

SOMMAIRE

Remerciement.....	1
Résumé.....	4
Abstract.....	5
Chapitre 1 : INTRODUCTION GENERALE.....	12
A. Aperçu géographique et géologique général.....	13
1. Les grands ensembles structuraux du Maroc.....	13
2. Les grands ensembles structuraux de domaine Anti Atlasique et saharien.....	14
B. Historique de secteur d'étude.....	18
1. Histoire de gisement.....	18
2. Historique des recherches.....	20
C. Présentation de la zone étudiée.....	20
1. Présentation générale.....	20
2. Situation géographique.....	21
3. Cadre géologique.....	22
D. Problématiques Méthodologies et buts de travail.....	23
1. Problématiques.....	23
2. Méthodologies.....	23
2.1 Cartographie.....	25
2.2 Matériels de cartographie.....	25
2.3 La grille.....	25
2.4 Le cheminement.....	26
2.5 Données topographiques.....	27
3. Buts du travail.....	28
Chapitre 2 : CONTEXTE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE.....	30
A. Socle néo-protérozoïque moyen (PII).....	36
B. Granitoïdes.....	37
1. Contexte géodynamique de mise en place des granitoïdes.....	40
C. Complexe supérieur PIII.....	40
1. Complexe conglomératique.....	41
2. Tufts fin lités.....	42
3. Tufts cristallins rhyodacitiques.....	43
4. Ignimbrites terminales.....	44
D. Système de Dykes.....	46
1. Dykes Acides.....	46
2. Dykes basiques et intermédiaires.....	47

3. Origine de dykes.....	49
E. Les types d'Altérations hydrothermales.....	52
Chapitre 3 : ETUDE STRUCTURALE DE LA ZONE D'ETUDE	54
A. Introduction.....	55
B. Méthodes utilisées.....	55
C. Déformation discontinue : fractures.....	62
1. Fentes de tension.....	62
2. Les structures faillées.....	65
D. La déformation continue homogène : schistosité et linéation.....	70
1. Schistosité de fracture.....	70
2. Boudinage.....	71
3. Synthèse.....	72
E. Déformation continue : plissement.....	74
F. Coupes géologiques réalisées.....	76
G. Carte géologique réalisée.....	83
H. Synthèses.....	84
Chapitre 4 : ETUDE METALLOGENIQUE ET GEOCHIMIQUE DES MINERALISATIONS ASSOCIEES DANS SUD OUEST D'IGOUDRANE	87
A. Introduction.....	88
1. Méthodes de l'exploration minière Utilisées.....	88
1.1. Echantillonnage au marteau.....	88
1.2. Les tranchées:.....	89
1.3. Echantillonnage en sondage.....	90
B. La gîtologie.....	91
1. Morphologie.....	91
2. Direction.....	91
3. Puissance.....	91
4. Les structures minéralisées.....	91
C. Les textures.....	95
1. Stockwerk.....	95
2. Brèchique.....	96
3. Rubané.....	96
4. Boxwork.....	96
D. Les minéraux métalliques.....	97
E. Les analyses géochimiques.....	98
F. Carte d'anomalies géochimique.....	Erreur ! Signet non défini.
G. Interprétation génétique.....	102

H. Principaux métallotectes.....	104
1. Contrôle lithologique.....	104
2. Contrôle tectonique	104
I. Mode de genèse	104
J. Conclusion.....	105
Chapitre 5 : CONCLUSION GENERALE.....	106
LISTE BIBLIOGRAPHIQUE	109
ANNEXES.....	109

LISTE DE FIGURES

Figure 1 : Carte des domaines structuraux au Maroc (Piqué, 1994)	14
Figure 2 : Carte de l'anti atlas simplifiée (Piqué 1994)	17
Figure 3 : Pièces de monnaies frappées à Todgha, et Objet d'antiquité en argent trouvés à Imiter.....	19
Figure 4 : : Photo de carrière des anciens d'Imiter orienté Est – Ouest.....	19
Figure 5 : Localisation géographique du gisement d'imiter-Igoudrane	21
Figure 6: Carte géologique de la boutonnière d'Imiter, d'après documents inédits SMI	22
Figure 7 : Différentes étapes suivies pour élaborer ce travail	24
Figure 8: Grille de la zone d'étude.....	26
Figure 9 : Localisation des coupes géologiques effectuées sur une image Google Earth de la zone d'étude	27
Figure 10 : Carte topographique de la zone d'étude réalisée à partir d'un modèle MNT (présent travail).	28
Figure 11 : Discordance angulaire (DA) entre les pélites métamorphisées de complexe inférieur (PII) et conglomérats de base de complexe supérieur (PIII)	31
Figure 12 : Vue panoramique illustre le socle P II, les formations volcano-sédimentaires PIII et la couverture paléozoïque.	31
Figure 13 :: Vue microscopique d'un grés de socle PII: A. en LPAN et B. en LPA. (Ms : muscovite, Pl : plagioclase, Sé : séricite, Qz : quartz, F.Q, fente de quartz, Ox : oxydes) (Echelle : 1cm = 1mm)	33
Figure 14: Pélite noire avec des minéraux métamorphiques (cordiérites).....	34
Figure 15 : Vue microscopique d'une pélite de socle PII: A. en LPAN et B. en LPA. (Pl : plagioclase, Sé : séricite, Qz : quartz, Gr : grenat).....	35
Figure 16 : A. Grés de base de néo-protérozoïque moyen PII, B.pélite noire de sommet de la pile sédimentaire	35
Figure 17 : Comparaison des analyses chimiques des éléments majeurs des pélites noires (PN) de gisement d'imiter et celles du SDO-1	36
Figure 18 : Log stratigraphique de la zone d'étude au Néo-protérozoïque moyen	37
Figure 19 : Carte montre les différents intrusions magmatiques de la boutonnière d'Imiter... ..	38
Figure 20 : Aspect macroscopique de granodiorite d'Igoudrane.....	39

Figure 21 : Vue microscopique d'un granodiorite de socle PII: A. en LPAN et B. en LPA. (Bi : Biotite, Pl : plagioclase, Or : orthose, Qz : quartz, Ox : oxydes, Chl : chlorite).....	39
Figure 22 : Particularités géochimiques des granitoïdes du complexe inférieur. a) Diagramme K ₂ O vs. SiO ₂ (LeMaitre et al., 1989) montrant les subdivisions de la série magmatique subalcaline, données de (Ait Isha et al., 1996; Benharref, 1991; Ezzouhairi, 1989; Karl et al., 2001). b) Diagramme de discrimination Rb vs. Y+Nb (Pearce et al., 1984) et interprétations géotectoniques, données de Karl et al, (2001).	40
Figure 23 : Conglomérat polygénique de base de PIII.....	41
Figure 24 : A. Projection stéréographique des éléments figurés (EF) et de stratification (S ₀) à l'état actuel. Projection stéréographique des éléments figurés au moment de dépôt.....	42
Figure 25: Tufts fins lités de complexe supérieur	43
Figure 26 : Vue microscopique d'un tuf lité de la couverture PIII: A. en LPAN et B. en LPA. (MO : minéraux opaques, Py : pyrite, Bi : biotite, FR : fragments de roche, Qz : quartz, MO : minéraux opaques, Fd : feldspath orthose	43
Figure 27 : Echantillon macroscopique de tufts rhyodacitique	44
Figure 28 : Log stratigraphique de la zone d'étude (présent travail)	45
Figure 29 : A. Dyke acide (rhyolitique) traversé toute la série PII B. échantillon de dyke	46
Figure 30 : Vue microscopique d'un échantillon de rhyolite (dyke acide) A. en LPAN et B. en LPA (Py : pyrite, Vr : verre volcanique, Ms : muscovite, Op : minéraux opaques)	47
Figure 31 : Dyke doléritique traversées les unités de complexe inférieur	48
Figure 32 : Vue microscopique d'un échantillon de dolérite (dyke basique) A. en LPAN et B. en LPA (Ho : hornblende brune, Op : minéraux opaques, Pl : plagioclase, Ch : chlorite, Sé : séricite)	48
Figure 33 : carte du réseau de dykes (Présent travail).....	51
Figure 34 : Nomenclature liée à une faille (Mercier, Vergély et Messenard, 1992, 1999, 2011)	56
Figure 35 : Les différents types de failles distingués d'après le glissement (Mercier, Vergély et Messenard, 1992, 1999, 2011)	57
Figure 36 : fente de tension	58
Figure 37 : Classification de la schistosité (d'après Powell, 1979 ; Huon, 1985 ; Mercier et Vergely, 1992). S = schistosité ; M = microlithon.....	59
Figure 38: Méthode des dièdres droits (Pegoraro, 1972).	60
Figure 39 : Méthode graphique du dièdre aigu (Arthaud et Choukroune, 1972, Rev. Inst. Franc. Pétrole, 27 (5)). SA et SB : stries sur les plans de failles A et B ; π A et π B : pôles des plans de failles A et B	61
Figure 40 : A. Fentes de tension en échelon à remplissage de quartz développée au sein des gréseux-pélite de PII, B. réseau de fentes (primaires et secondaires) dans les pélites noire de PII	62
Figure 41 : Fente de tension développée au sein des grés de PII	62
Figure 42 : Bloc en 3D montre la position des fentes dans les formations PII	63
Figure 43 : Faille inverse affectée le système de fentes de tension.....	64
Figure 44 : A. Projection stéréographique des fentes de tension; B. Ellipsoïde de contraintes; C. Ellipsoïde de déformation.....	64
Figure 45: Décrochement senestre affecté un dyke acide et pélites gréseuses	66

Figure 46 : A. Projection stéréographique du système de décrochement senestre au sein des formations PII. B. décrochement senestre accompagne l'ondulation de la schistosité.....	66
Figure 47: A. Brèche tectonique de la faille d'imiter, B. faille normale affecte le PII C. strie dans un miroir de faille D. projection stéréographique des failles normales	68
Figure 48: Coupe simplifiée traversée la grande faille d'Imiter qui sépare le PII et PIII	69
Figure 49: Carte structurale de Sud-Ouest d'Igoudrane (Présent travail)....	Erreur ! Signet non défini.
Figure 50 : A. Schistosité de flux développée dans les pélites noires sommitales de PII. B. bloc diagramme présente la schistosité de flux sur un plan, C. schistosité S1 et S2, D. projection stéréographique de S1	71
Figure 51 : A. Boudins de grés au sein des pélites B. bloc diagramme montre la géométrie des contraintes responsables de la formation des boudins	72
Figure 52 : Bloc en 3D montre la relation entre le boudinage (B) et les plans de schistosité S1	73
Figure 53 : Projection stéréographique. A. schistosité de fracture (S1) B. boudinage C. schistosité de fractures (S2) (projection en hémisphère sud)	73
Figure 54 : Ellipsoïde des contraintes et de déformation de la schistosité (S1) et le boudinage	74
Figure 55 : Pli synclinal de la zone de Tachkakacht	74
Figure 56 : Planché photographique montrant l'attitude des plis de la première phase de déformation dans les formations du complexe inférieur de la boutonnière d'Igoudrane A. pli thermique formé par la poussée de granodiorite B. Pli formé près de la grande faille d'Imiter	75
Figure 57 : Coupe géologique A effectuée dans le secteur d'Igoudrane	77
Figure 58 : Coupe géologique B effectuée dans le secteur d'Igoudrane	78
Figure 59 : Coupe géologique C effectuée dans le secteur d'Igoudrane	79
Figure 60 : Coupe géologique D effectuée dans le secteur d'Igoudrane	80
Figure 61 : Coupe géologique E effectuée dans le secteur d'Igoudrane.....	81
Figure 62 : Carte montre la variation de la stratification et la schistosité dans la zone d'étude (stériogrammes en blanc = stratification et schistosité en jaune).....	83
Figure 63 : Carte géologique de la zone d'étude (présent travail) ...	Erreur ! Signet non défini.
Figure 64 : Les différents régimes tectoniques affectent la zone d'étude.....	85
Figure 65 : Tranchée orientée N-S	90
Figure 66 : A. Sondeuse carottière à couronne diamantée, B. roche sous forme des carottes découpés par la sondeuse	90
Figure 67 : Structures à plomb : A) structure à galène massif et oxydes de fer et de soufre encaissés dans les pélites de PII. B) échantillon à galène et césurite.....	92
Figure 68 : Structures à carbonates de cuivre : A) azurite et malachite au sein des grés. B) malachite dans les grés C) Malachite cristalline et oxydes de fer encaissés dans les pélites gréseuses de PII.....	93
Figure 69 : Structure à sulfures encaissée dans les grésopélites de PII.....	94
Figure 70 : Filons à quartz : A) quartz à aspect saccharoïde B) quartz laiteux C) quartz d'exsudation.....	95
Figure 71 : Carte montre les structures minéralisées de la zone d'étude.....	Erreur ! Signet non défini.

Figure 72 : Différentes textures observées à l'échelle de secteur étudié : A) texture rubanée, B) texture en boxwork, C) texture brèche, et D) veines de quartz en stockwerk.....	97
Figure 73 : Variation de la teneur en Ag dans les échantillons de surface	99
Figure 74 : Variation de la teneur en Pb dans les échantillons de surface	99
Figure 75 : Variation de la teneur en Cu et Zn dans les échantillons de surface	100
Figure 76 : Répartition des sondages carottés faites sur la structure sud	101
Figure 77 : Carte d'anomalie d'argent.....	Erreur ! Signet non défini.
Figure 78 : Carte d'anomalie de plomb	Erreur ! Signet non défini.
Figure 79 : Carte d'anomalie de cuivre.....	Erreur ! Signet non défini.
Figure 80 : Carte d'anomalie de Zinc	Erreur ! Signet non défini.
Figure 81 : Evolutions minéralogiques dans le secteur d'étude	103

Liste de tableaux

Tableau 1 : Résultats des analyses chimiques des échantillons prélevés dans le secteur d'Igoudrane.....	Erreur ! Signet non défini.
--	------------------------------------

Rapport-Gratuit.com

Chapitre 1 :

INTRODUCTION GENERALE

A. Aperçu géographique et géologique général

1. Les grands ensembles structuraux du Maroc

Le Maroc, situé à l'extrémité nord-occidentale de l'Afrique, montre une géomorphologie très contrastée. Ceci revient à une nette variabilité dans la forme et la grandeur des reliefs, due indubitablement à l'enchaînement au cours des temps géologiques des différentes phases orogéniques. Le déroulement de ces phénomènes géologiques couplé avec des conditions climatiques variables d'une région à l'autre, procréent des domaines géographiques différents et bien distincts (Choubert et Marcais, 1956 ; Michard, 1976 ; Piqué et Michard, 1989 ; Piqué, 1994). Ainsi, du sud au nord, s'individualisent le domaine anti-atlasique et son prolongement saharien vers le sud, le domaine atlasique et mesetien et le domaine rifain. Ces trois domaines sont séparés, d'une part, par l'accident sud-atlasique entre les domaines méridional et central et d'autre part, par le front des nappes de charriage tertiaires entre les deux domaines central et septentrional. Le domaine anti-atlasique et saharien a été surtout façonné par des orogénèses précambriennes et, d'une manière subordonnée, par des orogénèses paléozoïques (calédonienne et hercynienne); par contre les domaines rifain, atlasique et mesetien ont été surtout affectés par les orogénèses hercynienne et alpine.

Les informations concernant la géomorphologie (forme des reliefs, climat, etc.) seront évoquées, dans ce qui suit, séparément pour chaque domaine structural. Quant au Quaternaire qui est inclus généralement dans la géomorphologie, sera traité dans la partie réservée à la stratigraphie.

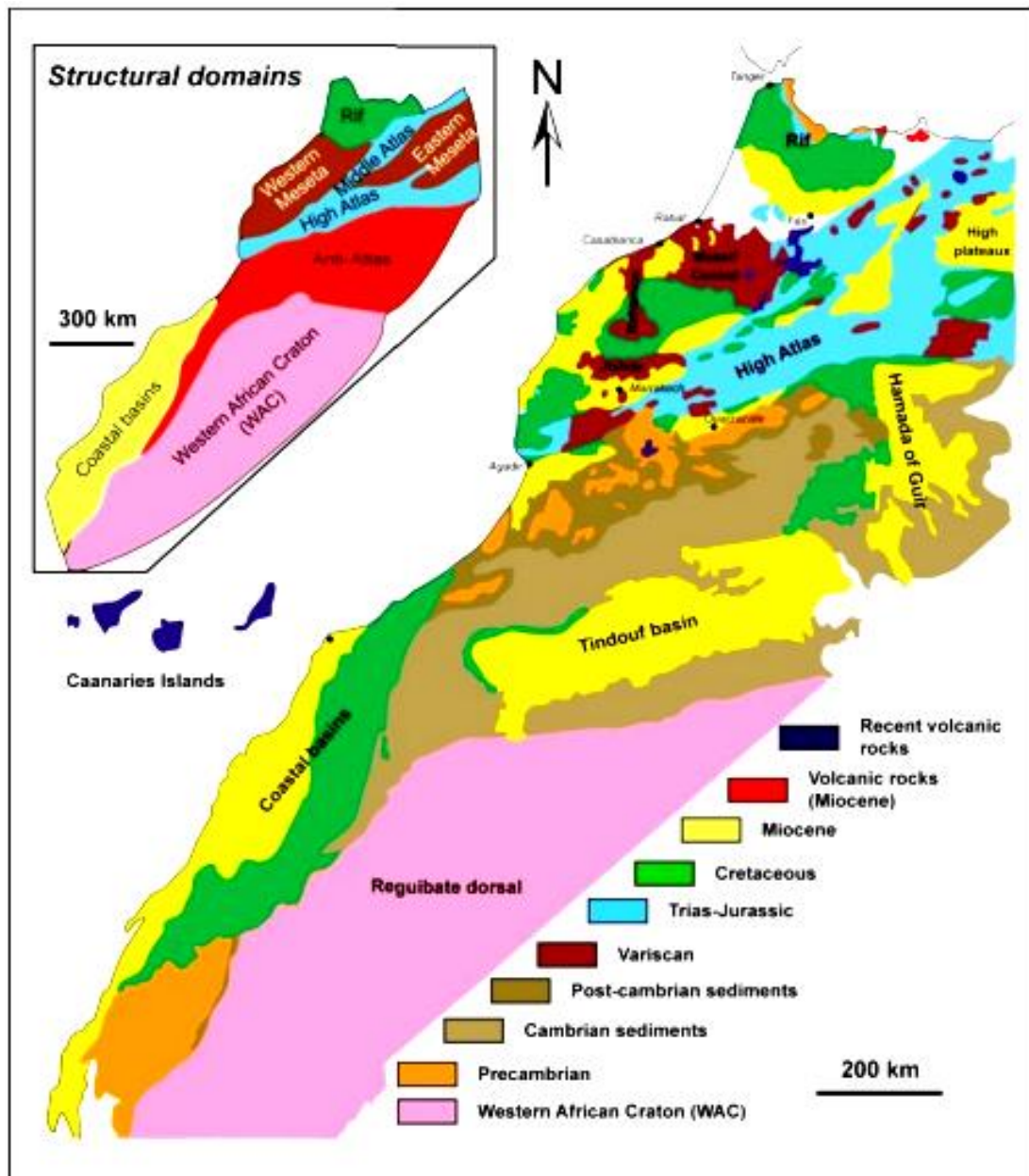


Figure 1 : Carte des domaines structuraux au Maroc (Piqué, 1994)

2. Les grands ensembles structuraux de domaine Anti Atlasique et saharien

Ce domaine, comme son nom l'indique, renferme la chaîne anti-atlasique et son prolongement méridional vers les régions sahariennes. L'emplacement de ces régions juste au nord du craton ouest-africain, leur confère une stabilité tectonique notable par comparaison aux autres domaines du Maroc septentrional, particulièrement au cours du cycle orogénique alpine. De ce fait, se dégage l'originalité de ces territoires méridionaux du Maroc dans

lesquels des séries très anciennes du socle affleurent largement; ceci est un facteur primordial et constitue un métallotecte favorable à la genèse des gîtes minéraux.

Par ailleurs, ce domaine englobe deux zones distinctes; le Maroc saharien au sud et l'Anti-Atlas au nord.

2.1 Le Maroc saharien

Ce territoire, situé dans le Maroc méridional, montre des formes topographiques généralement tabulaires dues notamment à la rigidité structurale du socle. Ainsi, l'altitude de ces régions est généralement très modeste de l'ordre de 200 à 500 m, en particulier au niveau de la dorsale de Reguibate. Cette dernière, affleurant à l'extrême sud du Maroc, s'étend largement au-delà des frontières mauritaniennes au sud et algérienne au sud-est. Cependant, bien qu'étant généralement une pénéplaine, le domaine de Reguibate est bordé par quelques reliefs, en l'occurrence les crêtes de direction est-ouest de Mechem au nord, et des séries paléozoïques plissées formant les reliefs de Zemmour au nord-ouest. Au nord des rides de Mechem paraissent les plateaux de la Hamada de Tindouf; à l'ouest de Reguibate et de Zemmour s'étend la plaine atlantique de Tarfaya, Laayoun, Boujdour et Dakhla.

Le climat de ces régions sahariennes est très aride à sec avec des précipitations très faibles, avoisinant les 100mm par an. Toutefois, ces conditions climatiques extrêmes deviennent de plus en plus modérées en s'approchant des influences atlantiques vers l'ouest.

Sommairement, sur le plan géologique, la dorsale de Reguibate montre des terrains cristallins anciens, avec prédominance, d'une part, des roches à haut degré de métamorphisme (catazone) comme des gneiss, cipolins, amphibolites, migmatites dans la partie occidentale et, d'autre part, des roches moins métamorphiques et des granitoïdes dans les parties centrale et orientale. Toutes ces formations sont plus ou moins recouvertes par des dépôts récents; regs, dunes, remplissage de sebkhas ou de hamadas, etc.

2.2 L'Anti-Atlas

Les reliefs de l'Anti-Atlas sont généralement déprimés avec une baisse de l'altitude en partant des zones occidentale et centrale dont l'altitude moyennant les 2,000 m, vers la zone orientale, nettement moins élevée. Cette diminution de l'altitude vers l'est est attestée par l'enfoncement progressif de la chaîne anti-atlasique sous la Hamada de Guir, à l'est de Tafilalt.

De même, le climat est de plus en plus aride de l'Ouest à l'Est, avec une pluviosité beaucoup plus importante dans l'extrême Ouest de l'Anti-Atlas par rapport aux autres régions de la même chaîne; ceci s'explique par la variation de l'altitude mais surtout par l'action des vents, généralement humides, venant de l'Atlantique.

L'Anti-Atlas, ou domaine pré-saharien par opposition au domaine saharien, constitue un vaste anticlinorium limité au nord par l'Accident sud-atlasique. Il s'étend depuis l'Atlantique jusqu'à l'Algérie où il se poursuit, suivant une direction globale ENE-WSW. Cet anticlinorium, nettement dissymétrique, est érodé le long de son axe pour laisser apparaître des terrains anciens, d'âge précambrien au niveau de plusieurs boutonnières, jalonnant la chaîne anti-atlasique.

Parmi les principales boutonnières de l'Anti-Atlas, figurent celles de Bas-Draâ, Ifni, Kerdous, Akka, Tata, Aït-Abdellah, Ighrem, Iguerda, Tazenaght, Siroua, Zenaga, Bou Azzer, El Grâara, Saghro et Ougnat. Le reste des régions anti-atlasiques est généralement couvert par des terrains paléozoïques souvent peu déformés. Ces derniers sont largement développés au niveau du flanc sud de l'anticlinal anti-atlasique; ce flanc forme la bordure septentrionale du bassin de Tindouf. Quant au flanc nord, il est souvent faillé, très étroit et disparaît sous les formations récentes de bassin marginal jalonnant la bordure sud de la chaîne plissée du Haut Atlas. Ce bassin représente un ensemble de dépressions formant le sillon africain ou sillon sud-atlasique. Celui-ci est constitué de séries crétacées vers le nord et des épandages détritiques sub-horizontaux du Cénozoïque vers le sud, provenant de démantèlement des reliefs anti-atlasiques. Ce sillon est divisé en deux parties : le Souss à l'ouest et le bassin d'Ouazazate à l'est, séparés par le bloc Ouzellagh-Siroua, d'âge essentiellement précambrien avec, localement, un volcanisme plio-villafranchien.

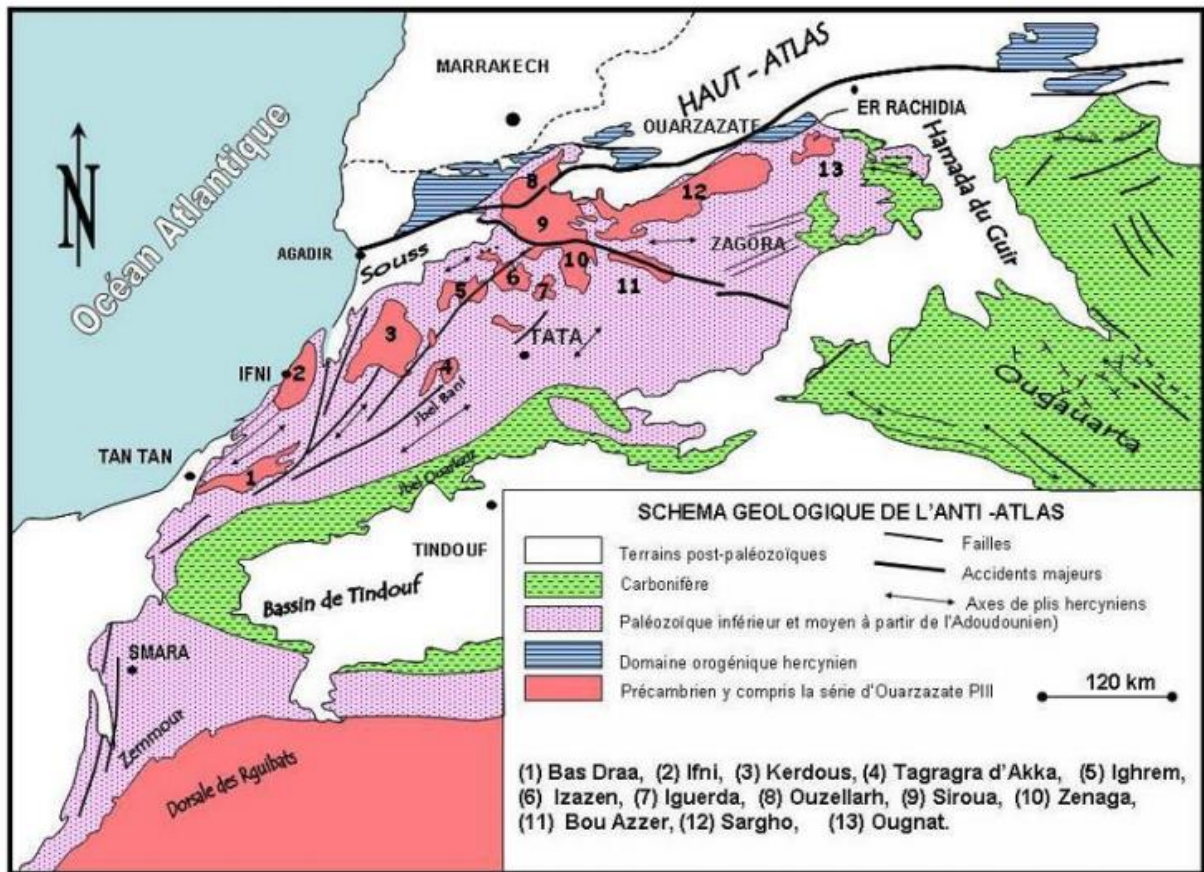


Figure 2 : Carte de l'anti atlas simplifiée (Piqué 1994)

Par ailleurs, et d'une manière succincte, le socle précambrien de domaine anti-atlasique et saharien est formé par des ensembles sédimentaires et métamorphiques diversifiés, souvent recoupés par des complexes granitiques et, plus rarement, par des roches intrusives basiques et ultrabasiques. Toutes ces formations sont aussi associées à de nombreux corps de roches volcaniques acides et basiques, de nature et de dimension variables. Ces séries fossilisent plusieurs phases orogéniques dont certaines comptent parmi les plus anciennes du continent africain (Archéen de la dorsale de Reguibate, entre 2,800 et 2,500 Ma.

B. Historique de secteur d'étude

1. Histoire de gisement

Le gisement Argentifère d'Imiter a été connu et exploité depuis l'antiquité. Confirmé par la présence de nombreuses excavations et grattages.

La plus ancienne indication de cette activité serait :

- une monnaie en cuivre, trouvée là et attribuée aux dynasties IDRISSE ou ABASSIDE (8^{ème} siècle) par D. EUSTACHE (d'après SMEYKAL, 1978).
- Les vestiges des travaux miniers sont nombreux : fortifications, marteau et burins...

Le gisement a été redécouvert lors d'une prospection aérienne dans le Jbel Saghro, par la Société Minière de l'Atlas Marocain (SMAM), malgré la trouvaille d'un peu d'argent natif, aucun résultat concluant n'a été obtenu et les travaux furent abandonnés.

En 1962 le Bureau de Recherche et Participation Minière (BRPM) a repris l'exploitation suite à une campagne de 14 sondage sous les anciens travaux et ceux de la SMAM en 1963 – 1970 : les travaux de recherche qui ont été effectués par le BRPM, permettent l'évaluation des anciennes haldes. Cela aussi donne naissance à la Société Métallurgique d'Imiter (S.M.I) qui était constituée par (BRPM – ONA) dont le capital était réparti entre BRPM 69 % et ONA 31%.

- Vers les années soixante-dix les recherches qui ont été effectuées ont permis la mise en évidence des plaquettes d'argent natif sous l'ancienne carrière ce qui a poussé à l'exploitation souterraine.
- Alors le gisement d'imiter sera exploité par combinaison des exploitations ciel ouvert et souterrain.
- Pour améliorer le rendement la S.M.I a développé l'infrastructure minière.
- Dernièrement l'ONA est devenue l'actionnaire majoritaire de la S.M.I.



Figure 3 : Pièces de monnaies frappées à Todgha, et Objet d'antiquité en argent trouvés à Imiter.



Figure 4 :: Photo de carrière des anciens d'Imiter orienté Est – Ouest

2. Historique des recherches

Depuis la fin des années sixante, plusieurs études consacré à l'étude de la boutonnière d'Imiter ont été réalisées. Les premiers auteurs ont élaboré les bases de l'étude de gîte argentifère d'Imiter, des programmes de recherche dans cette dernière et de valorisation des haldes argentifères (Amade 1959, 1961, 1964 et Smeykal 1964, 1964). Ultérieurement, d'autres travaux ont apporté des précisions sur la genèse et la formation des gîtes minérales dans la boutonnière d'Imiter, de faire les relations globales entre la fracturation et minéralisation, et l'étude des métalotectes responsables de la mise en place des minéralisations (Sebbag 1967, Leistel et Qadrouci 1991 Ouguir, Macaudiere 1994 et 1996, Cheilletz, Leversse, Gsquet Azizi-Samir et Zyadi 2002)

Plusieurs travaux ont été réalisés après, concernant le contexte tectonique, élaboration des modèles génétiques de ce gisement et l'étude des paragenèses minérales associées au dépôt d'argent (Baroudi, Beraaouz, Rahimi, Chouhaidi, 1999, Levresse 2001, Tuduri 2005).

C. Présentation de la zone étudiée

1. Présentation générale

L'industrie minière constitue une part importante dans le développement économique de notre pays, dont le but c'est d'avoir une extension de valorisation des sites miniers qui sont répartis dans le territoire national. Le Maroc est très riche en sites miniers, comme Imiter, Tiouit, Bou Azzer, Bleida, Tazalarht, Khouribga. Les principaux minerais extraits sont : argent (Ag), cuivre associé à l'or ou à l'argent (Cu-Or, Cu-Ag), Cobalt (Co), Or (Au), Cuivre (Cu), phosphate (Ph).

Le site minier d'Imiter est un gisement argentifère, dans une région désertique de sud-est du Maroc au pied sud de Haut-Atlas et sur le flanc nord du massif de Saghro oriental, dans une localité appelée : IMIDER. Ce gisement est exploité en carrière ou en mine (souterraine), par la société métallurgique d'Imiter (SMI).

Le présent travail effectué dans le cadre de notre mémoire de fin d'études donne une vue globale sur la partie Est de la boutonnière d'Imiter et son contexte géologique, avec une

présentation de contraintes structurales et minéralogiques, afin d'établir une interprétation de la genèse des minéralisations.

2. Situation géographique

La boutonnière d'Imiter est l'une des boutonnières les plus anciennes au Maroc. Elle compte parmi les rares boutonnières où il y a un gisement qui peut s'exprimer l'argent sous sa forme native. Elle est localisée dans l'Anti-Atlas oriental exactement au nord de Jbel Saghro oriental, orienté NE-SW, à une distance d'environ 30 Km entre les villes de Tinghir et de Boumalne Dadès. Le secteur d'étude est localisé à 5Km à l'Est de site minier d'Imiter, et à une altitude moyenne de 1500m.

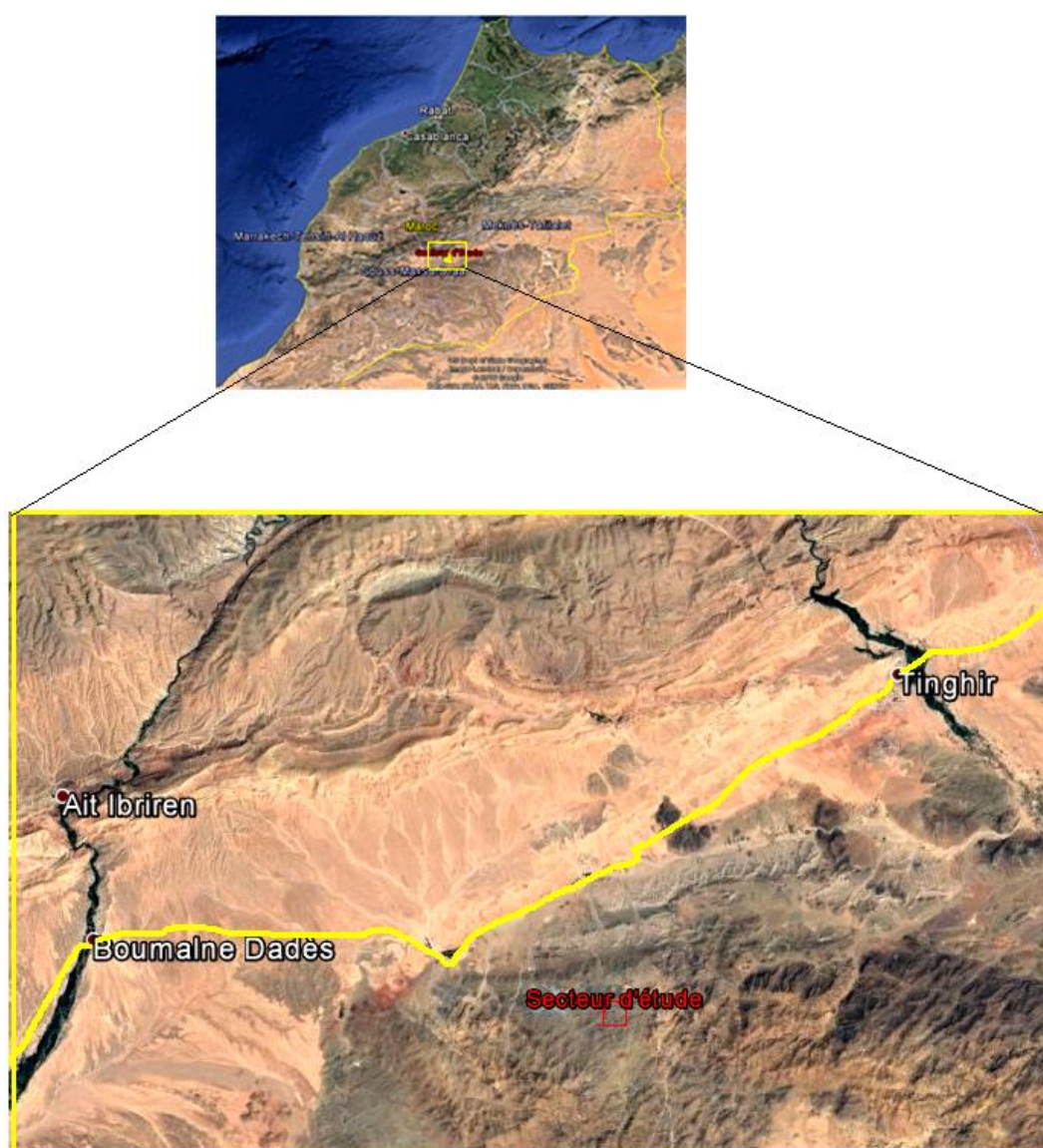


Figure 5 : Localisation géographique du gisement d'Imiter-Igoudrane

3. Cadre géologique

La boutonnière de Saghro où notre secteur se situe, fait partie du domaine mobile panafricain, limité au Nord par l'accident sud-atlasique et au sud par l'accident majeur de l'Anti-Atlas (Choubert 1947 et 1963), Elle renferme des terrains précambriens (P II , P III), constitués essentiellement de formations sédimentaires et volcano-sédimentaires, qui comportent une puissante série à dominance grésopélique qui montre une succession de séquences turbiditiques interprétées comme des dépôts de cône sous-marin au pied d'une marge continentale. Les pélites noires qui représentent le principal encaissant de la minéralisation, occupent la partie sommitale de P II et sont considérées comme des dépôts de milieu confiné. Le site géodynamique de ces sédiments correspond à un contexte d'arrière-arc (Ouguir et al. 1996).

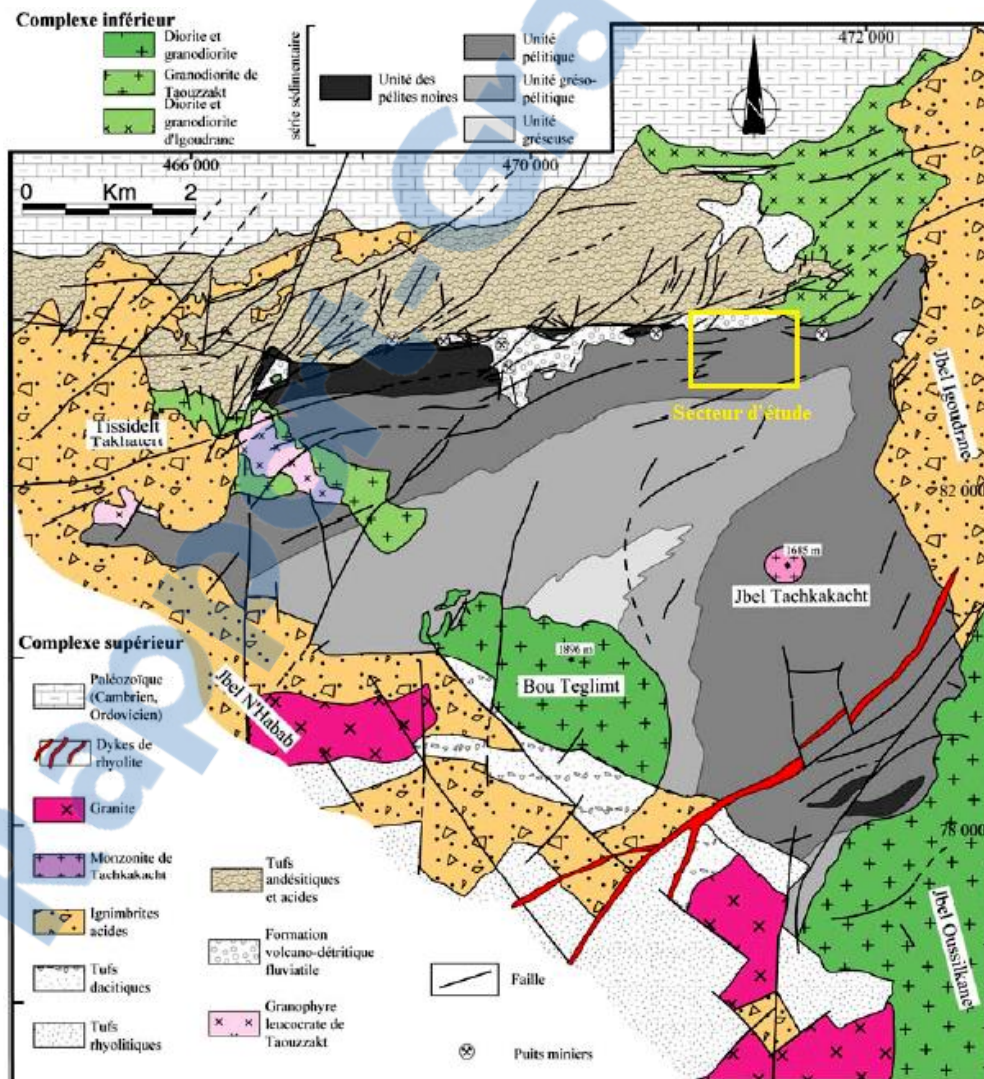


Figure 6: Carte géologique de la boutonnière d'Imlil, d'après documents inédits SMI

D.Problématiques Méthodologies et buts de travail

1. Problématiques

Cette étude s'inscrit dans le cadre du projet de fin d'étude du master «Géo-Ressources et Environnement (GRE)», à la Faculté des Sciences et techniques, Université Sidi Mohammed Ben Abdellah Fès- en collaboration avec la société métallurgique d'Imiter (SMI).

Les études qui ont été faites sur la zone de transition entre le Néoproterozoïque Moyen (PII) et Terminal (PIII), dans la boutonnière d'Imiter et particulièrement dans sa partie Est (boutonnière d'Igoudrane), sont très limitées (in Tuduri, 2005). Ainsi, notre étude vise à contribuer à l'étude géologique en essayant de mettre en évidence l'accent sur l'importance géologique et métallogénique de cette zone de transition. Plusieurs études ont souligné l'importance de la phase de distension tardi-Néoproterozoïque concernant la formation de gisements métallifères dans le domaine anti atlasique (Levresse, 2001; Cheilletz et al., 2002; Levresse et al., 2004; Tuduri, 2005; Tuduri et al., 2006).

Les études géologiques qui ont été effectuées dans la boutonnière d'Imiter où notre secteur d'étude fait partie, ont mis l'accent sur l'importance de sédiments pélitiques et gréseux et du plutonisme générés par une tectonique extensive, en relation avec le dépôt de la minéralisation argentifère. Ce présent travail est consacré à l'étude géologique et géochimique de la partie Est de la boutonnière d'Imiter et l'étude de minéralisations associées aux formations sédimentaires de Néoproterozoïque Moyen (PII), en relation avec la tectonique polyphasée qui est affectée la boutonnière au cours de temps géologique

2. Méthodologies

La figure ci-dessous montre les différentes étapes suivies pour élaborer ce présent travail.

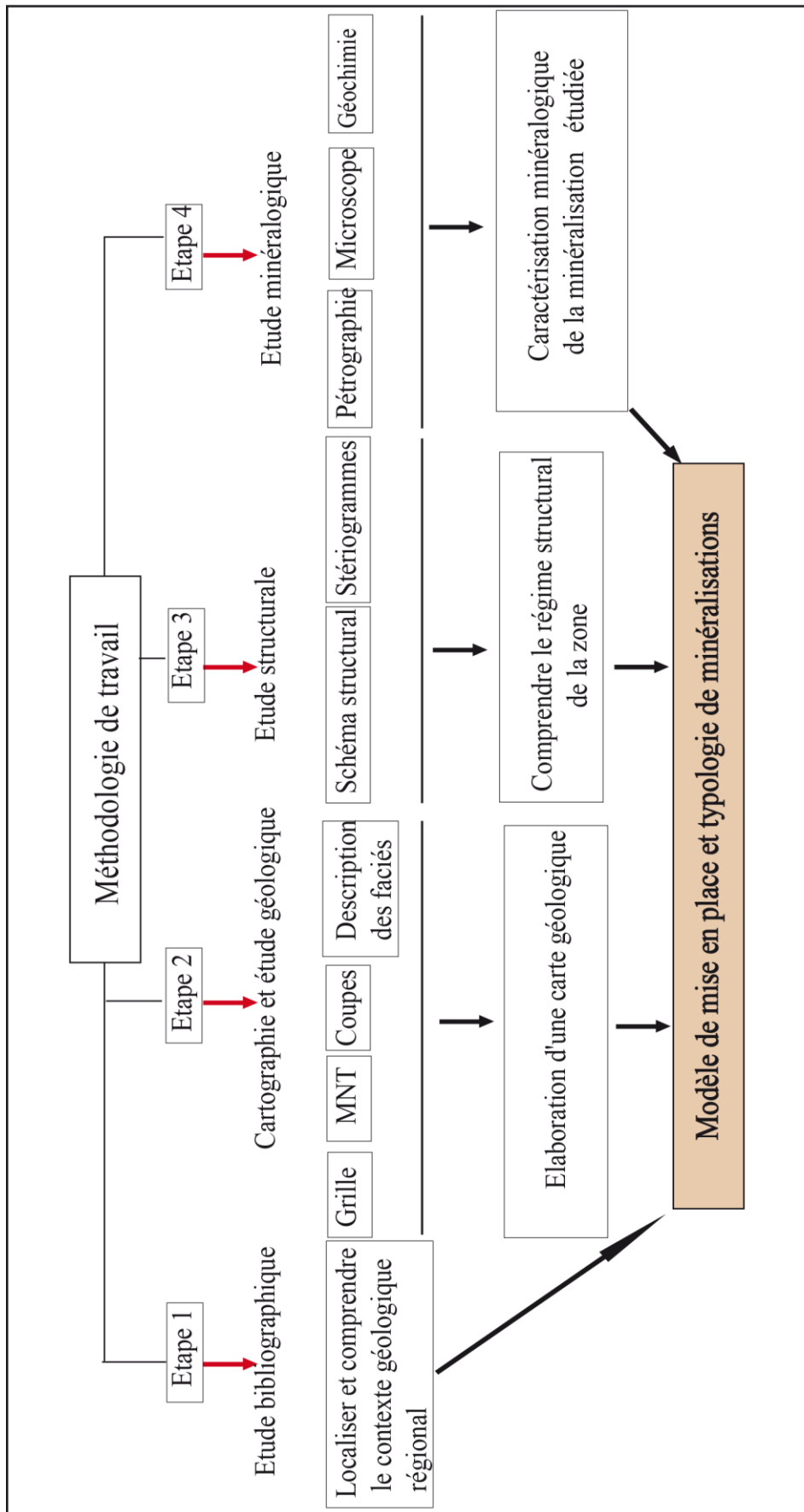


Figure 7 : Différentes étapes suivies pour élaborer ce travail

2.1 Cartographie

L'exploration minière, représente un vaste champ d'application de la géologie à la recherche, et si possible à la découverte et la mise en valeur de ressources minérales qu'elles soient métallifères ou non. La première étape pour la recherche s'agit de la cartographie géologique, en effet c'est l'étape la plus importante dans l'exploration minière.

2.2 Matériels de cartographie

Le matériel de la cartographie utilisé comporte: un marteau, une boussole, papier millimétré, un porte mine, une gomme, une bouteille d'HCl, une loupe x10, une règle, un rapporteur, Carnet du terrain, des sachets d'échantillonnage, Marqueur, un GPS et un appareil photo.

2.3 La grille

Avant de commencer la cartographie, d'abord il faut mettre une grille (maille) de karkourage sur laquelle on va carter. La maille varie en fonction de l'échelle de la carte qui elle-même liée à la phase d'exploration.

Pour une prospection avec une échelle de 1/5000 une maille de 200m sur 200m est suffisante pour localiser les zones importantes. Tant que la zone est bien localisée on peut sérer la maille, 100 sur 20m, dans le but d'avoir le détail qui nous aidera par la suite dans l'orientation des prochains travaux d'exploration. Ainsi, les données récoltées sur le terrain seront traitées par les logiciels Arc Gis, MapInfo, Global Mapper, etc. afin d'arriver à une carte géologique gîtologique bien nette.

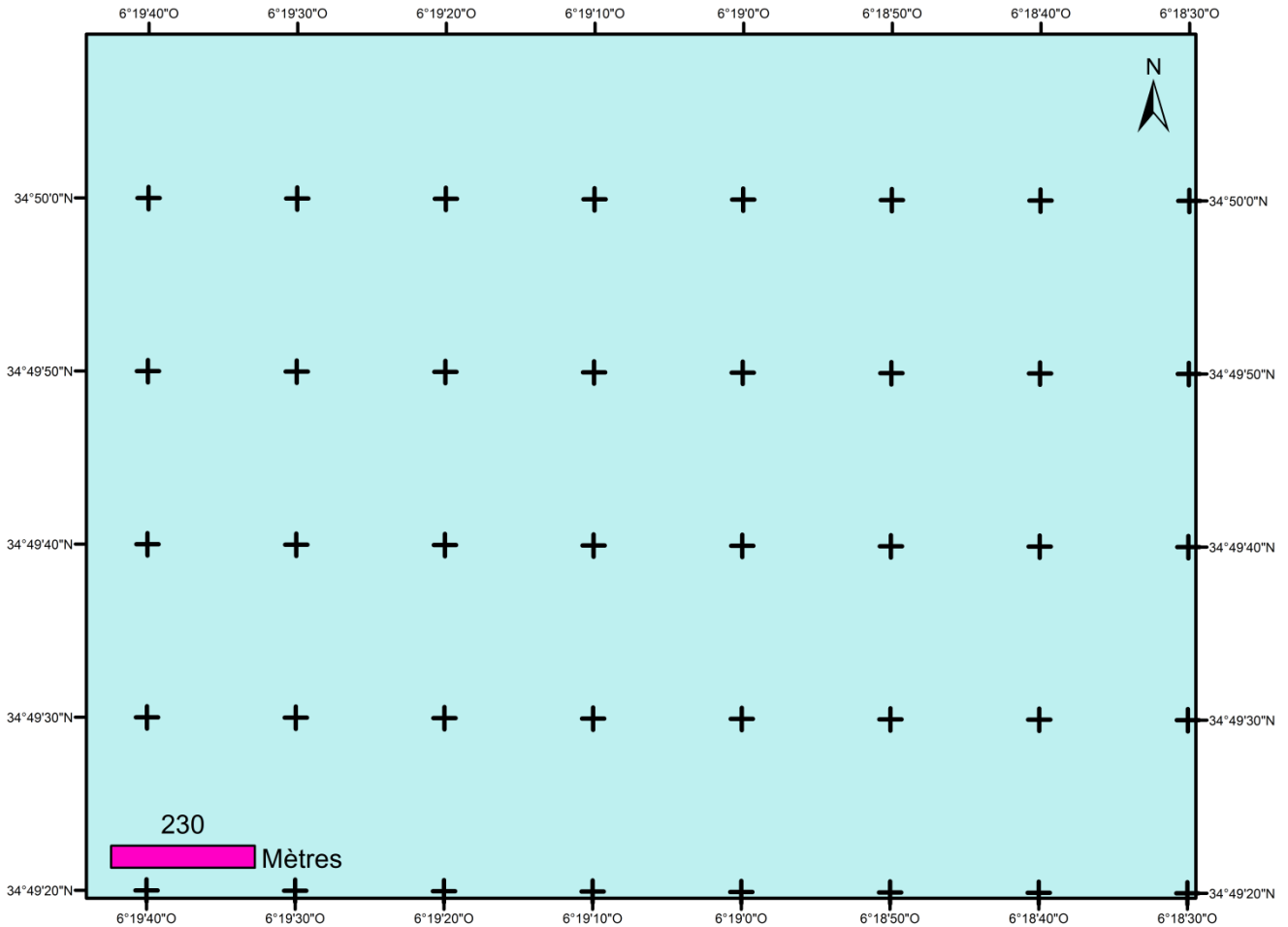


Figure 8: Grille de la zone d'étude

2.4 Le cheminement

Le levé géologique est fait suivant un chemin bien tracé selon des profils positionnés sur terrain durant l'étape de karkourage orienté N-S. perpendiculaire aux structures minéralisées, à la faille d'imiter et aux structures géologiques.

Après la corrélation des levés, nous allons mettre en évidence des points ou les zones qui méritent une visite afin de vérifier la continuité des structures. Ainsi, nous allons localiser les couloirs de déformation à échantillonner et les faciès volcaniques et sédimentaires qui méritent une étude pétrographique détaillée sur les lames minces.

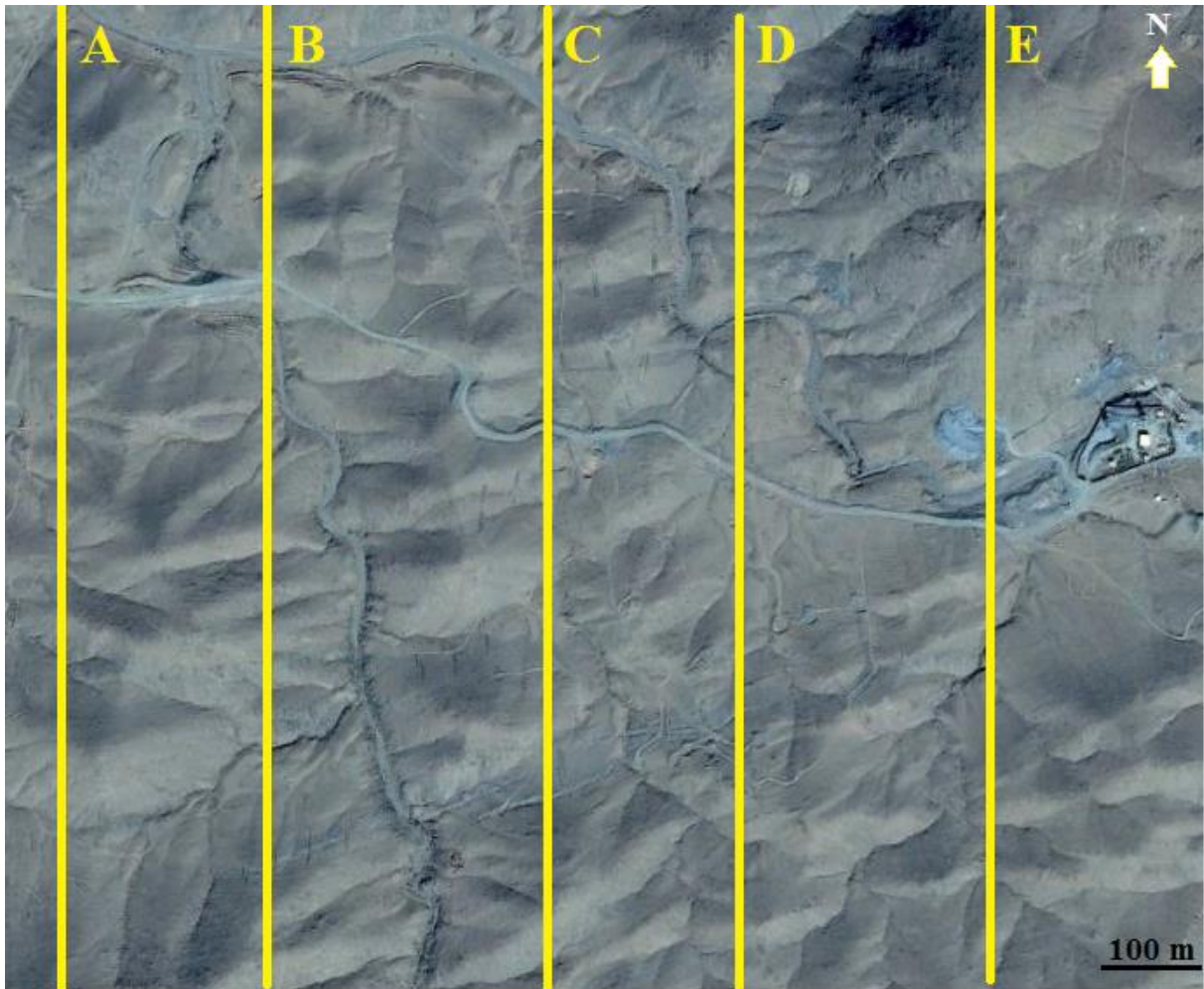


Figure 9 : Localisation des coupes géologiques effectuées sur une image Google Earth de la zone d'étude

2.5 Données topographiques

La grille du terrain n'a pas été arpentée pour pouvoir créer une carte topographique du secteur à l'aide de programme de traitement de surface MapInfo Discover. Pour créer cette carte, on est passé par l'importation d'une MNT (modélisation Numérique du terrain) assez performante. Elle est basée sur une imagerie Tiff géoréférencée, téléchargeable par internet à l'adresse suivant:<http://www.viewfinderpanoramas.org/Coverage%20map%20viewfinderpanoramas.org3.htm>.

Le traitement par génération des courbes de niveau doit être fait par un logiciel qui lit les Tiff géo référencées comme Globale Mapper par exemple. Dans ce cas, l'exploration des données vectorielles vers MapInfo est alors possible.

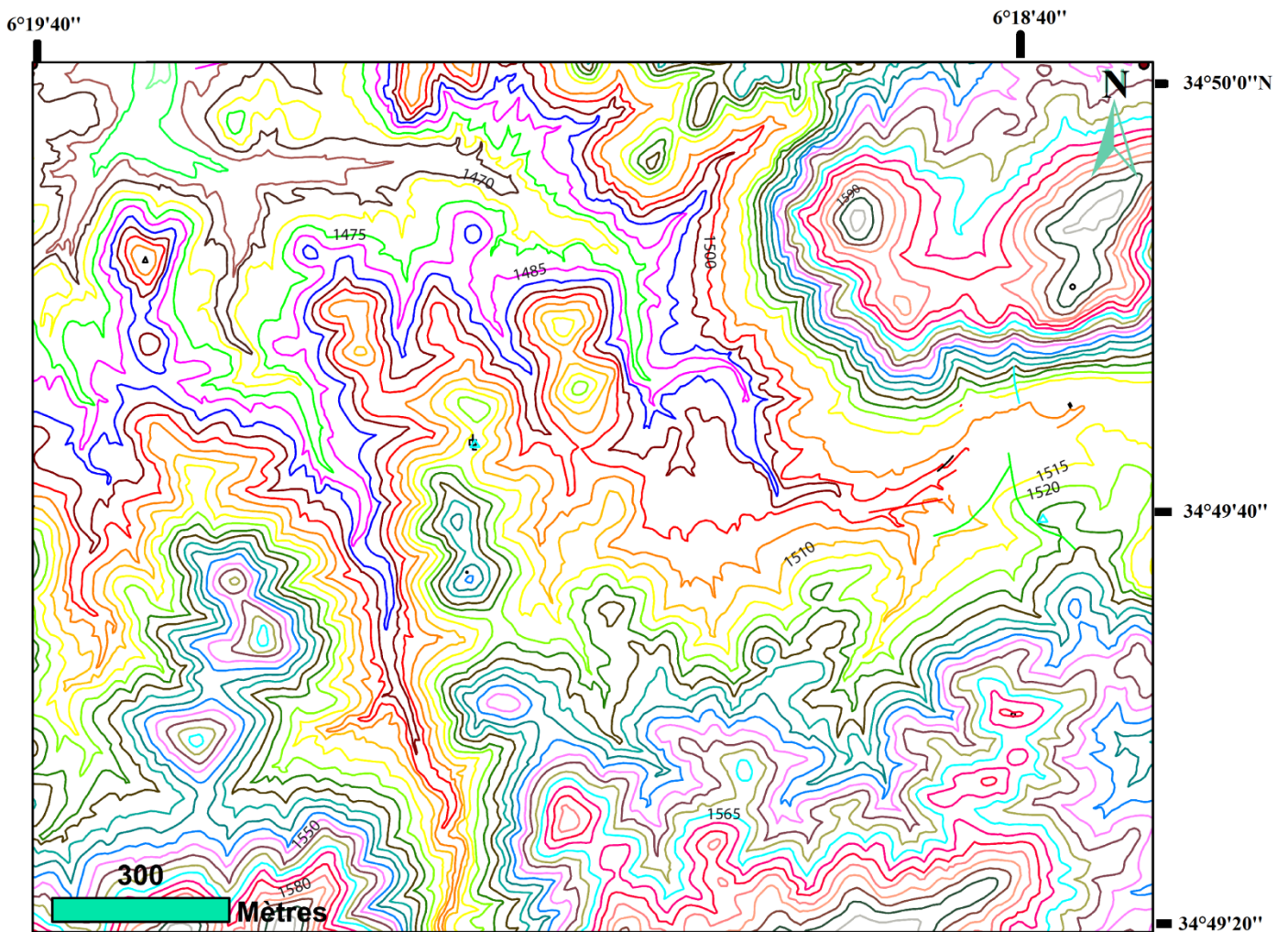


Figure 10 : Carte topographique de la zone d'étude réalisée à partir d'un modèle MNT (présent travail).

3. Buts du travail

Le but principal de notre travail consiste à l'étude géologique, structurale de la partie Est du gisement d'imiter (Sud-Ouest d'Igoudrane) et l'analyse de la déformation, afin d'élaborer des cartes géologique et structurale de la zone et déterminer l'évolution des paléochamps de contraintes précambriennes, et leur relation avec la genèse et l'évolution de chaîne au niveau de la boutonnière.

Un autre but est consacré à l'exploration minière au niveau des structures minéralisées, afin de déterminer le potentiel minier et la recherche des nouveaux indices minéraux. Dans cet objectif, nous nous proposons d'élaborer des cartes litho-géochimiques, et carte de structures minéralisées, Ainsi, l'étude de déformation cassante, et relation fracture-minéralisation.

En effet, l'analyse des structures tectoniques dans le terrain permettra d'établir une chronologie relative des différentes phases de déformation. Cette chronologie sera nécessaire lors de l'analyse de l'évolution géodynamique précambrienne de la boutonnière d'Imiter.

Ainsi, les objectifs principaux de ce travail sont les suivants :

- ✓ la présentation globale des structures et leur relation avec la formation de la chaîne anti atlasique ;
- ✓ réalisation des coupes géologiques à différentes échelles ;
- ✓ Préparation d'une carte géologique et structurale ;
- ✓ Etude microscopique de système de dykes au sein de la boutonnière ;
- ✓ la cartographie et la quantification des mouvements des failles et leurs rôles au cours du néo-protérozoïque terminal ;
- ✓ l'attribution d'un sens de contrainte bien défini à chaque phase ou épisode tectonique de déformation pendant les orogénèses précambriennes ;
- ✓ la relation entre les différentes phases structurales, et les structures géologiques au niveau de la boutonnière ;
- ✓ Relation minéralisation-fracturation et la recherche des nouveaux indices minéraux ;
- ✓ Elaboration des cartes d'anomalies pour les métaux : Ag, Pb, Cu et Zn.

Chapitre 2 :

**CONTEXTE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET
GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE :**

Sud Ouest d'Igoudrane, Bouttonnière d'Imiter

La boutonnière d’Imiter est l’une parmi les anciennes boutonnières de l’Anti Atlas taillée par l’érosion sur le flanc nord du massif du Saghro. Elle est formée d’une série turbiditique d’âge néo-protérozoïque moyen PII, recouverte en discordance angulaire par des roches détritiques et une pile volcanique dont l’âge attribué au néo-protérozoïque terminal PIII. La discordance angulaire a une direction E-W et un pendage de 40° vers le nord-ouest.

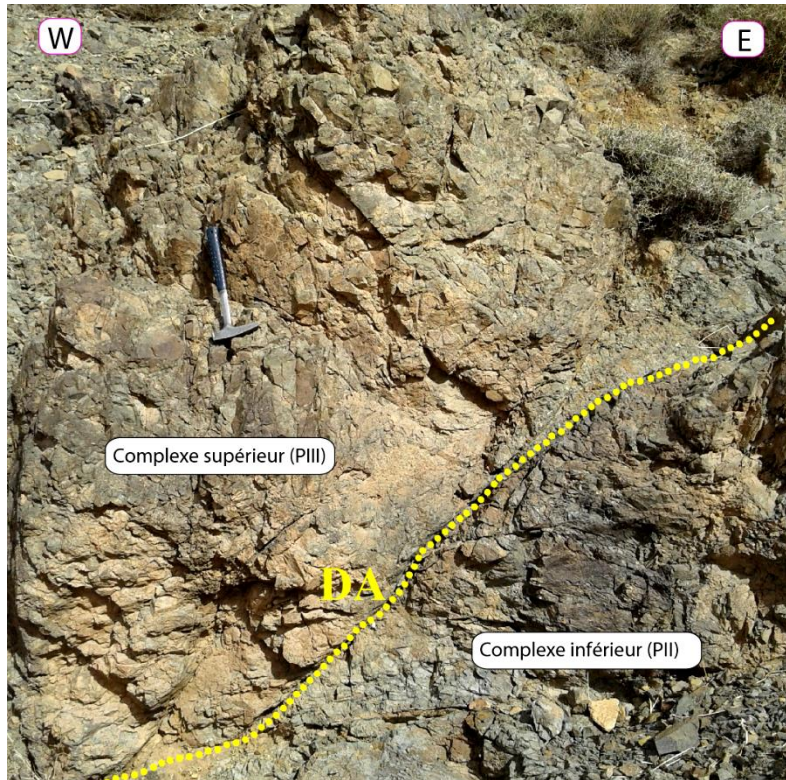


Figure 11 : Discordance angulaire (DA) entre les pélites métamorphisées de complexe inférieur (PII) et conglomérats de base de complexe supérieur (PIII)

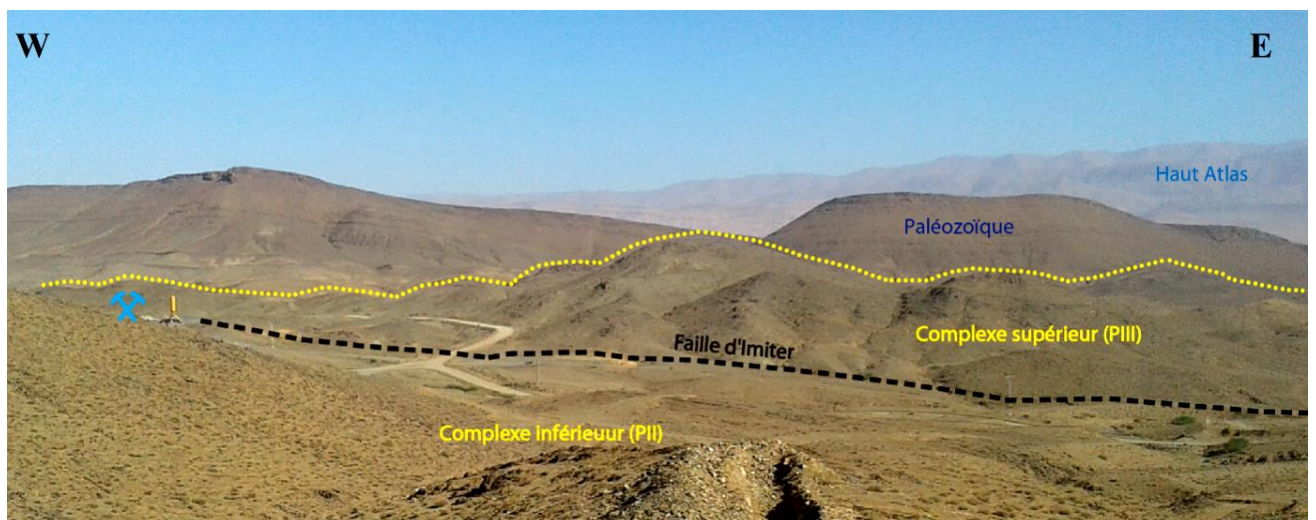


Figure 12 : Vue panoramique illustre le socle P II, les formations volcano-sédimentaires PIII et la couverture paléozoïque.

A. Complexe inférieur (PII)

Dans la boutonnière d'Igoudrane, la série PII correspond à une série assez épaisse à dominance grésopélitique qui montre une succession turbiditique interprétés comme des dépôts de cône sous-marin au pied d'une marge continentale (Marini, Ouguir, 1989).

Le complexe inférieur d'âge néo-protérozoïque moyen (PII) est formé par une série grésopélitique à dominance gréseuse moins épaisse à la base suivait par une série franchement grésopélitique au milieu, ainsi des pélites médianes à dominance pélitique, la série de PII s'achève par une formation de pélites noires riche en matière organique au sommet.

Sur le plan minéralogique, les grés de base sont constitués par des cristaux de quartz et de feldspath identifiés par la loupe et des fragments des roches (sédimentaires et volcaniques), flottant dans un ciment argileux (figure 15.A). Microscopiquement, les grés de précambrien II sont constitués par (figure 13) :

- a. **Quartz** : il constitue la phase minérale la plus importante, on distingue :
 - Quartz détritique : ils sont désignés ainsi, tous les grains mal calibrés à contours émoussés et aplatis. Ce quartz se présente soit en plage polycristalline soit en plages monocristallines (5 à 150 micromètres) ;
 - Quartz pseudomorphe : il remplace avec certains micas (chlorite, séricite) et rarement de minéraux opaques.
 - Quartz tardif : on regroupe ici l'ensemble des fentes qui jalonnent les grés. On trouve des cristaux de quartz bien orientés et sont perpendiculaire aux épontes de la fente.
- b. **Plagioclases** : ils sont des cristaux de petite taille (<50µm). ils se présentent en microcristaux aux arrêtes émoussées parsemés. Ils sont fortement altérés en séricite ;
- c. **Séricites** : elles se présentent en fines aiguilles avec la taille varie. Dans les lits, elles sont éparpillées en très fines aiguilles souvent mal orientées.
- d. **Muscovites** : elles sont des petites paillettes néoformées disposées aléatoirement avec une taille déférente.
- e. **Oxydes** : il s'agit d'un assemblage noir qui se localise dans les zones de faiblesse et des microfissures tardives.

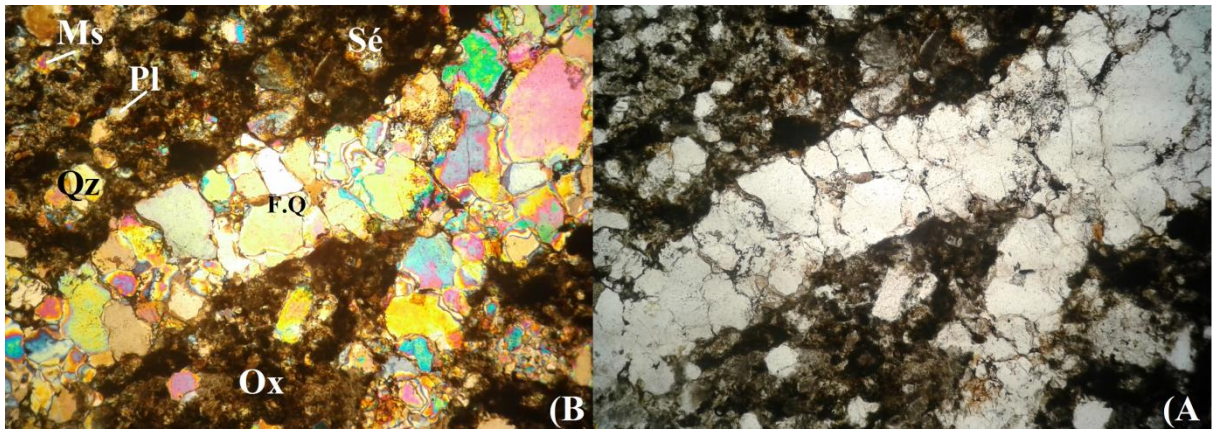


Figure 13 :: Vue microscopique d'un grés de socle PII: **A.** en LPA et **B.** en LPA. (**Ms** : muscovite, **Pl** : plagioclase, **Sé** : séricite, **Qz** : quartz, **F.Q**, fente de quartz, **Ox** : oxydes) (Echelle : 1cm = 1mm)

Les pélites sont représenté par la classe de lutites considérées (Baroudi, 2002). Aucun élément n'est pas discernable à l'œil nu, sauf quelques cristaux de pyrite, de feldspath et des minéraux de métamorphisme de contact (cordiérites).

La description des lames minces qui nous avons fait au laboratoire sur les pélites stériles montre qu'elles sont constitué par :

- f. Quartz** : il constitue la phase minérale la plus importante, en fonction de son abitus et son origine on distingue :
 - Quartz détritiques : ils sont désignés ainsi, tous les grains mal calibrés à contours émoussés. Ce quartz se présente soit en plage polycristalline soit en plages monocristallines ;
 - Quartz tardif : on regroupe ici l'ensemble des structures filoniennes qui jalonnent les pélites noires. Ce réseau est très développé dans les zones minéralisées. On trouve associées à ce type de quartz des carbonates et des chlorites.

- g. Séricites** : elles se présentent en fines aiguilles ou en lamelles flexueuses et orientées. La taille varie de quelques micromètres à environ 40 micromètre. Dans les lits phyliteux, elles sont très abondantes, alors que dans les lits gréseux, elles sont éparpillées en très fines aiguilles souvent mal orientées.

- h. Plagioclases** : ils sont difficilement observables à cause de leur petite taille. ils se présentent en microcristaux aux arrêtes émoussés parsemés dans les lits gréseux. Les macles sont parfois visibles malgré leur altération en séricites ;

- i. Silicates de métamorphisme de contact** : les schistes noirs renferment des taches de métamorphisme de contact de taille infra millimétrique au voisinage de la granodiorite hypovolcanique.
- **Grenat** : il s'agit des cristaux de grenat de taille infra millimétrique, rarement conservés en particulière dans les pélites noires. Ils sont souvent rétromorphosés en chlorite-quartz-minéraux opaques. Ils ne montrent aucune disposition particulière, l'examen des différents emplacements du grenat par rapport à la S1 a permis de conclure que ces grenats sont postérieurs à la schistosité du flux qu'ils recourent (Baroudi, 2001).
 - **Cordièrite** : on en trouve que des fantômes poécilitiques en amas globulaire de taille millimétrique entièrement pseudomorphosés en chlorite, muscovite et quartz ;

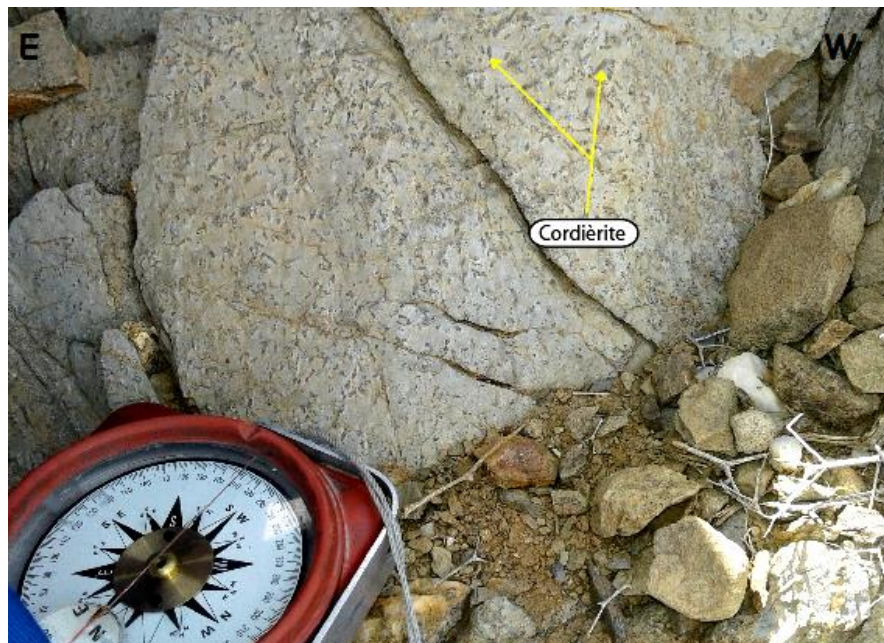


Figure 14: Pélite noire avec des minéraux métamorphiques (cordièrites)

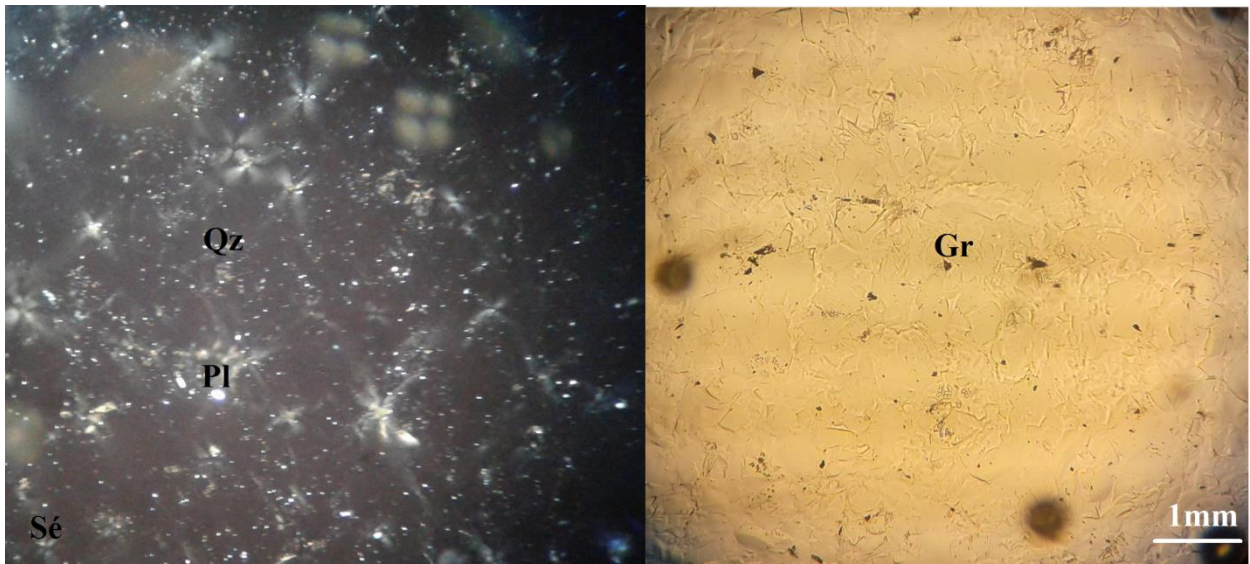


Figure 15 : Vue microscopique d'une pélite de socle PII: **A.** en LPAN et **B.** en LPA. (**Pl** : plagioclase, **Sé** : séricite, **Qz** : quartz, **Gr** : grenat)

Les formations de néo-protérozoïque moyen (PII) ont une direction moyenne N75 avec un pendage assez fort 54 à 60 vers le nord, la schistosité développée au niveau d'Imiter caractérisée par des pendages très forts avec une direction moyenne orientée ESE -WNW à E-W. un système de filons de quartz est bien développé dans la série relativement parallèle aux plans de schistosité.



Figure 16 : **A.** Grès de base de néo-protérozoïque moyen PII, **B.** pélite noire de sommet de la pile sédimentaire

De point de vue géochimique, les compositions des pélites noires en éléments majeurs et en Carbone organique (Pasava 1994), comparées au SDO-1 (Devonian ohio shale standard USGS) (Huyck, 1991) montrent les caractéristiques suivantes (figure 17):

- Des teneurs comparables en SiO_2 , TiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , et Fe_2O_3 ;
- Teneurs relativement élevées en MgO et CaO . L'enrichissement en MgO doit être lié d'une part à la présence des chlorites magnésiennes (Baroudi et al 1997) et d'autre part à l'abondance des veines de dolomite.

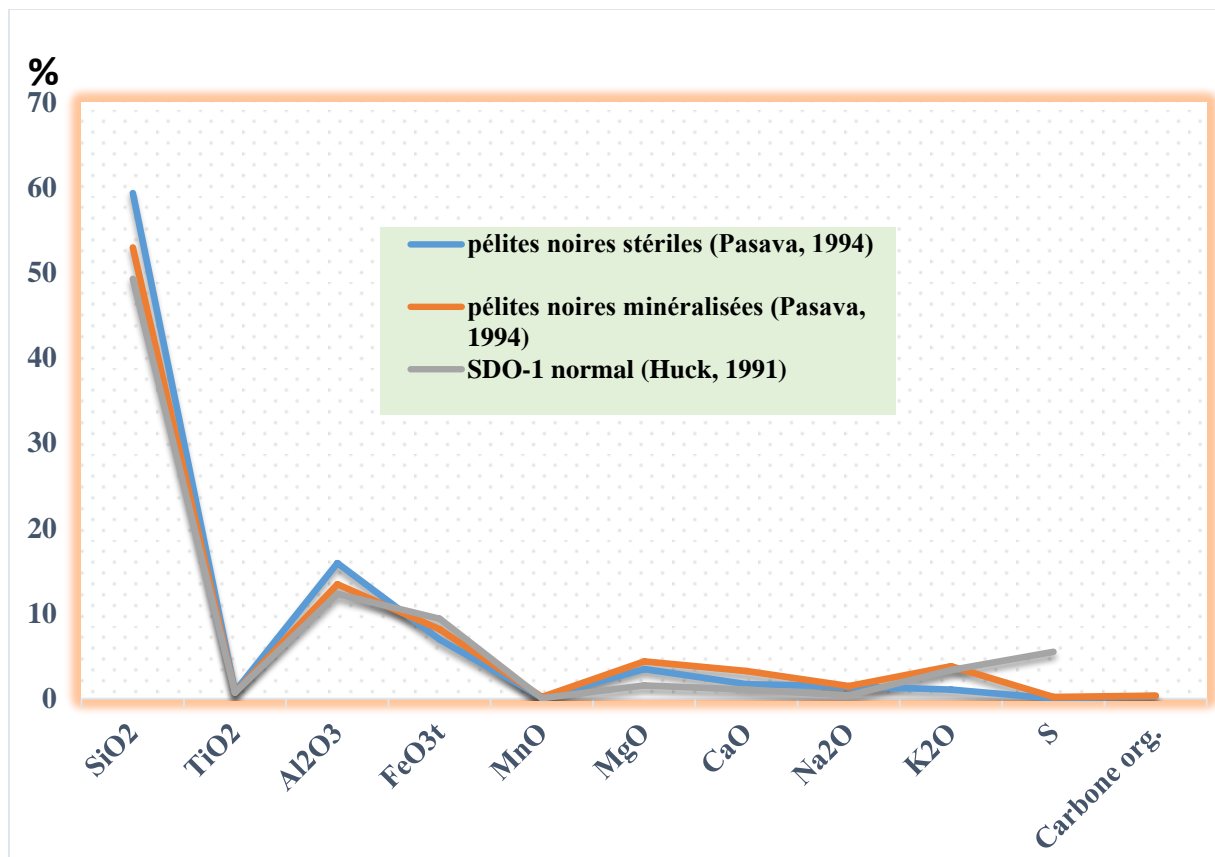


Figure 17 : Comparaison des analyses chimiques des éléments majeurs des pélites noires (PN) de gisement d'Imiter et celles du SDO-1

Les formations du PII sont intrudées par des granitoïdes qui y développent un léger métamorphisme de contact. La granodiorite d'Igoudrane est subconcordante avec la schistosité et se trouve en galets dans le conglomérat de base du PIII, tandis que les diorites quartziques de Taouzzakt et de Bou Teglimt sont, plus ou moins, franchement sécantes et post schisteuses, et ont une position discutée par rapport au dépôt de base (Ighid et al., 1989; Leistel et Qadrouci, 1991).

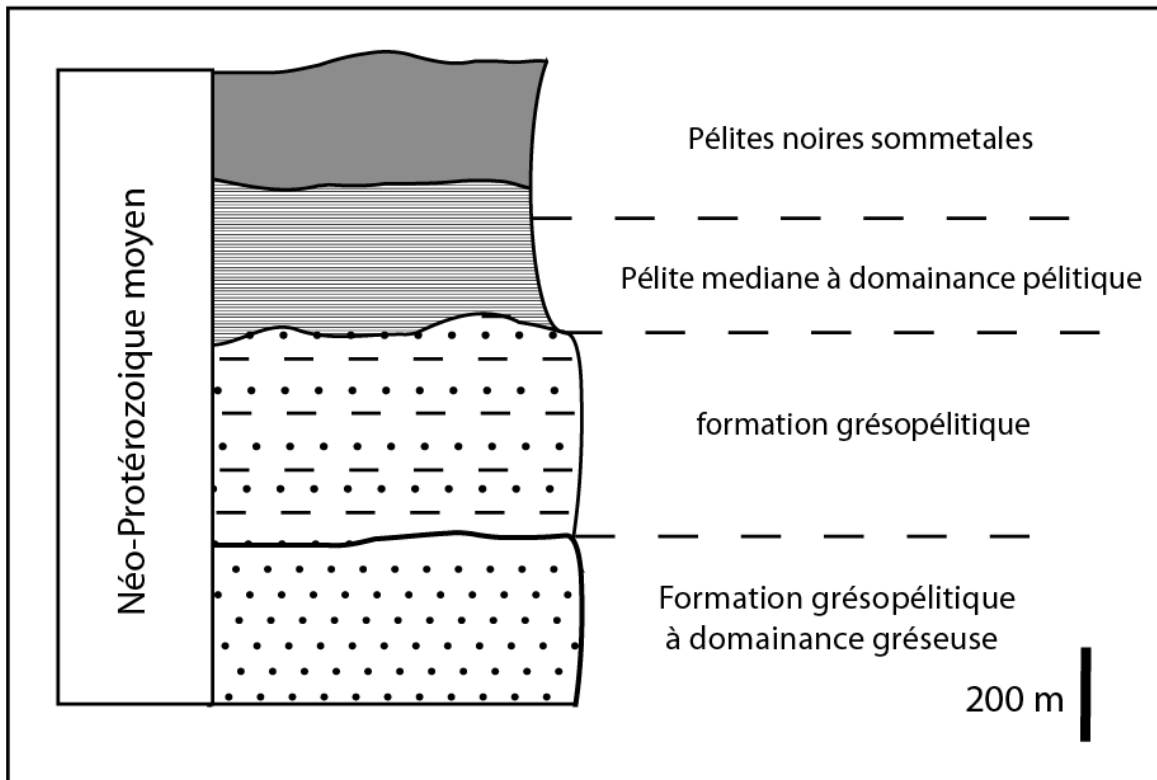


Figure 18 : Log stratigraphique de la zone d'étude au Néo-protérozoïque moyen

La majorité de la minéralisation du gisement d'Imiter est encaissé principalement dans la formation des pélites noires situées au sommet de la pile sédimentaire du PII et accessoirement dans les niveaux détritiques de la base du PIII.

B. Granitoïdes

Le cœur et la partie Est de la boutonnière d'Imiter (zone d'étude) sont caractérisé par la présence d'importants corps plutoniques intrusifs dans les formations sédimentaires de néo-protérozoïque moyen. Ces roches granodioritiques développent un léger métamorphisme de contact de type schiste tacheté à cordiérite et cornéenne à biotite. Elles sont franchement parallèles à la schistosité.

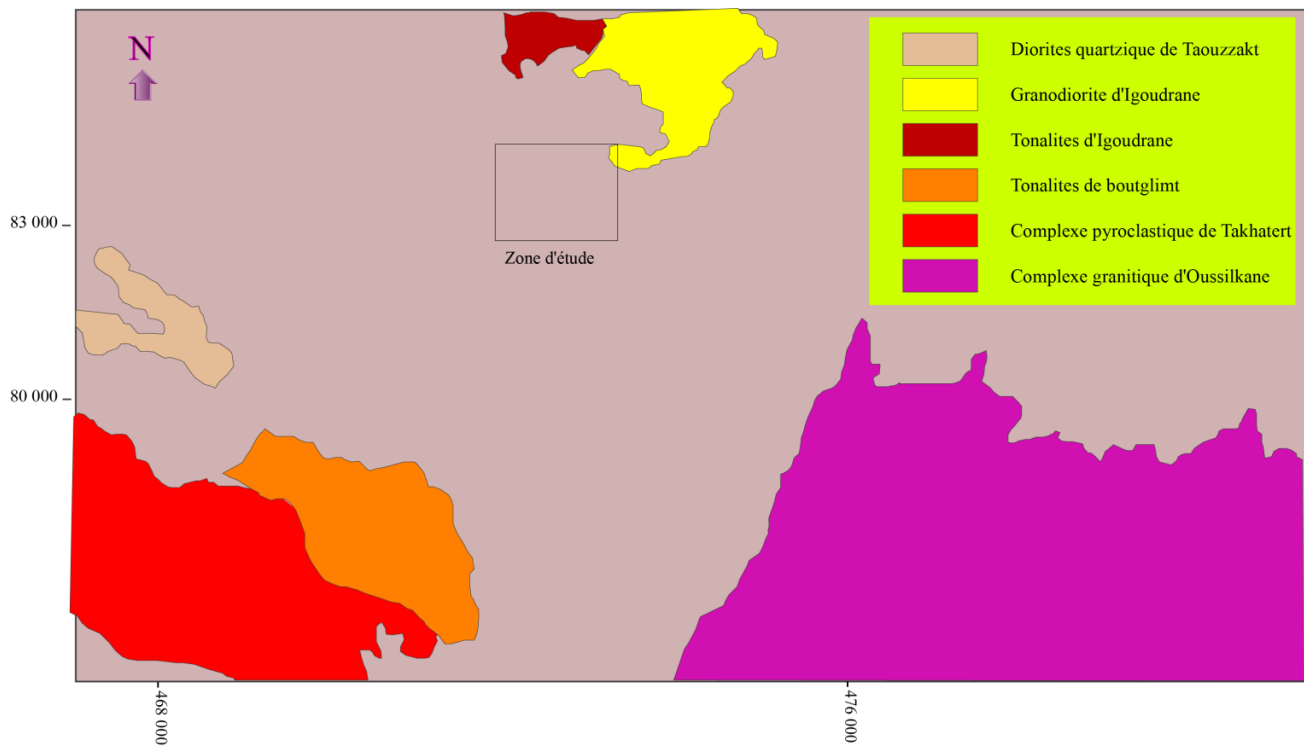


Figure 19 : Carte montre les différents intrusions magmatiques de la boutonnière d'Imiter

L'étude des lames minces élaborées montre que la composition chimique de ces roches intrusives est largement altérée sous l'effet des altérations hydrothermales postérieures. Elle est formée par :

- **Quartz** : relativement abondant et présente deux formes distinctes :
 - a. Quartz de grande taille : isolé et présent sous forme xénomorphe et renfermant des petits cristaux d'apatite ;
 - b. Microcristaux xénomorphes interstitiels cimentant les autres phases minérales précoces
- **Plagioclase** : il s'agit de l'espèce minérale la plus abondante et montrant deux formes différentes :
 - a. Phénocristaux : de taille variable et présente plus 90% des plagioclases ;
 - b. Microcristaux : sont généralement isolés et inclus dans le quartz.

Les altérations sont très importantes et surtout les granodiorites périphériques qui sont caractérisés par l'altération totale des plagioclases en sericite, calcite et minéraux opaques.

- **Feldspath potassique (Orthose)** : il se présente sous forme des petits cristaux de tailles micrométriques à millimétriques et sont de forme xenomorphe, cette phase minérale a subi à l'altération en micas blancs (muscovites) ;
- **Biotite** : elle est assez abondante et se présente sous forme des paillettes souvent groupées en filets de plusieurs cristaux. Certaines paillettes peuvent inclure des petits cristaux de plagioclase et apatite. Certaines biotites sont transformées en muscovite, chlorites, et les minéraux opaques libérés au cours de l'altération sont concentrés dans les plans de clivage.



Figure 20 : Aspect macroscopique de granodiorite d'Igoudrane

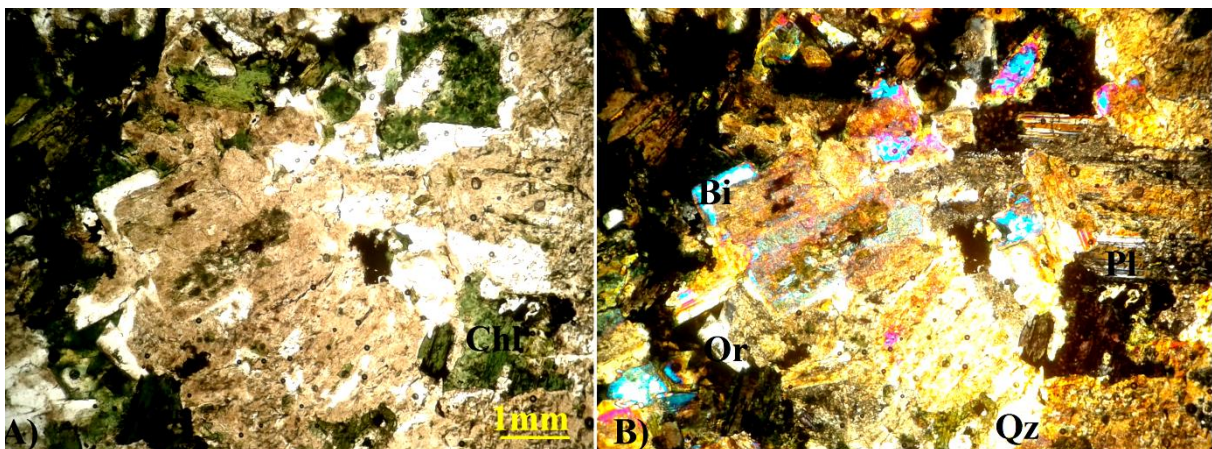


Figure 21 : Vue microscopique d'un granodiorite de socle PII: A. en LPAN et B. en LPA. (Bi : Biotite, Pl : plagioclase, Or : orthose, Qz : quartz, Ox : oxydes, Chl : chlorite)

1. Contexte géodynamique de mise en place des granitoïdes

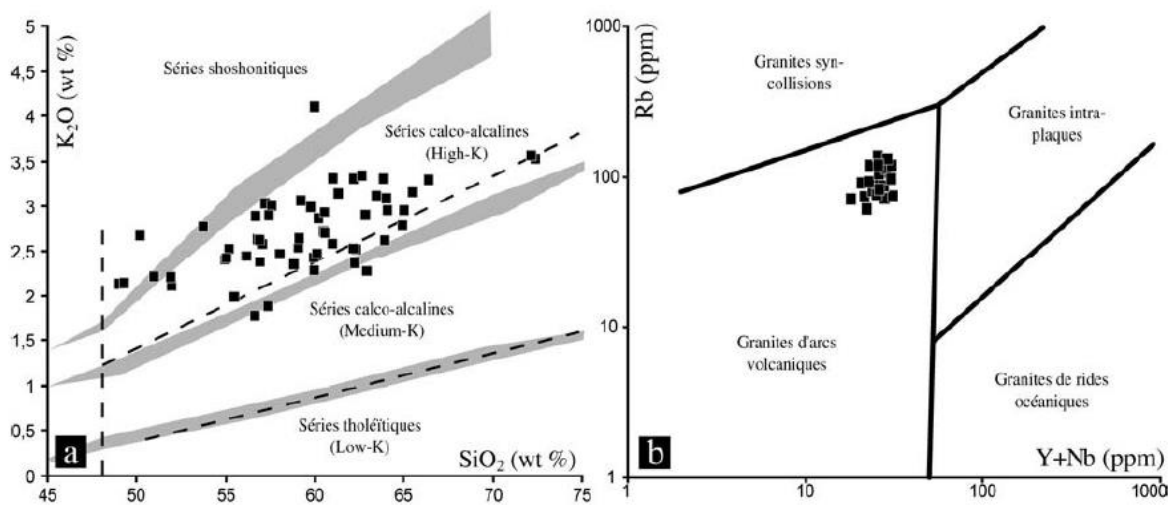


Figure 22 : Particularités géochimiques des granitoïdes du complexe inférieur. a) Diagramme K₂O vs. SiO₂ (LeMaitre et al., 1989) montrant les subdivisions de la série magmatique subcalcaire, données de (Ait Isha et al., 1996; Benharref, 1991; Ezzouhairi, 1989; Karl et al., 2001). b) Diagramme de discrimination Rb vs. Y+Nb (Pearce et al., 1984) et interprétations géotectoniques, données de Karl et al, (2001).

La projection des données géochimiques dans le diagramme des éléments majeurs (K₂O-SiO₂) effectuée sur l'ensemble de granitoïdes de la boutonnière d'Imiter montre que ces facies magmatiques possèdent une affinité calco-alkaline potassique (Tuduri, 2001). Dans le diagramme de Pearce et al. (1984), (Rb-Y+Nb) ces facies se regroupent tous dans le domaine des granites d'Arc volcanique. Par ces caractérisations, les intrusions d'Imiter présenteraient des signatures géochimiques typiques d'arc volcanique (marge continental active ou arc insulaire) en contexte de subduction océanique (Ait Isha et al, 1996 ; Karl et al, 2001)

C. Complexe supérieur PIII

La série de néo-protérozoïque terminal commençait par les dépôts des roches détritiques de nature conglomératique, suivait par des tufs massifs et lités, des roches rhyolitiques et la série s'achève par des ignimbrites.

1. Complexe conglomératique

Il s'agit des roches détritiques déposées à la base de la série PIII, ces roches sont des conglomérats à éléments hétérogènes de nature variée, on distingue des fragments de pélites, granodiorites, des grès, des roches basiques et acides altérées et de quartz. Les éléments pélitiques, granodioritiques et gréseux viennent de l'altération de socle PII, les éléments de roches basiques et acides viennent de l'érosion des dykes basiques et des filons de quartz qui recourent la série PII.



Figure 23 : Conglomérat polygénique de base de PIII

Sur le plan granulométrique, les éléments figurés qui forment ces roches ont un granuclassment hétérogène avec des tailles différentes (quelques mm jusqu'à quelque dizaine de centimètre). Le ciment qui lient ces éléments a une couleur grise à noire de nature argileuse.

La forme des éléments au niveau de ces roches est généralement arrondie cela indique un fort déplacement des matériaux après l'érosion de la roche mère.

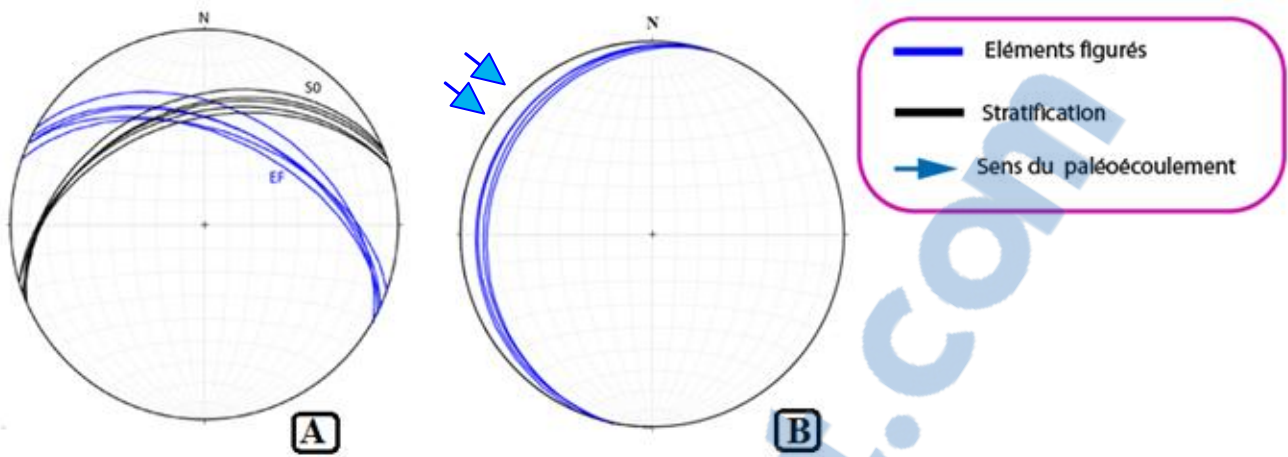


Figure 24 : A. Projection stéréographique des éléments figurés (EF) et de stratification (SO) à l'état actuel. Projection stéréographique des éléments figurés au moment de dépôt

La projection stéréographique de la stratification de conglomérats, la direction et le pendage des éléments figurés au sein de la même roche nous a permis de déterminer le sens d'écoulement de l'eau qui est favorisé la sédimentation de ces roches détritiques hétérogènes. Le paléocéoulement d'eau qui donnait naissance à ce type de sédiment vient de NW.

2. Tufs fin lités

Il s'agit des dépôts pyroclastiques caractérisés par des litages millimétriques à centimétriques subhorizontaux. Cet aspect lité matérialisé par une alternance des lits clairs relativement épais et des lits sombres assez fins.

Grace à la loupe et le microscope on a pu distinguer les minéraux suivants:

- **Quartz** : ce minéral apparait le plus souvent en échardes d'habits variés. Il se trouve également en cristaux entiers mais éclatés ;
- **Feldspath** : il se présente en cristaux automorphes à subautomorphes. Leur état d'altération en séricite, calcite et chlorite ne permet pas leur identification précise ;
- **Minéraux feromagnisiens** : l'ensemble de ces minéraux est présenté par des biotites et des amphiboles totalement chlorotisés ;
- **Minéraux opaques** : correspond aux cristaux de pyrites partiellement transformées en oxydes de fer ;
- **Fragments de roches** ;
- **La matrice et/ou le Liant** : est une matrice fine constituée par de quartz, et de micas blancs.



Figure 25: Tufs fins lités de complexe supérieur

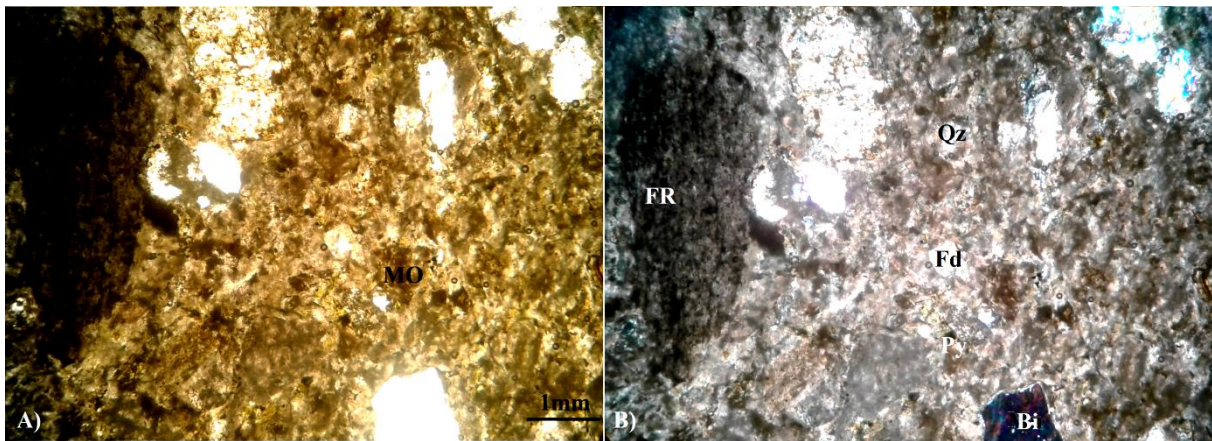


Figure 26 : Vue microscopique d'un tuf lité de la couverture PIII: **A.** en LPAN et **B.** en LPA. (MO : minéraux opaque, Py : pyrite, Bi : biotite, FR : fragments de roche, Qz : quartz, MO : minéraux opaques, Fd : feldspath orthose)

3. Tufs cristallins rhyodacitiques

Ces roches sont formées par des fragments de cristaux de feldspath et quartz mal classés, des petites paillettes de micas (biotite), fragments de roches de nature varies et quelques vides remplis par des un assemblage secondaire. Elles sont formées par (Baroudi, 2001) :

- **quartz** : ces cristaux représentent une forme sub-automorphe de taille millimétrique ;
- **plagioclases** : ils présentent en fragments de différentes tailles et d'habitus très variés. Les macles polysynthitiques ou simples sont bien développées. Ils sont fréquemment isolés, certaines agglomérations de plagioclase montrent des macles imbriquées par leur disposition ;

- **Amphibole** : il s'agit probablement d'hornblende verte en faible proportion et se présente en petits cristaux automorphes à subautomorphes. L'altération est presque totale s'effectue en chlorite, calcite, épidote et minéraux opaques ;
- **Feldspaths potassiques** : ils présentent par une faible portion et ne sont pas trop altérés en sericite, calcite et chlorite ;
- **Biotites** : elles apparaissent sous forme des petites agglomérations. Elles sont entourées généralement d'une auréole d'oxydation, leur altération se traduit en chlorite et minéraux opaques,
- **Fragments de roches** : il s'agit des fragments de tufs rhyolitiques fins et moyennement grossiers à contour anguleux ou rarement subarrondi ;
- **Liant** : il s'agit d'une matrice constituée d'un mélange de quartz et feldspath faiblement recristallisé.



Figure 27 : Echantillon macroscopique de tufs rhyodacitique

4. Ignimbrites terminales

Elles sont bien développées dans la boutonnière d'Imiter et forment la plus part des sommets (Tisdelt Takhatart et Jebel n'Igoudrane). Ces roches se caractérisent par une texture vitroclastique et par la présence des fiammes (Bajja 1987), y distinguent Trois facies :

- Des ignimbrites anxiolytiques à texture vitroclastique soulignée par des échardes de verre ;
- Des ignimbrites fiammées qui se caractérisent par leurs fiammes visibles à l'œil nu et leurs enclaves de grande taille ;

- Des ignimbrites à enclaves : elles sont riches en enclaves que le type président.

Les études menées par Bajja 1987, ont montrées que ces ignimbrites ont une composition calco-alcaline et seraient mises en place au niveau des structures d'effondrement en relation avec un centre d'émission situé au niveau du pluton de Tissidelt N'Takhatart.

Les séries du PII et du PIII sont recoupées par un réseau doléritique, sans atteindre les terrains paléozoïques, suivant deux directions régionales N20° et N75°.

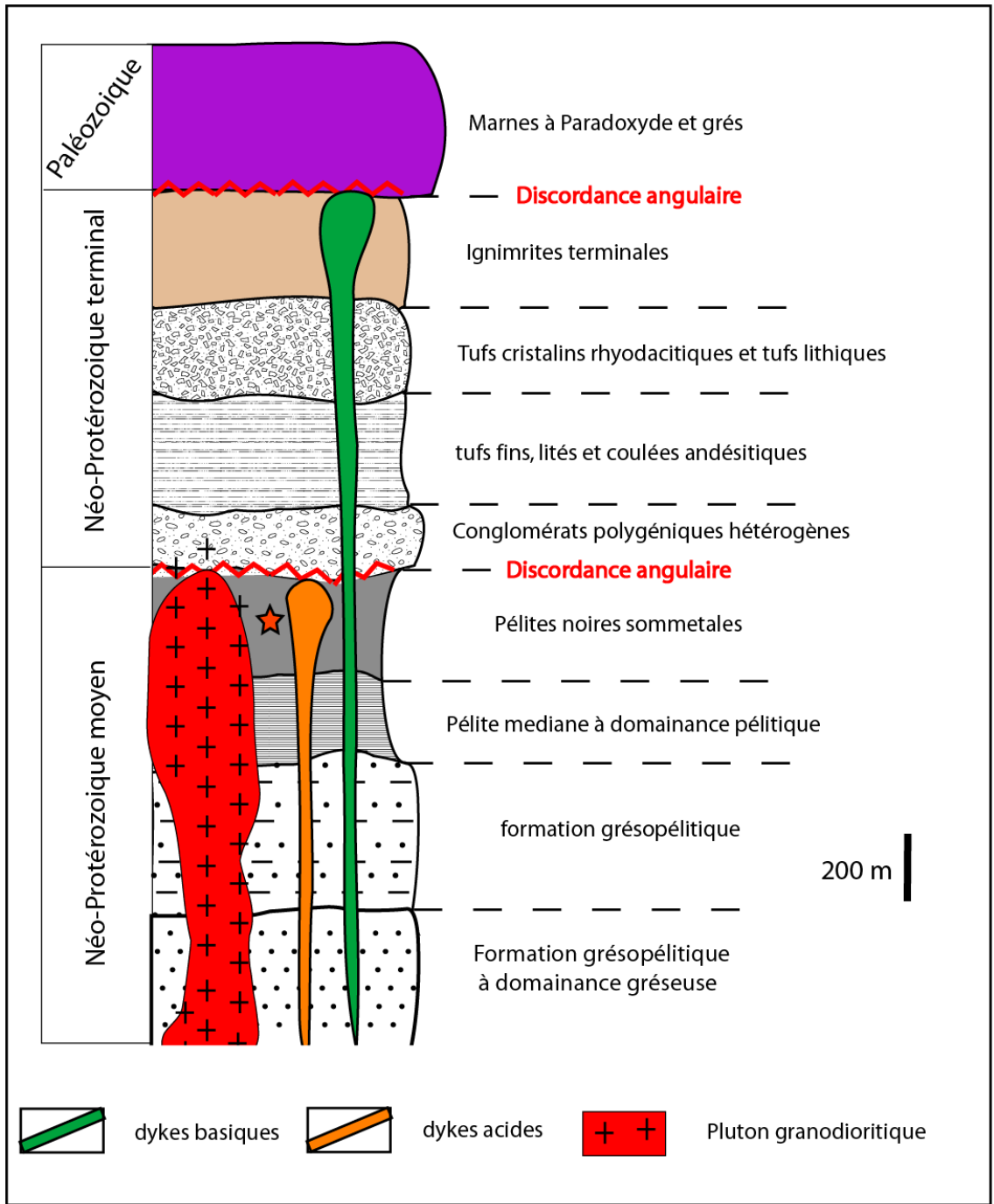


Figure 28 : Log stratigraphique de la zone d'étude (présent travail)

D. Système de Dykes

Le système de dykes développé dans la boutonnière d'Igoudrane correspond aux dernières manifestations éruptives de PIII. Il s'agit d'un réseau dense recoupant toute les séries précambriennes sans atteindre les formations paléozoïques postérieures, ce réseau de dykes a une puissance métrique avec une direction globale N20 à N70. On distingue trois types de dykes : dykes basique, intermédiaires et acides.

1. Dykes Acides

Le réseau des roches filoniennes acides présent dans la boutonnière est traversé toute la série de néo-protérozoïque moyen sans atteindre les unités de complexe supérieur (série volcanique et volcano-sédimentaire de précambrien III). Il s'agit des roches de couleur claire constituées par des cristaux millimétriques de quartz et de feldspath identifiés par la loupe et quelques minéraux accessoires tels que la pyrite. Cet assemblage minéral flottant dans une matrice volcanique jaunâtre, qui correspond au verre volcanique. Ce réseau de dyke est subdivisé en deux familles :

- la première famille orientée NE-SW ;
- la deuxième famille orientée N-S.

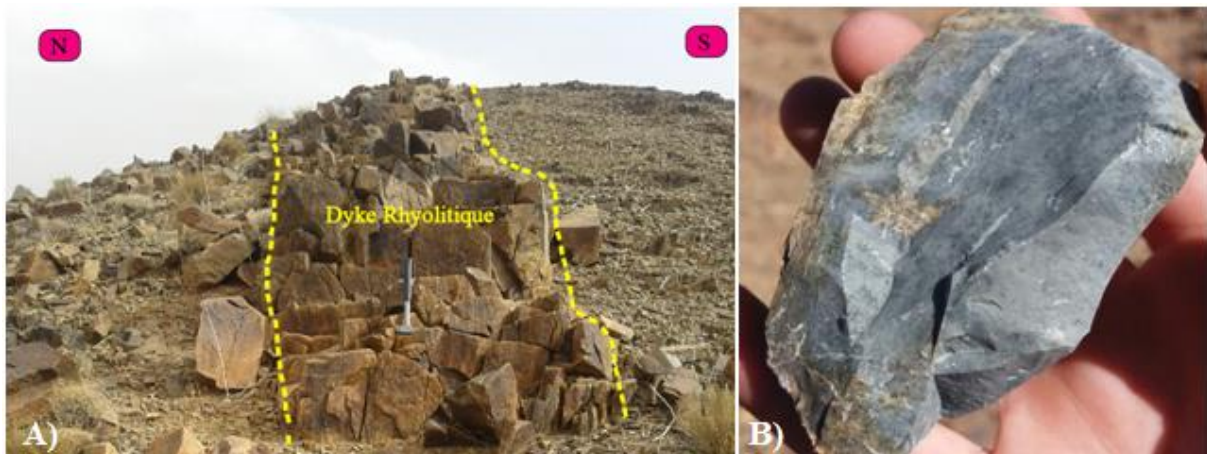


Figure 29 : A. Dyke acide (rhyolitique) traversé toute la série PII B. échantillon de dyke

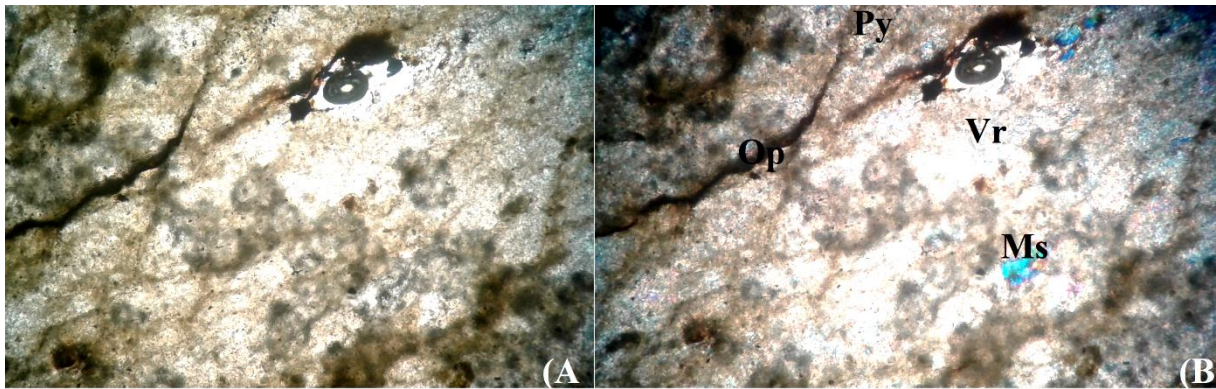


Figure 30 : Vue microscopique d'un échantillon de rhyolite (dyke acide) **A.** en LPAN et **B.** en LPA (Py : pyrite, Vr : verre volcanique, Ms : muscovite, Op : minéraux opaques)

Microscopiquement les dykes acides sont constitués par :

- **pyrite** : elle présente sous forme des petits cubes flottant dans le verre volcanique, ce minéral est affecté par une altération relativement importante qui conduit à la formation des minéraux opaques (oxydes) ;
- **la muscovite** : elle constitue la phase minérale la moins abondante, elle est formée par des petites paillettes rectangulaires avec une légère altération aux bordures ;
- **Minéraux opaques** : il s'agit des produits d'altération qui se concentrent dans des petites fractures postérieures, ces phases minérales viennent de l'altération des minéraux contiennent de Fer et de Magnésium.

2. Dykes basiques et intermédiaires

Il s'agit des dykes les plus répandus dans la boutonnière, ce type est présent dans toutes les séries précambriennes (PII et PIII), la composition chimique de ces roches filoniennes varie d'un dyke à un autre. On distingue :

- **Dykes à dolérites** : il s'agit d'un réseau de dyke le plus répandu dans cette boutonnière. il traverse toutes les séries précambriennes (néo-protérozoïque moyen et terminal) Macroscopiquement, ces roches forment par des phénocristaux de couleur noirâtre (Amphibole probablement), des cristaux d'ordre millimétrique de feldspath et quelques cristaux de la pyrite, cet assemblage minéral flotte dans un verre volcanique de couleur grisâtre. La composition minéralogique primaire est relativement altérée avec l'apparition de quelques minéraux secondaires.

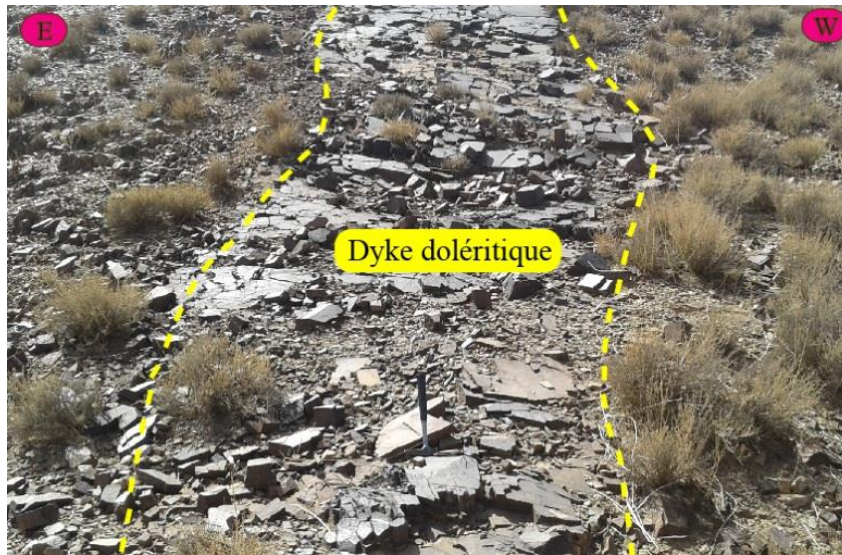


Figure 31 : Dyke doléritique traversées les unités de complexe inférieur

- **Dykes intermédiaires** : correspondent à des manifestations magmatiques filoniennes traversées toute la série précambrienne sans atteindre les terrains de couverture d'âge paléozoïque. Ce réseau de dykes a une direction générale orientée NE-SW, avec une extension varie de quelque mètre à quelque centaines de mètre. macroscopiquement, ces roches filoniennes correspondent aux microdiorites, elles sont composées par des phénocristaux de plagioclase d'ordre millimétrique, et des grands cristaux noirâtres probablement des amphiboles. cet assemblage minéral est identifié par la loupe. la présence des oxydes et des minéraux secondaires montre que ces facies magmatiques ont subi à l'altération au cours de temps.

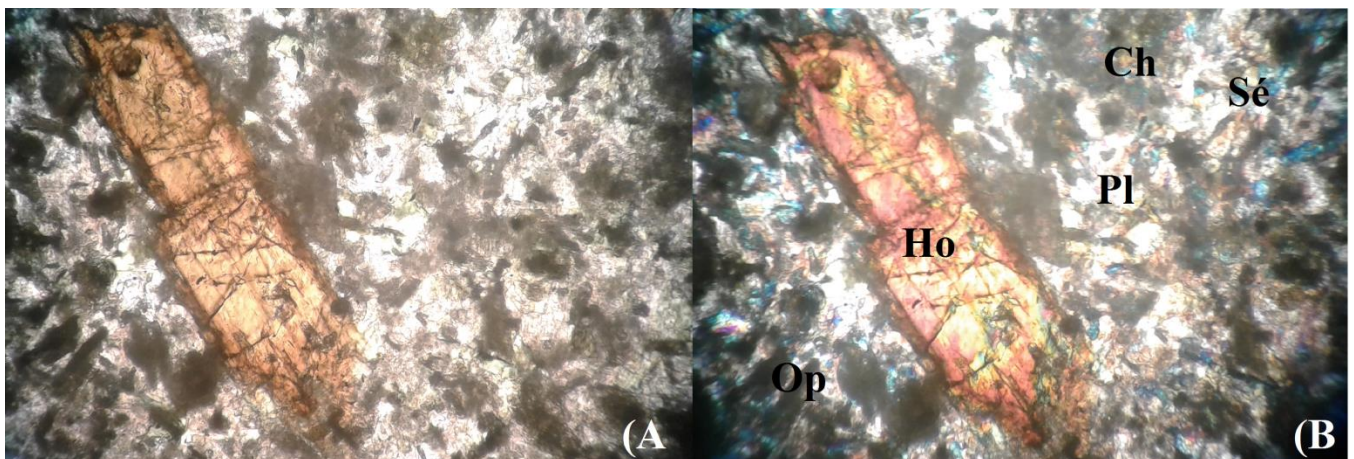


Figure 32 : Vue microscopique d'un échantillon de dolérite (dyke basique) **A.** en LPAN et **B.** en LPA (Ho : hornblende brune, Op : minéraux opaques, Pl : plagioclase, Ch : chlorite, Sé : séricite)

L'étude microscopique de ces roches montre qu'elles sont constitué par :

- **Hornblende** : il se présente sous forme des grands cristaux (phénocristaux) allongés hexagonaux bien orientés, et moyennement altérés, flottant dans une matrice à plagioclase ;
- **Plagioclases** : il s'agit de la phase minérale le plus abondante, ils se présentent sous forme des petits cristaux à macle polysynthétique, ces plagioclases sont fortement altérés en séricites ;
- **Séricites** : sont des minéraux d'altération qui viennent de l'altération des plagioclases, elles se présentent sous forme xénomorphe avec une taille plus petite ;
- **Chlorites** : minéraux d'altération présentent sous forme des petits cristaux aux bordures des plagioclases ;
- **Minéraux opaques** : ils se concentrent dans des petites poches aux bordures des minéraux altérés et dans des zones de fractures.

3. Origine de dykes

Les observations de terrain ont montré que la mise en place des filons acides rhyolitiques est antérieure aux émissions acides (tufs acides et coulées rhyolitique). Ceux-ci nous amené à admettre que ces structures pourraient correspondre à des necks ou encore des cheminées d'alimentation du volcan du précambrien III du secteur. Alors que la mise en place des filons basiques, antérieurement aux coulées d'andésites basiques, sans qu'ils puissent recouper les facies acides sommitaux laisse penser que ces dykes auraient alimenté le volcanisme intermédiaire et basique de secteur.

Dans cette hypothèse, les chambres magmatiques de ces deux populations de filons est à rechercher dans les intrusions intermédiaires et acides des massifs de Taouzzakt, de Boutglimt et d'Igoudrane qui affleurent à l'Est du secteur. Ces derniers sont représentés par des diorites et granodiorites qui intrudent la série sédimentaire du groupe de Saghro (pélites et grès du Précambrien II).

Les datations par le couple U-Pb sur les zircons indiquent que les massifs plutoniques de l'Est Saghro sont mis en place il y avait 580-560 Ma (Lavresse et al, 2004).

En effet les diorites de Taouzzakt ont donné un âge de 555±7 (Wall et al, 2001), ce qui pourrait les attribuer au Précambrien III.

les granodiorites de Taouzzakt et de Boutglimt ont donné un âge de 572±7 (Cheilletz et al, 2002), (Wall et al, 2001) ce qui les attribue au Précambrien III

On peut conclure que les dykes acides trouvent vraisemblablement leur origine beaucoup dans les granodiorites de Taouzzakt. L'origine des dykes basiques est à rechercher probablement dans les intrusions de diorites de Taouzzakt.

Selon Errami et al (2009), tous les granitoïdes de Saghro ont été mis en place au niveau peu profond de la croûte continentale induisent un métamorphisme régional épizonal dans la séquence volcano-sédimentaire et laves associées intercalées du groupe de Saghro. Ces granitoïdes ont une origine mixte combinant une source mantellique et une vieille croûte (WAC)

La composition juvénile présente dans les granitoïdes de Saghro trouve son origine dans une source de manteau supérieur, ce qui pourrait avoir produit les premières coulées de basaltes en coussins du groupe de Saghro. Selon ces auteurs, l'évolution de l'orogénèse panafricaine de l'anti atlas a été caractérisée par une succession d'extension-collision-extension.

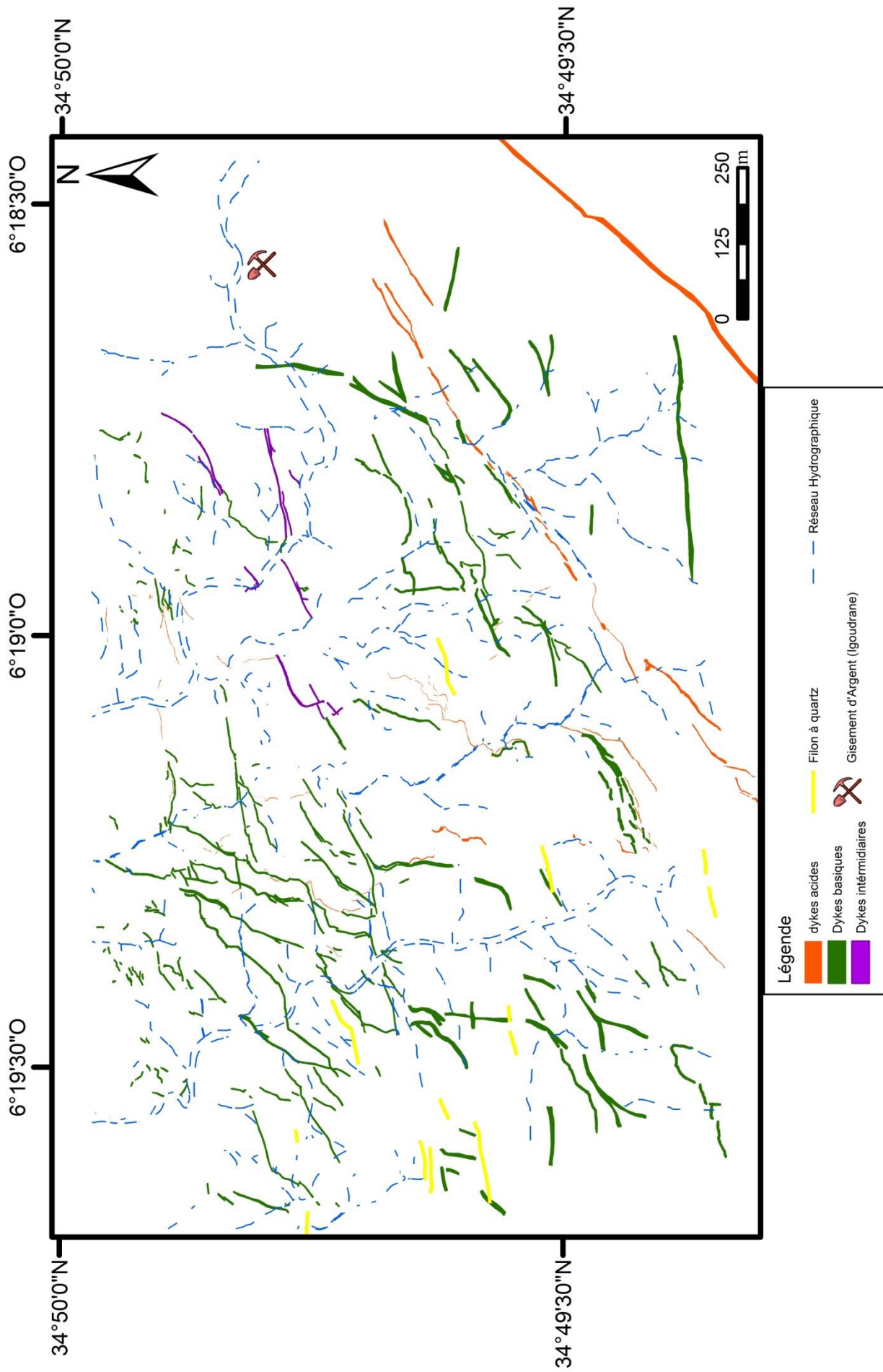


Figure 33 : carte du réseau de dykes (Présent travail)

E. Les types d'Altérations hydrothermales

L'étude de lames minces ainsi que les observations de terrain montrant que les altérations hydrothermales les plus dominantes dans la zone étudiée correspondent notamment à :

1. La silicification

Macroscopiquement elle est mise en évidence par l'abondance de lentilles de silice et de veines de quartz dans les différents faciès de secteur étudié, ainsi que le remplissage de failles en quartz.

Microscopiquement, presque toutes les lames étudiées montrent la présence de quartz sous forme d'un remplissage des fractures.

2. L'hématitisation

Macroscopiquement elle affecte la majorité des faciès de la zone d'étude. Ce phénomène est bien développé autour des veines et des chapeaux de fer porteur de la minéralisation.

Au niveau des lames mince, le développement des oxydes de fer dans tous les faciès étudiés est la cause principale de cette hématitisation.

3. La chloritisation

Macroscopiquement, la chloritisation affecte la majorité des faciès de la zone étudiée. Elle est bien visible sous forme de veinules millimétriques surtout dans les rhyolites et aussi sous forme de ciment des brèches hydrauliques.

A l'échelle microscopique, la chloritisation est marquée par la présence de chlorite en texture de remplacement autour des minéraux ferromagnésiens, elle s'agit d'une chlorite issue d'une circulation d'un fluide hydrothermal.

4. La carbonatation

Elle est très abondante dans le secteur d'étude, à l'échelle macro elle consiste à un remplacement des fractures et des veines par les carbonates (calcite et ankérite). En lames

minces, elle est marquée soit par la présence de minéraux de calcite issus de l'altération de feldspath plagioclase, soit par le remplacement des microfractures par des carbonates.

5. La séricitisation

Sur les lames minces, elle est marquée par la présence de la séricite dans les paragenèses minéralogiques secondaires des roches étudiées. Ce type d'altération est issu de la transformation des plagioclases en séricite.

Chapitre 3 :

ETUDE STRUCTURALE DE LA ZONE D'ETUDE

A. Introduction

Les premières études structurales et microstructurales détaillées sur la boutonnière d'Imiter ont été menées par Ouguir et al. (1994, 1996) Levresse (2002). Ces auteurs ont mis en évidence le caractère décrochant de la faille d'Imiter au Néo-protérozoïque terminal, ainsi que son influence sur la répartition de la minéralisation au sein de la boutonnière. Dans ce chapitre nous avons essayé de compléter ces observations par des mesures réalisées sur la partie Sud-Ouest d'Igoudrane et Ouest de Tachkakacht. Nous nous sommes également attachés à mettre en évidence les relations existantes entre les régimes de déformation, et les phases panafricaines B1 et B2, sans oublier de faire une chronologie relative des phases tectoniques qui ont affectées cette partie Est de la boutonnière d'Imiter au cours de temps géologique.

B. Méthodes utilisées

la cartographie géologique, Les déformations tectoniques (continue et discontinue), et leur relation avec l'exploration minière ont fait l'objet de nombreuses études, ce qui a permis la connaissance des mécanismes fondamentaux de rupture, la formation des structures géologiques et la circulation des fluides qui donnent naissance à la genèse de minéralisation au sein des blocs déformés. Ceci afin de comprendre la relation décrite entre la déformation ou la fracture et la genèse des gisements métalliques, des structures des différentes parties du globe terrestre...etc. En revanche, la zone d'étude est située dans un endroit déformé par des orogènes précambriennes, ces dernières ont formées des structures qui ont remplis par la suite par des minéralisations hydrothermales importantes (Hinaje, 2004).

1. Structures et microstructures observées

L'étude de terrain permet l'analyser Les structures et microstructures géologiques et tectoniques suivantes : les plis (avec ses différentes formes), les failles et leurs tectoglyphes (stries) et les microstructures associées, les fentes de tension avec ses différentes formes, les boudinages, les zones broyées avec les brèches et la schistosité de fracture et de flux.

1.1 Les failles et stries

Une faille est une fracture macroscopique des matériaux de l'écorce terrestre, fracture accompagnée d'un glissement l'un par rapport à l'autre des blocs que celle-ci sépare. Il existe

des failles de l'échelle de la centaine de kilomètres (cas : faille d'Imiter) à celle de l'affleurement ou de l'échantillon ; dans ces derniers cas, on parle souvent de microfailles. Puisqu'il y a glissement relatif des blocs, c'est qu'il existe une contrainte cisailante τ sur le plan de fracture ; on emploie donc souvent le terme de joint de cisaillement pour désigner des microfailles sur lesquelles le déplacement est en général très faible.

Le plan de faille est donc un plan de cisaillement. En fait, c'est souvent une surface irrégulière, ondulée ou courbe, parfois remplacée par une zone plus ou moins épaisse contenant de nombreux plans de cisaillement. Au contact du plan de faille les blocs peuvent être polis au cours du mouvement et former ce qu'on appelle des miroirs de failles. Ceux-ci portent souvent des stries de friction qui indiquent la direction et le sens du vecteur-glissement S . Le bloc situé au dessus du plan de faille est appelé le toit, celui situé sous le plan de faille est appelé le mur. Le vecteur-glissement S joint sur le plan de faille deux points A et A' du mur et du toit qui étaient initialement contigus. Le rejet R_V est sa composante suivant la verticale, R_T est sa composante horizontale dans le plan perpendiculaire au plan de faille et correspond ici à l'allongement du matériau. Dans le cas d'une faille décrochante (Figure 35) le vecteur-glissement est horizontal et il n'existe donc qu'un rejet horizontal suivant la direction de la faille (= rejet-direction R_D), $R_V = 0$. La direction de la faille est donnée par l'horizontale (d) tracée sur le plan de faille et son azimuth est l'angle β que fait la direction de la faille avec le Nord géographique. Le pendage de la faille est l'angle α que fait le plan de faille avec l'horizontale du lieu.

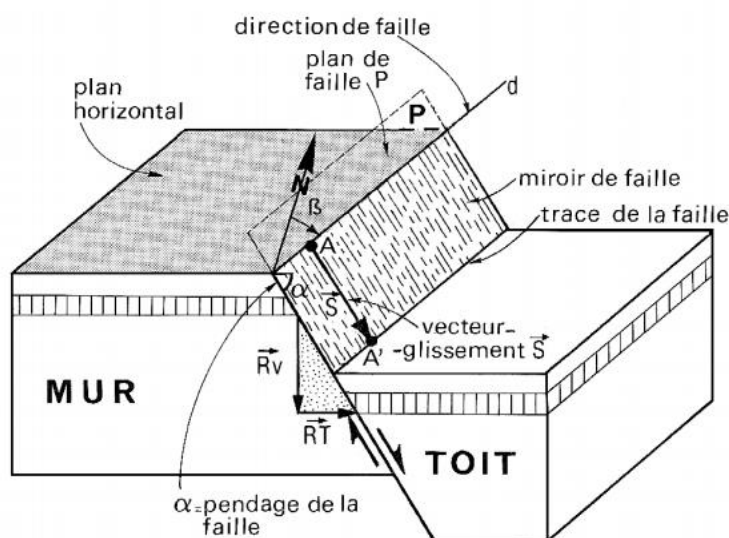


Figure 34 : Nomenclature liée à une faille (Mercier, Vergély et Messenard, 1992, 1999, 2011)

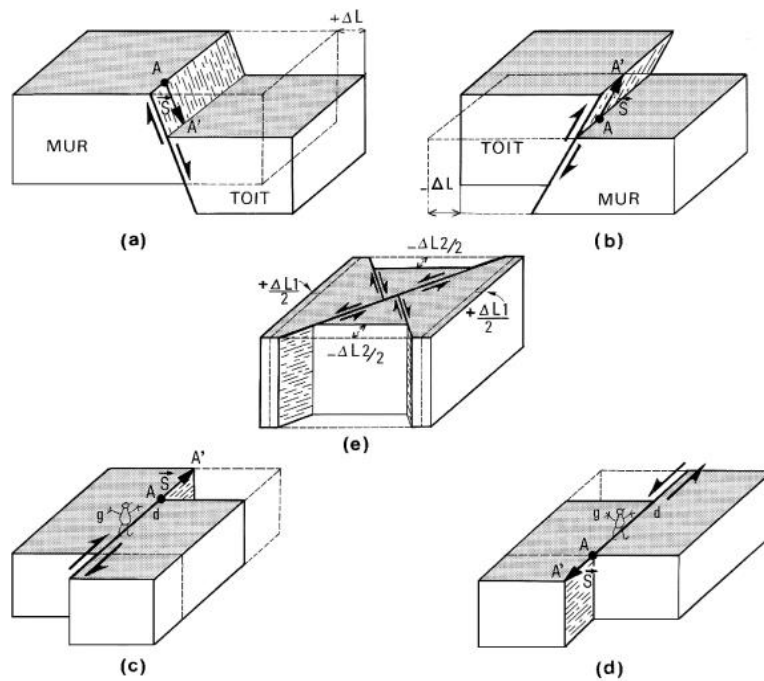


Figure 35 : Les différents types de failles distingués d'après le glissement (Mercier, Vergély et Messenard, 1992, 1999, 2011)

1.2 Les fentes de tension

Les fentes de tension sont des fractures qui, en section, présentent des bords (des épontes) écartés dans la partie centrale et jointifs aux extrémités (Figure 36). Les épontes ont subi un déplacement ($+ \Delta l$) perpendiculaire au plan de fracture, donc sans cisaillement. Des fibres minérales cristallisent souvent perpendiculairement aux épontes : cristallisations de calcite dans les calcaires, de gypse ou de sel dans les évaporites, de quartz dans les roches siliceuses et les granites. L'ouverture des fentes est en général millimétrique à décimétrique. Leur longueur axiale va du centimètre à quelques dizaines de mètres, exceptionnellement elle atteint quelques centaines de mètres.

Les diaclases sont des fractures qui, comme les fentes, ne montrent pas de trace de cisaillement mais dont cependant les épontes restent jointives. Elles forment des réseaux de fractures, en gros, perpendiculaires à la stratification. On emploie aussi le terme de «joint» dans un sens très général pour désigner des fractures aux épontes jointives sans traces de cisaillement mais ayant, elles, une disposition quelconque par rapport à la stratification. Des réseaux de joints sont souvent associés aux failles.

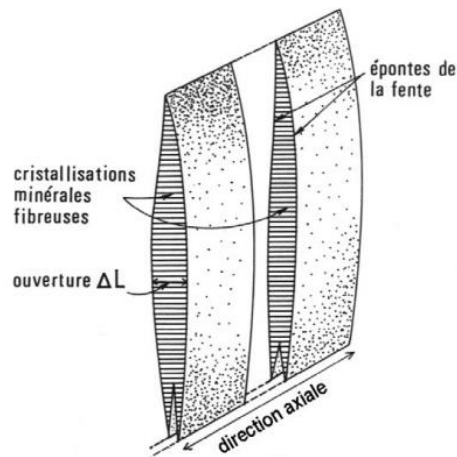


Figure 36 : fente de tension

1.3 La schistosité et les plissements

Les schistosités sont des structures planaires, d'origine tectonique, suivant lesquelles les roches se débitent préférentiellement. La distinction des principaux types de schistosité est établi sur le caractère continu / discontinu que présente, à l'échelle de l'observation microscopique optique, ce débit parallèle qui intéresse la totalité de la roche et qu'on dit pénétratif (Arthaud et Mattauer, 1972 ; Liu Xiaohan, 1983 ; Mercier et Vergely, 1992).

- La schistosité est de type continu lorsqu'aucun plan de fissilité, c'est-à-dire de débit en feuillets minces, n'est observable au microscope ; c'est la schistosité de flux. La schistosité ardoisière en est l'exemple le plus connu (elle présente macroscopiquement un débit en feuillets mais pas au microscope). (Hinaje, 2004).
- La schistosité est de type espacé lorsque la roche montre des zones de schistosité, (Figure. 37) qui sont des plans de fissilité, séparant des zones appelées microlithons. Selon l'importance de la déformation des microlithons et la morphologie des surfaces qui les séparent, on distingue la schistosité disjointe (dite improprement schistosité de fracture) et la schistosité de crénulation dite aussi schistosité par microplis. Cette dernière affecte des roches qui présentent un feuilletage originel riche (pélites, séricitoschistes, micaschistes...). La foliation exprime un débit de la roche en feuillets de nature minéralogique différente, résultant de transformations métamorphiques.

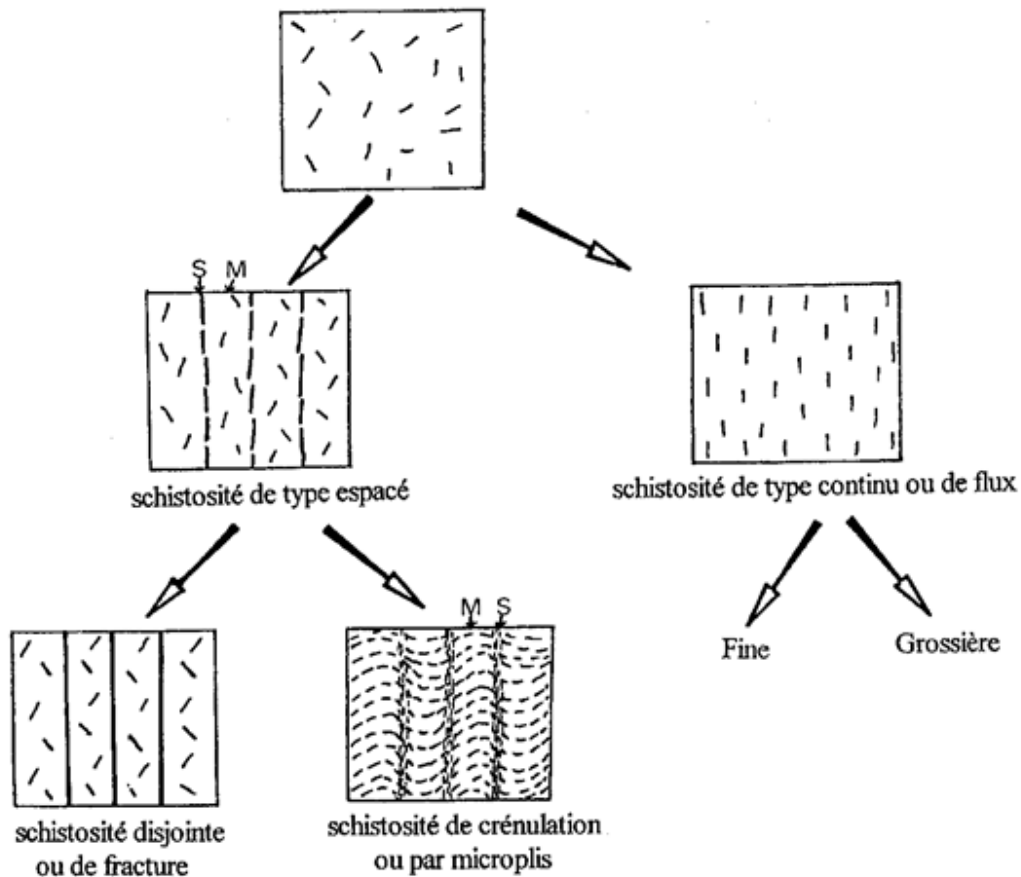


Figure 37 : Classification de la schistosité (d'après Powell, 1979 ; Huon, 1985 ; Mercier et Vergely, 1992). S = schistosité ; M = microlithon

2. Méthodes de travail

2.1 Traitement des données structurales : méthode des dièdres droits

Cette méthode (Pegoraro, 1972) est applicable à des populations de failles congénères de nature différente (par exemple des failles normales, normales – décrochantes et décrochantes) qui sont généralement celles des milieux faillés naturels. Il faut tout d'abord construire, pour chaque plan de faille (F), le plan auxiliaire (PA) orthogonal à la faille et à la strie (S F) (Figure 38). Ces deux plans séparent 4 dièdres droits : deux opposés par le sommet sont en compression, les deux autres en tension. La distinction des dièdres droits en compression et en tension est faite à partir de la cinématique de la faille définie par la strie. On démontre (Mc Kenzie, 1967) que pour un glissement sur un plan de fracture préexistant, les axes σ_1 et σ_3 sont situés n'importe où dans les dièdres droits respectivement en compression et en tension (Fig. 38 b). Ceci est donc très différent de la rupture d'un milieu homogène et isotrope non fracturé pour lequel les axes σ_1 et σ_3 sont sur les plans bissecteurs des dièdres

respectivement aigus et obtus limités par les plans de failles conjugués. La superposition des dièdres en compression, ou en tension, pour plusieurs failles limite une zone commune de l'espace en compression, ou en tension (voir Figure 39 c, pour deux failles F_1 et F_2). S'il existe un tenseur unique qui rend compte du mouvement sur la population de failles, l'axe σ_1 est dans la zone commune en compression et l'axe σ_3 dans la zone commune en tension. Cette méthode peut être aussi utilisée pour la recherche des axes σ_1 et σ_3 qui rendent compte de la cinématique des failles sismiques montrée par une population de mécanismes aux foyers de séismes. Les dièdres droits sont ceux limités par les plans nodaux et qui contiennent les axes de pression (P) et de traction (T).

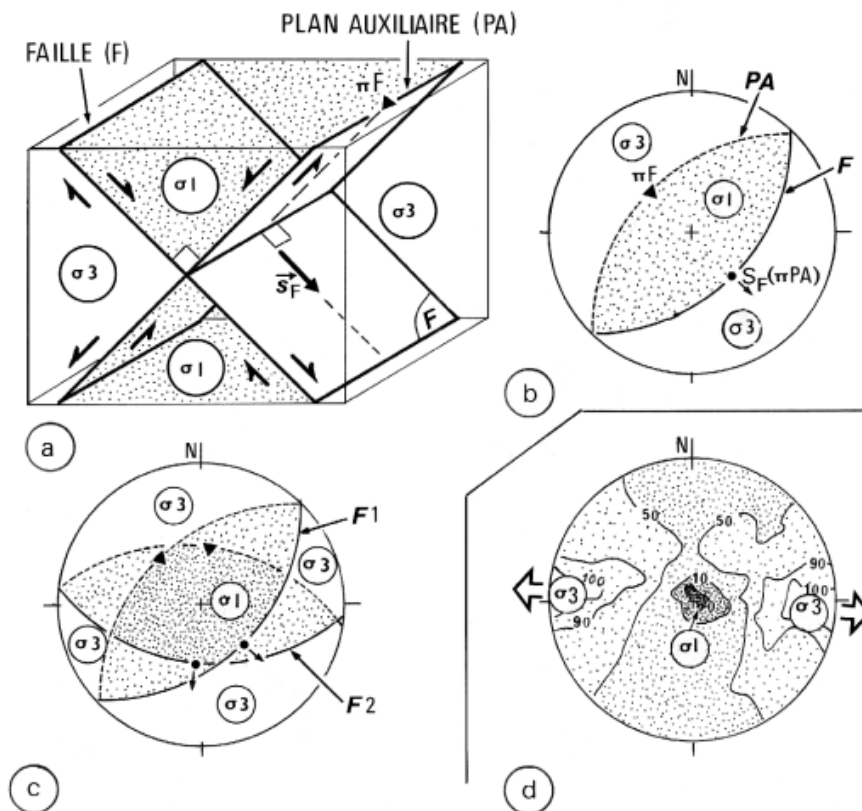


Figure 38: Méthode des dièdres droits (Pegoraro, 1972).

La condition nécessaire à l'utilisation de cette méthode est que les zones en compression et en tension soient communes à tous les dièdres respectivement en compression et en tension (Figure 39 d). Si cette condition n'est pas réalisée, c'est que les mouvements des failles ne résultent pas tous d'un même état de contrainte ; la méthode des dièdres droits peut alors donner un résultat sans aucune signification géologique. De façon générale, une solution

obtenue graphiquement reste toujours douteuse dans la mesure où on ne sait pas tester sa fiabilité graphiquement. Enfin, les méthodes graphiques permettent dans le meilleur des cas de définir des portions d'espace, plus ou moins étendues, dans lesquelles sont localisés les axes principaux des contraintes ; elles ne permettent pas de définir le rapport R des contraintes.

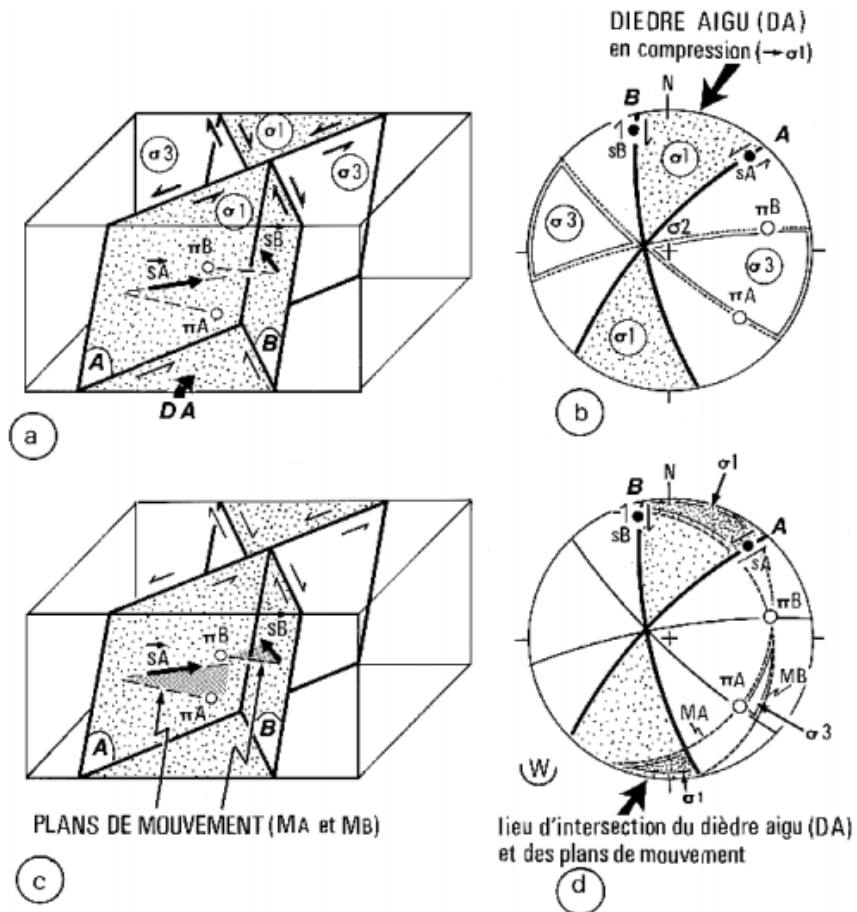


Figure 39 : Méthode graphique du dièdre aigu (Arthaud et Choukroune, 1972, Rev. Inst. Franc. Pétrole, 27 (5)). SA et SB : stries sur les plans de failles A et B ; π A et π B : pôles des plans de failles A et B

C. Déformation discontinue : fractures

1. Fentes de tension

Il s'agit des structures tectoniques les plus répandues dans la zone, qui sont souvent apparues au niveau des roches rigides telles que les grès et les pélites de néo protérozoïque moyen (PII). Elles sont des fractures ouvertes, développées essentiellement dans les roches anciennes de la boutonnière qui sont remplies généralement par des fibres de quartz et parfois par des carbonates (dolomite et calcite) (figure 40, 41).

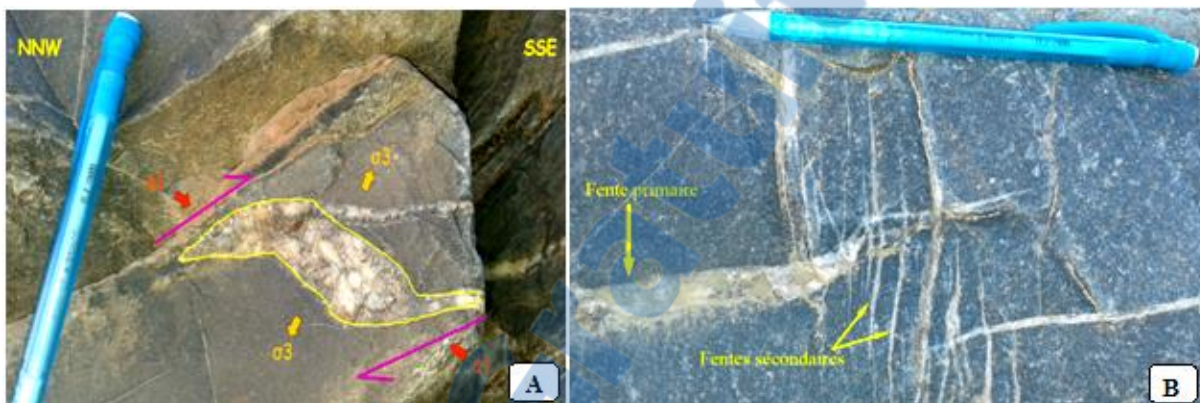


Figure 40 : A. Fentes de tension en échelon à remplissage de quartz développée au sein des gréseux-pélite de PII, B. réseau de fentes (primaires et secondaires) dans les pélites noire de PII



Figure 41 : Fente de tension développée au sein des grès de PII

On observe souvent sur le terrain des fentes disposées en échelon. Par référence aux résultats obtenus sur modèles réduits, on en déduit que ces fentes en échelon sont situées dans des zones de cisaillement et que la direction des fentes fait un angle de 45° avec la direction générale du cisaillement. L'orientation des fentes permet de déterminer le sens du

cisaillement. Ces fentes ont souvent une forme sigmoïdale qui peut être due à une rotation externe des parties de fentes déjà formées alors que leurs extrémités continuent à se propager vers la périphérie à 45° de la direction de cisaillement. Cette forme sigmoïdale peut être due aussi à une déformation cisailante ductile hétérogène du matériau, plus importante au centre de la zone de cisaillement qu'à la périphérie. Le mouvement se poursuivant conduit à la formation de failles inverse qui affectent les fentes sigmoïdales (figure 53).

Les fentes sont ouvertes selon la contrainte maximale σ_3 , cette direction d'extension est soulignée par l'allongement des fibres. Elles sont souvent regroupées en familles dont les directions permettent de déterminer les contraintes, c'est le cas des fentes en échelons qui sont souvent liées à des cisaillements et qui sont rectilignes à leur naissance, prennent ensuite une allure sigmoïde.

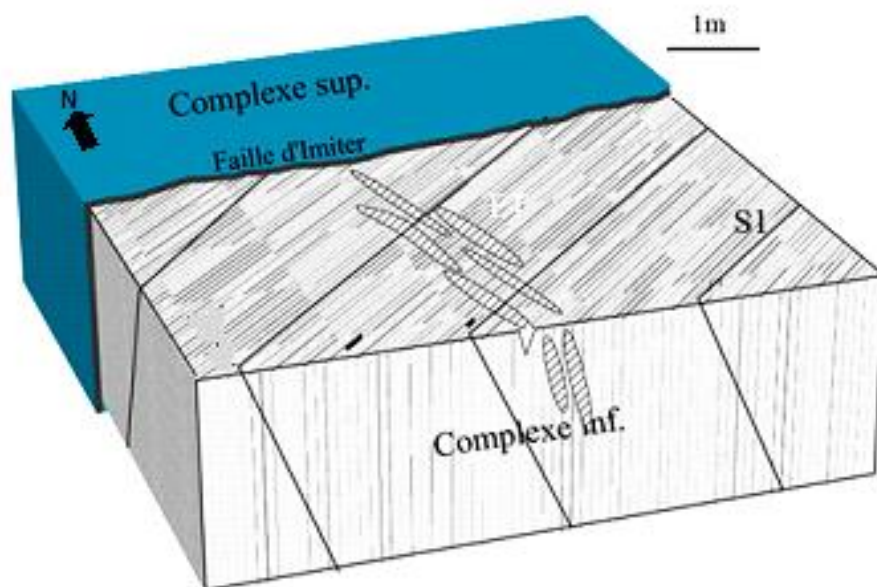


Figure 42 : Bloc en 3D montre la position des fentes dans les formations PII

Nous notons que les fentes de tension développées au sein des formations de néo-protérozoïque moyen sont syntaxiales, la croissance de cristaux et des fibres se fait de l'extérieur vers l'intérieur de fente.



Figure 43 : Faille inverse affectée le système de fentes de tension

Les fentes de tension que nous avons mesuré affectent les grès de base et les pélites. Les grès enregistrent mieux la fracturation que les pélites grâce à leur rigidité. Ces structures tectoniques sont orientées généralement SSE-NNW à SE-NW, compatibles avec des contraintes maximale σ_1 et minimale σ_3 horizontale qui sont orientées NW-SE, et NE-SW respectivement.

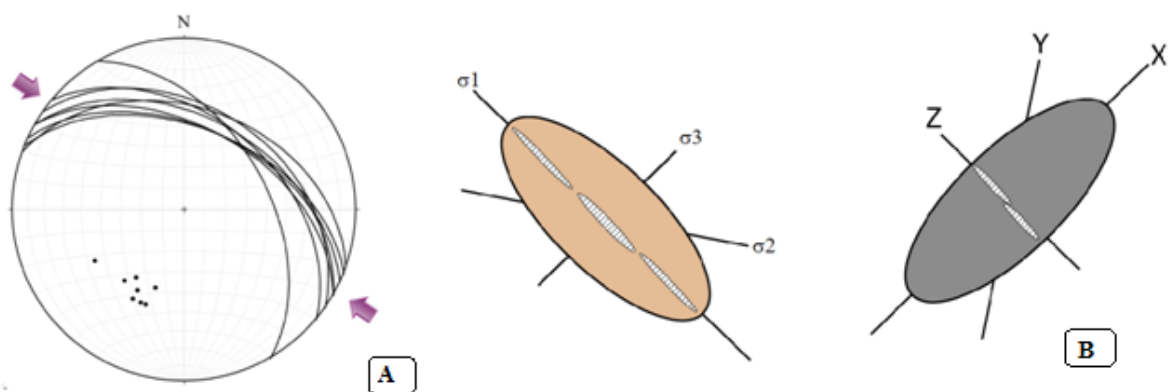


Figure 44 : A. Projection stéréographique des fentes de tension; B. Ellipsoïde de contraintes; C. Ellipsoïde de déformation

D'après la projection stéréographique des fentes de tension présentées dans les roches d'âge néo-protérozoïque moyen, nous a permis de constater que le régime tectonique responsable de leur formation est un régime compressif de direction générale NW-SE à NNW-SSE.

2. Les structures faillées

Il s'agit des fractures accompagnées d'un déplacement relatif des deux compartiments qu'elles déterminent dans le terrain qu'elles affectent.

La surface de rupture est dite plan de faille, il arrive qu'elle soit polie par le mouvement forment alors un « miroir de faille » sur lequel on voit des stries qui matérialisent la direction du mouvement. L'angle dirigé vers le bas que fait la strie avec l'horizontale est appelé pitch.

La zone d'étude a été affecté par ce type de fractures, dans la majorité de la boutonnière, on peut distinguer plusieurs types de faille selon leur pendage, leur rejet, le pitch, leur rapport avec les couches, leur forme... d'une façon générale l'endroit d'étude est caractérisé par des décrochements, des petites failles inverses et failles normales... . L'étude structurale de ces structures nous a permis de déterminer d'autres phases tectoniques postérieures.

2.1. Les décrochements

Il s'agit des plans de failles verticaux avec un mouvement de coulissage horizontal, il est senestre si le compartiment le plus éloigné de l'observateur se déplace vers la gauche et dextre s'il se déplace vers la droite (l'observateur se place sur un compartiment regarde l'autre se déplacer vers lui). Dans la région d'étude la majorité des failles sont de type intermédiaire c'est-à-dire le pitch est compris entre 0 et 90 (failles normales senestres, inverses dextres...).

Dans la zone d'étude on distingue deux familles de décrochements : une famille affecte seulement la série métasédimentaire de PII et la deuxième affecte toute la série précambrienne de la boutonnière étudiée.

- La première famille orientée ENE-WSW: se sont des cassures et des grandes fractures d'extension décamétrique associées au déplacement des blocs les uns contre les autres. Il s'agit d'un déplacement décrochant dextre à pendage généralement fort vers nord, ce type de déformation développe au sein des formations méta-sédimentaires de néo-protérozoïque moyen (PII) ;
- La deuxième famille orientée NE-SW : il s'agit des fractures décrochantes affectées toute la série précambrien (PII et PIII), avec une extension métrique. Cette famille de failles est bien apparue dans la boutonnière et conserve leur tectoglyphes.

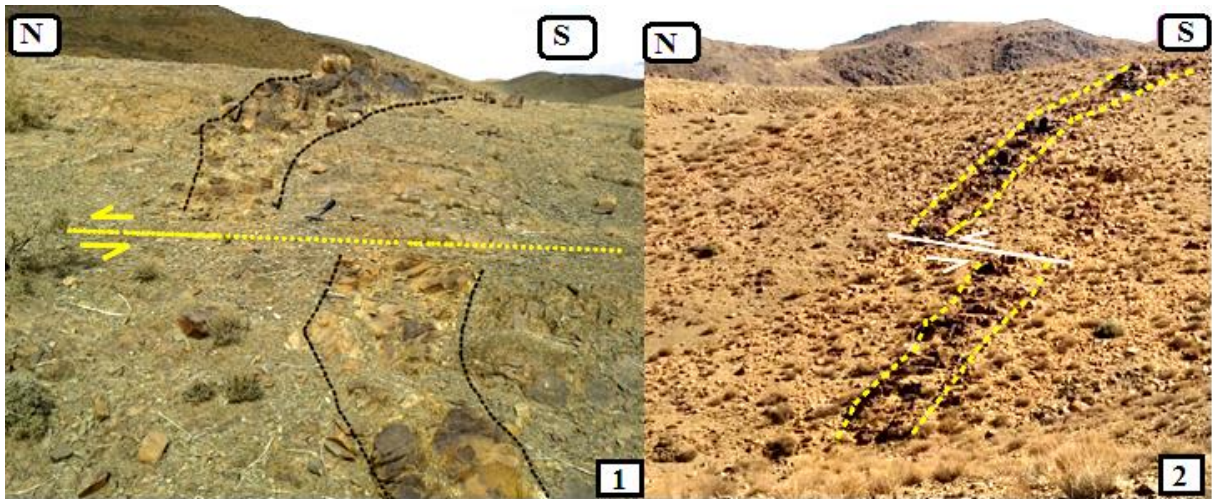


Figure 45: Décrochement senestre affecté un dyke acide et pélites gréseuses

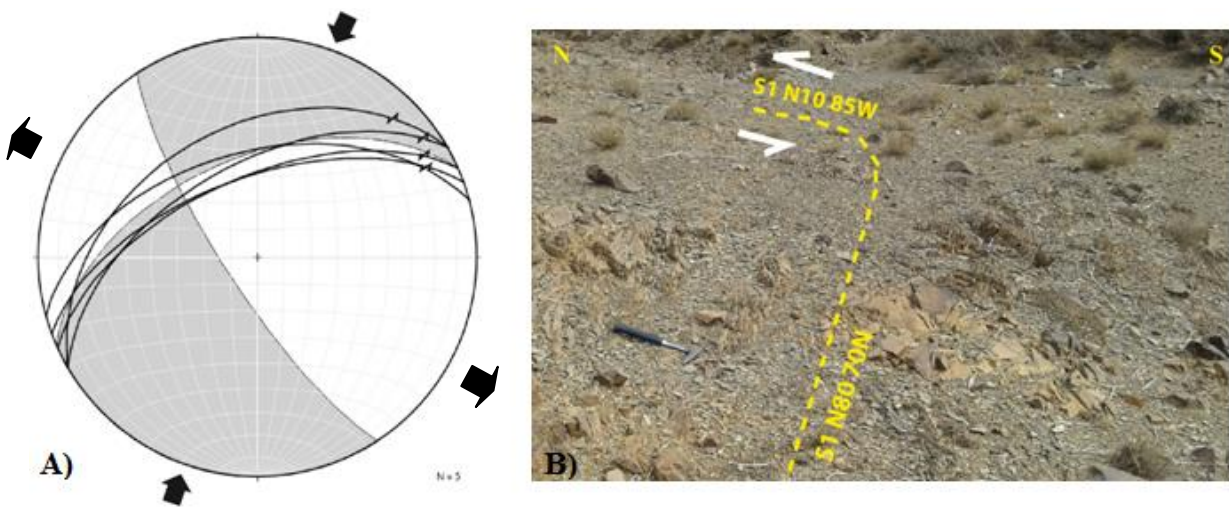


Figure 46 : A. Projection stéréographique du système de décrochement senestre au sein des formations PII. B. décrochement senestre accompagné l'ondulation de la schistosité

Ce type de déformation est fortement apparu dans la partie sud de la boutonnière, il affecte toute la série de PII. Il est nettement enregistré généralement dans le système de dykes qui affleure à la surface. Un certain nombre de mesures effectuées sur ces structures tectoniques ce qui nous permis de conclure qu'il s'agit d'une tectonique polyphasée et décrochante. Le régime responsable de la formation de ces structures est un régime décrochant avec une contrainte maximale orientée NE-SW et la contrainte minimale orientée NW-SE. Les valeurs de pitch sont comprises entre 5 à 35°.

2.2. Les failles normales

Elles sont des fractures qui accompagnent d'un mouvement d'extension, le plan de faille est incliné vers le compartiment affaissé. Dans la région d'étude la majorité des failles sont des failles normales à composante décrochante. En revanche, le dernier jeu de la faille d'Imiter est

normal à composante senestre, ceci provoquent la formation des structures annexes qui sont remplis par la suite par une gangue dolomitique porteuse de la minéralisation (Tuduri, 2002).

Les failles normales que nous avons mesurées affectent souvent les grés et les pélites de néo-protérozoïque moyen (PII) et accessoirement les formations sédimentaire et volcanoclastique de néo-protérozoïque terminal. La grande faille détectée au niveau d'Igoudrane est la faille d'Imiter qui a une extension d'ordre 7 km ; elle est subdivisé en deux branchées :

- La branchée sud est séparée PII et PIII, elle est affaissée les terrains d'âge néo-protérozoïque terminal, cette faille a un jeu normal à composité senestre. Elle était contrôlée par un régime tectonique distensif. La direction moyenne mesuré au long de cette faille est d'ordre N70 à N75, avec un pendage sub-vertical d'ordre 70° à 80° vers le nord ;
- La branchée nord est traversée la série PIII (conglomérats de base et tufs fins lités), cette structure a un jeu similaire au jeu de la branchée précédente.

Autres failles de même jeu apparaissaient dans le socle PII ces faille ont une extension relativement faible.

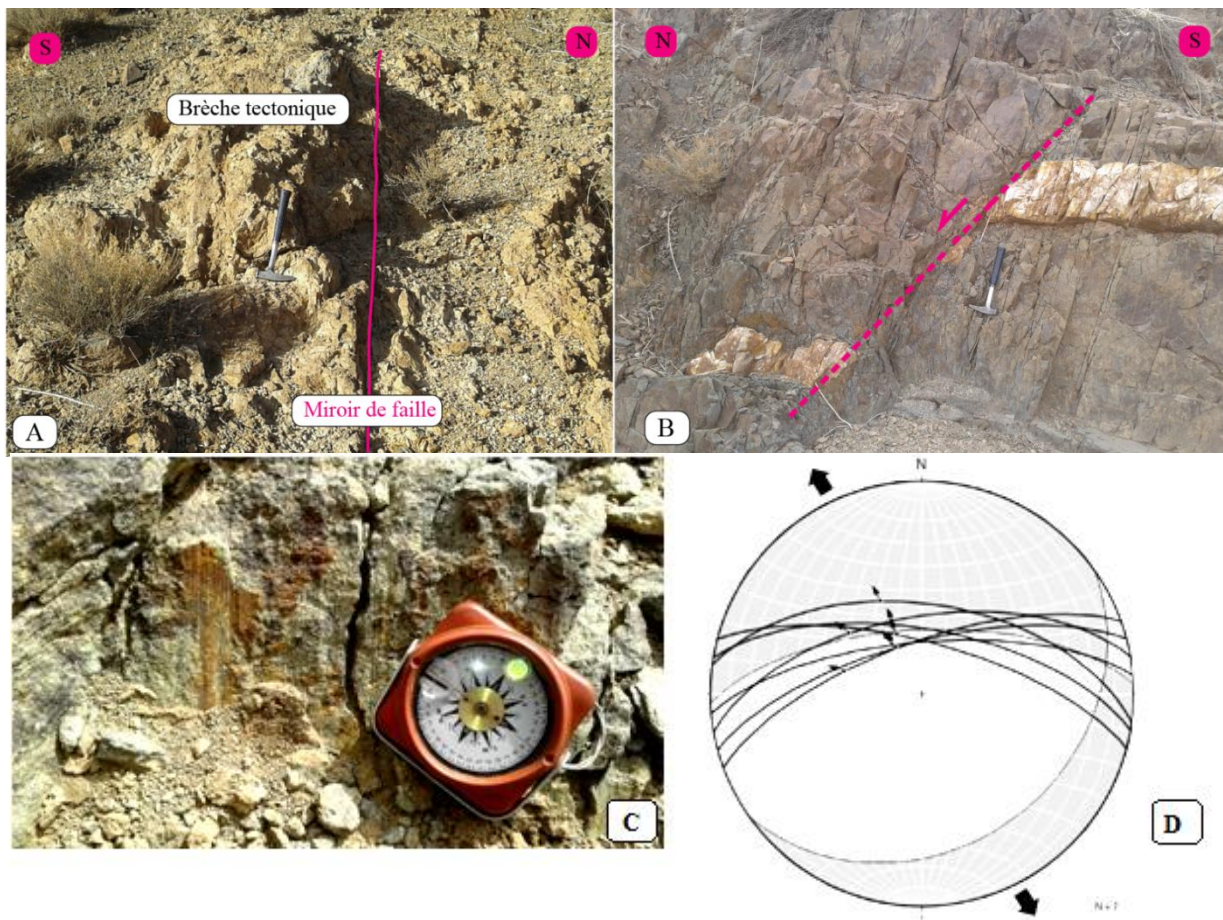


Figure 47: A. Brèche tectonique de la faille d'imiter, B. faille normale affecte le PII C. strie dans un miroir de faille D. projection stéréographique des failles normales

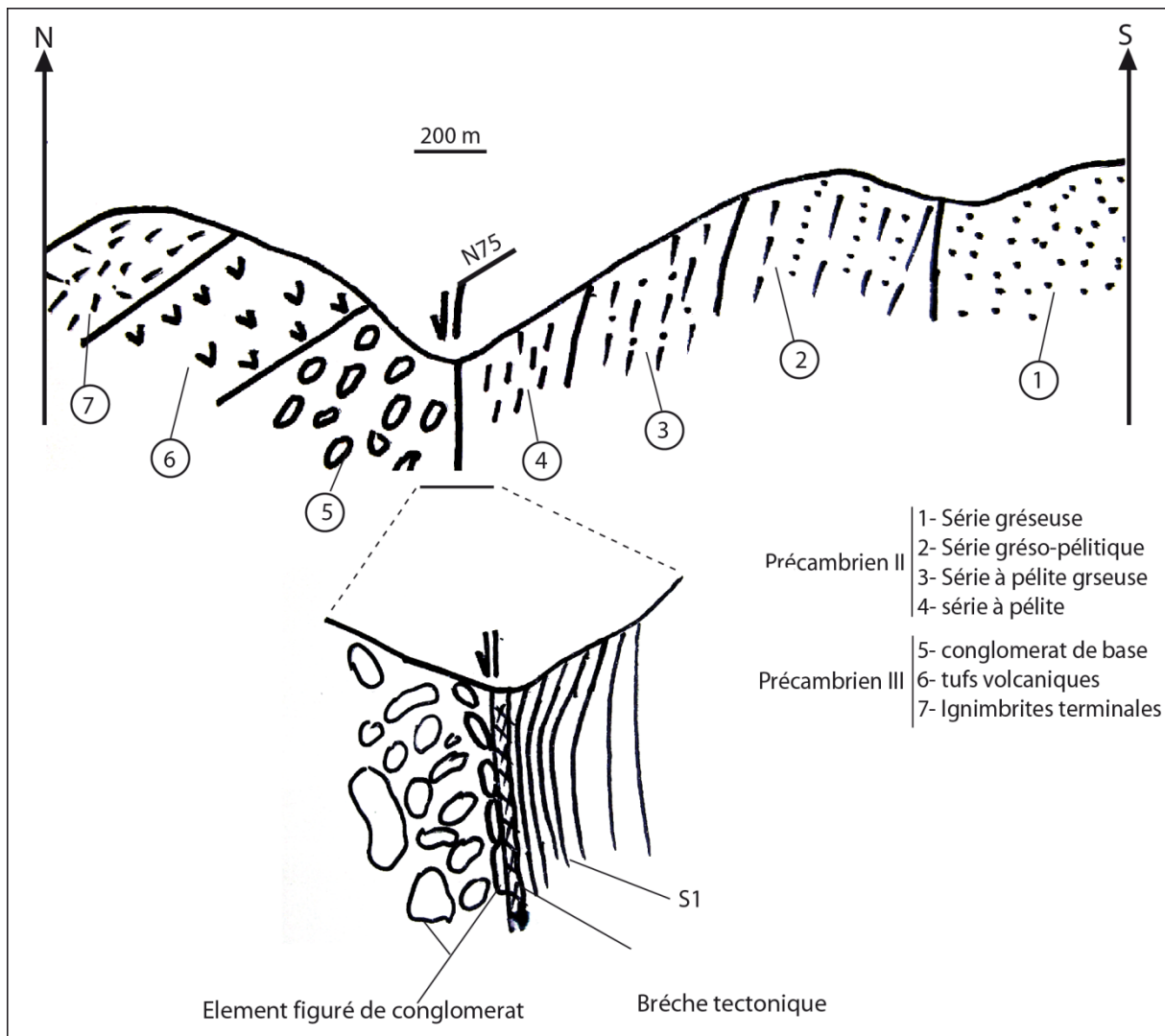


Figure 48: Coupe simplifiée traversée la grande faille d'Imiter qui sépare le PII et PIII

La projection stéréographique des failles normales détectées dans la zone d'étude nous a permis de mettre en évidence le régime extensif au cours de PIII. Ce régime est contrôlé par une contrainte maximale verticale et une contrainte minimale orientée NNW-SSE.

La corrélation entre les différentes coupes géologiques faites sur la zone d'étude, nous a permis d'établir la carte structurale. L'analyse de cette carte nous montre que la région affectée par de nombreuses failles de directions variables on distingue trois familles :

- **La première famille orientée E-W** : il s'agit des branchées de la faille d'Imiter, qui sont des failles normales à composantes décrochantes avec un rejet très important ce qui permet d'affaisser les terrains PII de quelques centaines de mètres, cette faille est

responsable de l'ouverture des fractures qui sont remplis par la suite par des minéralisations polymétalliques;

- **La deuxième orientée NE-SW** : est un mélange de failles normales et de décrochements, elles affectent toute la série précambrien.
- **La troisième famille orientée N-S** : ce sont des décrochements dextre affectent la série de précambrien PII.

D. La déformation continue homogène : schistosité et linéation

Le socle de La boutonnière d'Igoudrane est caractérisé généralement par des roches plastiques (pélites) et une portion assez importante de roches cassantes (grés), ces roches développent une déformation plastique homogène qui s'exprime par l'apparition des structures linéaires (boudinage) et une anisotropie structurale planaire où ce que on appelle la schistosité. Il s'agit d'un débit mécanique de la roche en feuilles parallèle, pénétratif, sans perte de la cohésion apparente de la roche. Dans la zone d'étude, La schistosité est fortement contrôlé par la pression (contraintes), la température et par d'autres facteurs tel que la composition chimique et la compétence de la roche.

1. Schistosité de fracture

Il s'agit d'une naissante matérialisée par des fractures plus ou moins régulières et espacées délimitent des microlithons. Ce type de schistosité développe essentiellement dans les roches de précambrien (PII). Il s'agit d'une schistosité pénétrative caractérisée par un feuilletage très planaire continue. Dans la zone d'étude on distingue deux types de schistosité : schistosité (S1) plus intense orientée NE-SW, et la schistosité (S2) moins intense dont l'orientation est NW-SE.

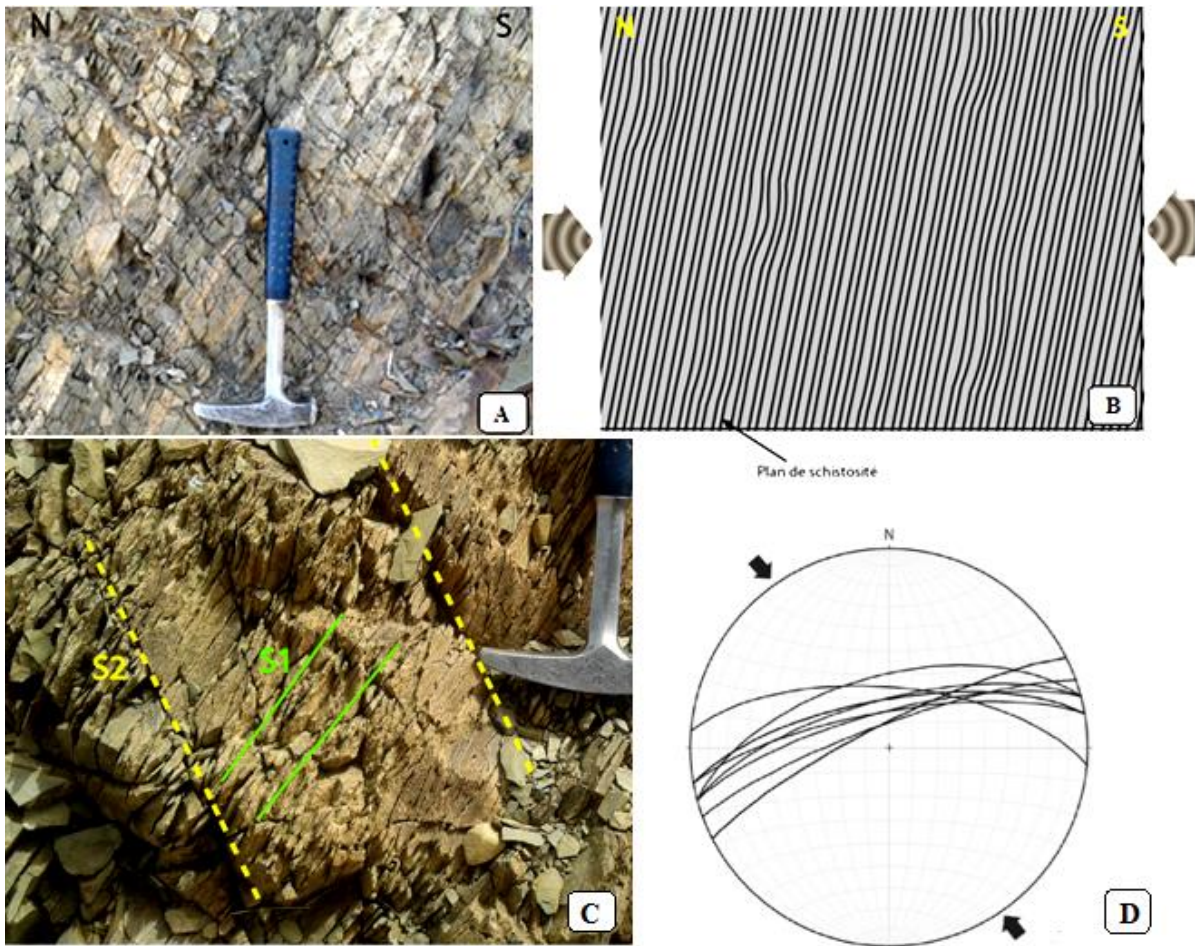


Figure 49 : A. Schistosité de flux développée dans les pélites noires sommitales de PII. B. bloc diagramme présente la schistosité de flux sur un plan, C. schistosité S1 et S2, D. projection stéréographique de S1

Ces structures géologiques continues sont formées par deux systèmes compressifs différents avec les contraintes maximales nettement fortes orientées NNW-SSE à N-S pour la S1 et NE-SW pour la S2. Ces dernières développent une déformation planaire avec le plan d'aplatissement (plans X et Y) perpendiculaire au raccourcissement principal.

2. Boudinage

La linéation de boudinage résulte d'une striction régulière et répétée de niveaux compétents inclus dans une matrice ductile. Les niveaux compétents sont découpés en baguettes parallèles selon des zones de rupture qui sont souvent cicatrisées par des cristallisations minérales (quartz, calcite...). Il s'agit d'un Tronçonnage par étirement d'une couche rigide (grés) entre deux couches plastiques (pélites), avec formation de boudins, prismes allongés selon la contrainte moyenne, légèrement convexes selon la contrainte maximale et concaves selon la

contrainte minimale. Entre les prismes, il y a bourrage par les niveaux incompetents et/ou remplissage par des cristallisations.

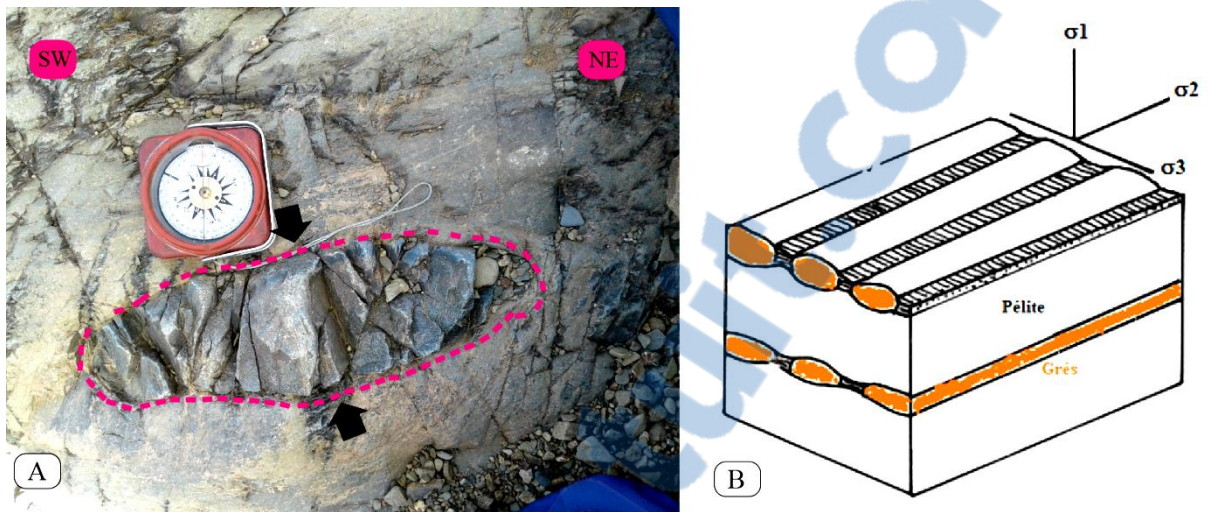


Figure 50 : A. Boudins de grès au sein des pélites B. bloc diagramme montre la géométrie des contraintes responsables de la formation des boudins

3. Synthèse

La formation de ces deux structures tectoniques boudinage et schistosité est liée principalement à un régime tectonique compressif. Le plan de schistosité et les objets déformés montrent que, dans de nombreux cas, la schistosité correspond au plan XY de la déformation et compatibles aux contraintes σ_2 , σ_3 .

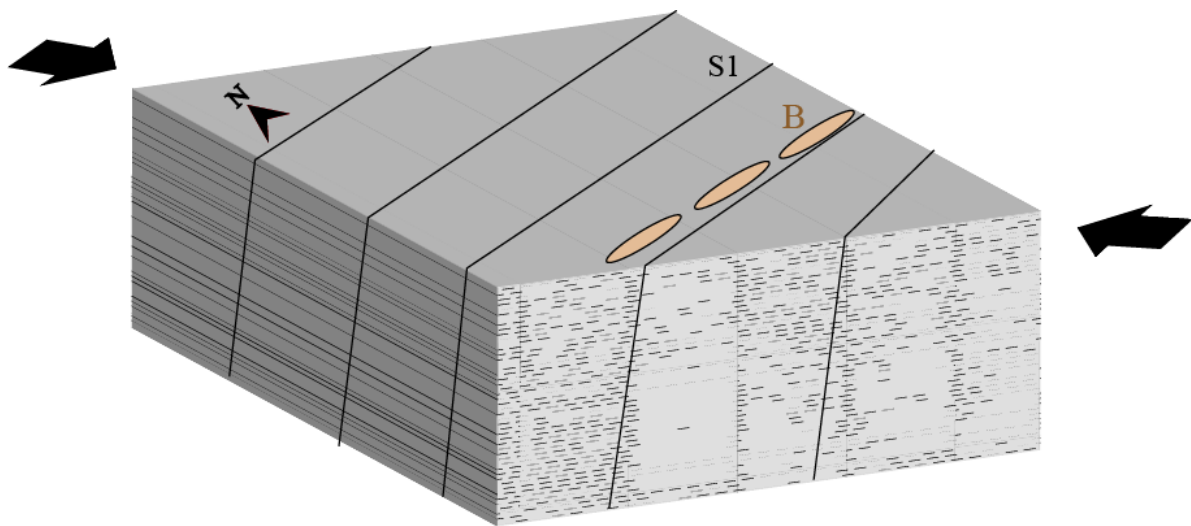


Figure 51 : Bloc en 3D montre la relation entre le boudinage (B) et les plans de schistosité S1

Ceci est particulièrement vrai pour les plans de schistosité, dans ce cas la déformation est globalement coaxiale. Mais dans d'autres cas on peut observer des traces de mouvement tangentiel le long des plans de schistosité, indiquant que ceux-ci ne correspondent pas, ou plus, au plan XY de la déformation. Diverses situations tectoniques peuvent expliquer ce phénomène ; le plus souvent elles impliquent une rotation du matériel au cours de la déformation et donc une rotation des plans de schistosité précocement formés (plans X_iY_i). Lorsque la flexion des niveaux les plus compétents provoque une rotation des plans de schistosité précocement formés ; des glissements peuvent alors se produire sur ceux-ci. De telles rotations peuvent aussi se produire au cours d'une déformation par cisaillement simple, non-coaxiale.

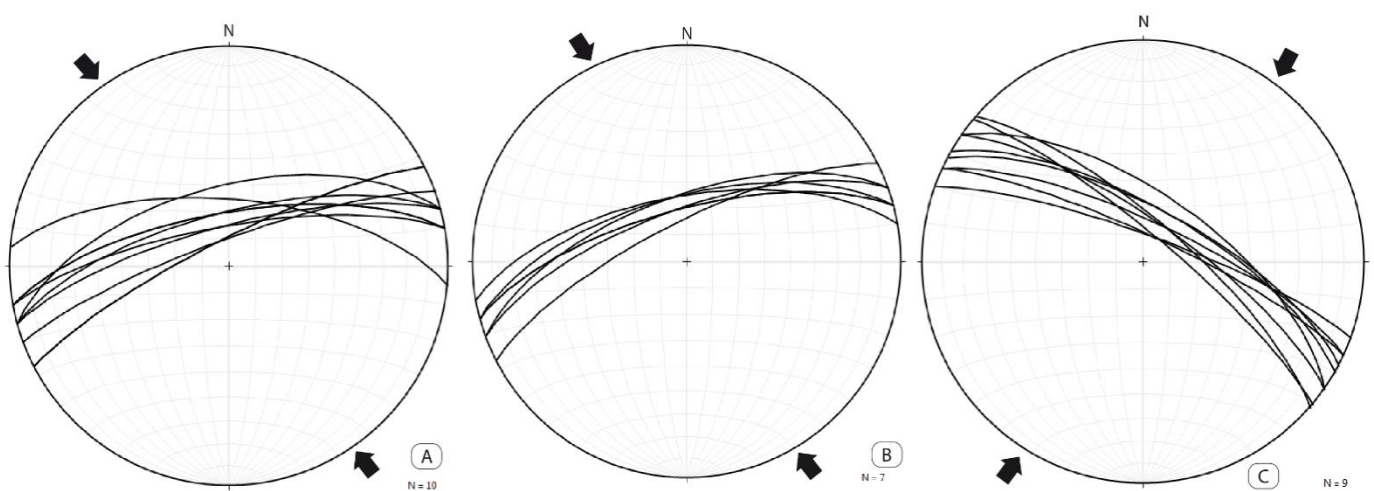


Figure 52 : Projection stéréographique. A. schistosité de fracture (S1) B. boudinage C. schistosité de fractures (S2) (projection en hémisphère sud)

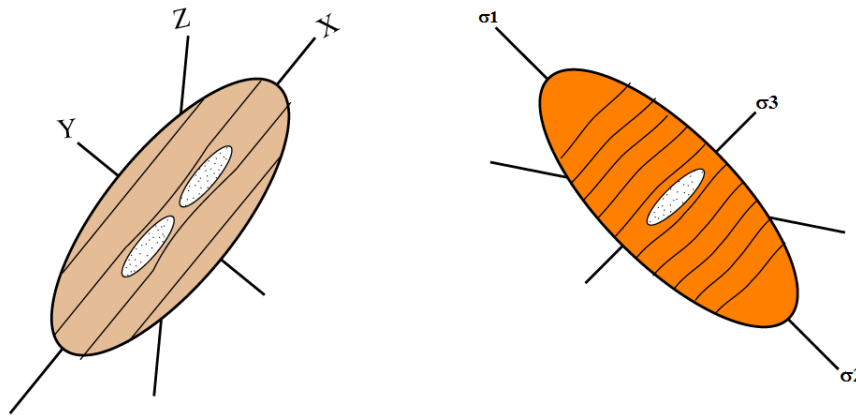


Figure 53 : Ellipsoïde des contraintes et de déformation de la schistosité (S1) et le boudinage

La formation de ces structures géologiques se fait par deux régimes tectoniques compressifs, cela est confirmé par la projection stéréographique des plans de schistosité S1, S2 et de boudinage. Ces structures sont compatibles à une direction de compression orientée NW-SE pour les structures S1 et boudinage et NE-SW pour la schistosité S2.

E. Déformation continue : plissement

Dans la boutonnière d’Imiter, la déformation continue est représentée par des plissements. Les observations à l’échelle de l’affleurement des différents bancs marqueurs ont permis de mettre en évidence plusieurs types de structures compressives.



Figure 54 : Pli synclinal de la zone de Tachkakacht



Figure 55 : Planche photographique montrant l'attitude des plis de la première phase de déformation dans les formations du complexe inférieur de la boutonnière d'Igoudrane **A**. pli thermique formé par la poussée de granodiorite **B**. Pli formé près de la grande faille d'Imiter

L'étude de la déformation continue observée au sein de la zone d'étude nous permet de mesurer un certain nombre de plans axiaux et les axes de plis des structures observées, ces dernières sont formées par plusieurs types de contraintes à savoir :

- Contraintes tectoniques : responsables de la formation des plis d'ordre métrique à kilométrique, contrôlés par les contraintes liées aux événements panafricains B1 et B2 (figure 55).
- Contraintes liées à la mise en place du pluton granodioritique d'Igoudrane : sont responsables de formation des petits plissements d'ordre centimétrique à métrique.

Le faisceau de failles d'Imiter, est constitué principalement par des failles E-W et de relais orientés N060 à 070°E. A l'approche de ce faisceau et d'une manière plus générale en se dirigeant vers le NE dans le secteur d'Igoudrane, la direction de la stratification ainsi que celle des axes de plis montrent une légère courbure (N060 à N090°E). Au cœur du faisceau de faille d'Imiter, des structures plissées supposées contemporaines de cet événement ont également été observées uniquement dans le complexe inférieur (figure 56-B).

F. Coupes géologiques réalisées

Les coupes géologiques effectuées dans le secteur d'Igoudrane (Fig.57, 58, 59, 60 et 61), montrent le rapport entre le socle Précambrien II et sa couverture Précambrien III. On y observe le caractère non plissé de cette série et surtout le caractère cassant de la déformation qui affecte ce secteur.

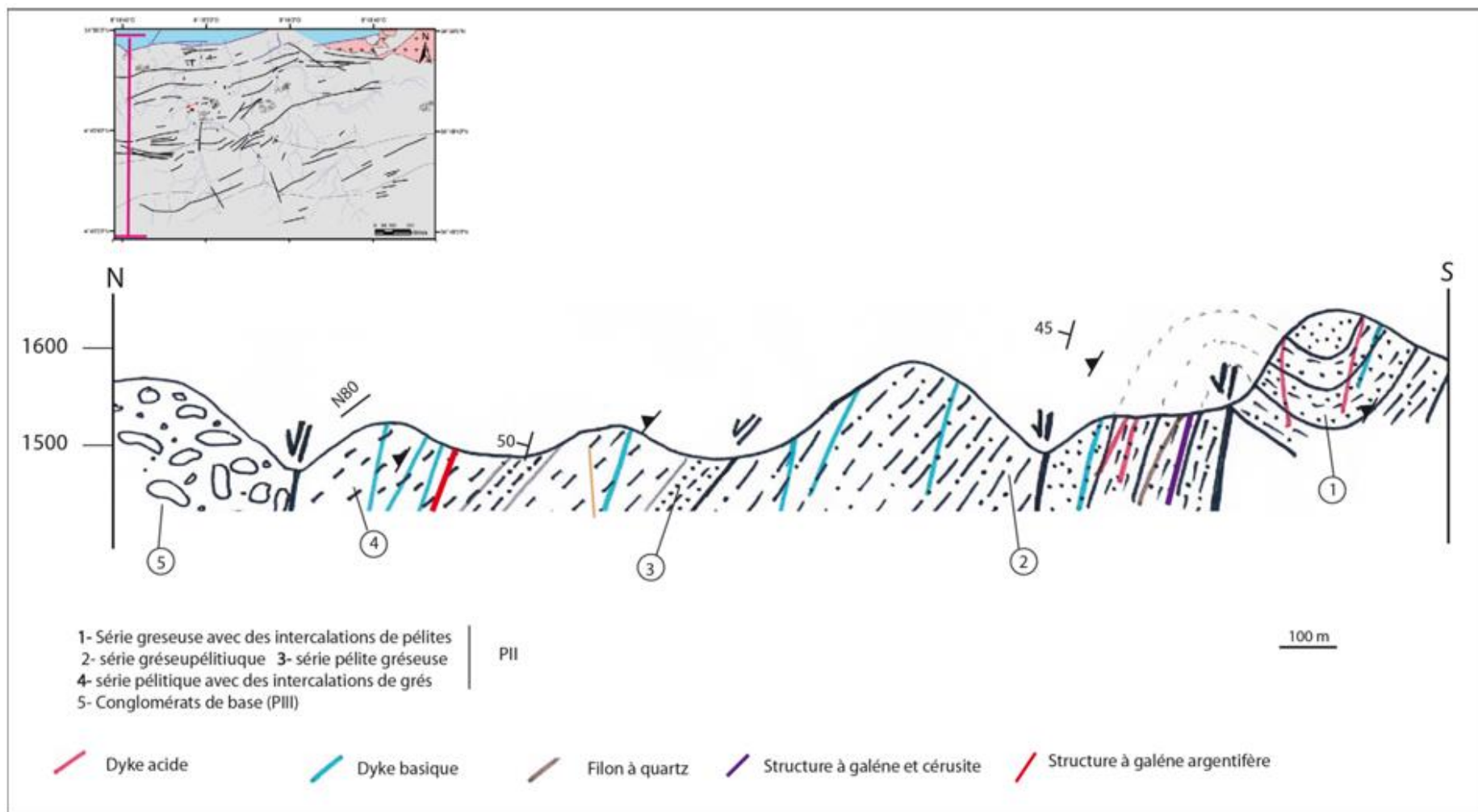


Figure 56 : Coupe géologique A effectuée dans le secteur d'Igoudrane

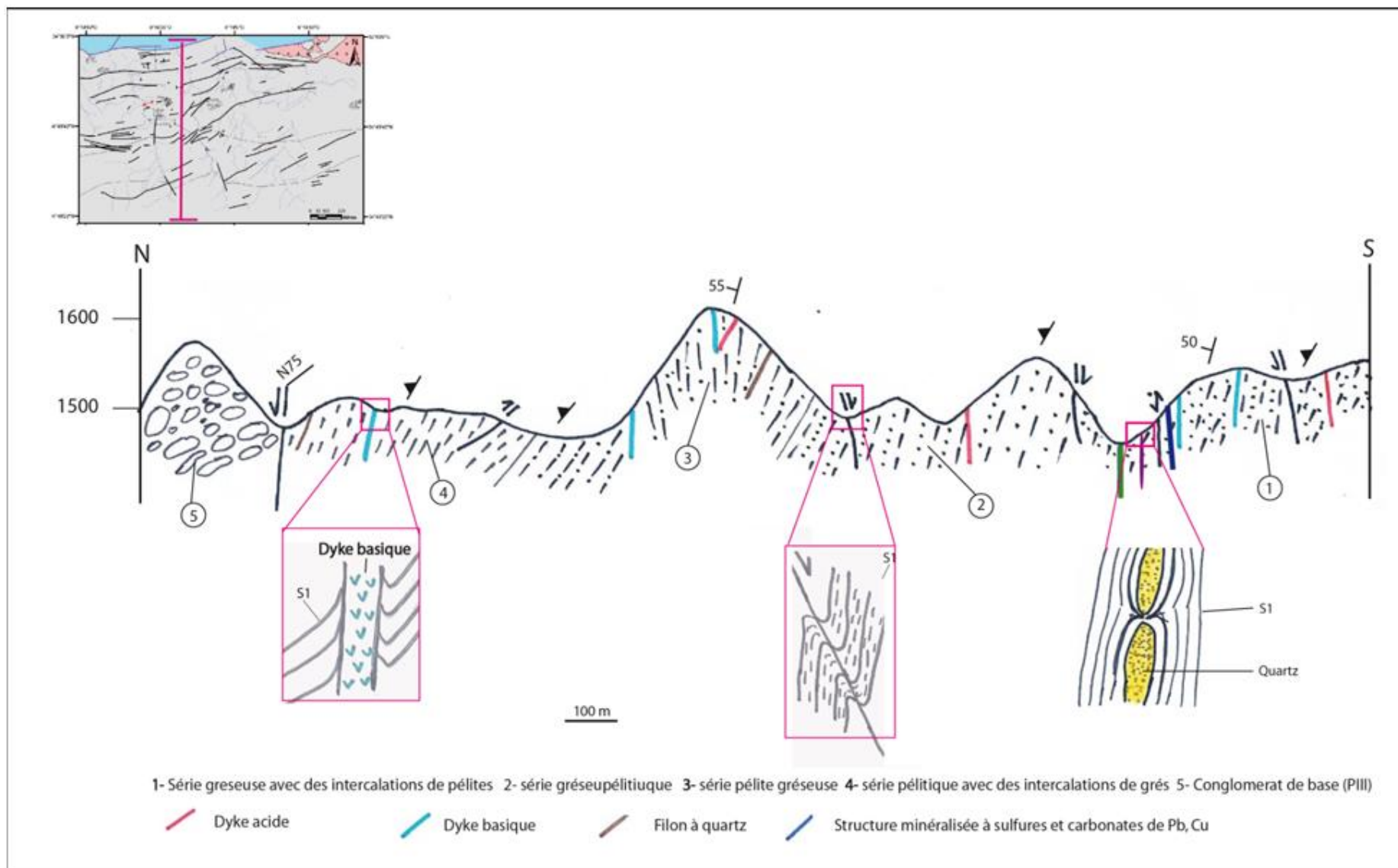


Figure 57 : Coupe géologique B effectuée dans le secteur d'Igoudrane

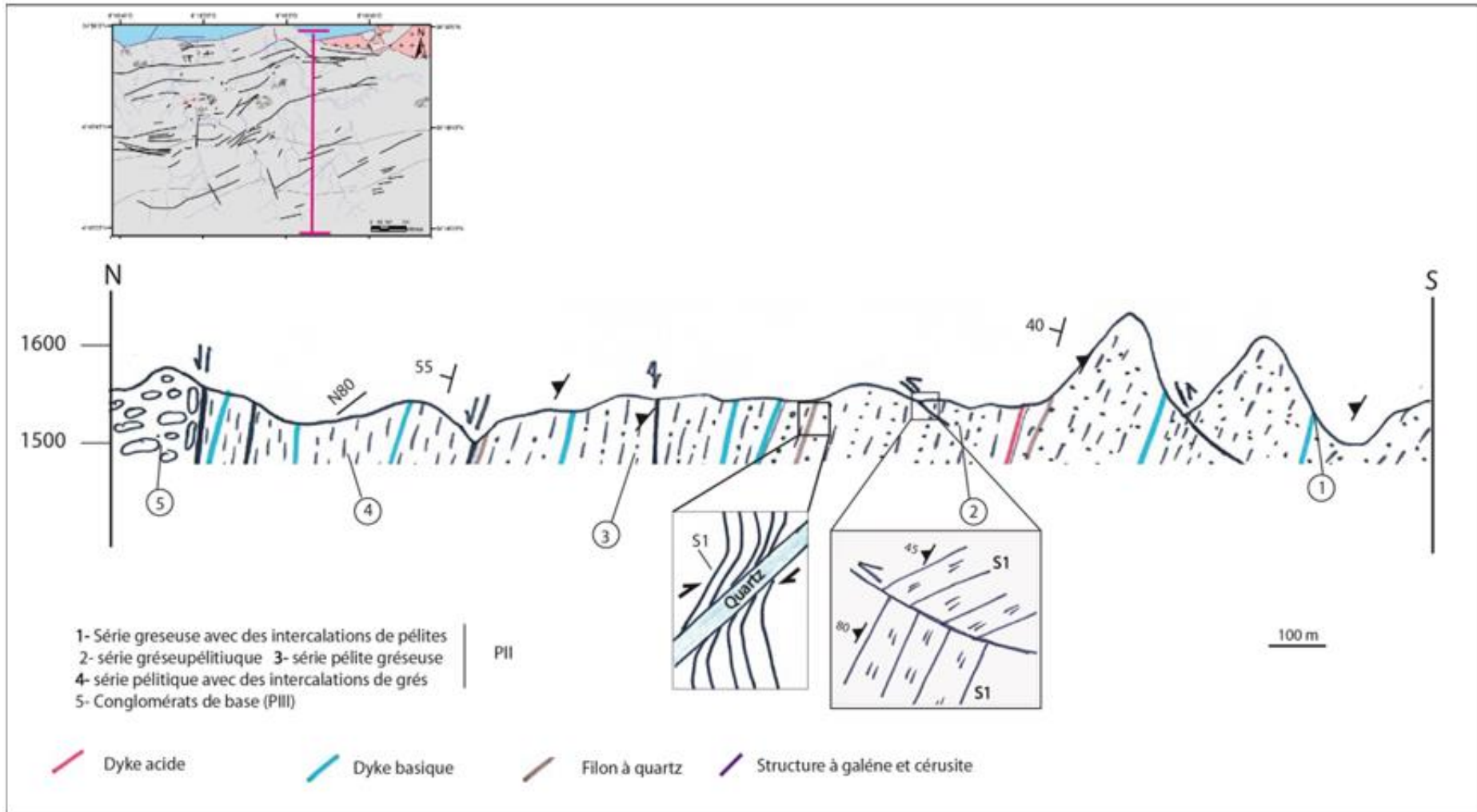


Figure 58 : Coupe géologique C effectuée dans le secteur d'Igoudrane

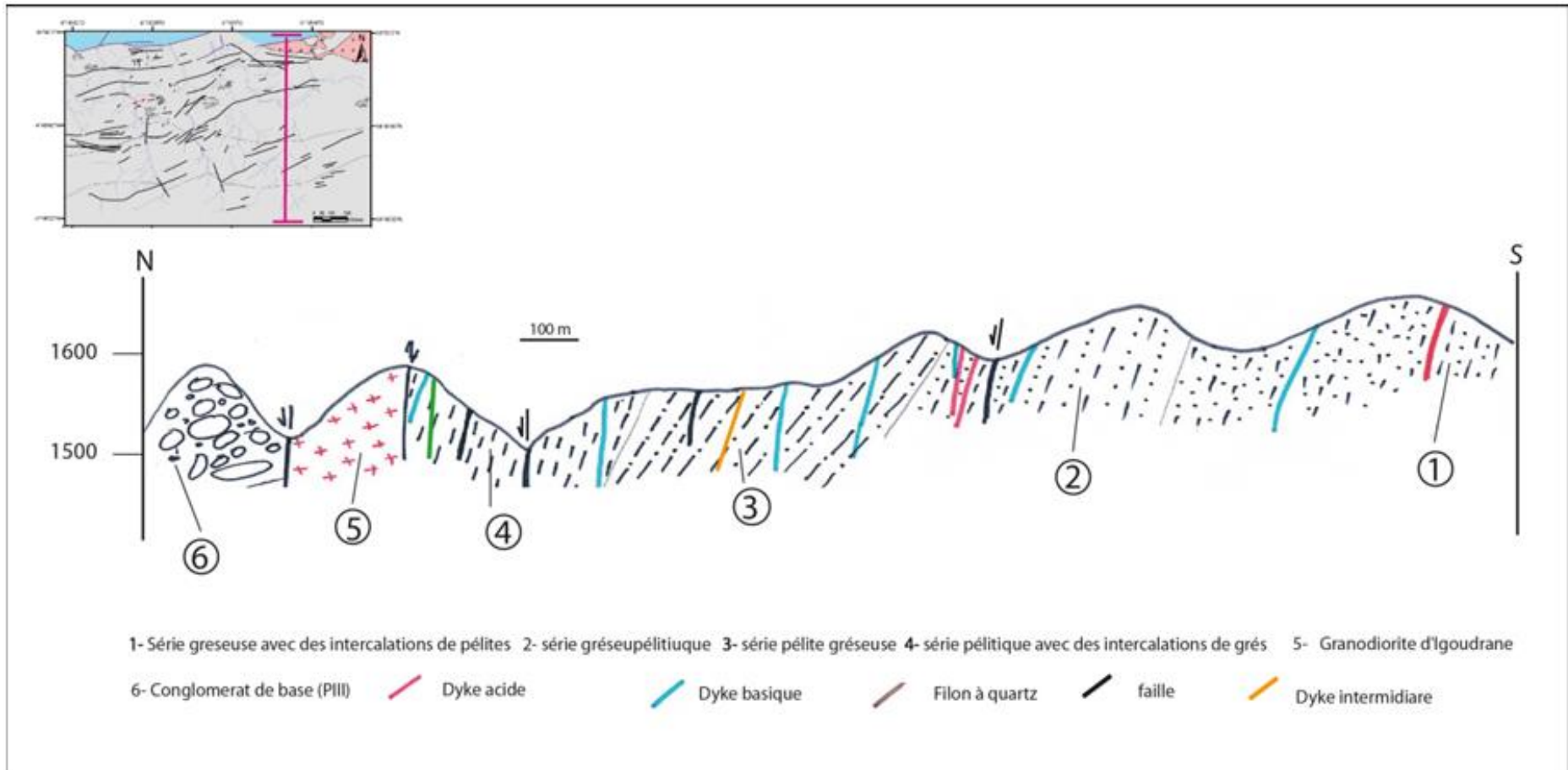


Figure 59 : Coupe géologique D effectuée dans le secteur d'Igoudrane

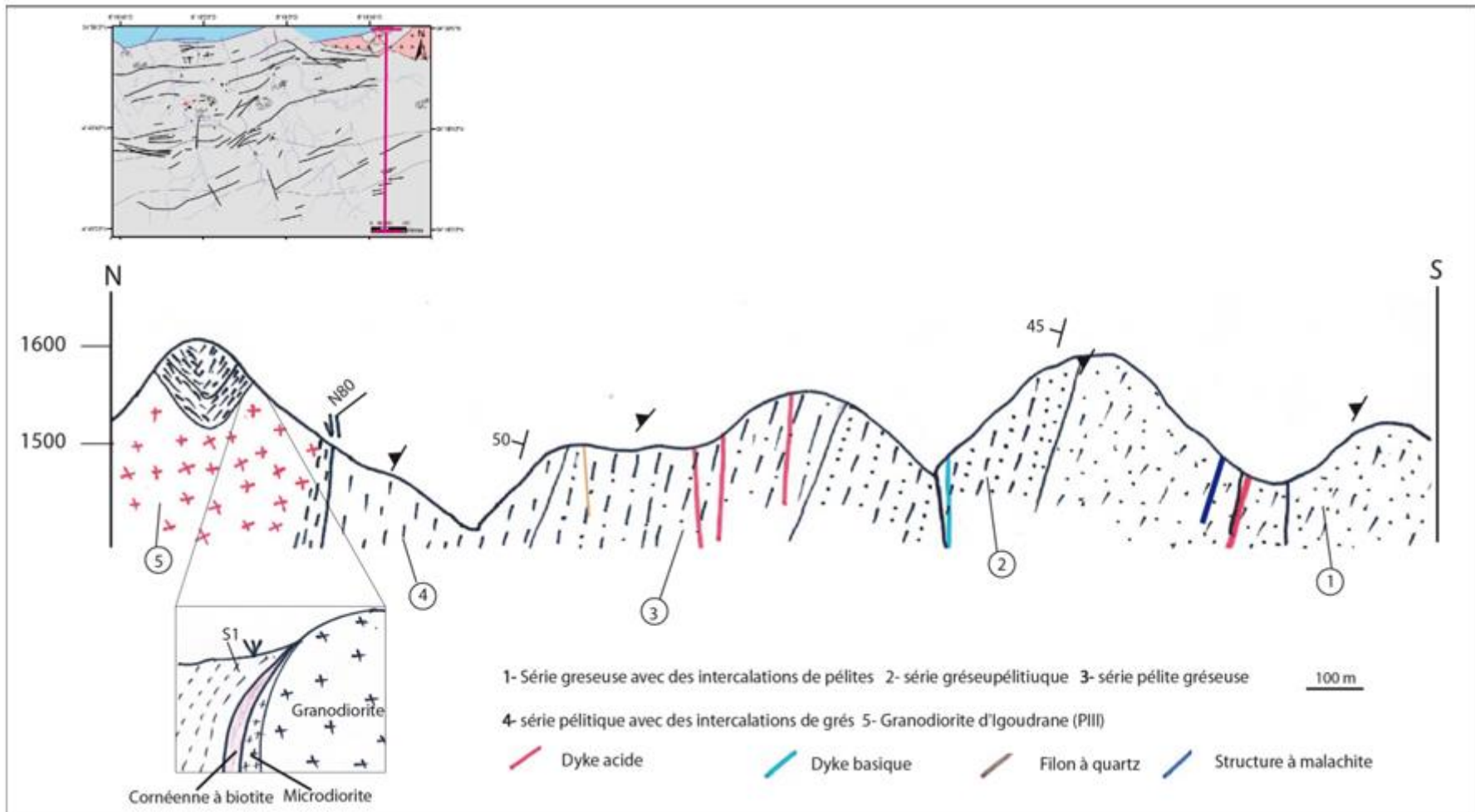


Figure 60 : Coupe géologique E effectuée dans le secteur d'Igoudrane

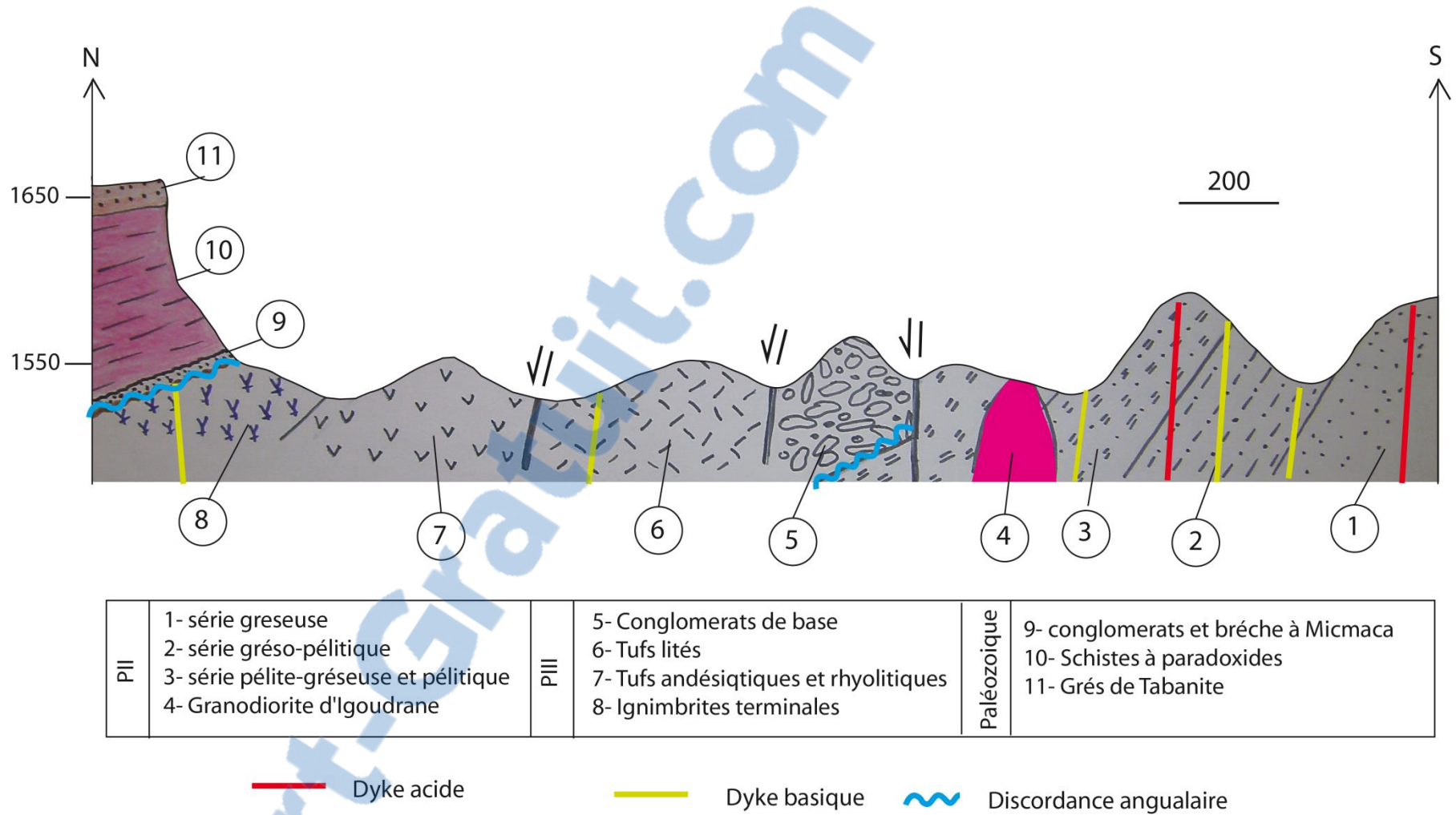


Figure 61 : Coupe géologique résume les différentes unités géologiques de la zone d'étude

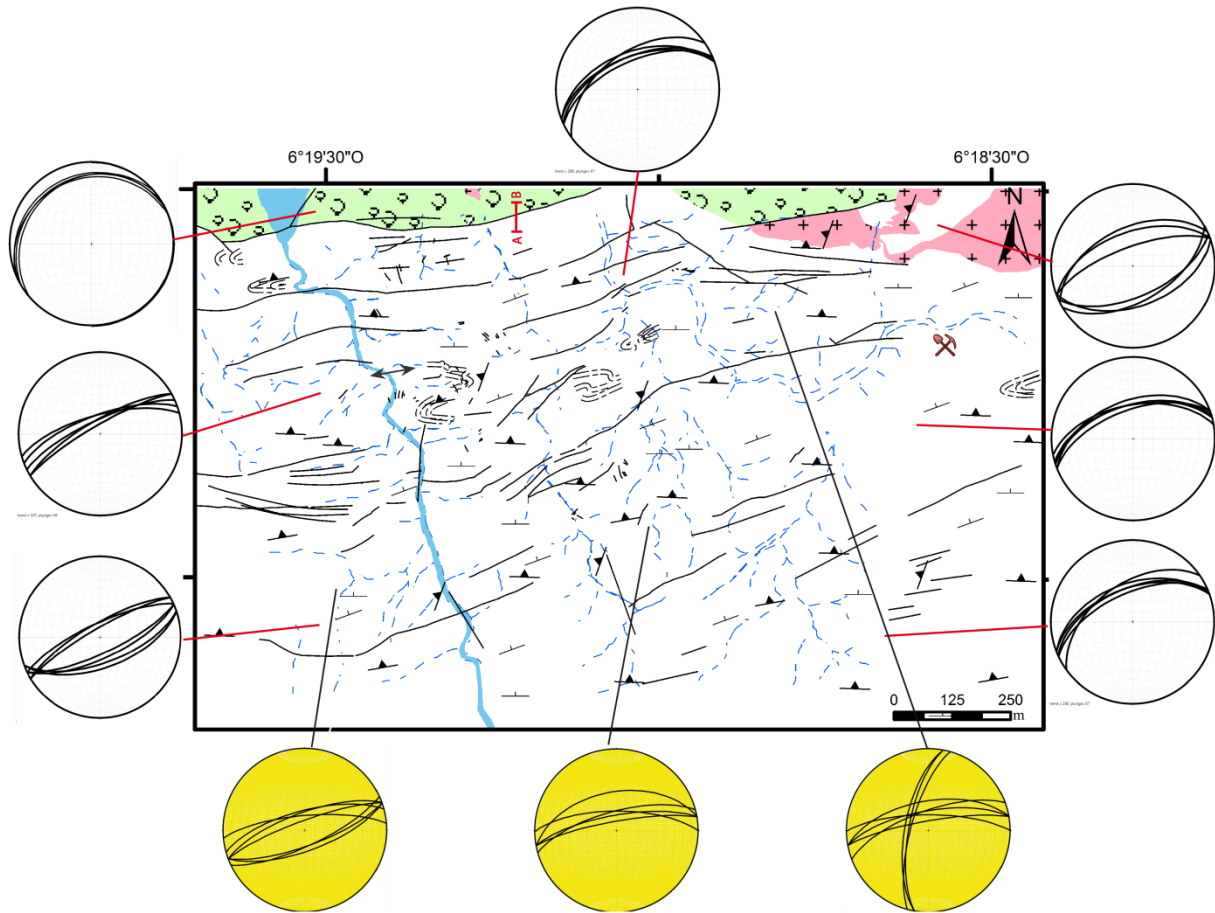


Figure 62 : Carte montre la variation de la stratification et la schistosité dans la zone d'étude (stériogrammes en blanc = stratification et schistosité en jaune)

G. Carte géologique réalisée

La réalisation des coupes géologiques nous a permis d'obtenir la carte géologique de secteur d'Igoudrane, qui englobe les différents faciès sédimentaires volcaniques, et volcano-clastiques, et les structures tectoniques.

Du point de vue lithologique, le secteur d'Igoudrane est formé par deux grands ensembles :

- un socle méta-sédimentaire d'âge précambrien (PII) constitué par une série sédimentaire de nature gréseuse à la base et pélitique au sommet ;
- une couverture d'âge précambrien (PIII) constituée d'une panoplie de roches détritiques, volcaniques et volcano-clastiques. elle est représentée par des conglomérats de base, une série épicastique, des rhyolites, des andésites

porphyriques, des ignimbrites et des tufs de nature variée (rhyodacitiques, dacitiques et andésitiques) surmontée vers le nord par une couverture d'âge paléozoïque.

Cet ensemble est recoupé par une multitude dyke de rhyolites, d'andésites et finalement de dolérites sans atteindre les terrains paléozoïques.

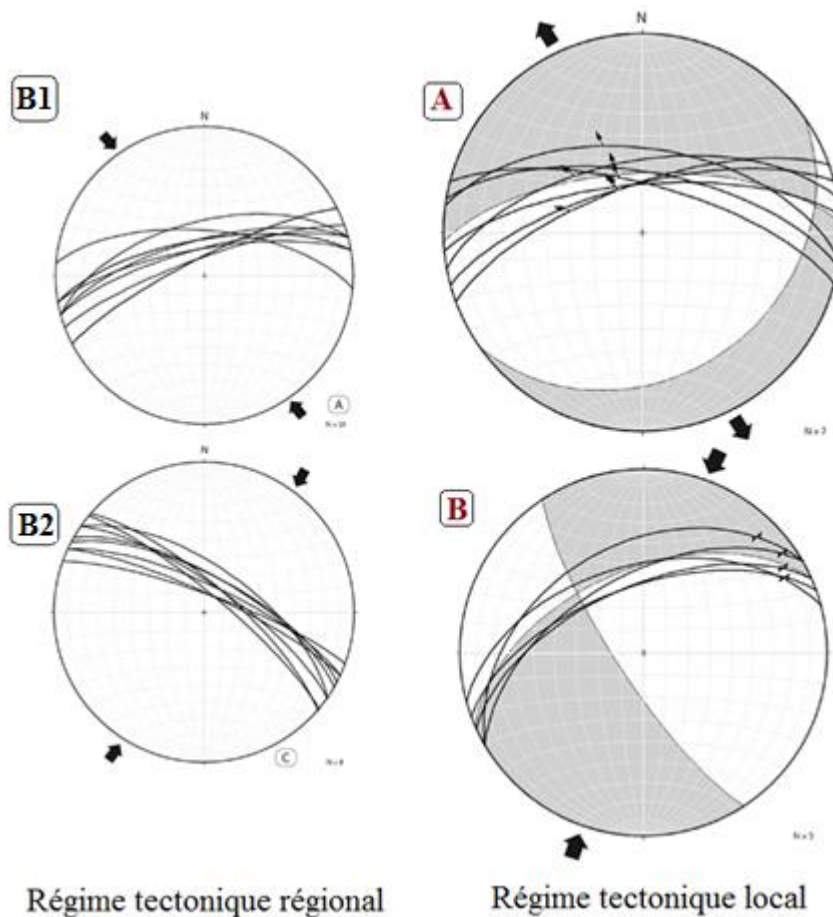
Structuralement parlant, les terrains précambriens de secteur étudié ont été affectés par une tectonique à caractère cassant dominant. Alors que la présence de la schistosité indique que la zone est affectée par une déformation régionale très intense qui correspond aux phases tectoniques panafricaines B1 et B2. Une tectonique cassante locale à jeu décrochant dominant est affecté le socle (PII) et la couverture (PIII) au cours de néo-protérozoïque terminal, cette tectonique est responsable de la formation des grandes structures faillées telle que la faille d'Imiter qui correspond au metalotecte principal de la formation de gisement argentifère d'Imiter.

La direction de la fracturation mesurée ainsi que les relations entre les différentes structures levées sur le terrain permet d'identifier deux principaux systèmes de failles: système N-S, et finalement un système apparait plus tardif avec une direction globale orientée ENE-WSW.

De point de vue métallogénique, la minéralisation se concentre au sein des formations précambriennes II et jalonne la zone de transition entre le socle Néoprotérozoïque moyen et terminal. C'est la période dans l'échelle géologique qui correspond à la mise en place du volcanisme felsique générée par la tectonique extensive tardi PIII.

H.Synthèses

L'étude structurale faite sur la boutonnière d'Igoudrane nous a permis de mettre en évidence deux types de régimes tectoniques, un régime régional et local.



Chapitre 2 : Etude structurale et tectonique de la zone d'étude

Figure 63 : Les différents régimes tectoniques affectent la zone d'étude

1. Régime tectonique régional

Ce régime comporte deux phases tectoniques compressives majeures :

- la première orientée NW-SE : cette phase est responsable de la formation de la schistosité S1, de boudinage et de plis isoclinaux. Il est compatible à la phase majeure de l'orogénèse panafricaine ou phase de tectonique tangentielle (B1), qui a été essentiellement décrite dans l'Anti-Atlas central au niveau des boutonnières du Siroua et de Bou-Azzer (Leblanc, 1975; Leblanc et Lancelot, 1980). Cette phase de déformation majeure d'intensité variable, datée à 685 ± 15 Ma (Clauer, 1974, Rb/Sr) a affecté toutes les formations antérieures au Précambrien II supérieur. Un important plutonisme calco-alcalin dioritique à granodioritique est également synchrone de cet événement, comme le suggère la présence des nodules issus du métamorphisme de contact dans les plans de la schistosité S1, (Levresse 2001). Parce que ces plutons sont syn-tectoniques, leur participation dans la formation des structures plissées est suggérée.

- La seconde phase correspond à un épisode compressif orienté NE-SW, ce dernier est responsable de la formation de la schistosité S2, des petits chauvechements et des petites failles inverses dans la région. Les critères syn-cinématiques relatifs à cette S2 sont en revanche peu clairs. En effet, l'absence de mesure d'orientation des objets tectoniques laisse de nombreuses questions en suspens. Cette compression est synchrone de l'événement B2 décrite par les auteurs précédents (Leblanc, 1975; Leblanc et Lancelot, 1980).

La tectonique hercynienne est peu développée dans tout l'Anti-Atlas et serait marquée dans les formations du PIII par des structures cassantes qui se superposent aux accidents précambriens et de légers plissements.

2. régime tectonique local

L'étude des plans de failles striés dans la boutonnière d'Igoudrane, et principalement le long du faisceau de faille d'Imiter, a permis de mettre en évidence deux régimes de déformation majeurs :

- Le premier régime est un régime distensif de direction N-S à NNW-SSE. Il a été défini sur l'ensemble de la zone de failles d'Imiter et de la zone minéralisée.
- Le second régime est de type décrochant sénestre avec des axes σ_1 et σ_3 de directions générales respectives NNE-SSW et SE-NW.

Nous confirmons ici les résultats d'Ouguir et al. (1994), cet auteur a mis en évidence deux régimes tectoniques locaux (régime A et B). Il s'agit de deux phases tectoniques, l'une distensive orientée NW-SE et la deuxième compressive orientée NE-SW. L'évolution du régime A vers le régime B, se traduit par une rotation horaire des axes de contrainte. Cette évolution est caractérisée par des variations locales de l'intensité de la composante décrochante par rapport à la composante normale. Au niveau du Puits V (Igoudrane), la décrochante se manifeste plus que la composante distensive. D'une manière générale, la prépondérance des rejets verticaux par rapport aux rejets horizontaux relevés le long du faisceau de faille d'Imiter, nous conduit à attribuer un rôle dominant à l'extension N-S au cours de l'épisode tectonique tardi néo-protérozoïque terminal.

Chapitre 4 :

**ETUDE METALLOGENIQUE ET GEOCHIMIQUE
DES MINERALISATIONS ASSOCIEES DANS SUD
OUEST D'IGOUDRANE**

Boutonnière d'Imiter –Anti Atlas Maroc

A.Introduction

Le secteur étudié présente des structures minéralisées encaissées dans les formations sédimentaires (grés et pélites) de socle précambrien (PII) et la base de la série volcano-sédimentaire de précambrien PIII. Ces structures sont des failles et des fractures remplies par des fluides hydrothermaux avec une brèchification et oxydation intense qui varie d'une zone à l'autre en fonction tout d'abord de la nature de remplissage et puis de la lithologie de l'encaissant. La prospection au marteau à l'échelle globale du secteur d'étude et par les tranchées ont permis de localiser les zones importantes de point de vue métallogénique. Elles correspondent aux zones d'Igoudrane et de Tachkakacht situées respectivement à l'est de secteur minier d'Imiter.

1. Méthodes de l'exploration minière Utilisées

L'importance des matières premières minérales et plus particulièrement des minerais, que ce soit pour les pays consommateurs ou producteurs, n'est plus à démontrer. La mise en évidence de nouveaux gisements métalliques est ainsi devenue primordiale et a motivé la mise en œuvre de techniques diverses: levé géologique, géophysique, géochimie, télédétection,... etc. ;

Mais, si ces techniques sont importantes et si leur développement harmonieux est essentiel, un stade de recherche s'impose: c'est celui du prospecteur de terrain dont dépend en grande partie le succès des recherches.

La recherche minière progresse par phases qui se distinguent par les surfaces concernées et les techniques mises en œuvre et, par conséquent, par les moyens humains, matériels et financiers qu'elles nécessitent.

Chaque méthode de prospection doit être mise en œuvre avec un soin extrême depuis le simple examen d'affleurements ou la moindre batée en lit vif jusqu'au recueil de cuttings de sondages percutants, ou à l'échantillonnage de travaux miniers.

1.1. Echantillonnage au marteau

La prospection au marteau consiste à rechercher des indices de minéralisation par l'observation des affleurements et des éboulis ou " pierres volantes". Elle requiert un petit matériel pour la recherche (boussole, clinomètre, topofil, planchette topographique Chaix, réactifs HCl 10% et HNO₃), et, ultérieurement, un matériel plus important (mototarières,

sondeuses légères, engins de terrassement) pour l'étude des indices ou des anomalies découverts.

A leurs affleurements, les gisements présentent presque toujours une minéralisation différente de celle qui constitue leur masse principale en profondeur. Cette différence résulte d'une oxydation accompagnée de la disparition \pm complète de certains éléments (lessivage) et de la concentration d'autres (rétention). Cette masse oxydée ou "chapeau de fer" ou "gossan" est caractérisée par des cavités appelées "boxworks" laissées par le lessivage des minéraux utiles et tapissées par endroits des minéraux secondaires provenant de l'altération du minéral primaire.

L'auréole d'altération des minerais amène souvent un changement dans la couleur des roches encaissantes, ce qui constitue un traceur des minéralisations primaires et secondaires.

1.2. Les tranchées:

Par définition, les tranchées sont des excavations linéaires orientées qui permettent d'atteindre les structures et les couloirs explorés et de les échantillonner. Leur creusement peut être effectué manuellement (pelles, pioches, éventuellement marteaux perforateurs), mais on tend de plus en plus à utiliser des engins de terrassement. Elles permettent en les échantillonnant de découvrir la lithostratigraphie de l'assise concernée par la prospection ainsi que la minéralisation qu'elle contient. Dans le cas général, les tranchées doivent être creusées perpendiculairement à l'alignement probable des indices ou bien à l'allongement des anomalies géochimiques. L'échantillonnage se fait sur les parois et le fond de la tranchée par rainurage et tranches successives selon les différentes assises géologiques traversées.

L'échantillonnage se fera par rainurage ou saignée au marteau : rainurage vertical si la minéralisation est liée à un niveau stratigraphique ou à un filon-couche horizontal; rainurage horizontal, situé à la partie inférieure de la tranchée, si la minéralisation est stratiforme en contexte plissé ou liée à un filon vertical ou sous forme disséminée.



Figure 64 : Tranchée orientée N-S

1.3. Echantillonnage en sondage

Le sondage est un moyen de prélever des échantillons a des profondeurs plus ou moins importantes. A de faibles profondeurs, les engins légers utilisés sont souvent mis en œuvre par le prospecteur lui-même. A des profondeurs plus importantes, le travail est effectué par des sondeurs spécialisés, le rôle du prospecteur consistant essentiellement à contrôler la récupération des échantillons, à les ranger, à les examiner, à faire analyser ceux qu'il juge intéressants et à établir la coupe de sondage. L'appareil utilisé est de type: les sondeuses carottières (machines à couronne diamantée qui, par rotation et pression, découpe la carotte).



Figure 65 : A. Sondeuse carottière à couronne diamantée, B. roche sous forme des carottes découpés par la sondeuse

L'échantillonnage se fait, soit de manière systématique, soit de façon sélective.

B. La gîtologie

1. Morphologie

La morphologie de la minéralisation de secteur d'Igoudrane-Tachkakacht la plus fréquente est celle des veines ou des filons, ils sont sécants sur les formations géologiques encaissantes, cela indique que les fluides minéralisatrices sont tardifs aux formations géologiques.

2. Direction

Pour les structures minéralisées, 2 grandes familles de direction qui sont distinguées à l'échelle de la zone étudiée NE-SW à NNE-SSW et ENE-WSW. La plus importante de point de vue géologique est celle de direction N60°-N75°.

3. Puissance

Les structures filoniennes correspondent à des structures étroites d'une largeur (puissance) nettement plus restreints, allant de quelques centimètres à 1,5 m pour les plus puissantes. La longueur de ces filons peut atteindre jusqu'à quelques centaines de mètres.

4. Les structures minéralisées

Les levés géologiques réalisés dans cette zone ont montré la présence d'une multitude d'indices ou de structures de galènes et des indices de métaux de précieux matérialisés par l'existence des sulfures du cuivre, du plomb et du fer. Ces structures sont très variées en termes de grandeur, de remplissage et de direction.

Deux grandes familles de structures ont été identifiées, celles de direction moyenne NNE-SSW, celles à direction ENE-WSW et une dernière famille apparait plus tardive est possède une direction moyenne NE-SW.

4.1. Les structures ENE-WSW

Pour cette famille, ce sont des filons fortement pentés vers le nord et subdivisés en trois structures :

- La première structure à un aspect bréchifié et à remplissage essentiellement quartzeux avec des traces de la sphalérite, de la pyrite, et de la chalcopryrite. Elle est située au sud du secteur dans les formations sédimentaires de précambrien PII. Par rapport aux autres types de structures, elle apparaît plus précoce et recoupée par celle à direction NE-SW, l'étude faite au long de cette structure montre qu'il s'agit d'une faille qui est rempli par la suite par la minéralisation. Un certain nombre de structures géologiques à savoir les fentes de tension, des petits décrochements et bréchification de la paragenèse minérale indiquent que la faille rejouée après la phase minéralisatrice (Figure 76).
- La deuxième correspond à une structure à galène et cérusite argentifère est encaissée dans les pélites gréseuses de PII, la puissance de la structure diminue d'Est vers l'Ouest. La galène présente aussi sous forme géodique, cubique et massive. La phase minéralisatrice rempli des petites fractures apparaissent dans les pélites gréseuses d'âge précambrien PII ; la paragenèse minérale de cette structure constituée par des sulfure de plomb (galène), des carbonates de plomb (cérusite), et des oxydes de fer.



Figure 66 : Structures à plomb : A) structure à galène massif et oxydes de fer et de soufre encaissés dans les pélites de PII. B) échantillon à galène et cérusite

- Le troisième type de structure correspond aux structures lenticulaires orientées NNE-SSW qui apparaissent tardivement, elles sont formées par des carbonates avec des traces de l'azurite et malachite, ce type de minéralisation présente au contact PII-PIII au nord de la zone d'étude. La paragenèse minérale est formée par des carbonates de

cuvres (azurite, malachite), des carbonates (Calcite, dolomite), et des oxydes de fer. Ce type de structure résulte de l'altération et l'oxydation des structures primaires au cours d'une phase supergène.

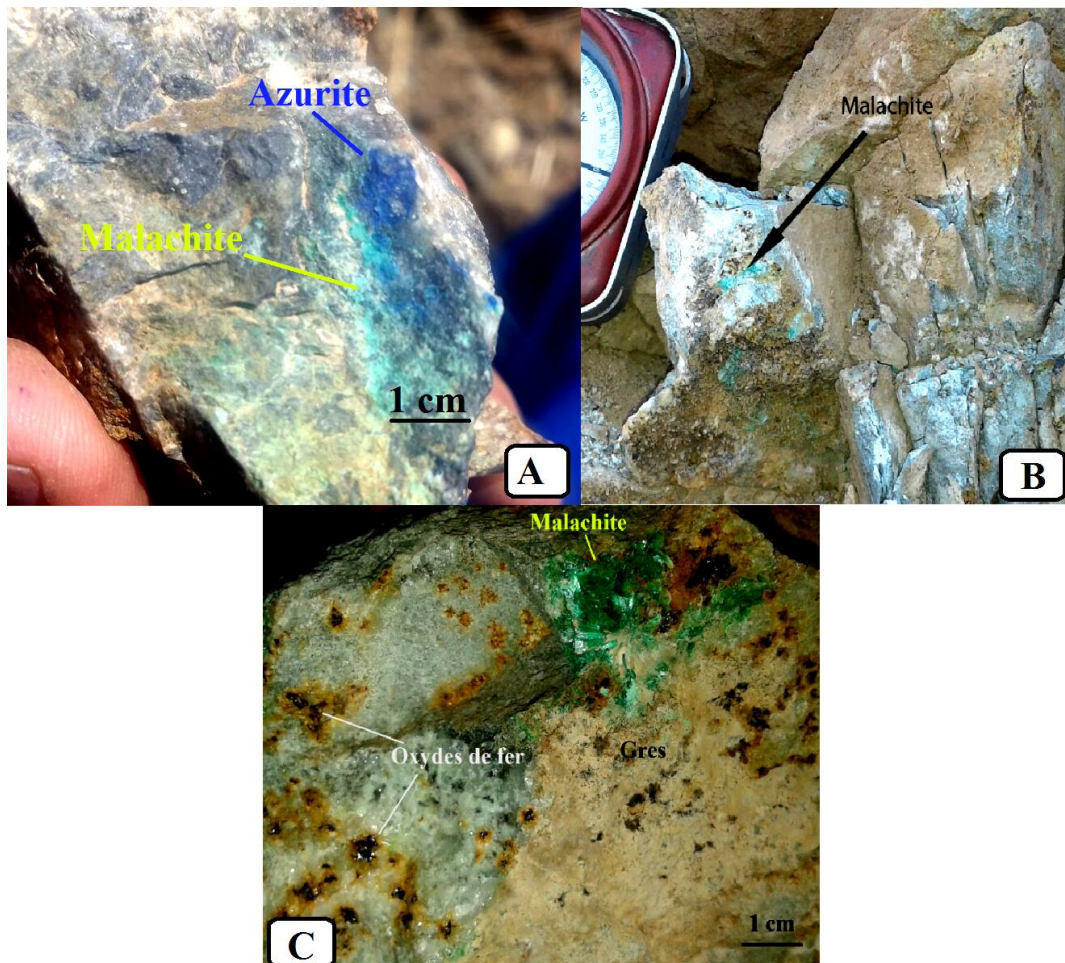


Figure 67 : Structures à carbonates de cuivre : A) azurite et malachite au sein des grés. B) malachite dans les grés C) Malachite cristalline et oxydes de fer encaissés dans les pélites gréseuses de PII

4.2. Les structures NE-SW

Il s'agit des structures à un aspect lenticulaire et à remplissage essentiellement formé par des oxydes de fer, de la galène de la cérusite avec des traces de la sphalérite, et de la chalcopryrite. Elle est située à l'ouest du secteur dans les formations sédimentaires de précambrien PII. L'étude faite au long de cet axe minéralisé montre qu'il s'agit des fentes, et des veines remplis par la minéralisation. La paragenèse minérale distinguée au niveau de cette structure minéralisée formée par la galène argentifère, sphalérite, chalcopryrite et des minéraux secondaires (oxydes de fer, cérusite).

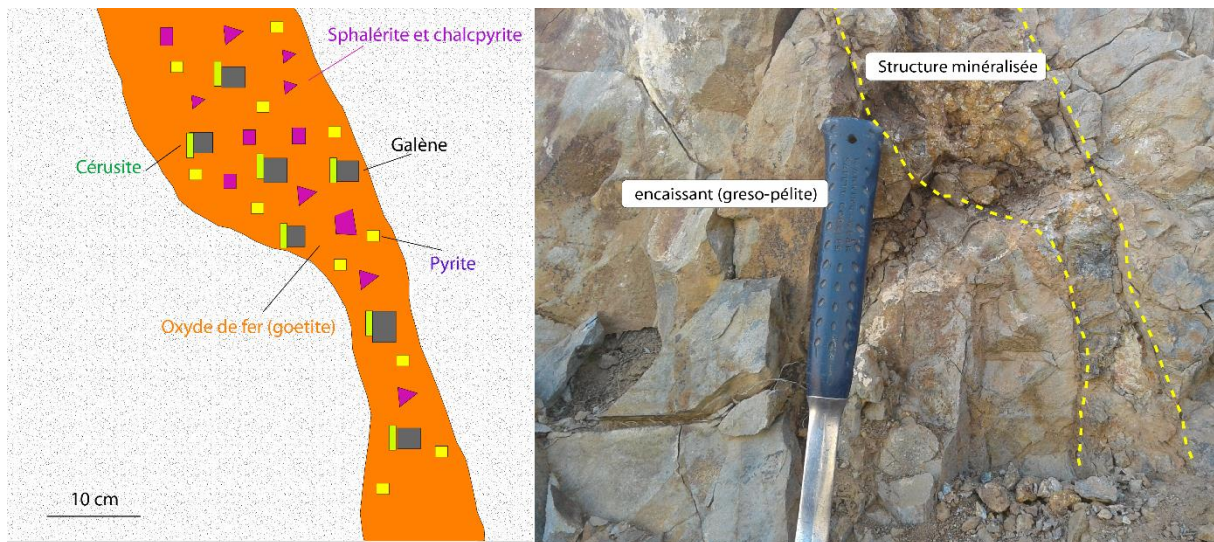


Figure 68 : Structure à sulfures encaissée dans les grésopélites de PII

4.3. Filons de quartz

Il s'agit d'un réseau de filons métrique, avec des filonnets centimétrique qui ont recoupés toute la série précambrienne (complexe inférieur). Ils affleurent beaucoup au sud de la faille d'Imiter qu'au nord dans le massif d'Igoudrane.

De point de vue direction, on distingue trois grandes familles de filons :

- une génération orientée N60 et inclinée vers le sud avec un angle moyenne d'ordre 50°, il s'agit d'un quartz saccharoïde caractérisé par un couleur blanchâtre avec des inclusions d'oxyde ;
- une génération de quartz laiteux orientée N120 à pendage sub-vertical, ces filons ont une extension très grande que la première génération. elle est caractérisé par des petites taches jaunâtres de pyrite et des oxyde de soufre, ce type de quartz est lié globalement à un mouvement extensif ;
- quartz d'exsudation : ils s'agissent d'un quartz sous forme des boudins formé par un régime compressif.



Figure 69 : Filons à quartz : A) quartz à aspect saccharoïde B) quartz laiteux C) quartz d'exsudation

C. Les textures

L'observation à plusieurs échelles (terrain, échantillon...) des textures et structures minéralisées de secteur d'Igoudrane-Tachkakacht permet d'obtenir des renseignements précieux sur la nature et les conditions de dépôts au cours de la mise en place des veines. Parmi ces textures on distingue:

1. Stockwerk

Il s'agit d'un réseau de veinules irrégulières de toutes directions. C'est un système de veines à quartz orienté N55°-N75° et occupe un espace étroit. Ces textures se caractérisent par un

encroûtement qui consiste à un développement des cristallites de quartz depuis les épontes vers le centre des veines ce qui suggère un remplissage syntaxial.

2. Brèchique

Il s'agit des fragments anguleux de la roche cimentés par la minéralisation. Les plus grandes concentrations des structures brèchiques sont orientées N70 à N90 et se localisent essentiellement dans La série sédimentaire pélitique de socle précambrien. Le ciment de ces brèches est principalement constitué des carbonates (dolomite, et calcite), et de quartz en proportions variable. Les éléments emballés sont des fragments de l'encaissants (grès et pélite). Des sulfures (pyrite, chalcopryrite...) sont associés à ce type de textures.

3. Rubané

Les minéraux sont disposés en bandes généralement parallèle depuis les bords de la roche encaissante jusqu'au centre du corps minéralisé

Les observations à l'échelle macroscopique des structures minéralisées du système E-W ont montré que la disposition des minéraux est sous forme des bandes ou des rubans depuis les épontes jusqu'à l'axe centrale du corps minéralisés. Il s'agit d'une texture rubanée où le dépôt successif des minéraux se fait globalement entre eux et parallèle aux épontes. Les rubans sont composés de minéraux de pyrite, des oxydes de fer, la malachite et le quartz.

4. Boxwork

Est une texture à cavités que laissent des minéraux lorsqu'ils ont subi une dissolution, souvent ces cavités conservent la forme des minéraux primaires, ce type de texture se rencontre dans la zone d'oxydation des sulfures.

A l'échelle de la zone étudiée, le développement des vides de dissolution ou la texture en boxwork indique que les structures minéralisées en sulfures ont été lessivées et remobilisées lors d'un événement d'altération tardif, probablement correspond à un événement hercynien. On rencontre ce type de texture essentiellement dans les structures orientées NW-SE

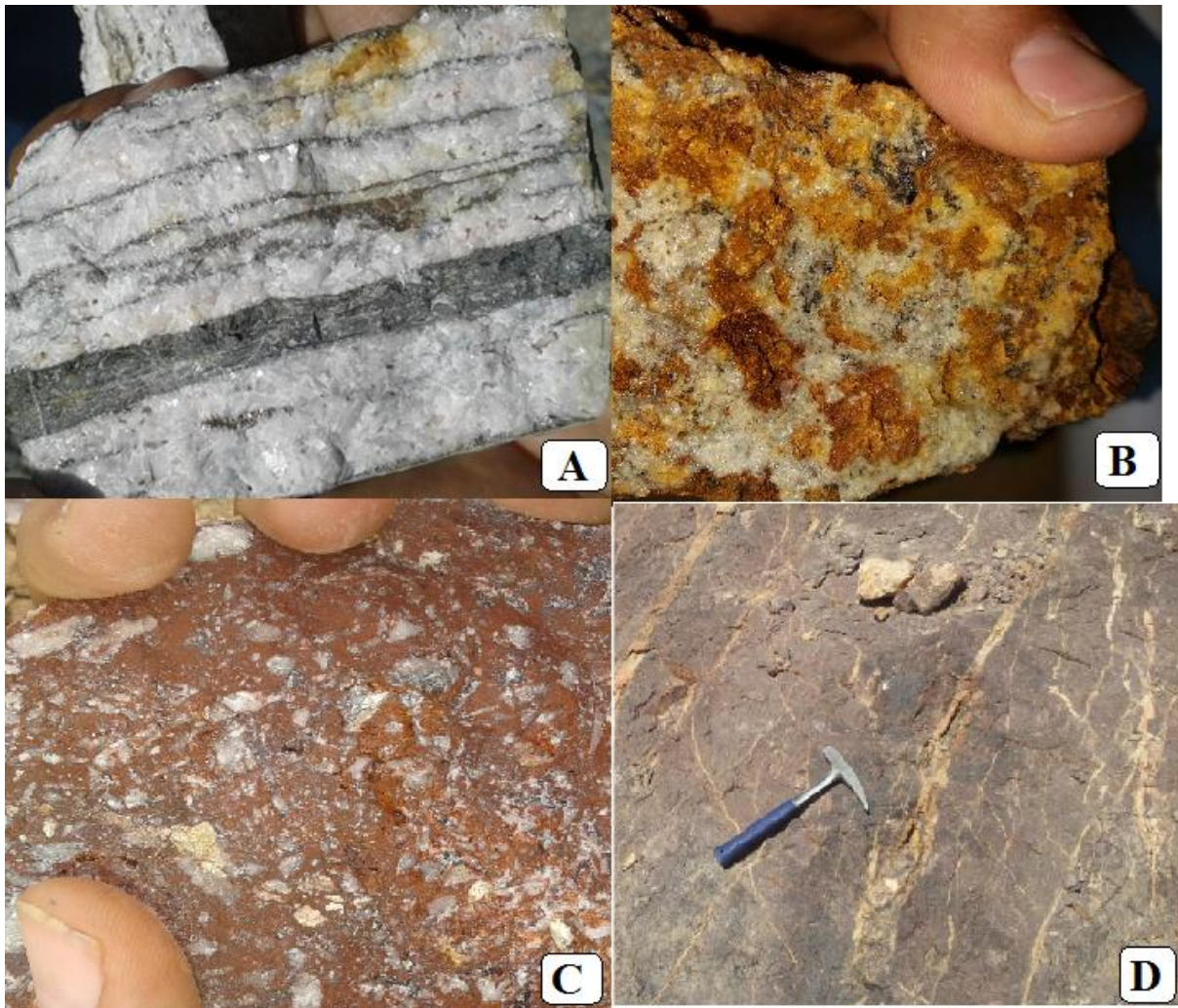


Figure 70 : Différentes textures observées à l'échelle de secteur étudié : A) texture rubanée, B) texture en boxwork, C) texture bréchique, et D) veines de quartz en stockwerk

D. Les minéraux métalliques

La pyrite (FeS_2) : est le minéral le plus abondant dans le secteur étudié. Elle se cristallise sous forme un habitus classique en cube, de grande taille généralement d'ordre du millimètre, disséminés dans les pélites noires, les dykes d'andésite et rhyolite, et dans les tufs volcaniques lités de la série volcanique de PIII. Dans les structures minéralisées, elle est xénomorphe et associée à la galène et à la chalcoppyrite.

La chalcoppyrite (CuFeS_2) : existe en petits cristaux xénomorphes disséminées dans la gangue quartzreuse des différentes structures minéralisées observées à l'échelle de la zone étudiée. Elle est partiellement ou totalement remplacée par la malachite et/ou l'azurite.

La chalcocite (Cu₂S) : est une espèce minérale composée de sulfure de cuivre de formule chimique Cu₂S, contenir des traces d'Ag, Fe.

La galène (PbS) est très abondante surtout dans la famille des structures orientée E-W à NE-SW, et se présente sous forme de cristaux disséminés dans la gangue quartzeux. Les analyses géochimiques faites par la spectrométrie ont montré que ce minéral correspond à une galène argentifère.

La cérusite PbCO₃ : est un minéral d'altération secondaire de la galène (carbonate de plomb), de formule chimique PbCO₃. Elle se présente soit dans les bordures de la galène avec une texture de remplacement soit dans les fractures qui affectent la galène.

La sphalérite (ZnS) : est de très petite taille et se présente comme des inclusions dans la gangue et associée à la galène.

La covellite(CuS) et la déginite (Cu₉S₅) : sont des minéraux d'altérations apparaissent dans la phase secondaire, ils sont liés à la déstabilisation de la chalcopyrite.

Les carbonates de cuivre : la Malachite Cu₂(CO₃) (OH)₂ et l'Azurite Cu₃(CO₃)₂(OH)₂ sont des minéraux d'oxydation secondaire qui indique la présence d'une zone de cimentation liée à une altération supergène.

Les oxydes de fer (Goethite ...) sont très abondants sur l'ensemble du secteur étudié. Ils sont vraisemblablement tardifs et témoignent d'une forte oxydation.

L'argent n'est pas observé macroscopiquement dans les échantillons étudiés, il a été détecté par les analyses géochimiques.

E. Les analyses géochimiques

Une campagne d'échantillonnage a été réalisée au niveau de la zone étudiée. Ces échantillons, au nombre de 41 ont été prélevés en surface dans les structures minéralisées et dans l'encaissant à l'échelle du secteur d'étude. Les éléments ciblés dans cette campagne sont le cuivre, le plomb, l'argent et zinc.

Les résultats obtenus à partir des analyses chimiques sont présentés dans le tableau ci-dessous.

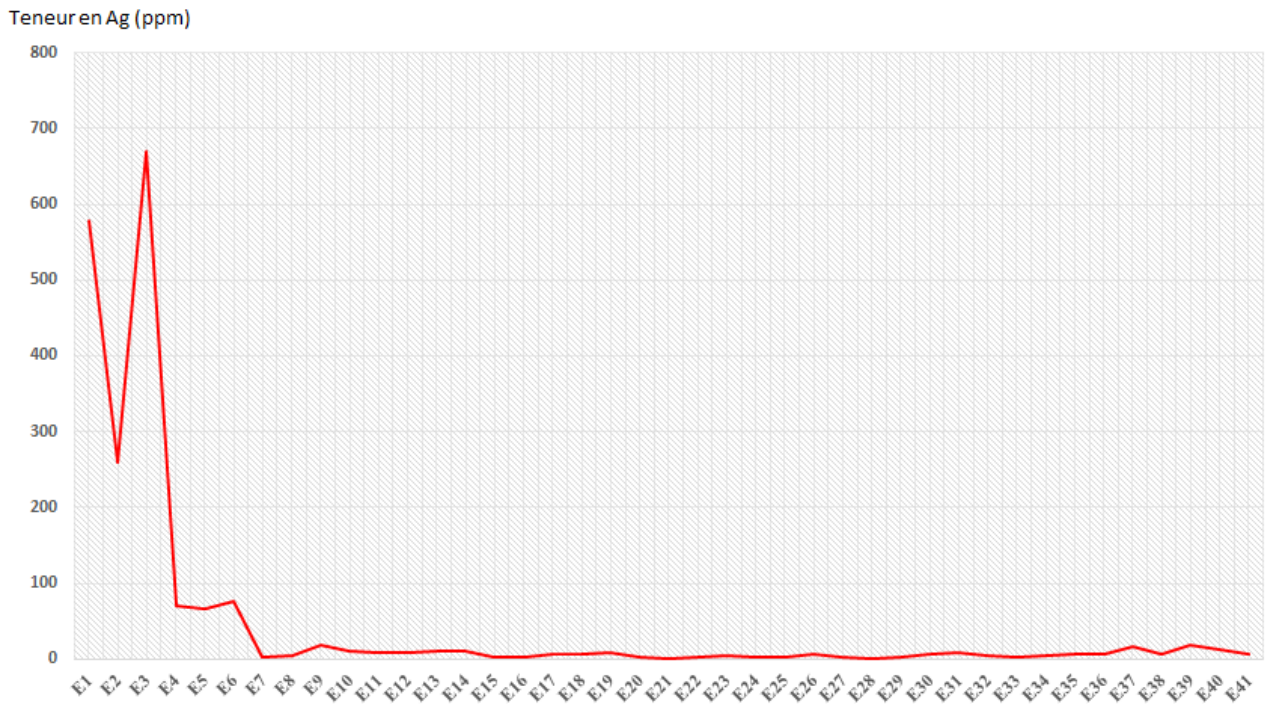


Figure 71 : Variation de la teneur en Ag dans les échantillons de surface

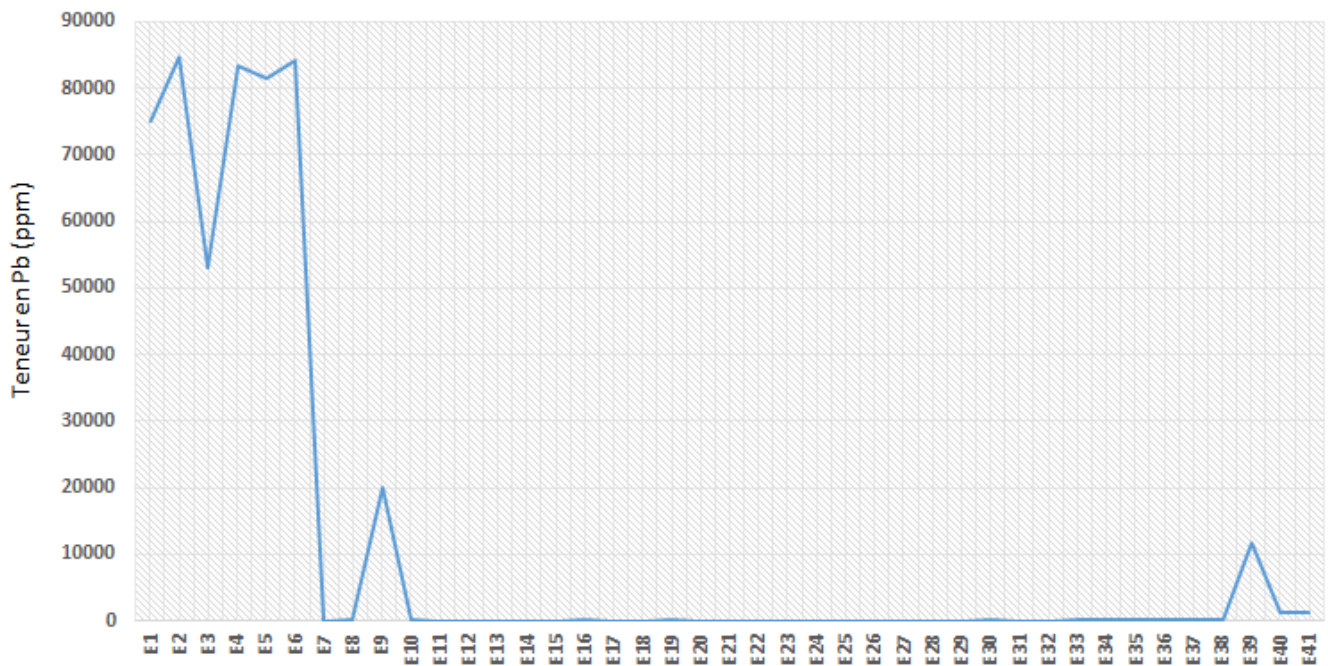


Figure 72 : Variation de la teneur en Pb dans les échantillons de surface

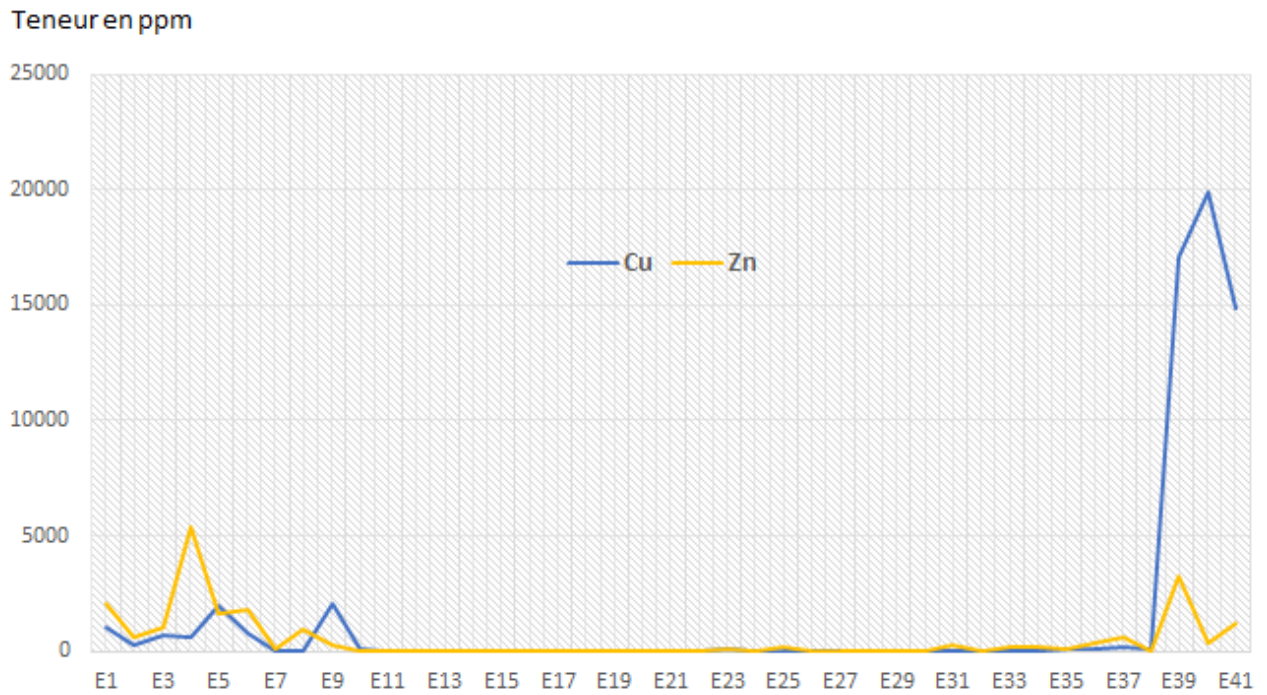


Figure 73 : Variation de la teneur en Cu et Zn dans les échantillons de surface

- **Sondages carottés faites sur la région d'étude**

Pour avoir des connaissances sur la structure sud (halde exploité par les anciens), il est nécessaire de réaliser un certain nombre de sondages pour savoir l'extension de minéralisation en aval. Cette étude fait l'objet de la réalisation de 9 sondages carottés suivants : IC 626/-60, IC 454/60, IC 628/-60, IC 641/60, IC-pr5/60, IC-pr4/60, IC-pr3/60, IC 671/60, et IC 672/60.

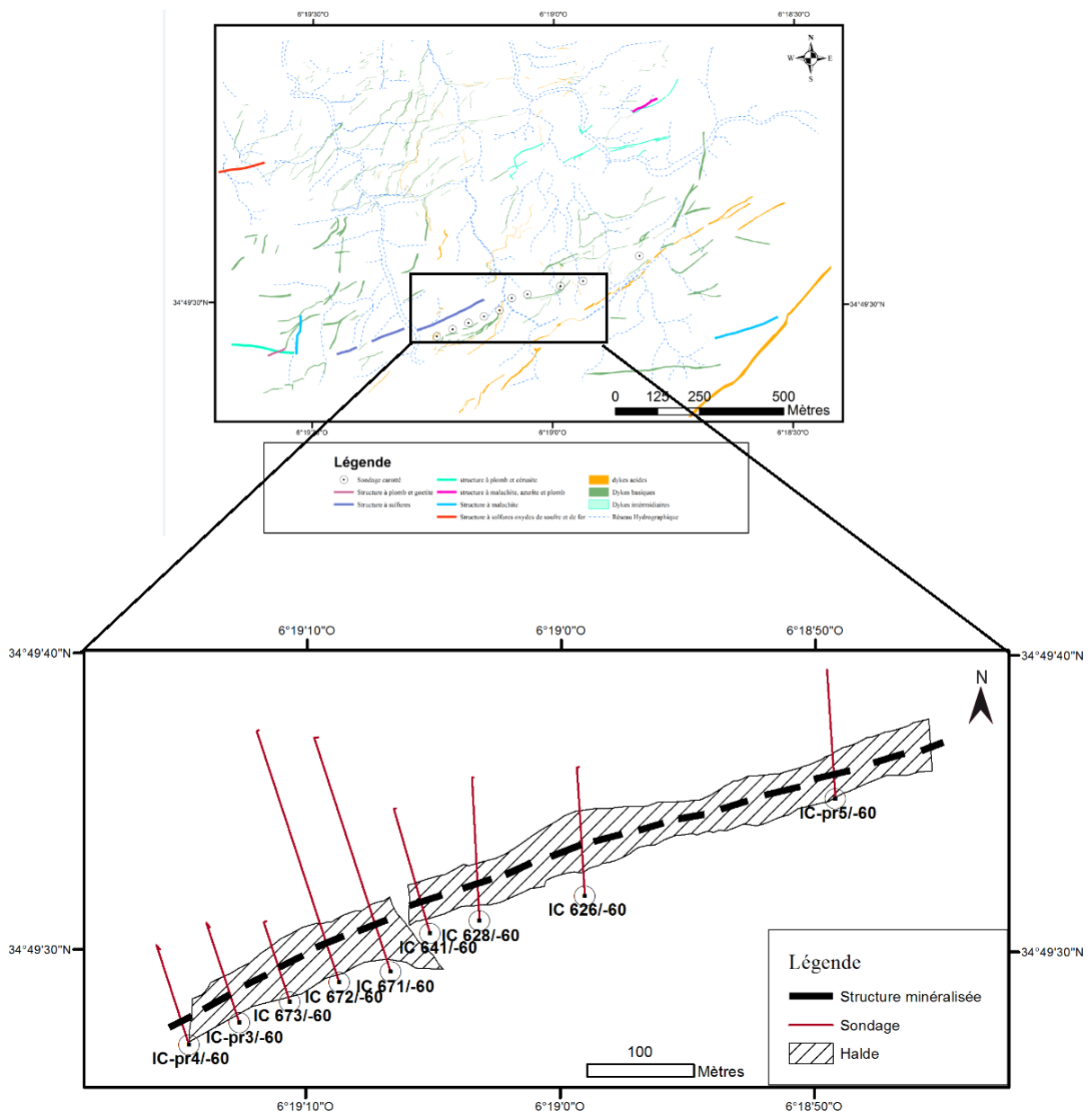


Figure 74 : Répartition des sondages carottés faites sur la structure sud

Ces différents sondages ont un pendage assez forte d'ordre 60° vers nord, cette inclinaison va permet le sondage de traverser toute la structure minéralisée.

La description et l'échantillonnage ces sondages carottés nous montre que cette structure est constituée par une paragenèse minérale primaire constituée par de quartz, dolomite rose, pyrite sphalérite, chalcopirite et galène, cette paragenèse est subi par la suite à une altération qui donne une paragenèse secondaire constituée par des oxydes de fer (Goethite, hématite) et carbonate de plomb et de cuivre.

Les analyses géochimiques qui ont été faites sur les échantillons (carottes) nous montrent que la structure a une extension en aval avec des teneurs en argent très encourageantes.

Les analyses géochimiques des éléments chimiques (Ag, Pb, Cu, Zn) faites au laboratoire, et, l'interpolation par l'ArcGis nous ont permis de réaliser les cartes d'anomalies géochimiques pour l'argent, le plomb, le cuivre et le zinc.

La région étudiée fait partie de gisement argentifère d'imiter, elle est caractérisée par des teneurs variables en Ag, Pb, Zn, et Cu dans une structure à une autre.

- **Argent**

L'anomalie d'argent est très élevée à l'ouest de la zone étudié il est diminué vers Est. Quelques teneurs de 81-230 ppm sont présentes au sud et au nord-est. La teneur en argent diminue globalement de sud vers le nord c'est-à-dire de complexe inférieur (sédimentaire) vers le complexe supérieur (volcan-sédimentaire)

- **Plomb**

La carte d'anomalie de Pb montre que cet élément est très concentré à l'ouest avec des teneurs moins élevées à l'est. Alors que, au nord et au sud les teneurs sont très modérées et ne dépassent pas 63 ppm.

- **Cuivre**

Les teneurs élevées en cuivre, présentent dans les extrémités Est et Ouest de la zone avec des pics très importants au sud-ouest et au sud-est de la zone, alors qu'au milieu on marque des teneures très faibles de cet élément.

- **Zinc**

La carte d'anomalie géochimique de Zn montre des teneurs très élevées en Zn allant jusqu'à 53000 ppm (5%), au sud ouest et au Sud-Est de la zone d'étude, on note aussi des teneurs assez faibles au nord de secteur. Quelques teneurs moyennes marquées au milieu de secteur.

F. Interprétation génétique

Dans l'interprétation et la genèse de structures minéralisées, on constate qu'il y a trois stades de minéralisations :

- Stade hypogène : il s'agit de premier stade où les minéraux primaires se déposent (galène, chalcopryrite, pyrite...), cette phase de minéralisation est étroitement liée aux évènements hydrothermaux précoces.
- Stade supergène : au cours de ce stade, la paragenèse minérale primaire qui est formée au précédent stade, va se transformer et s'altérer avec la formation d'une paragenèse

secondaire formée par pyrite issu de l'altération de la chalcoppyrite, marcasite, pyrrhotite, chalcocite, cérusite...

- Stade d'oxydation : il s'agit d'un stade tardif, qui se caractérise par une forte oxydation de minéraux primaires, ce processus est fortement fonctionne à la surface de la terre en présence de l'oxygène. Cette phase d'altération est responsable de la formation des minéraux d'oxydation à savoir les oxydes de plomb, cuprite, goethite, et hématite (figure 82)

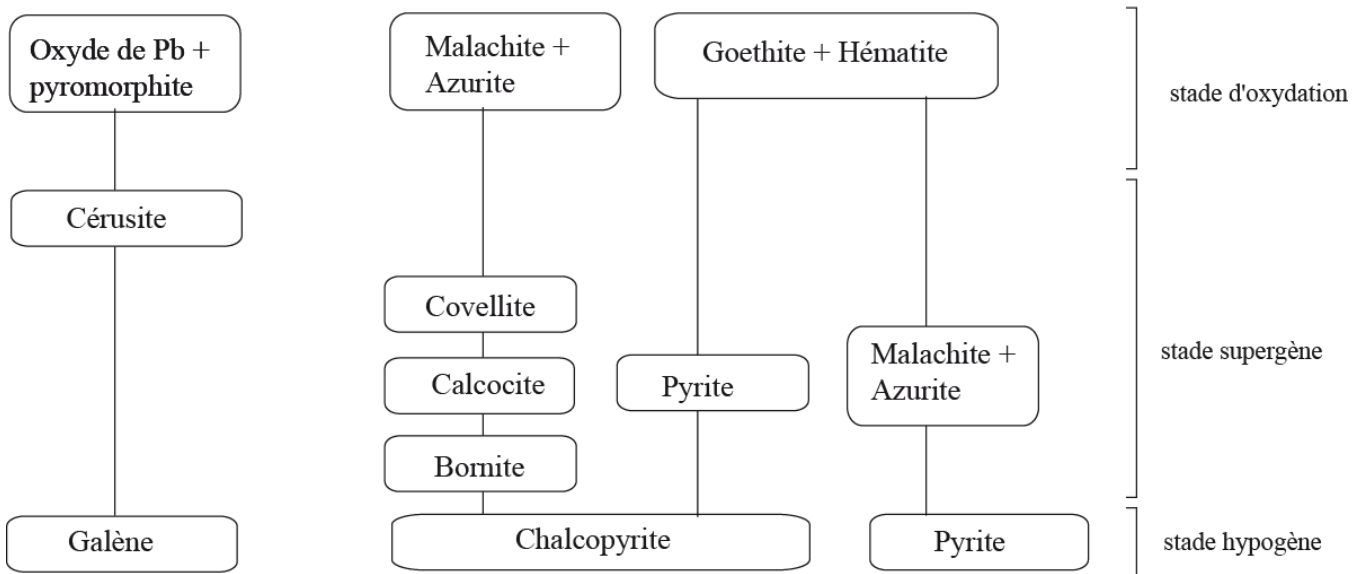


Figure 75 : Evolutions minéralogiques dans le secteur d'étude

Après le dépôt de minéralisation hypogène, les phases d'altération et d'oxydation vont intervenir pour transformer les minéraux de paragenèse minérale primaire en nouveaux minéraux de phase supergène. Ce processus de transformation se fait par l'intervention des réactions chimiques suivantes :

- **Transformation de la Galène en cérusite**



- **Transformation de la chalcoppyrite en pyrite et en goethite**



Les principaux résultats sont les suivants :

- la minéralisation d'Igoudrane est caractérisée par l'association pyrite, galène et chalcopryrite ;
- ces différents sulfures parentaux subissent une altération différentielle, conduisant à l'individualisation de nombreuses phases minérales différentes (cérusite, goethite, azurite, malachite...);
- l'accumulation de tous les produits secondaires se fait par altération météorique.

G. Principaux métallotectes

1. Contrôle lithologique

Les filons minéralisés explorés au niveau de la boutonnière d'Igoudrane, encaissés principalement dans les pélites noires et des pélites gréseuses du PIII. La présence de la matière carbonée d'origine organique dans ces formations a joué un rôle dans la fixation des métaux issus vraisemblablement du volcanisme interstratifié dans les pélites noires (Baroudi et al. 2002).

2. Contrôle tectonique

La minéralisation d'Igoudrane est essentiellement guidée par une fracturation distensive et distensive décrochante fournissant l'écheveau de fractures qui sera le principal site des dépôts des minéralisations (Leistel et Qadrouci, 1991 ; Ouguir et al. 1994). Les structures minéralisées trouvées à la zone d'étude sont des failles et des ouvertures liées à la grande faille d'Imiter. Sauf les minéralisations d'altération qui sont concentrées dans les zones de faiblesses et des fractures postérieures.

H. Mode de genèse

L'interprétation génétique de la formation de structures minéralisées en Ag, Pb, Cu et Zn est basée sur trois grandes hypothèses :

- Les études menées par Levresse, 2001 et Cheilletz et al. 2002 montrent qu'il s'agit un gisement hydrothermal de type épithermal neutre. Ils considèrent le stock métal Ag comme en grande partie d'origine mantellique (hypothèse corroborée par l'étude des isotopes de S et Os ; Levresse et al., 2004), et sa mise en place comme en rapport avec le volcanisme felsique. Celui-ci est daté à 550 ±3 Ma (U-Pb zircon ; intrusion rhyolitique de Takhatert), et les datations ⁴⁰Ar-³⁹Ar sur des cristaux de muscovite associée à la minéralisation argentifère ont donné des âges de 560-540 Ma (Cheilletz

et al., 2002). Tuduri (2004) considère que le dépôt de la minéralisation à Ag, Zn, Pb, Cu s'est effectué dans les ouvertures résultant du raccourcissement dextre inverse NW-SE à WNW-ESE tardi-neoproterozoïque.

- L'ensemble de la minéralisation est associé à une déformation cassante sans aucune relation avec la faille d'Imiter : les filons et veines à quartz-carbonates liés au jeu senestre normal de celle-ci recoupent les structures minéralisées, ce qui amène à dire que le dernier jeu de cette faille (dernier événement cartographie à Imiter) est postérieur à l'événement minéralisateur ;
- Enfin, les filons felsiques sont recoupés par les dykes basiques. Ceux-ci sont affectés, à leur tour, par les structures minéralisées et ne traversent pas la couverture cambrienne. Ceci permet de mieux préciser l'âge de la minéralisation argentifère d'Imiter (transition Neoproterozoïque supérieur-Cambrien) et de remettre en cause la relation génétique de celle-ci avec le volcanisme acide tardi-neoproterozoïque.

En conclusion, nous retenons l'idée d'un gisement de type épithermal associé à une époque métallogénique connue à l'échelle de l'Anti-Atlas, et qui se situerait à la fin du Précambrien III supérieur, à l'image du gisement de cobalt de Bou Azzer (Ennaciri, 1995). Cette époque de minéralisation succéderait à un système porphyrique associé à la fin du Précambrien III inférieur, système dont font partie les gisements de Tiouit (Alansari, 1997) et de Bou Skour. Les événements plus récents (hercyniens ou mésozoïques) ne semblent avoir joué aucun rôle significatif sur la minéralisation argentifère d'Imiter.

I. Conclusion

La prospection à l'échelle globale du secteur d'étude montre que la minéralisation polymétallique à Cu-Ag-Pb-Zn du secteur du sud-ouest d'Igoudrane jalonne la zone de transition entre le socle Néo-protérozoïque moyen et sa couverture Néo-protérozoïque terminal. Elle correspond à l'ensemble des structures encaissées dans les formations de socle précambrien PII, spécifiquement dans les faciès schisteux et gréseux de PII. Ces structures sont des failles et des décrochements remplis par des fluides hydrothermaux marqués une bréchification et une forte oxydation à l'affleurement.

Cette minéralisation est liée à deux événements majeurs, un événement panafricain responsable de la mise en place de la minéralisation au niveau du socle, et puis un événement

tardif hercynien qui se manifeste par la remobilisation des métaux dans les structures orientées NE-SW.

Les analyses géochimiques des échantillons prélevés dans les structures minéralisées montrent souvent des anomalies intéressantes marquées par des teneurs élevées en métaux de base (cuivre, zinc et plomb) et des teneurs encourageantes en métaux précieux (argent).

Les teneurs élevées en argent et en mercure dans les échantillons 1, 2, 3, 4, 5, et 6 affichent une possibilité d'avoir en profondeur un système épithermal à Ag-Hg dans ce secteur.

Chapitre 5 :

CONCLUSION GENERALE

Le secteur d'étude est situé à l'extrémité Est de la boutonnière d'Imiter, au flanc nord de Jebel Saghro, dans la zone de transition Néo-protérozoïque moyen-terminal. La série volcano-sédimentaire de Néo-protérozoïque terminal affleure au nord de la zone d'étude, et repose en discordance angulaire sur les terrains sédimentaires du néo-protérozoïque moyen. Ces deux séries sont séparées par la faille d'Imiter.

Le secteur d'Igoudrane est constitué par une série sédimentaire de nature gréseuse et pélitique et une panoplie de roches volcaniques allant depuis les termes intermédiaires correspondant aux tufs andésites jusqu'aux termes plus acides correspondant aux tufs rhyolitiques générées par la phase extensive tardi Néoprotérozoïque terminal.

Ces ensembles ont été recoupés par des dykes de nature et d'épaisseur variable, le socle PII est recoupé par des dykes (rhyolites et dolérites) alors que le précambrien PIII est recoupé seulement par un système de dykes de nature basique moins intense. Le socle précambrien est surmonté par la série sédimentaire du paléozoïque.

Structuralement parlant, ces terrains ont été affectés par l'orogénèse panafricaine matérialisée par deux types de schistosité, et des plis dont le plan axial est de direction E-W à ENE-WSW, et une déformation strictement cassante en deux stades qui suggère que les failles ont joué et rejoué plusieurs fois. Les terrains précambriens PII sont affectés par des failles orientées N50-N70 et N150-170.

L'examen macroscopique et microscopique de roches magmatiques du Néoprotérozoïque terminal et des dykes (acides, intermédiaires et basique) du secteur étudié montre la présence de deux composantes, un cortège basique et un cortège acide plus important. Ces roches ont subi des degrés d'altération hydrothermale légèrement intense.

En combinant les caractères géologiques, structuraux et métallogéniques, on peut conclure que la minéralisation filonienne du secteur d'Igoudrane est liée à deux événements majeurs, un événement panafricain lié à la phase extensive tardi Néoprotérozoïque terminal responsable de la mise en place de la minéralisation au niveau du socle, et puis un événement hercynien-atlasique qui se manifeste par la remobilisation des métaux dans les structures orientées NE-SW et N-S.

Les analyses géochimiques des échantillons prélevés dans les structures minéralisées du secteur d'Igoudrane ont montré tout d'abord le caractère polymétallique de cette minéralisation, et puis l'existence de liaisons et d'associations géochimiques nettes entre les éléments ciblés. Les teneurs élevées en argent dans certains échantillons analysés indiquent probablement l'existence d'un système épithermal à Ag en profondeur.

Il serait également intéressant de réaliser des travaux de prospection détaillés (puits, tranché, sondages carottés profonds..), dans le but d'évaluer l'extension possible (en profondeur) de la Minéralisation polymétallique à Ag-Pb- Cu-Zn du secteur d'Igoudrane.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

A

ANGELIER, J. (1983). Tectonique cassante et néotectonique ; Article présenté sur invitation au colloque « tectonique actuelle et récente en Belgique ».

AYDIN et NURR (1982). Evolution of pull-apart basins and their rock independence. *Tectonics*, v.1.

B

BAÏDDER, L. (2007). Structuration de la bordure septentrionale du Craton Ouest Africain du Cambrien à l'actuel : Cas de l'Anti Atlas oriental du Maroc, thèse Présentée en vue de l'obtenir du Titre de docteur d'Etat (Option Géologie Structurale).

BAÏDDER L., RADDI Y., Tahiri M. & MICHAUD A. 2007. - The Eovariscan (Late Devonian) tectonics in Eastern Anti-Atlas: a multidirectional extension. In: N. Ennih & J.-P. Liégeois, Eds., *The boundaries of the West African craton.*– Geological Society London, Special Publication,(sous presse).

BAJJA, A., (1987). Nouvelles données pétrographiques et géochimiques sur les formations volcaniques précambriennes du Jbel Saghro (Anti-Atlas marocain). Basaltes en coussin du PII et volcanites de la série de Ouarzazate PIII. 3^{ème} cycle Thesis, Université de Nancy I, France, 225 pp.

BAROUDI Z. (2002)- le gisement Ag-Hg d'Imiter (Anti-Atlas Oriental) : Minéralisations, fluides associés et conditions de dépôt. Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Univ. Hassan II, Mohammedia, 155 p.

BAROUDI, Z., BERAAOUZ, E. H., RAHIMI, A., CHOUHAIDI, M. Y. (1999). Minéralisations polymétalliques argentifères d'Imiter Jbel Saghro, Anti- Atlas, Maroc) : minéralogie, évolution des fluides minéralisateurs et mécanismes de dépôts. *Chronique de la Recherche Minière*, 536-537.

C

CLAUER, N. (1974). Utilisation de la méthode Rb-Sr pour la datation d'une schistosité des sédiments peu métamorphisés: application au Précambrien II de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas, Maroc). *Earth and Planetary Science Letters* 22: 404-412

CHEILLETZ, A., LEVRESSE, G., GASQUET, D., AZIZI-SAMIR, M. R., ZYADI, R., ARCHIBALD, A. D., FARRAR, E.(2002) The giant Imiter silver deposit: Neoproterozoic epithermal mineralization in the Anti-Atlas, Morocco. *Mineralium Deposita* 37: 772-781

CHUBERT, G. (1947). L'accident majeur de l'Anti-Atlas. C. R. Acad. Sci., Paris. Documents inédits SMI.

CROWELL J.C. (1974). Origine of late cenozoïque bassins in southern californi-Tectonics and sedimentation. Sol, Econ. Pal Mineral. Tulsa, sp. Publ.,n°22.p.190-204

F

FEKKAK, A., (1992). Le PII inférieur de la boutonnière de Sidi Flah (Saghro oriental, Anti-Atlas, Maroc) : relique d'un substratum océanique de l'arc du Saghro. 3 Ème cycle Thesis, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 184 pp.

FEKKAK, A., (2000). Les groupes du Néoprotérozoïque inférieur de Sidi Flah, Kelaat M'Gouna et Tiboulkhirine (Saghro, Anti-Atlas, Maroc) : Témoins d'un rift intracontinental pré-panafricain. doct. d'Etat Thesis, Université de Meknès, Maroc, 265 pp.

G

GRANIER, T. (1976). Genèse de la fracturation du granite utilisation d'intérêt géologique d'un programme d'élément finis. D.E.A Laboratoire de Géol. Struct. U.S.T.L. Montpellier.

H

HEFFERAN, K. P., KARSON, J. A., SAQUAQUE, A. (1992). Proterozoic collisional basins in a PanAfrican suture zone, Anti- Atlas Mountains, Morocco. Precambrian Research 54 (2-4): 295-319.

HINDERMEYER, J. (1953a). Le Précambrien I et le Précambrien II du Saghro. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 237: 921-923.

HINDERMEYER, J. (1953b). Le Précambrien III du Saghro. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 237: 1024-1026.

J

JEANNETTE, D., BENZIANE, F., YAZIDI, A. (1981). Lithostratigraphy and dating of the Proterozoic from the Ifni window, Anti- Atlas, Morocco. Precambrian Research 14 (3-4): 363-378.

JEBRAK, M.(1992) Les textures intra-filoniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques. Chronique de la Recherche Minière 506: 25-35

L

LEBLANC, M., and LANCELOT, J. R., (1980). Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17.

LEBLANC, M., 1975. Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer, Maroc). Doct. D'Etat Thesis, Université de Paris VI, France, 367 pp.

LIÉGEOIS J.-P., A. FEKKAK, O. BRUGUIER, E. ERRAMI, N. ENNIH(2005) Lower ediacaran age (630-610 Ma) for the Sarhro group. Implications for the metacratonic evolution of the Anti-Atlas, correlations with the Tuareg shield and the evolution of the pan-african orogeny in the NW Africa (abs.), 4ème Colloque International 3Ma, Agadir 2005, Abstract Volume, pp. 2.

LIU, X. (1983). Perturbation de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc. Observations et simulations mathématiques. Thèse 3ème cycle, Montpellier, 1983, 130 p.

LEISTEL, J.-M., QADROUCI, A. (1991). Le gisement argentifère d'Imiter (Protérozoïque supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc). Contrôles des minéralisations, hypothèse génétique et perspectives pour l'exploration. Chron Rech Min 502: 5-22.

LEVRESSE, G., (2001). Contribution à l'établissement d'un modèle génétique des gisements d'Imiter (Ag-Hg), Bou Madine (Pb-Zn-Cu-Ag-Au), Bou Azzer (Co, Ni, As, Au, Ag) dans l'Anti-Atlas marocain. Thèse 3ème Cycle, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France 191p.

M

MANN et al. (1983). Developpement of pull-apart bassins. Jour. Geology, v.91,.

O

OUGUIR H. (1991)- Analyse sédimentologique, structurale et lithogéochimique de la série du Protérozoïque supérieur (PII) de l'environnement de la mine d'argent d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc): implications géodynamiques. Thèse doctorat, INIST-CNRS, 209 p.

OUGUIR H, MACAUDIERE J ET DAGALLIER G (1996). Le Protérozoïque supérieur d'Imiter, Saghro oriental, Maroc:un contexte géodynamic d'arrière-arc. J. of African Earth Sci. 22(2):173-189.

P

PIQUE A., M. BOUABDELLI, A. SOULAÏMANI, N. YOUNI, M. ILIANI (1999), Les conglomérates du P III (Néoprotérozoïque supérieur) de l'Anti-Atlas (Sud du Maroc): molasses panafricaines, ou marqueurs d'un rifting fini-protérozoïque ?, C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes, 328, pp. 409-414.

PIQUÉ A. (2003) Perspective, Evidence for an important extensional event during the latest Proterozoic and Earliest Paleozoic in Morocco, C. R. Geoscience, 335, pp. 865-868.

POPOV AG, BELKASMI A ET QADROUCI A (1986). Le gisement argentifère d'Imiter synthèse géologique, résultats des recherches de 1985 et bilan des réserves au 31/12/1985. Rapport Interne SMI, p.168.

POPOV AG (1995). Gisement argentifère d'Imiter : Etude minéralogique, paragenèse et zonalité du gisement. Rapport Interne SMI, p. 62.

R

RISPOLI R. (1981). Microtectonique et champ de contraintes dans les calcaires fins du Languedoc. Thèse 3ème cycle.

S

SAQUAQUE A. (1992). Un complexe de structure – arc : le Précambrien de l'Anti-Atlas centre – oriental. Thèse Doct. D'Etat. Univ. Marrakech.

T

TUDURI J. (2005)- Processus de formation et relations spatio-temporelles des minéralisations à or et argent en contexte volcanique Précambrien (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc). Implications sur les relations déformation-magmatismevolcanismehydrothermalisme. Thèse Doctorat, Université D'Orléans, 428 p.

TUDURI J. CHAUVET A., ENNACIRIC A. et BARBANSONA L. (2006). Modèle de formation du gisement d'argent d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). Nouveaux apports de l'analyse structurale et minéralogique contraints. Comptes Rendus Geoscience 338 4, 253-261. Comptes Rendus Geoscience 338 (2006) 4, 253-261.

V

VARGAS JM (1983). Etude métallographique des minéralisations mercuro-argentifère d'Imiter, Fondation Scientifique de la géologie et de sapplications, Nancy, 60p.

ANNEXES

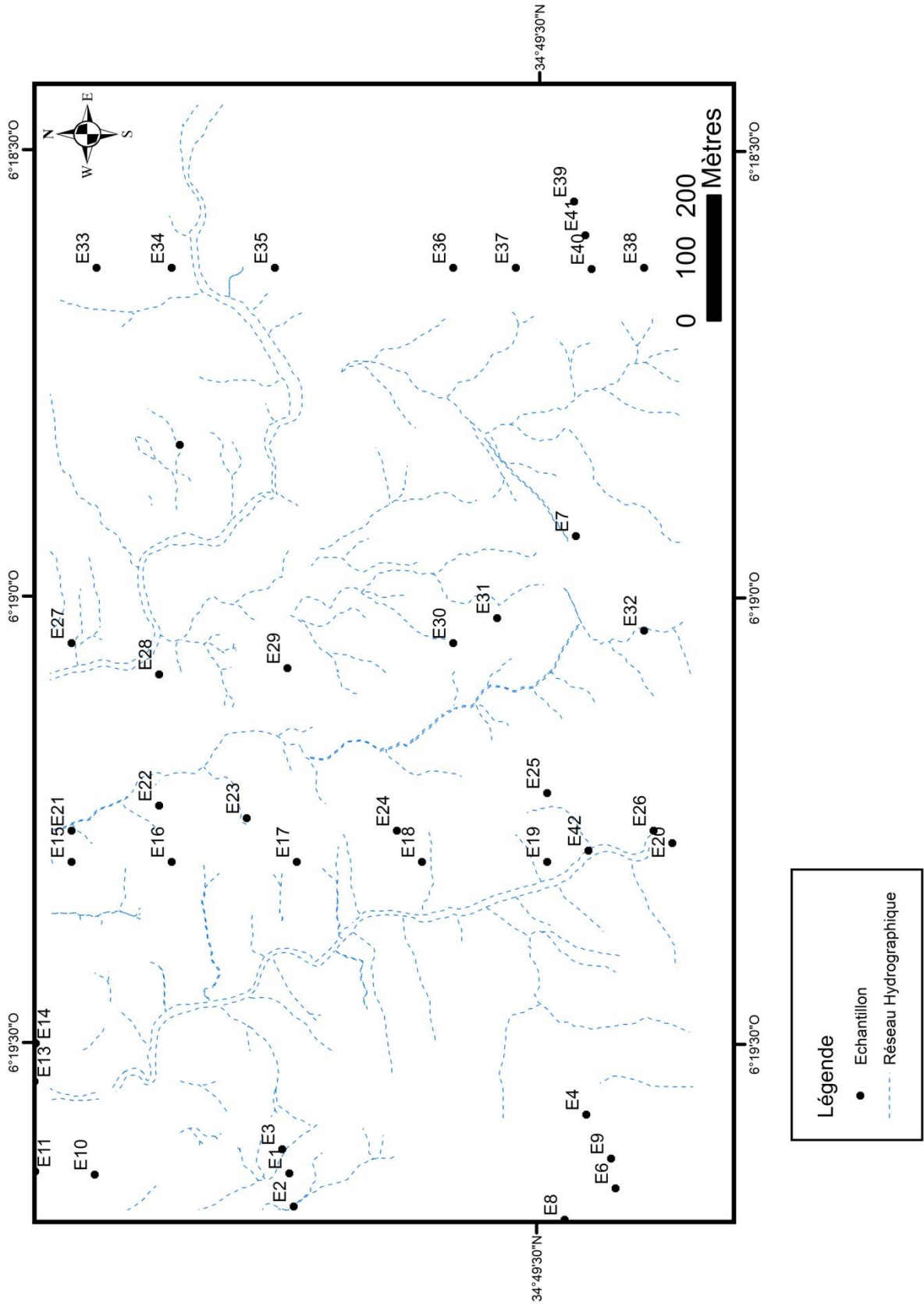


Figure 76 : Carte montre la répartition des échantillons dans la zone d'étude

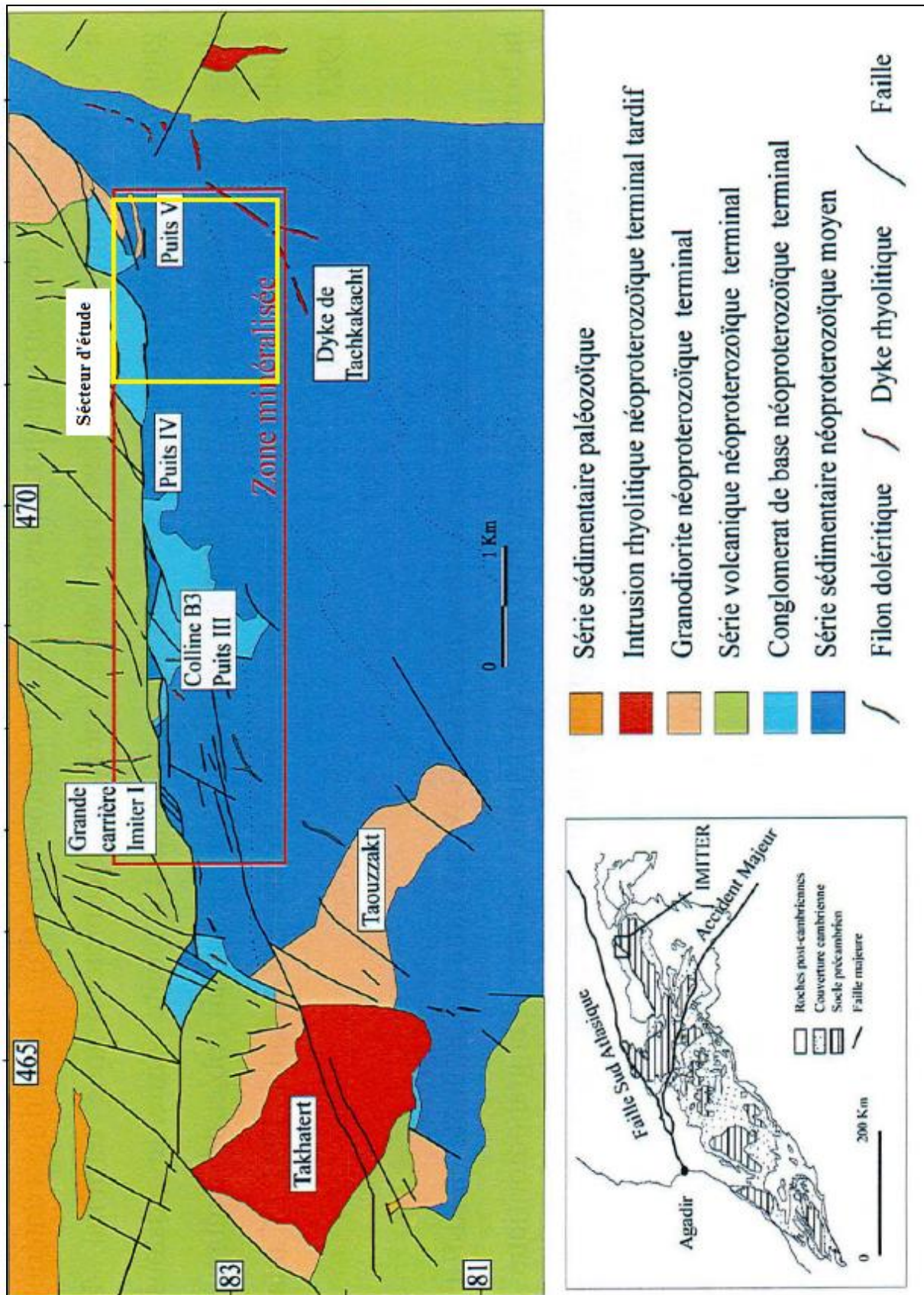


Figure 77 : Cadre géologique de la boutonnière d'Imiter, modifié. (Leistel et Qadrouci, 1991)

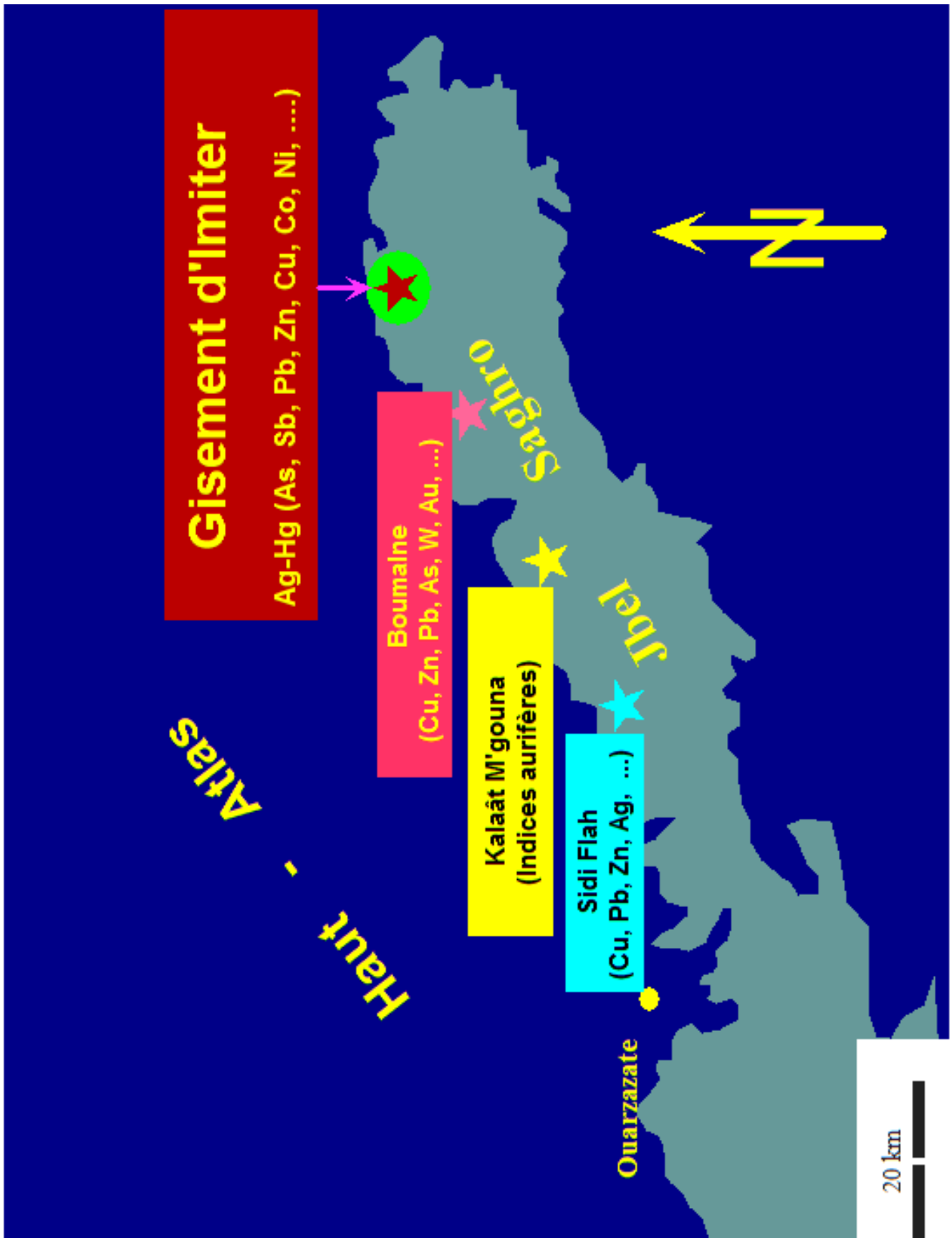


Figure 78 : Localisation des principales boutonnière du Jbel Saghro (Anti Atlas oriental)