filonnets et veinules millimétriques sont observés en parallèle au corps principal.*

*Le minerai est à texture rubanée. La gangue est à quartz blanc laiteux massif recoupé par des veinules à remplissage de sulfures. L'or est en grain de taille millimétrique, visible à l'œil nu.*

*Les changements de teneurs en or relevées en surface (0,4 à 74 g/t Au) et en profondeur (1,5 g/t Au en moyenne) s'expliquent probablement par la présence de l'or d'altération supergène.*

• ***la minéralisation disséminée*** est à pyrite - chalcopyrite - or ; elle est associée aux niveaux lenticulaires volcano-détritiques de la série Akilet Deilel; elle montre des liserés fins et discontinus d'extension centimétrique et irrégulièrement répartis.

*Les sulfures sont xénomorphes, observés soit dans la matrice, entre les clastes et parfois en surimposition.*

*L'or non observé, a été révélé à l'examen auro spectrométrique avec une teneur inférieure à 1 g/t Au.*

La relation directe entre la minéralisation filonienne et minéralisation disséminée n'a pas été observée. A l'opposé, la relation entre tectonique et minéralisation filonienne est bien établie.

En effet, les corps filoniens localisés près des contacts anormaux et les caractères de minerai, montrent que la tectonique a joué un rôle dans la mise en place de la minéralisation. Les éléments structuraux observés sont en liaison avec le jeu des failles de la zone de collage Yetti-Eglab. Il y a lieu de citer :

- *les nœuds formés seraient formés à l'endroit des ouvertures en baïonnettes ; elles pourraient correspondre à des « colonnes » minéralisées typiques des accidents décrochants ;*
- *les corps minéralisés à pendage subhorizontal, observés entre les deux zones occidentale et orientale et interprétés comme filons-couches pourraient correspondre à des fentes de tension (ouvertures de type T); en rapport avec la composante chevauchante vers l'Ouest de l'accident décrochant Ariquet Lemha - M'dena Kahla dans ce secteur.*

Enfin, cette étude non exhaustive montre l'intérêt des shear zones aurifères sur le massif Yetti-Egab et la mise en évidence de nouvelles zones de cisaillement dans le massif des Eglab serait favorable pour une réévaluation du potentiel aurifère dans le massif Yetti-Eglab.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

**Abouchami W., Boher M., Michard. A & Albarède F. (1990)**

A major 2,1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion; *J. Geophys. Res.*, 95, 17605-17629.

**Aïfa T., Lefort J.P., Oudanne M. & Calza F. (1993)**

Mise en évidence d'antiformes générées en régime extensif sur la marge orientale du craton ouest-africain(région des Eglab): arguments paléomagnétiques et gravimétriques; *Bull. Serv. Géol. Algérie*; Vol.4, n°2, 121-136.

**Artignan D., Maurin G., Bella A., Dieye A & Thaleb A. (2000)**

Découverte d'une nouvelle province aurifère dans l'archéen du Tasiast et du Tijirit (Mauritanie); *Chron. Rech. Min.*, n°538, pp3-16.

**Azzouni - Sekkal A. (1976)**

Les stocks plutoniques basiques de la jointure "Yetti-Eblag", (Sahara occidental algérien). *Thèse Doct. 3° cycle*, Fac. Sci. d'Alger.

**Azzouni - Sekkal A, Debabha F. & Ikhlef F. (2003)**

Sur l'existence de malignites et syénites mésocrates associées, stocke plutonique sud Tinguicht, zone de jointure Yetti-Eglab (dorsale Réguibat, Algérie) ; *Bull. Serv. Géol. Algérie*, vol. 14, n° 2, 79-95.

**Azzouni- Sekkal A. & Sabaté P. (1976)**

Existence de stocks gabbroïques déficitaires en Silice près de la jointure Yetti-Eglab (Sahara Occidental algérien), *Bull. Soc. d'Hist. Nat d'Afr. du Nord* , t. 3 et 4, 193-202.

**Baudin Th. (1996)**

Rapport de mission de terrain dans les Eglab et le Yetti (30/01/93 au 21/03/93); *Mém. du Serv. Géol. Algérie*, n° 8, 53-60.

**Bellal M., Ben ramdane H. & Semiani A. (2003)**

Caractérisation pétrographique et géochimique de la série Akilet Deilel, Massif des Eglab, Sud – Ouest algérien. *2<sup>ème</sup> Séminaire National de Stratigraphie, Beni Abbès, Algérie.*

**Ben ramdane H., Bellal M. & Kolli O. (2001)**

Gold Mineralisation in the Yetti-Eglab Zone (NE Reguibat Shield, SW Algeria); *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century, The 6<sup>TH</sup> Biennial SGA-SEG Meeting, Warsaw, Poland*; Piestrzynski et al (eds); A.A.Balkema Publishers, pp 695-698.

**Ben ramdane H., Bellal M. & Khodja H. (2003)**

Carte géologique d'Aouinet Bel Egraa-Aguelt el Habib Ould Brahim (SW algérien) (Feuille NG-29-XVIII à 1/200.000) ; *2<sup>ème</sup> Séminaire National de stratigraphie, Béni Abbès, Algérie.*

**Ben ramdane H. & Bellal M. (2005)**

Carte géologique de Tindouf (SW algérien) (Feuille NG-29-NE à 1/500.000) ; *Séminaire de géologie et de métallogénie des massifs du Hoggar et des Eglab, Tamanrasset, Algérie.*

**Ben ramdane H., Bellal M. & Kolli O. (2005)**

La série volcanosédimentaire d'akilet Deilel (NE de la Dorsale Réguibat) SW algérien: pétrologie et minéralisation; *Séminaire de géologie et de métallogénie des massifs du Hoggar et des Eglab, Tamanrasset, Algérie.*

**Bertrand Sarfati J., Moussine-Pouchkine A. & Ait Kaci Ahmed A. (1996)**

Subdivisions stratigraphiques nouvelles dans la couverture néoproterozoïque au NE du bassin de Taoudenni (Algérie); *Mém. Serv. Géol. Algérie*, n°8, 63-90.

**Bessoles B. (1977)**

Géologie de l'Afrique, le Craton Ouest -Africain; *Mém. BRGM*, 88, 404 P.

**B.I.A. (1960 a)**

Etudes géologiques, Mission Mauritanie, Rapport de fin de mission (1958-1959), *inédit*.

**B.I.A. (1960 b)**

Etudes géologiques, Mission Eglab, Rapport fin de mission (1958-1959), 68 P., 3 cartes h.t., 67 pl. h.t., *inédit*

**Bitam L., Gourvennec R. & Robardet M. (1996)**

Les formations paléozoïques antécarbonifères du sous bassin de Djebilet (flanc sud du bassin de Tindouf, NW du Sahara algérien); *Mém. du Serv. Géol. Algérie*; n°8, 91-111.

**Bonnemaison M. (1986)**

Les filons de quartz aurifères » : un cas particulier de shear zone aurifères ; *Chron. Rech. Min. Fr.*, n° 482.

**Bouchot V. (1991)**

Géométrie des minéralisations aurifères associées aux zones de cisaillement, *Rap. BRGM*, R 32679

**Buffière J. M., Fahy J.C. & Petey J. (1966)**

Sur l'ensemble précambrien Yetti-Eglab et sur sa couverture infratillitique en territoire algérien; *C. R. Acad. Sci., Paris, D*, 262, 1513-1516

**Buffière J.M., Fahy J.C. & Petey J. (1967)**

Les formations volcaniques du massif des Eglab (Sahara occidental); *C.R. Acad. Sci.*, t 264, n° 2, 197-199.

**Caby R. (1965)**

Les formations précambriennes de l'extrémité orientale de l'axe cristallin Yetti-Eglab (Sahara algérien occidental); *B.S.G.F.*, (7), VII, 341-352.

**Conrad G. et Conrad J. (1983)**

Histoire néogène et quaternaire du Sahara algérien. *In. Géologie de l'Afrique, le Craton Ouest -Africain; Mém. BRGM*, 88, 404 P.

**Cherifa B. (2004)**

Le massif granitique Aftout de T'Menin (Eglab, Sud-Ouest algérien) : pétrologie, géochimie et classification géotectonique à partir de l'étude des éléments majeurs ; *Mémoire d'Ingénierat, FSTGAT, USTHB.*

**De Wit M.J., Dunn N., Bowring S., Dudas F.O., Ward J.D., Morelli C., Zerrouki A. & Ben ramdane H. (2002)**

Age and Composition of the basement rocks of the Eglab Massif, SW algérien : implications for the origine and evolution of the Paleoproterozoic Craton of West Africa; *19th Coll. Af. Geol. El Djadida, Morocco*

**Gevin P. (1951)**

Sur la structure du massif cristallin Yetti-Eglab; *C. R. Acad. Sci., t. 233, 1129-1130.*

**Gevin P. (1958)**

Notice explicative des cartes au 1/500.000 Eglab -Tindouf; *Serv. Carte Géol. Algérie; 28.*

**Gevin P. (1960)**

Etude et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires; *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, nlle. sér., n° 23, 1 carte h.t., 328.*

**Goldfarb R.J., Groves D.I, Gardoll S. (2001)**

Orogénic gold and geologic time: a global synthesis, *Ore Geol. Rev. 18, 1-75*

**Guerrak S. (1988)**

Geology of the early Devonian oolitic iron ore of the Gara Djebilet field. Saharan Platform, Algeria; *Ore Geol. Rev, Elsevier.*

**Groves D.I, Goldfarb R.J., Gebre-Mariam H., Hagmann S.G., Robert F. (1998)**

Orogénic gold deposits- a proposed classification in the contexte of their crustal distribution and relationship to other gold deposits type, *Ore Geol. Rev. 13, 7-27*

**Hacini A. & Sabaté P. (1976)**

Aperçu pétrographique de quelques dolérites du Précambrien de la région Yetti-Eglab (Sahara occidental algérien). *Bull. Soc. d'Hist. Nat. de l'Afr. du Nord, t.3 et 4, 215-224.*

**Hirdes W. , Davis D.W., Lüdtke G. & Konan G. (1996)**

Two generations of birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa) : consequence for the « Birimian controversy » ; *Precambrian Res., 80,3-4,173-191.*

**Kahoui M. (1988)**

Etude d'un complexe granitique différencié et de sa couverture volcanique, incidence métallogénique, cas du Djebel Drissa (Eglab, Algérie) *Th. Doct.Univ. Nancy 1, 258 P.*

**Kahoui M., Drareni A. Fabre J., Peucat J.J. & Kaddour M. (1996)**

Age éburnéen du complexe annulaire de Djebel Drissa (Est de la dorsale Réguibat, Algérie); *Mém. Serv. Géol. Algérie, n°8, 15-22.*

**Kahoui M. & Mahdjoub Y. (2001)**

Critères pour la recherche des sources primaires du diamant dans la zone de "jointure" Yetti-Eglab (Dorsale Réguibat, Craton Ouest-Africain); *11<sup>ème</sup>. Sémin. National des Sc. De la Terre, Tlemcen, Algérie.*

**Kahoui M. & Mahdjoub Y. (2002)**

Calc-alkaline alkaline transition in Eglab paleoproterozoic granitoids (Reguibat Rise, Algérie) ; *19th Coll. Af. Geol. El Djadida, Morocco.*

**Lapadu-Hargues P. (1947)**

Quelques données préliminaires sur le massif des Eglab (Sahara occidental) *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, t.225, 950-951.

**Lasserre M. & Lameyre J. (1969)**

Données stratigraphiques et géochronologiques sur la dorsale précambrienne du pays Réguibat (Mauritanie du Nord - Algérie); *Ann. Fac. Sci. Univ. Clérmont*, n°41, Géol. Min., fasc.19, 48-49.

**Lasserre M., Lameyre J. & Buffière J.M. (1970)**

Données géochronologiques sur l'axe précambrien Yetti-Eglab en Algérie et en Mauritanie du Nord; *Bull. BRGM*, 2° sér., Sec.IV, n°2, 5-13.

**Lefort J.P., Aïfa T. & Ouaddane M. (1994)**

Modélisation magnétique des filons subméridiens et de l'ensemble Yetti-Eglab (Dorsale Réguibat) : conséquences géodynamiques concernant la marge orientale du craton ouest-africain; *Bull. Serv. Géol. Algérie*, vol. 5, n° 2.

**Lefort J.P., Aïfa T. & Bourrouilh R. (2004)**

Evidences paléomagnétiques et paléontologiques en faveur d'une position antipodale du craton Ouest-Africain et de la Chine du Nord : conséquences paléomagnétiques; *C. R. Géosciences*, 336, 159-165.

**Legrand Ph. (1969)**

Découverte de graptolites entre Gara Djebilet et Aouinet Bel Legraâ (synclise de Tindouf, Sahara algérien). *Bull. Soc. Hist. Nat. De l'Afr. du Nord*, 115-126

**Legrand -Blain M.(2003)**

Le Pennsylvanien (Carbonifère supérieur) ; chronostratigraphie 2003 – Données algériennes ; 2<sup>ème</sup> Séminaire National de stratigraphie, Béni Abbès, Algérie.

**Lescuyer J.L. (2002)**

La métallogénie de l'or ; *synthèse interne REM, BRGM*

**Liègois J.P. & Ramboult L. (2002)**

*Structure in terranes of the Reguibat Rise (Mauritanie): isotopic, structural and geophysical evidences; 19th Coll. Af. Geol. El Djadida, Morocco*

**Mahdjoub Y., Drareni A. & Gani R. (1994)**

Accretion crustale et tectonique verticale à l'Eburnéen dans les massifs des Eglab et du Yetti (Dorsale Reguibat, Algérie); *Bull. Serv. Géol. Algérie; vol.5, n°1, 97-107*

**Mahdjoub Y., Drareni A. & Gani R. (2002)**

Magmatic evolution during convergence in paleoproterozoic Eglab domaine, Reguibat Rise, Algeria ; *19th Coll. Af. Geol. El Djadida, Morocco*

**Mahdjoub Y., Kahoui M., Drareni A. & Gapais D. (2005)**

Tectonique éburnéenne dans le massif des Eglab, Dorsale Reguibat (Algérie) ; *Séminaire de géologie et de métallogénie des massifs du Hoggar et des Eglab, Tamanrasset, Algérie.*

**Menchikoff N. (1930)**

Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Rev. géogr. Phys. et géol. dyn.*, III, 2, 103-247, Paris

**Milesi J.P., Fyebesse J.L., Ledru P., Dommanget A., Ouedraogo M.F., Marcoux E., Prost A., Vinchon C., Sylvain J.P., Johan V., Tegye M., Calvez J.Y. & Lagny Ph. (1989)**

Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leur évolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur; *Chron. Rech. Min. Fr.*, n° 497, PP 3-98.

**ORGM (ex. EREM) (1983)**

Rapport final du groupe Eglab sur les travaux de reconnaissance et de prospection régionale; *inédit*.

**ORGM (2002)**

Prospection régionale des minéralisations aurifères liées aux séries volcano-sédimentaires du massif des Eglab, rapport final; *inédit*.

**Peucat J.J., Capdevila R., Drareni A., Mahdjoub Y., & Kahoui M. (2005)**

The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt : petrology, geochemistry and geochronology; *Prec. Research* 136, 309-352.

**Piboule M., Amosse J., Kahoui M., Fabre J. & Boukhalfa L. (1996)**

Le magmatisme gabroïque précoce des Eglab orientaux du bouclier Reguibat : géochimie et comportements des éléments du groupe du platine (PGE). *Mém. Ser. Géol. Algérie*, n°8, 23-34

**Rocci G., Bronner G. & Deschamps M. (1991)**

Crystalline basement of the West African craton in "The West African orogen and circum atlantic correlatives", R.D. Dallmeyer, J. P. Lecorché (Eds.) *Springer-Verlag*, 31-61, 405 P.

**Sabaté P. & Lameyre J. (1971)**

Yetti - Eglab joint zone in the Réguibat dorsale , résumé comm., 6° *Coll. Géol. Afr.*, Leicester Irl.

**Sabaté P. (1972)**

Structure de la série Yetti (Sahara occidental algérien); *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t.275

**Sabaté P. (1973)**

La jointure Yetti-Eglab dans la dorsale précambrienne du pays Reguibat (Sahara occidental algérien) ; *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 276, 2237-2239.

**Sabaté P. & Lameyre J. (1973)**

Magmatism and metamorphism in the Yetti-Eglab precambrian formations of the Dorsale Réguibat (occidental algerian sahara) ; 7° *ème Coll. Géol. Afr.*, Florence, It., et *Trav.Lab. Sc. Terre*, Marseille, B1, 131-133.

**Sabaté P. & Lomax K. (1975)**

Données stratigraphiques et paléomagnétiques de la région Yetti - Eglab (Sahara occidental algérien); *Bull. du BRGM*, 2ème Sér., sect.II, N° 4, 293-311.

**Sabaté P., Lassere M. & Lameyre J. (1977)**

Rb-Sr ages of some precambrian formations of the Eastern Réguibat Dorsale : existence of a metamorphic belt during the Eglab orogeny. 9° *Coll. Géol. Afr.*, Göttinger, RFA, 85-90.

**Sabaté P. (1978)**

Données géochimiques et radiométriques sur les volcanites calco-alcalines précambriennes de l'Eglab (Sahara occidental algérien) Esquisse de leur évolution géotectonique. *B.S.G.F.*, (7), t.XX, n°1, 81-90

**Sabaté P. (1979)**

Les volcanites Eglab : Données radiométriques de la dernière expression magmatique calco-alcaline du cycle orogénique Eglab (Sahara occidental); *Rev. Géol. Dynam. Géogr. Phys.*, vol.21, fasc.5, 325-329.

**Sekkal P. (1972)**

Introduction à l'étude pétrographique de quelques granitoïdes de la région Yetti-Eglab (Sahara occidental algérien) ; *D.E.A.* , Univ. D'Oran, 77 p.

**SERMI (1963)**

Etude géologique de la bordure sédimentaire des Eglab (région Aouinet Bel Legraa), *inédit*.

**SERMI (1965 a)**

Etude géologique de la partie orientale de la dorsale Réguibat. Rapport fin de mission, *inédit*.

**SERMI (1965 b)**

Notice explicative de la carte géologique au 1/500.000 de la région des Eglab et de la bordure nord du Yetti , 38 P., 1 carte h.t.

**Tokarski A.K. (1991)**

Tectonics of Hank sequence (Upper proterozoic) in the eastern part of Eglab massif, Reguibat shield (west african craton); *J. Afric. Earth Sci.*, vol.12, n°4, 555-560.

**Tokarski A.K. (1994)**

Eburnean (?) overthrust in the western part of Eglab massif, Reguibat uplift (West African craton); *14° Coll. Géol .Afr.*, Rennes, Fr.

Légende

FORMATIONS PHANÉROZOÏQUES

QUATÉRNAIRE RECENT

- (Pliocène-Holocène) **S** *sebkhat*
- (Pliocène supérieur) **d** *dunes et ergs*
- a** *alluvions, dhaia, dépôts de piémont et regs*

NEOGENE

- (Pliocène) **T** *Hamada grès argileux et calcèdre silicifiée*

PALEOZOÏQUE

- DEVONIEN**
  - Dévonien moy. (Emsien terminal – Givétien) **D2** *(formation d'oued Talha et de Kreh Tsabia) argilites et calcaires bioclastiques*
  - Dévonien inf. (Lockovien – Emsien Sup.) **D1** *(formation de Gara Djebilet) grès à minerai de fer et grès supra-minéraux*
- SILURIEN**
  - Wenlock (?) **S** *(formation de Sebkhet Mahbes) argilites à graptolites et passées de grès*
- ORDOVICIEN**
  - Ordovicien sup. **O3** *(formation Ghezziane) quartzites et grès sableux*

FORMATIONS PROTEROZOÏQUES

- DOMAINE EGLAB**
  - GH** *(série de Guelb el Hadid) conglomérats et arkoses (âge < 2065 ± 2 Ma)*
  - ρAE** *(volcanites Aftout-Eglab) rhyolites, dacites, andésites et basaltes (2074 - 2065 Ma)*
  - AD** *(série akilet Deilel) formation volcano-sédimentaire non différenciée détritiques, volcanoclastites et volcanites*
  - εCh** *(série Chegga) migmatites, granito-gneiss et amphibolites (2210-2180 Ma)*
- DOMAINE YETTI**
  - ρY** *(volcanites Yetti) rhyolites, dacites et andésites (2063 ± 9 Ma)*
  - qY** *(série Yetti) ensemble sommital gabbrolites, quartzites et volcanites interstratifiées*
  - εY** *(ensemble basal) migmatite et schistes cristallins*

MAGMATISME

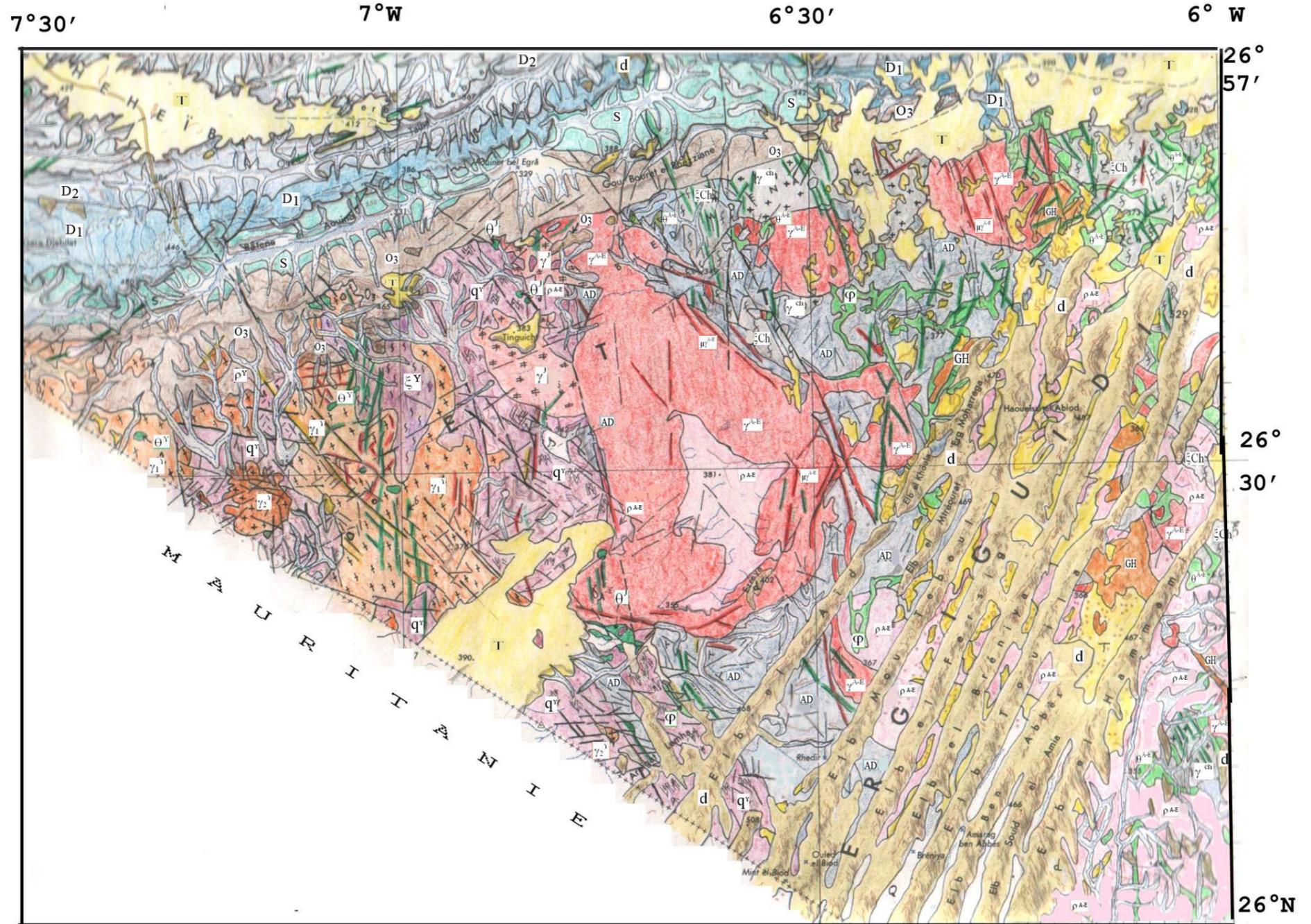
- DOMAINE EGLAB**
  - Plutonisme Aftout-Eglab (s.s.) post-orogénique**
    - phase principale** **ρAE** *microgranite rouge filons & sills (2065 ± 2 Ma)*
    - granitoïdes Aftout-Eglab** **γAE** *granites à biotite, granodiorites, diorite quartziques monzogranites, syénogranites et syénites (2074-2065 Ma)*
    - phase précoce** **θAE** *gabbro et diorites Aftout-Eglab (2075 Ma)*
  - Plutonisme Chegga synorogénique**
    - granite à biotite** **ch** *(-2090 ± 12 Ma)*
- DOMAINE YETTI**
  - Plutonisme basique post à anorogénique**
    - θY** *diorites, gabbros et pyroxénolites (-2070 Ma)*
    - γY** *granitoïdes post-tectoniques (granodiorite, monzonite et granite) (-2068 ± 8 Ma)*
  - Plutonisme syn à tardi-orogénique**
    - γ1** *granite à muscovite, pegmatite à grenat-tourmaline et leucogranites associés*
- ROCHES D'AGE INDETERMINE**
  - γ** *granite, granodiorite et tonalite*
  - θ** *gabbros et diorites*
  - φ** *dioritoïdes indifférenciées*

ROCHES FILONIENNES

- dykes intermédiaires à basiques**
- filons de quartz**

symboles et signes conventionnels

- contact normal**
  - 1 observe
  - 2 supposé
- contact anormal**
  - 1 observe
  - 2 supposé
- accident majeur**
  - 1 observe
  - 2 supposé



Pl.h.t.I : extrait de la carte géologique de Tindouf à 1/500.000 Ben ramdane et al., 2005