



Journal Homepage: -www.journalijar.com

INTERNATIONAL JOURNAL OF ADVANCED RESEARCH (IJAR)

Article DOI:10.21474/IJAR01/19769
DOI URL: <http://dx.doi.org/10.21474/IJAR01/19769>



RESEARCH ARTICLE

ROLES DES PHENOMENES DE MICRODEFORMATION ASSOCIEES AUX GRES HOTES DANS LA MISE EN PLACE DES MINERALISATIONS URANIFERES D'ARLIT AU NORD NIGER

Tourba Kamayé, Abdou Dodo Bohari, Ibrahim Sarki Laouali, Ibrahim Hassan Mahrou, Hamma Ada
Moussa and Moussa Harouna

Université Abdou Moumouni de Niamey, Faculté des Sciences et Techniques.

Manuscript Info

Manuscript History

Received: 28 August 2024

Final Accepted: 30 September 2024

Published: October 2024

Key words:-

Microdeformation, Uranium
Mineralization, Mechanical Compaction,
Mechanical-Chemical Compaction,
Neoformation, Cementation

Abstract

This study aims to study the micro deformation phenomena associated with the host sandstones in the emplacement of the Arlit uranium mineralizations in order to evaluate their roles during the circulation of the mineralizing solutions at the origin of the emplacement of the concentrations. Thin sections and polished sections were made and analyzed using optical microscopes and scanning electron microscopes. Thus, the sedimentary material of the Tarat formation is affected by mechanical, mechanochemical compaction phenomena and sub-parallel to parallel intragranular fractures. The analysis of the microdeformation phenomena shows that the mechanical compaction is illustrated not only by different types of contacts but also by interpenetrations of the grains which present on their surface hollows corresponding to the imprints of the neighboring particles and thus giving concavo-convex contacts with impressed quartz grains. As for the phenomena of mechanical-chemical compaction, they are represented by dissolution surfaces materialized by meshed contacts which are irregular joints. The phenomena of pressure-dissolution are illustrated by stylolite zones and contacts between quartz grains. The systematic study of the phenomena of fracture, neoformation and cementation is highlighted by the alteration of potassium feldspar into clay minerals (Kaolinite), the alteration of illites in particular at their end to give kaolinite and on the other hand by the alteration of potassium feldspar to give kaolinite, the illitic lining of quartz grains, the crystallization of chlorite at the edge and on quartz grains and cementation of micas at the edge and on detrital quartz grains.

Copyright, IJAR, 2024. All rights reserved.

Introduction:

Les minéralisations uranifères de la formation du Tarat sont encaissées dans la formation sédimentaire poreuse et perméable favorable à la migration et au stockage des fluides. Les grès de la formation du Tarat ont été affectés par des divers phénomènes de microdéformations. Ces phénomènes de microdéformations ont pu constituer des zones de faiblesse, qui lors des réactivations des failles après l'enfouissement des séries sédimentaires et ont constitué des zones de drainage des fluides et potentiellement de remobilisation de la minéralisation. Dans les formations silicoclastiques, la porosité est liée à la taille des grains.

Corresponding Author:- Abdou Dodo Bohari

Address:- Université Abdou Moumouni de Niamey, Faculté des Sciences et Techniques.

Cependant, les grès grossiers ne possèdent pas toujours des pores connectés en raison d'une histoire diagénétique complexe. La réduction de porosité dans les formations silicoclastiques est contrôlée par les processus diagénétiques incluant principalement la compaction mécanique, la compaction chimique, et la cimentation par des minéraux authigènes (Worden et al., 2000; Paxton et al., 2002 ; Worden et Burley, 2003 ; Chester et al., 2004 ; Aydin et al., 2006 ; Cook et al., 2011 ; Wang et al., 2012 ; Billon, 2014 et Mamane, 2016). Par conséquent, la perméabilité est également influencée par divers paramètres (faciès sédimentaires, diagenèse, déformation... etc) qui contrôlent l'arrangement des grains et les caractéristiques des pores. Chaque phénomène de déformation a une influence sur la circulation des fluides. Les processus d'altération liés à l'argilisation dans les grès de la formation du Tarat sont à l'origine des phénomènes de néoformation et cimentation argileuse et carbonatée des grès. L'objectif de cette étude des microdéformations nous permettra dans le cas de la formation du Tarat, d'évaluer le rôle qu'elles ont joué dans la circulation des solutions minéralisatrices à l'origine de la mise en place des concentrations uranifères.

Contexte de la zone d'étude

Le Niger est un pays qui renferme d'importantes ressources en uranium lui permettant d'occuper le 4ème rang mondial des pays producteurs. La filière d'uranium a connu un regain d'intérêt à partir de 2004 avec la relance d'activité d'exploration. Il s'agissait alors de découvrir de nouveaux gisements, d'améliorer la connaissance des gisements déjà existants. De façon plus générale, le Ministère chargé des mines a ainsi élaboré un nouveau cadastre minier en vue de l'attribution de plusieurs sites d'exploration. En ce qui concerne les gisements connus, le groupe AREVA (devenu ORANO) a entrepris des travaux de reconnaissance et d'extension des zones qui sont à l'intérieur de ses concessions. C'est dans cette optique que des nouveaux prospects ont été découverts : extension Artois, extension Taza Nord et extension de Tamou appelé Tamari.

Le secteur du Prospect Tamari est situé principalement sur l'Amodiation Tamou Est de la SOMAIR. Il est limité à l'Est par le secteur d'Arlequin, à l'Ouest par les gisements de Tamou, au Sud par le faisceau de Tin-Adrar et au Nord par les gisements d'Arlette et d'Ariège. Le secteur de Tamari se localise à l'Est de l'accident d'Arlit (**Figure 1 et 2**). Dans ces secteurs, les dépôts sont en général moins profonds et moins puissants qu'à l'Ouest de la faille d'In Azawa-Arlit. En effet, le linéament d'Arlit délimite un compartiment est relativement surélevé, d'un compartiment ouest relativement abaissé. Le rejet vertical de la faille d'Arlit montre des variations importantes. Il atteint environ 500 m au niveau des gisements de la COMINAK (formation du Guezouman) et ne dépasse pas 100 m au niveau de ceux de la SOMAIR (formation du Tarat) (Areva, 2009). Le dépôt du Tarat s'est effectué dans la région d'Arlit dans un environnement fluvio-deltaïque, très riche en matière organique végétale qui s'estompe vers le sommet de la formation. Il est abrité par la mer avec des accumulations sableuses le long du linéament d'In Azawa-Arlit (Valsardieu, 1971 ; Sempéré, 1981 ; Bonamy, 1981 ; Elhamet, 1983 ; Forbes 1989 ; Harouna, 1991 ; Konaté et al., 2007 ; Wagani, 2007 ; Cavellec, 2006 ; Salze, 2008 et Mamane, 2016).

La **Figure 3** montre la paléogéographie de la région avant les déformations importantes du Tarat (Tarat inférieur). Pendant le Tarat moyen, le domaine de sédimentation est plus déformé et fragmenté par la tectonique ; le relief est plus accusé et parcouru par un réseau de chenaux moins étendu et à apports fluviaux moins abondants (Sempéré et Beaudoin, 1984). Les estuaires de la zone d'Arlit correspondent à une côte à influence tidale dominante et à marnages moyens. La lithostratigraphie est représentée essentiellement au niveau du secteur de Tamari par des sédiments de la série rouge permienne appartenant à l'Izegouande et par la série grise carbonifère. Cette formation est subdivisée en quatre unités (**Figure 4**) :

- **l'Unité U4** communément appelé **Tarat-Madaouelad** d'une puissance variant de 10 -12 m d'épaisseur. Elle est constituée d'un faciès d'alternance argilo-silt réduit de couleur grisnoire présentant des stratifications horizontales en forme de feuillet. L'altération de ce faciès lui confère une couleur jaune et rouge vif. Le faciès gréseux est caractérisé par des grès très fins grisâtres présentant des stratifications obliques ;
- **l'Unité U3** est bien individualisée dans la partie sud du secteur avec des épaisseurs presque homogènes d'environ 10 m. Elle est constituée d'un faciès gréseux à grès hétérogranulaires gris clairs, grossiers à moyens montrant une signature d'altération ;
- **l'Unité U2** d'une puissance très réduite d'environ 2 m est constituée d'une alternance d'argilo-silts gris noirs présentant des stratifications subhorizontales et de grès fins gris clairs ;
- **l'Unité U1** montre des épaisseurs réduites allant de 3 à 5 m. Le faciès gréseux est constitué de grès grossiers à très grossiers correspondant au faciès de lessivage.

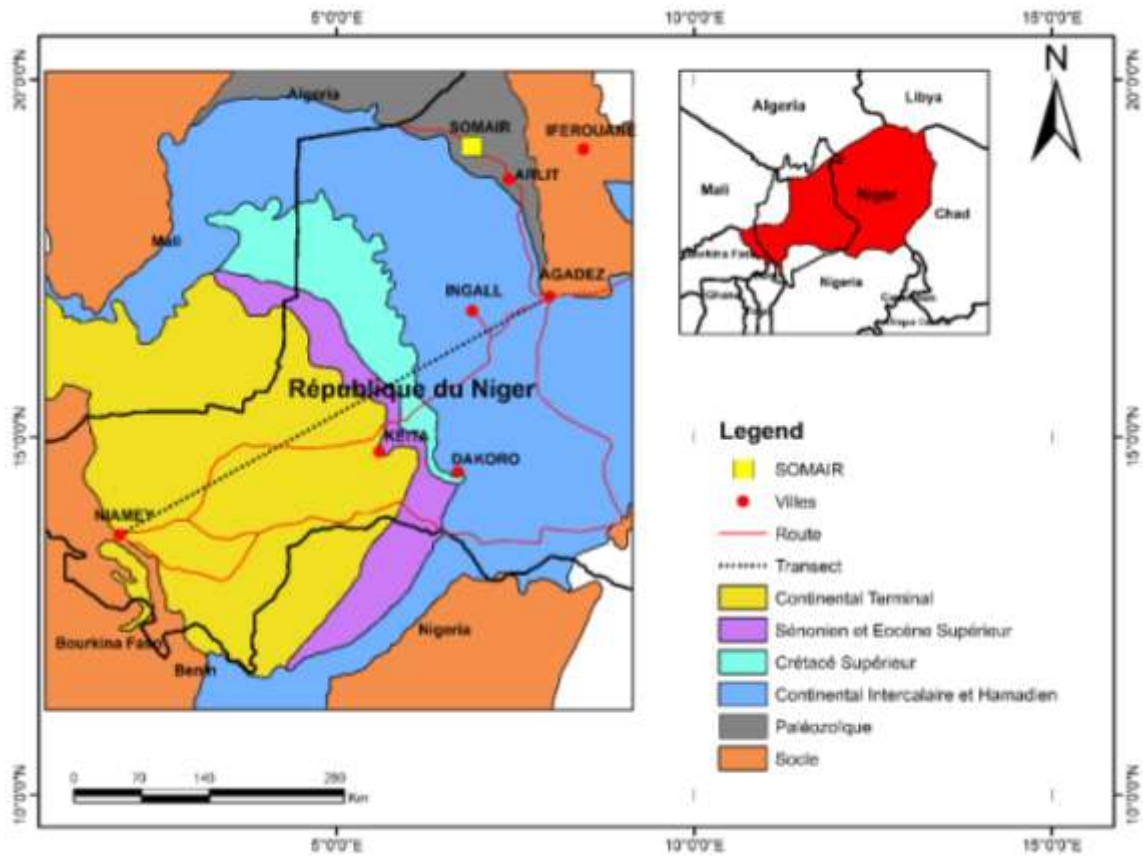


Figure 1: Carte géologique du bassin de Tim-Mersoï, dans le secteur d'Arli (Hirlemann et Robert, 1980), et localisation des principaux gisements.

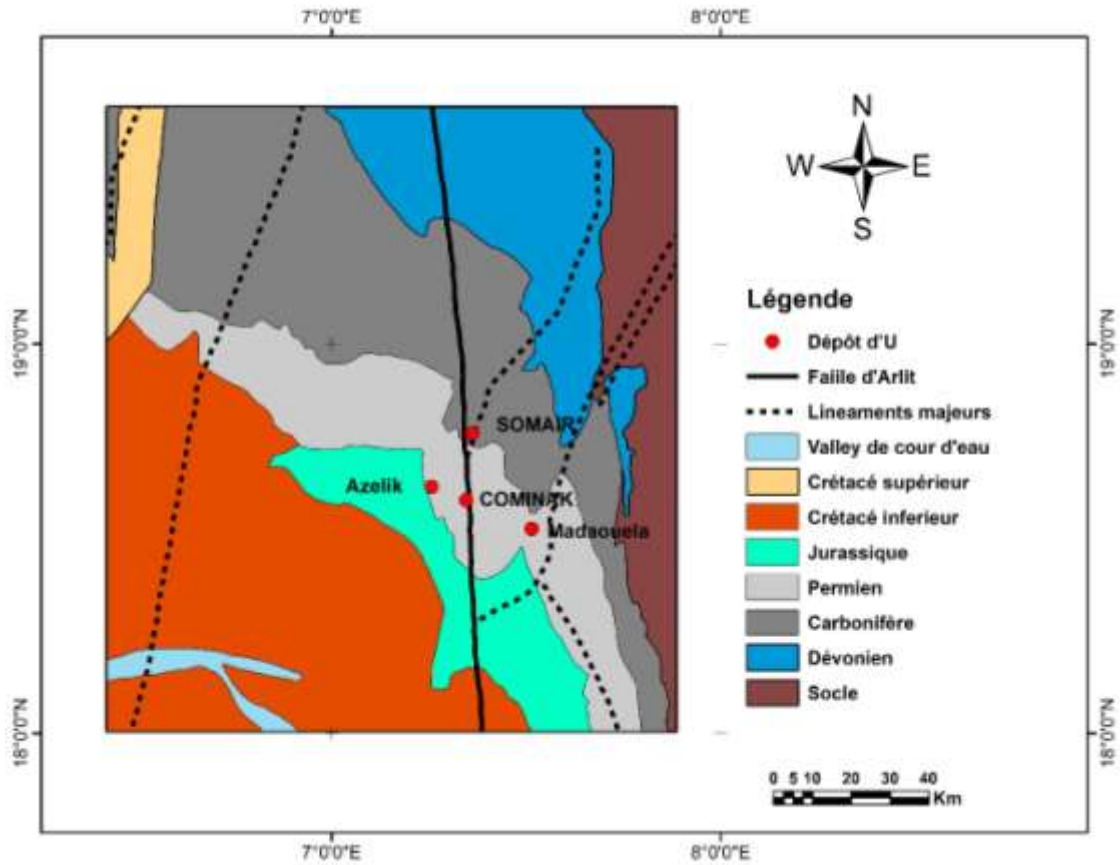


Figure 2: Contexte structural du prospect Tamari (Areva, 2009; rapport interne).

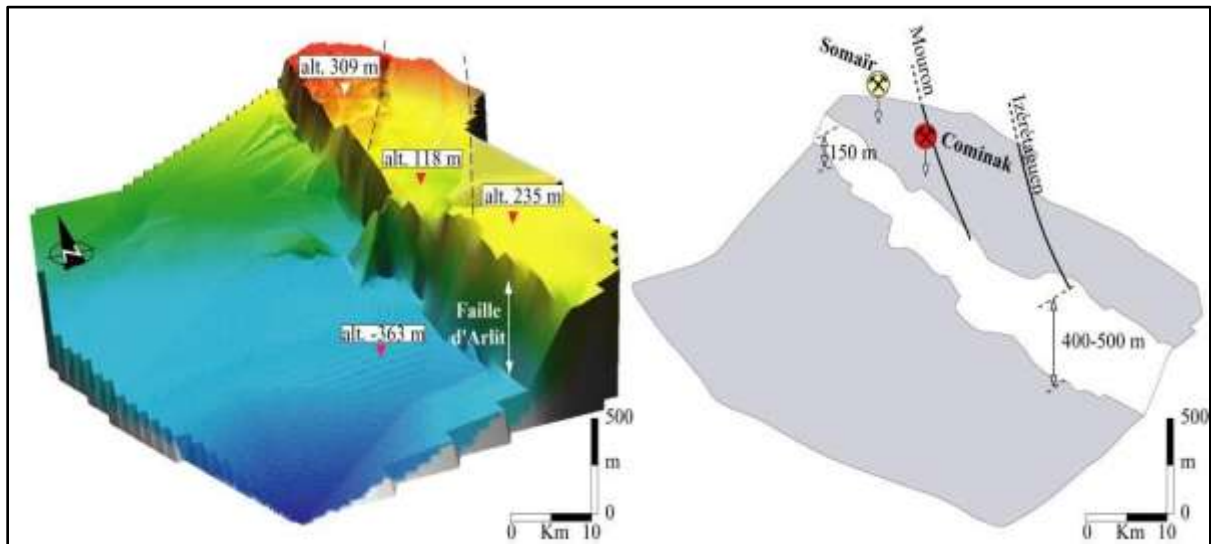


Figure 3: Vue en perspective de la topographie du toit du Tarat, établie d'après des données de stratigraphie (données de sondages : source AREVA NC Niger In : Gerbeaud, 2006).

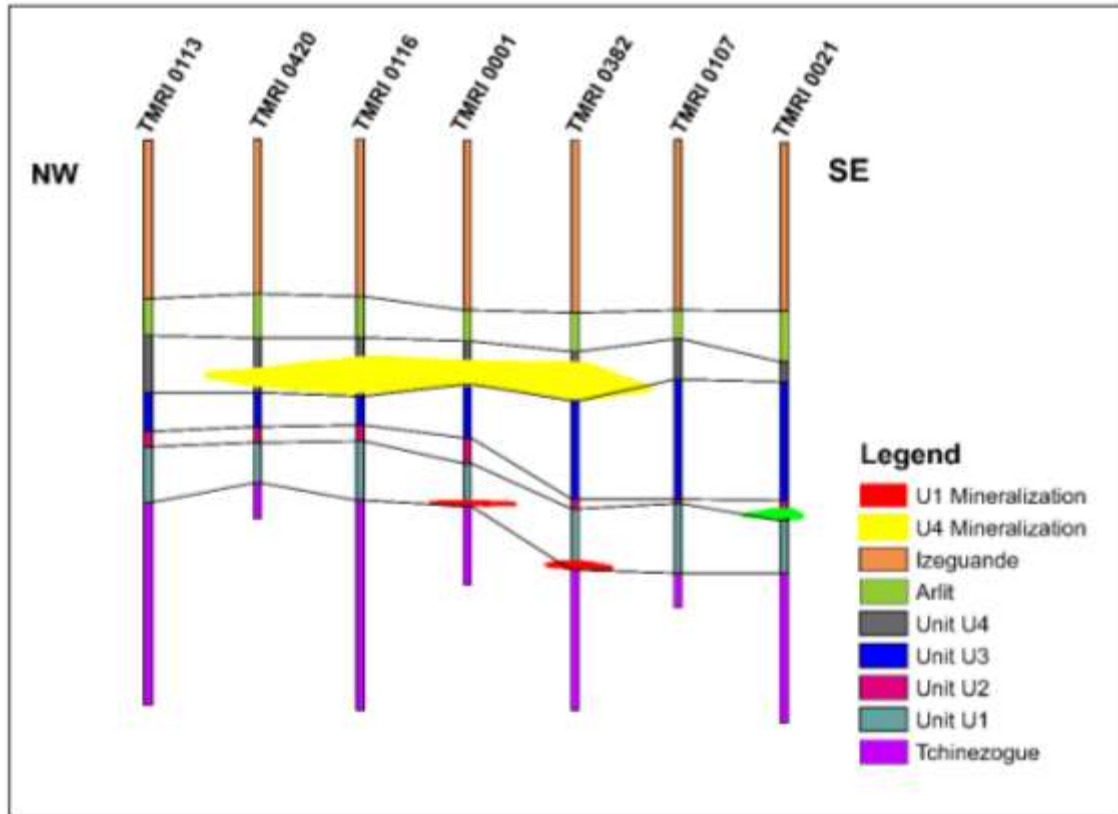


Figure 4: Le découpage intra-Tarat montrant la minéralisation.

Matériel et Méthodes :

L'approche utilisée dans ce travail repose sur l'échantillonnage et les travaux de laboratoires. Pour atteindre les objectifs de cette étude, 12 échantillons de carottes représentatifs provenant du sondage carotté **TMRI 420** (Figure 5) du prospect de Tamari. L'échantillonnage a été effectué avec l'aide du SPPY gamma qui permet de mesurer de manière rapide la quantité de radioactivité (Tableau 1). Le log géologique de la figure 5 montre les zones d'échantillonnages numérotés de 1 à 12.

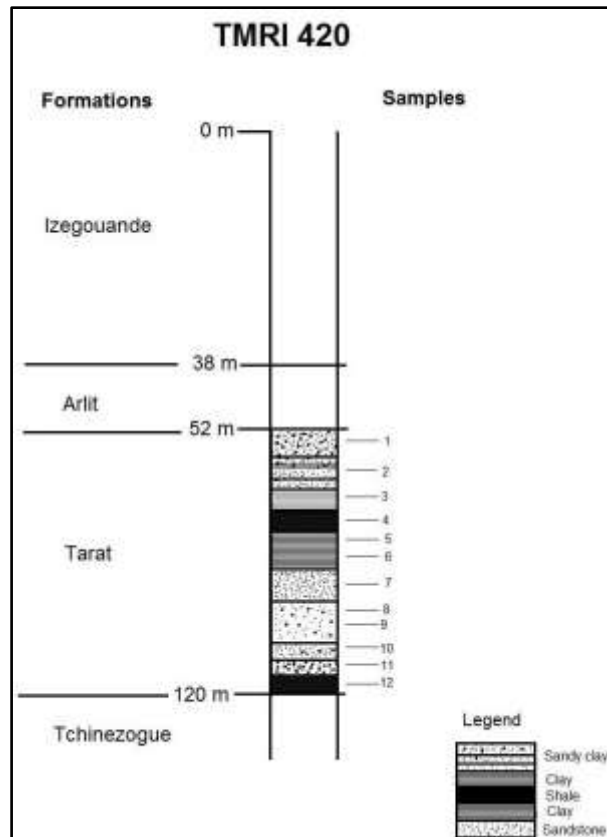


Figure 5:- log géologique de sondage TMRI 420.

Tableau 1: Description des échantillons prélevés dans le sondage TMRI 420.

Echantillon	Location	Formation hôte	Description
TMRI 420-1	Tamari Prospect	Tarat	Grès grossier
TMRI 420-2			Argilo-silt
TMRI 420-3			Claystone
TMRI 420-4			Siltstone
TMRI 420-5			Claystone
TMRI 420-6			Siltstone
TMRI 420-7			Grès fins a très fins
TMRI 420-8			Alternance Argilo-silt
TMRI 420-9			Grès grossiers
TMRI 420-10			Grès fins
TMRI 420-11			Grès conglomératique
TMRI 420-12			Siltstone

Microscope optique

Au total 25 lames minces et 20 sections polies ont été effectuées et analysées au microscope optique et électronique. Les observations en microscopie optique en lumière transmise, polarisée et en lumière réfléchie. Nos échantillons ont été observés sous forme de sections polies (30) et de lames minces (30) à des grossissements de X10, X20, X50 et X100 (Figure 6). Deux types de microscopes ont été utilisés : (1) microscope Nikon d'AGH Université de Science et Technologie de Pologne, équipé d'une caméra numérique Nikon digital sight, (2) microscope optique Olympus Vanox-T de l'Université de Hohai équipé d'une caméra.



Figure 6: Observation au microscope optique.

Microscope électronique à balayage équipé d'un spectromètre à dispersion d'énergie (MEB-EDS)

Les observations à des grossissements plus importants que ceux de la microscopie optique ont été faites au Microscope Electronique à Balayage (MEB) du centre d'instrumentation de l'institut (IIC) de l'Institut Indien de Technologie (IIT), Roorkee. Les analyses au microscope électronique à balayage sur les sections polies et lames minces préalablement choisis à partir des observations au microscope optique ont été réalisées en mode d'électrons secondaires et rétrodiffusés. Les observations ont permis de montrer les figures de compaction, de dilatation et de cataclase.

Les lames minces polies, métallisées au carbone à l'aide d'une machine de cottage, ensuite elles ont été étudiées en électrons rétrodiffusés à l'aide du MEB Merlin ZEISS équipé d'un spectromètre à dispersion d'énergie (EDS) (**Figure 7**) dont le seuil de détection est de l'ordre du millier de ppm. Les conditions analytiques sont une tension de 10 Kv, intensité de 1nA et un temps d'acquisition des spectres compris entre 56 et 124 s.

Le principe de fonctionnement du microscope électronique à balayage utilise le faisceau d'électron primaire accéléré par une haute tension est focalisé sur l'échantillon à l'aide d'un système de lentilles électromagnétiques. Ce faisceau balaie la surface de l'échantillon à analyser. Ces électrons primaires accélérés vont interagir avec la surface de l'échantillon, ce qui provoque l'émission de différents types de particules dont des électrons secondaires, des électrons rétrodiffusés et des électrons Auger. La détection des électrons secondaires et rétrodiffusés permet de reconstruire une image de la surface de l'échantillon. La désexcitation des atomes de surface conduit à l'émission de rayons X analysé par la microsonde à dispersion d'énergie (analyse élémentaire qualitative).

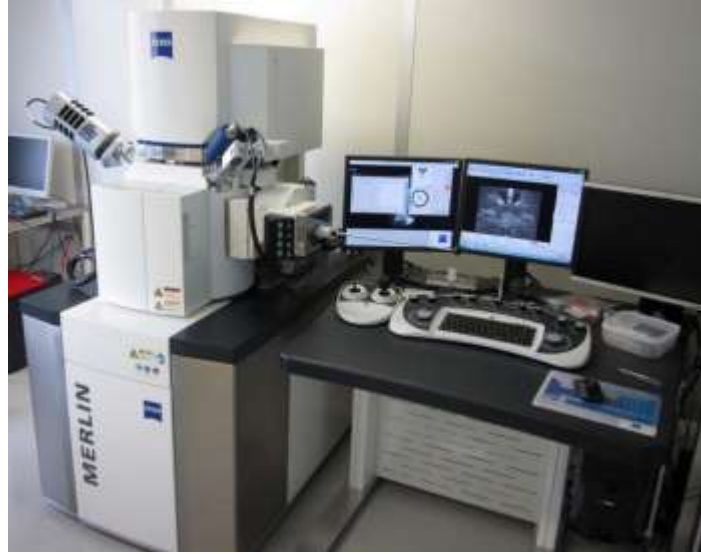


Figure 7: Microscope électronique à balayage équipé d'un spectromètre à dispersion d'énergie (MEB-EDS).

Résultats:

L'étude des phénomènes de microdéformation au microscope a révélé la présence des phénomènes de compaction, de dilatation et de cataclase.

Les phénomènes de compaction

Ces phénomènes regroupent l'ensemble des transformations physico-chimiques qui dès le début de l'enfouissement, des minéraux se forment dans les interstices des sédiments : ils dérivent soit de la dissolution de minéraux préexistants, soit du transport d'éléments extérieurs aux sédiments par les solutions de surface. Ces phénomènes chimiques ajoutés aux phénomènes mécaniques de la compaction entraînent une réduction de la porosité. Ces phénomènes, d'autant plus importants en présence d'argiles, peuvent fournir une partie importante de la silice nécessaire à la précipitation des auréoles de nourrissage (auto-alimentation) (Dewers et Ortoleva., 1990 ; Mollema and Antonellini (1996), Aydin (1978) et Du Bernard et al. (2002). D'après les observations pétrographiques des lames minces et les sections polies, on distingue deux types de compactions : La compaction mécanique et, la compaction mécano-chimique.

La compaction mécanique

La compaction mécanique concerne la réduction du volume de la roche sous l'effet de la pression lithostatique. Elle se caractérise par la réorientation et le réarrangement des grains au sein de la roche, une fracturation des grains fragiles et une déformation plastique des grains ductiles. La compaction mécanique réduit la porosité intergranulaire et n'affecte pas le volume de la roche (Houseknecht., 1984 ; Mollema and Antonellini.,1996 ; Aydin., 1978 et Du Bernard et al., 2002 ; Fossen et al., 2007). La compaction mécanique s'illustre non seulement par différents types de contacts mais aussi par des interpénétrations des grains qui présentent à leur surface des creux correspondant aux empreintes des particules voisines et donnant ainsi des contacts concavo-convexes à grains de quartz impressionnés (**Planche 1A, 1B, 1C, 1D, 1E et 1F**). Lors de la compaction mécanique, certains minéraux comme les muscovites peuvent être pris en sandwich par les grains de quartz sous l'effet de la pression et le poinçonnement de ces muscovites donne lieu à la foliation observée sur ces derniers ; (**Planches 1C et 2A**). On observe également des minéraux lourds emprisonnés dans les plans de fractures ou simplement coincés entre les grains détritiques de quartz (**Planches 2D, 2E, 2F, 3B, 3C, 3D et 3E**).

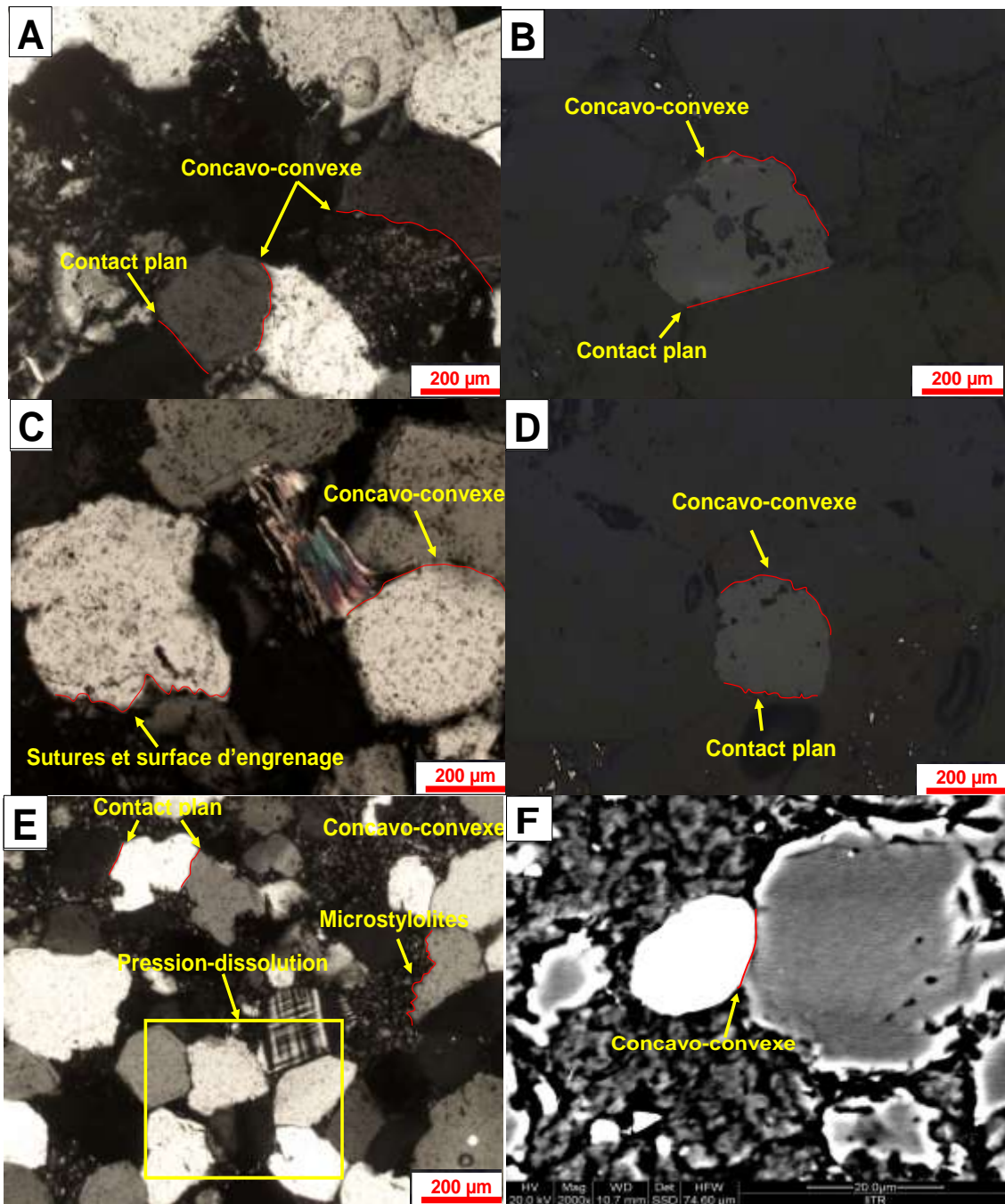


Planche 1 :- Observation au microscope optique et électronique : Contacts concavo-convexes et plans entrain les grains détritiques (A en lumière transmise et B en lumière réfléchie) ; sutures et surface d'engrenage, contact concavo-convexe entre les grains détritiques (C en lumière transmise) ; contacts concavo-convexes et plans entre les grains détritiques (D en lumière réfléchie) ; contact concavo-convexes, plans et microstylolites accompagné de phénomène de pression-dissolution entre les grains détritiques (E en lumière réfléchie) ; contact concavo-convexe entre les grains détritiques (F en mode électrons rétrodiffusés).

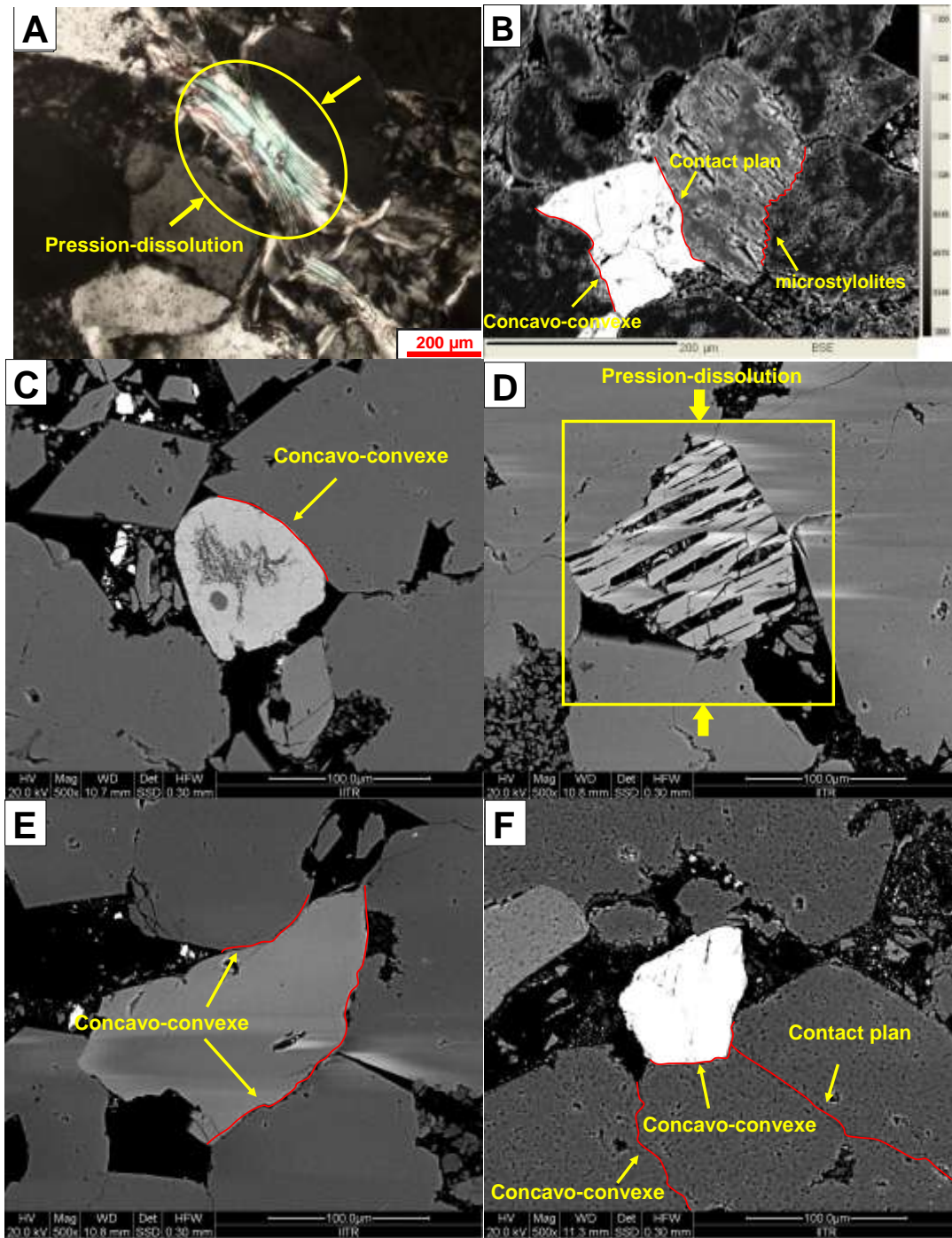


Planche 2:-Observation au microscope optique et électronique : Pression-dissolution montrant des grains détritiques de muscovite comprimé entre les grains détritiques (A en lumière transmise) ; sutures et surface d'engrenage, contacts concavo-convexes et plans (B et F en mode électrons rétrodiffusés) ; contacts concavo-convexes (C et E en mode électrons rétrodiffusés) ; figure de pression-dissolution (D en mode électrons rétrodiffusés).

La compaction mécano-chimique

La compaction mécano-chimique quant à elle est marquée par une réduction du volume total de la roche due à la pression-dissolution des grains à leurs points de contacts sous l'effet des contraintes. Les différents contacts entre les grains détritiques observés au microscope constituent les principaux indicateurs de la compaction. Dans la formation

du Tarat, ce phénomène de compaction mécano-chimique est représenté par des surfaces de dissolutions matérialisées par des contacts engrenés qui sont des joints irréguliers (**Planches 1C, 1E et 2A**). Ce type de contact se met en place sous l'effet de la pression-dissolution par la dissolution sélective sur les points de contacts des particules soumises à une contrainte importante. La pression-dissolution est mentionnée pour expliquer la formation des microstylolites et pourrait également rendre compte de la formation des surcroissances de quartz (**Planches 1E et 1B**).

La pression-dissolution

La pression-dissolution est un mécanisme de déformation des roches et des nombreuses études pétrographiques ont démontrés son importance dans la compaction des grès lors de la diagenèse. Selon Worden et Morad., (2000), les phénomènes de pression-dissolution sont illustrés par des zones de stylolitisation et les contacts entre les grains de quartz. Dans ce cas de figure nous observons l'altération des grains de faible stabilisés comme les feldspaths potassiques et les muscovites, accompagnée de la précipitation de la kaolinite (**Planches 2D, 3E et 3F**).

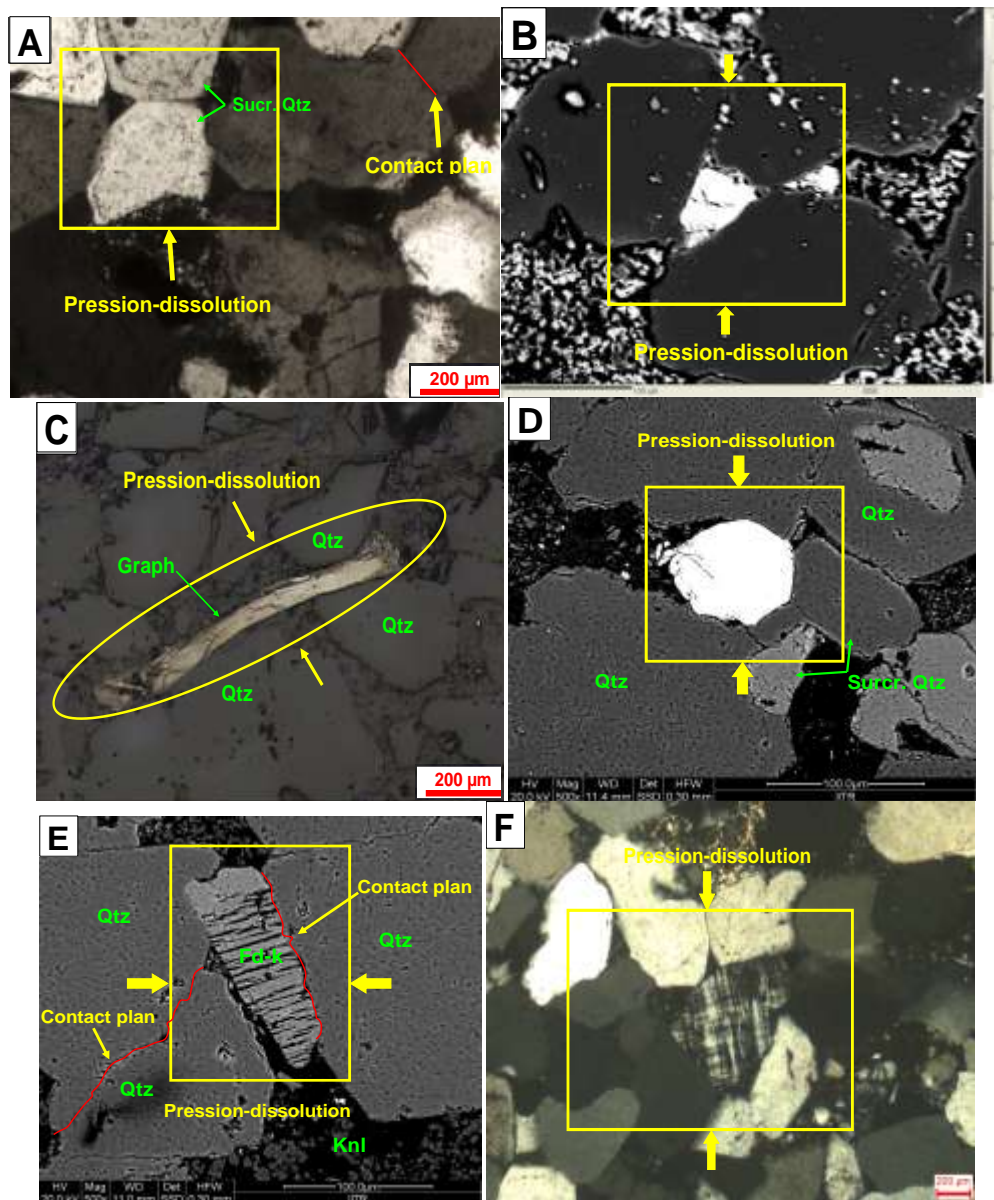


Planche 3:-Observation au microscope optique et électronique : Pression-dissolution et contact plan entre les grains détritiques (A, E et F en lumières transmises) ; pression-dissolution et prise en sandwich des grains détritiques (B et D en mode électrons rétrodiffusés et C en lumière réfléchie).

Les contacts entre les grains

Nous observons trois types de contacts entre les grains de quartz de la formation du Tarat : contacts concavo-convexes ; contacts suturés ; contacts plans. Ces trois types de contacts sont principalement liés aux contraintes que les grains ont subies et sont interprétés comme étant des structures de pression-dissolution. D'après les résultats de nos observations au microscope les grains de quartz à contacts concavo-convexes (**Planche 1A, 1B, 1C et 1D**), illustrent une compaction chimique (pression-solution), ainsi que de joints micro-stylolitiques. En général, la dissolution de quartz intergranulaire diminue en profondeur, les grains de quartz semblent « flotter dans une matrice argileuses » laissant place aux contacts plans ou des contacts quasi inexistantes (**Planches 4A, 4B, 4D, 4E, 4F, 5A, 5B, 5C, 5D, 5E et 5F**). Ce phénomène de dissolution de quartz intergranulaire diminue considérablement en profondeur et entraînant l'apparition de contacts suturés (**Planches 1C, 1E, 2B, 5A, 5B, 5C, 5D, 5E et 5F**).

La dissolution de quartz intergranulaire se produit au contact entre deux grains. Il peut s'agir d'un contact quartz-quartz, quartz-minéraux argileux, quartz minéraux accessoires. Selon Houseknecht., (1984) la surface du grain ayant été dissoute par pression-dissolution, est mise en évidence à partir de l'observation de la forme du contact. La validité de cette méthode est moins bonne lorsque les grains sont subarrondis à subautomorphes car il est n'est pas facile dans ce cas de reconstituer la forme initiale du grain détritique. Cette méthode s'applique uniquement que sur les contacts des grains arrondis (seuls les contacts quartz-quartz sont pris en compte).

La néoformation

La néoformation est essentiellement liée au phénomène d'altération des feldspaths potassiques en minéraux argileux (Kaolinite). Ces phénomènes de processus diagénétiques dans la formation du Tarat sont caractérisés d'une part par l'altération des illites notamment en leur extrémité pour donner de la kaolinite (**Planche 6F**) et d'autre part par l'altération des feldspaths potassiques pour donner du kaolinite (**Planche 6E**).

La cimentation

Il s'agit de l'occlusion du volume intergranulaire par précipitation des minéraux secondaires marquées par l'induration et ou la lithification des sédiments. Ce phénomène est ici marqué par le tapissage illitique des grains de quartz (**Planche 6C**), la cristallisation du chlorite en bordure et sur les grains de quartz (**Planche 6A**) et cimentation des micas à la bordure et sur les grains détritiques de quartz (**Planche 6B et 6C**).

Phénomène de dilatation

Certains échantillons étudiés présentent des bandes continues, épaisses de 1,5 mm, à l'intérieur de laquelle la porosité est nettement supérieure à la porosité dans les grès sous et sus-jacents (**Planche 7A, 7B, 7C et 7D**). Ce phénomène de désagrégation est dû à un cisaillement relatif des grains par des mouvements de glissement des grains et par rupture de la phase de liaison entre les grains (Du Bernard et al., 2000). La porosité ainsi créée, a favorisé la cimentation du carbonate, de la kaolinite et de la pyrite dans l'espace poreux par l'arrivée de fluide (Main et al. 2000, Fossen et al., 2007). Ces types de phénomènes se développent dans les grès faiblement consolidés avec une pression de confinement faible.

Phénomène de cataclase

Ce phénomène est observé dans certains échantillons sous forme de bande continue à l'intérieur de laquelle les grains détritiques sont complètement ou partiellement écrasés. Nous avons classé ces phénomènes de cataclase sur la base de fracturation en deux types :

- Une fracturation de type intragranulaire : à l'intérieur de la zone d'épaisse de 2mm, la taille des grains a fortement diminué et les grains ont été partiellement fracturés ou complètement écrasés. L'étude détaillée au MEB des zones cataclasées montre qu'elles sont remplies des cristaux de bréchifications de quartz et pyrite (**Planche 8A, 8B et 8C**). Ces fractures affectent les grains de feldspaths potassiques, les surcroissances de quartz et les oxydes d'U-Ti-V multi-fracturés et écrasés (**Planches 8D, 8E, 9A, 9B, 9D, 9E, 10A et 10B**). L'étude détaillée des zones de fractures montre que ces dernières contiennent de l'uraninite en phase d'altération poussée (**Planche 11A, 11B, 11C et 11D**) ;
- Une fracturation de type transgranulaire : les grains ont subi un écrasement (cisaillement) de la roche qui est fortement consolidée et peu poreuse. On remarque des grains complètement ou partiellement fragmentés et les micro-fracturations se sont mises en place par propagation de fracturation (**Planche 10C et 10D**). D'après Mamane (2016) ce type de fracturation se développe lorsque les grains sont plus cohésifs.

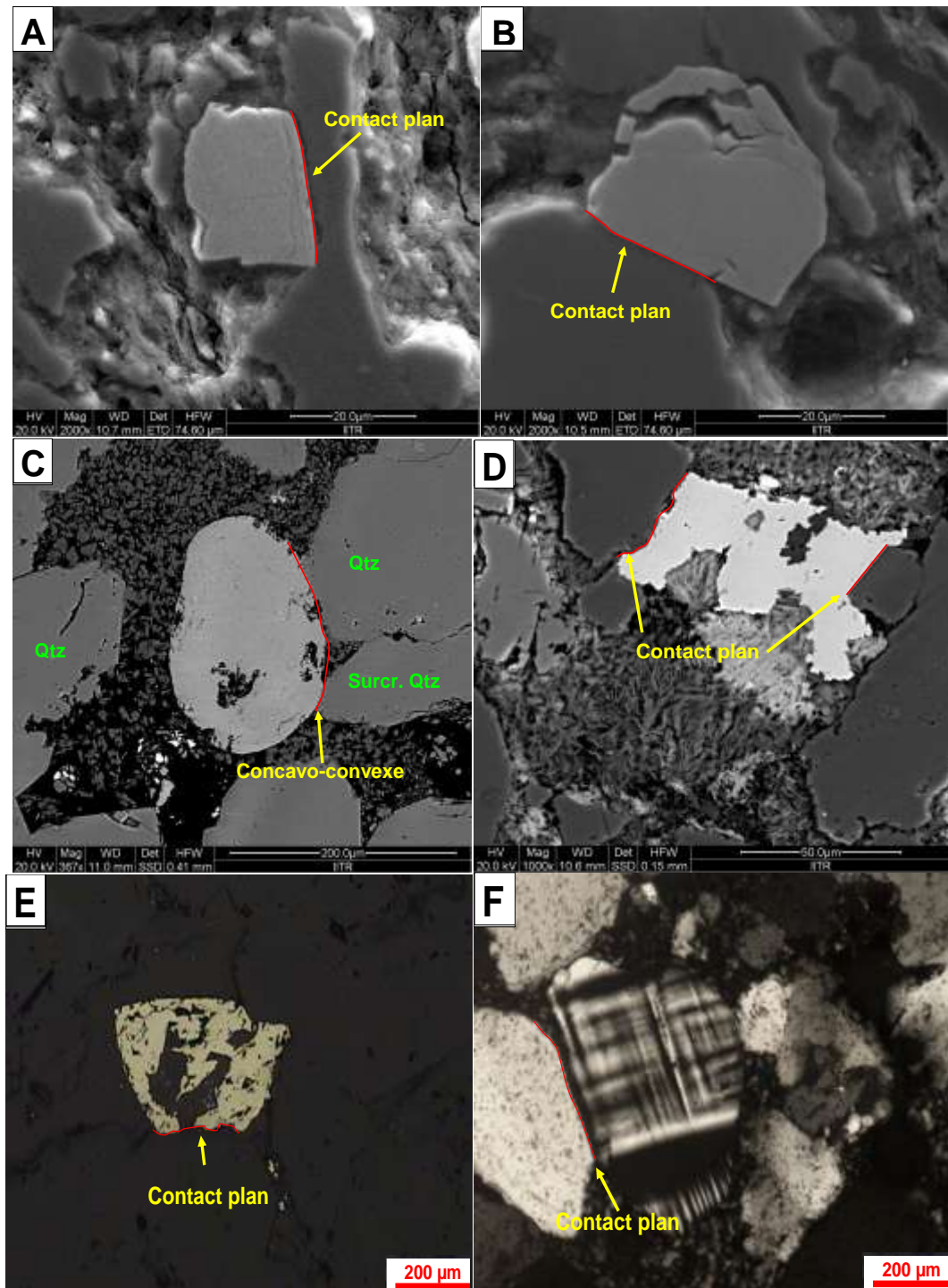


Planche 4: Observation au microscope optique et électronique : contacts concavo-convexes et plans entre les grains détritiques (A, B, C et D en mode électrons rétrodiffusés) ; contacts plans entre les grains détritiques (E et F en lumières réfléchies).

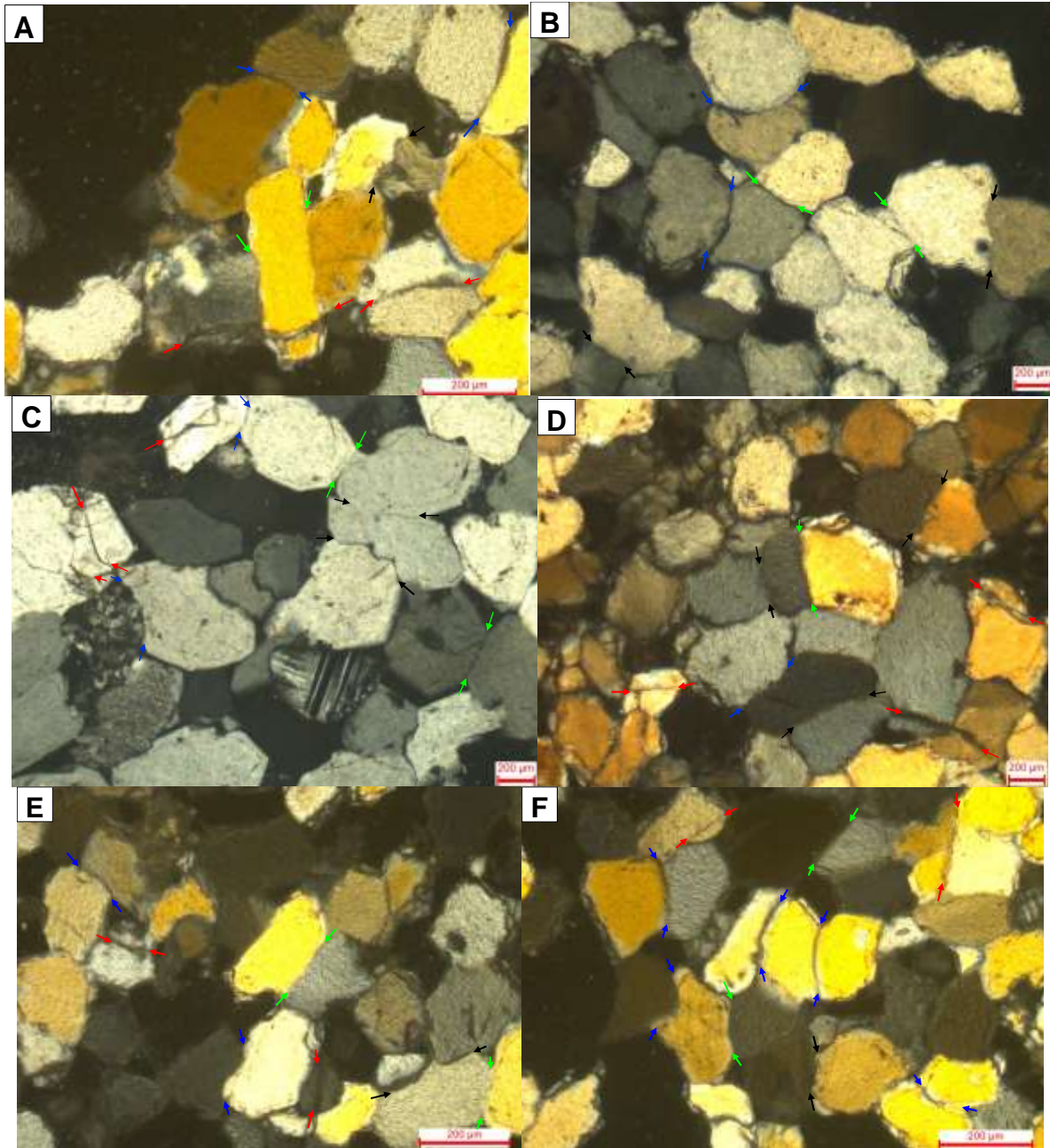


Planche 5:-Observation au microscope optique en lumière transmise : les différents contacts entre les grains détritiques, les flèches en rouge indiquent les fractures, en bleu les contacts concavo-convexes, en vert les contacts plans et en noire les contacts saturés (A, B, C, D, E et F en lumières transmises).

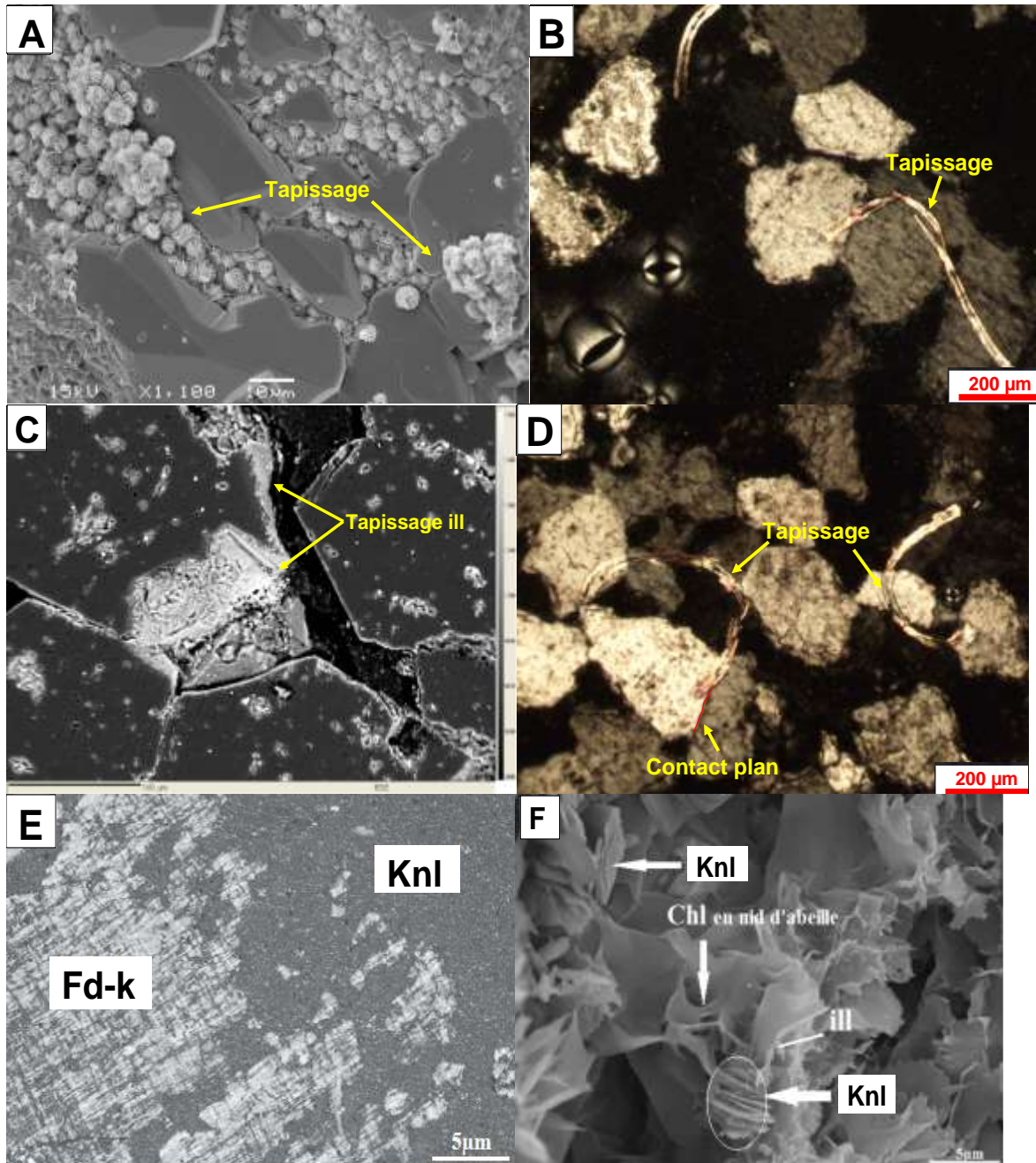


Planche 6:-Observation au microscope optique et électronique : cristallisation de la chlorite en bordure et sur les grains détritiques de quartz (A en mode électrons rétrodiffusés) ; tapissage de la muscovite sur les grains détritiques de quartz (B en lumière transmise) ; tapissage illitique en bordure de grain de quartz (C en mode électrons rétrodiffusés) ; tapissage de muscovite sur les grains détritiques de quartz (D en lumière transmise) ; transformation de feldspath potassique en kaolinite (E en mode électrons rétrodiffusés) ; cristallisation de kaolinite en bordure de l'illite (F en mode électrons rétrodiffusés).

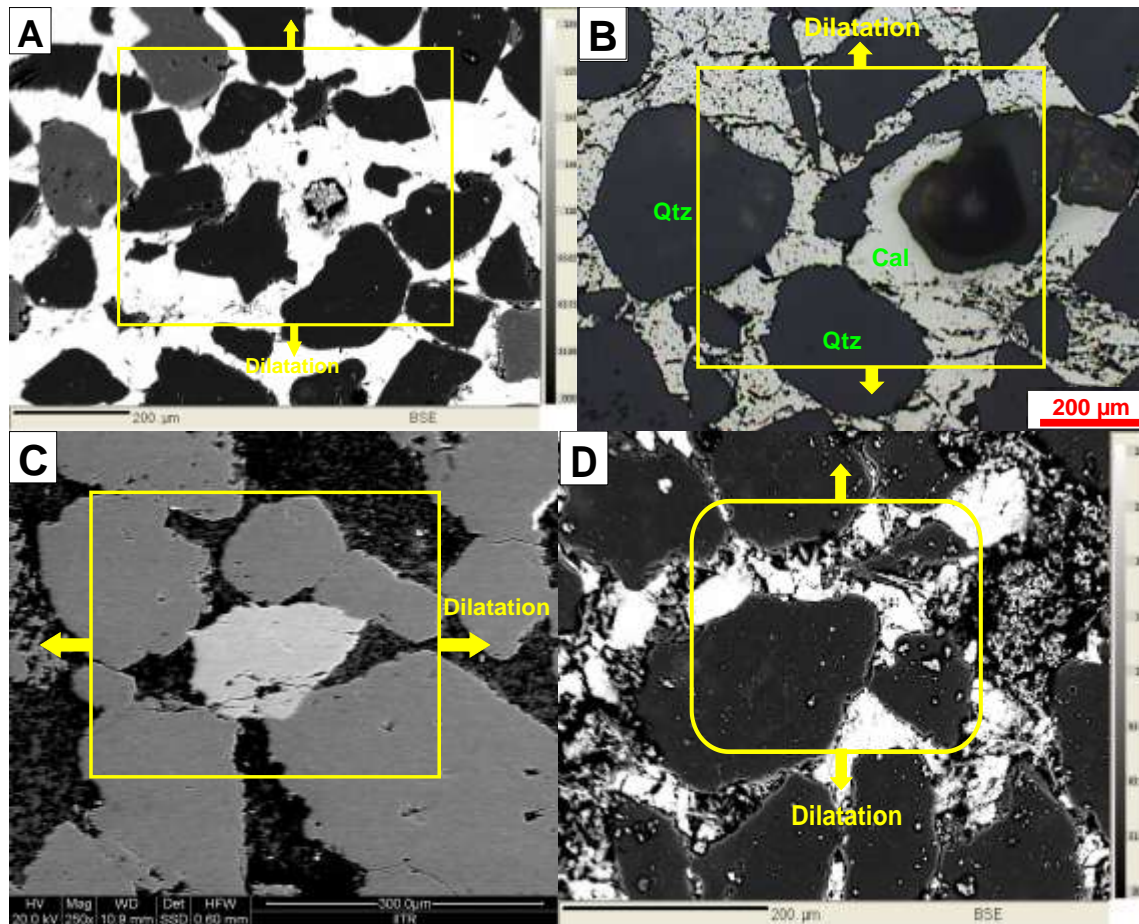


Planche 7:-Observation au microscope optique et électronique : la dilatation dans les grains détritiques de quartz, les pores ainsi créés lors de dilatation sont remplis de pyrite (**A** en mode électrons rétrodiffusés) ; la dilatation dans les grains détritiques de quartz, les pores ainsi créés lors de dilatation sont remplis de carbonate (**B** en mode électrons rétrodiffusés) ; la dilatation dans les grains détritiques de quartz, les pores ainsi créés lors de dilatation sont remplis de la kaolinite (**C** en mode électrons rétrodiffusés) ; la dilatation dans les grains détritiques de quartz, les pores ainsi créés lors de dilatation sont remplis de la pyrite (**D** en mode électrons rétrodiffusés).

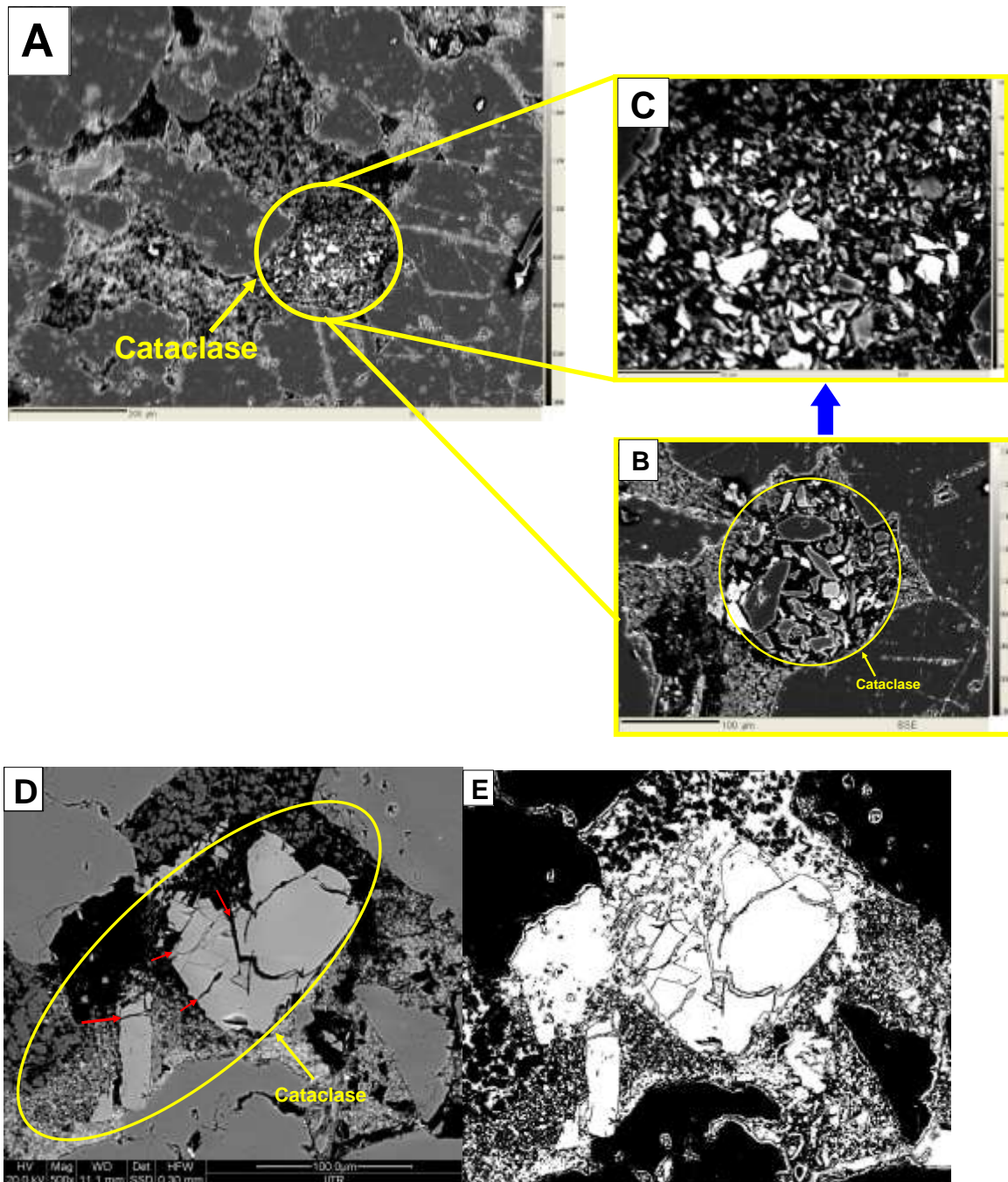


Planche 8:-Observation au microscope électronique : les fracturations de type intragranulaire dans les grains détritiques observées à la microsonde électronique au grossissement de 200 μm (A en mode électrons rétrodiffusés) ; les fracturations de type intragranulaire dans les grains détritiques. Grossissement de 100 μm de la zone cataclasée extraite de l'image A (B en mode électrons rétrodiffusés) ; grossissement de 50 μm montrant des cristaux bréchifiés de quartz et Pyrite (C en mode électrons rétrodiffusés) ; fracture dans les grains détritiques cataclasés (D en mode électrons rétrodiffusés) ; les fractures visualisées par le logiciel Fiji (E en mode électrons rétrodiffusés).

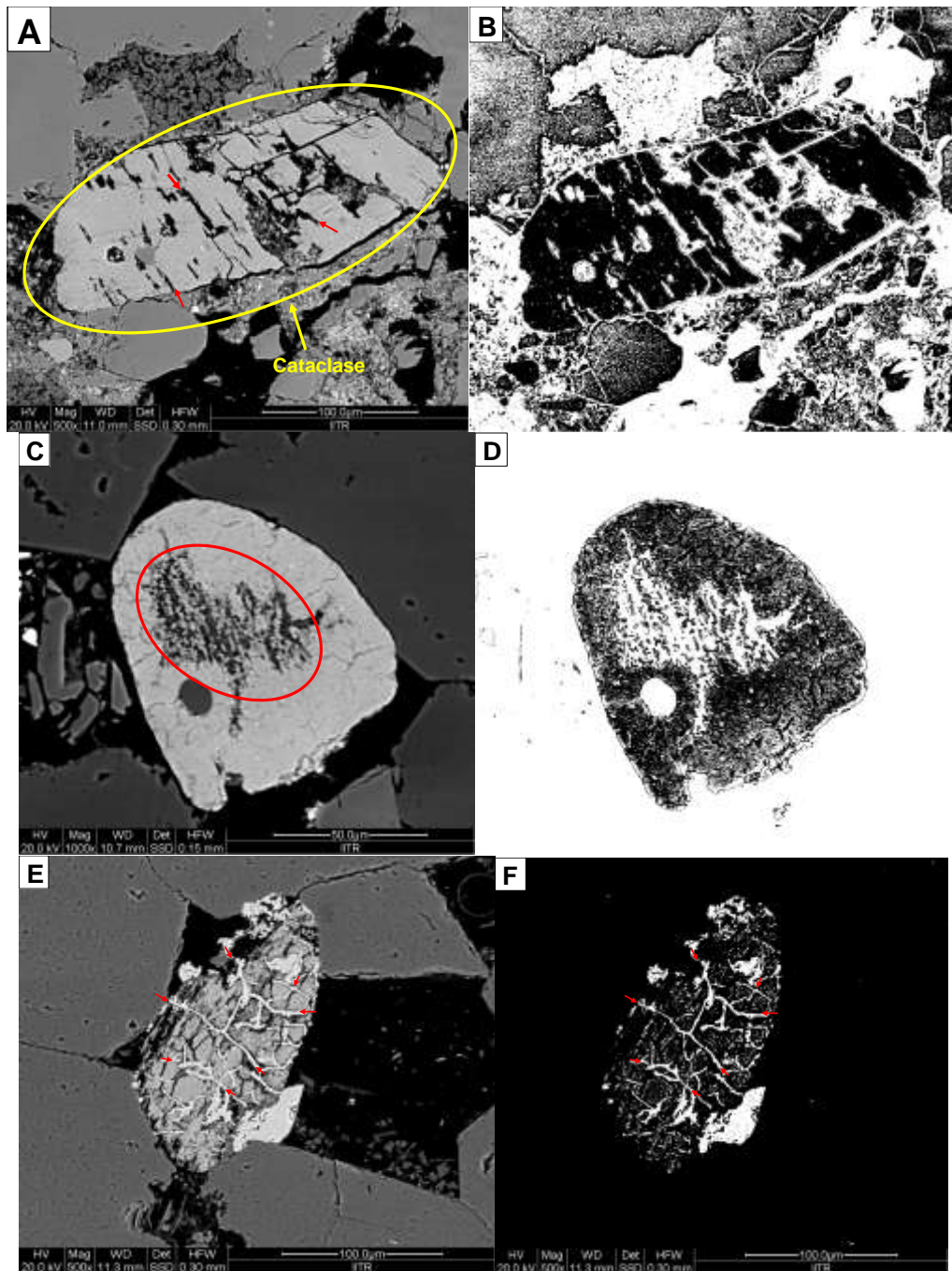


Planche 9:-Observation au microscope électronique : les fracturations de type intragranulaire dans les grains détritiques (A en mode électrons rétrodiffusés et B image traitée par le logiciel Fiji pour visualiser les fractures) ; les fracturations de type intragranulaire dans les grains détritiques (C en mode électrons rétrodiffusés et C image traitée par le logiciel Fiji pour visualiser les fractures) ; les fracturations de type intragranulaire dans les grains détritiques (E en mode électrons rétrodiffusés et F image traité par le logiciel Fiji pour visualiser les fractures).

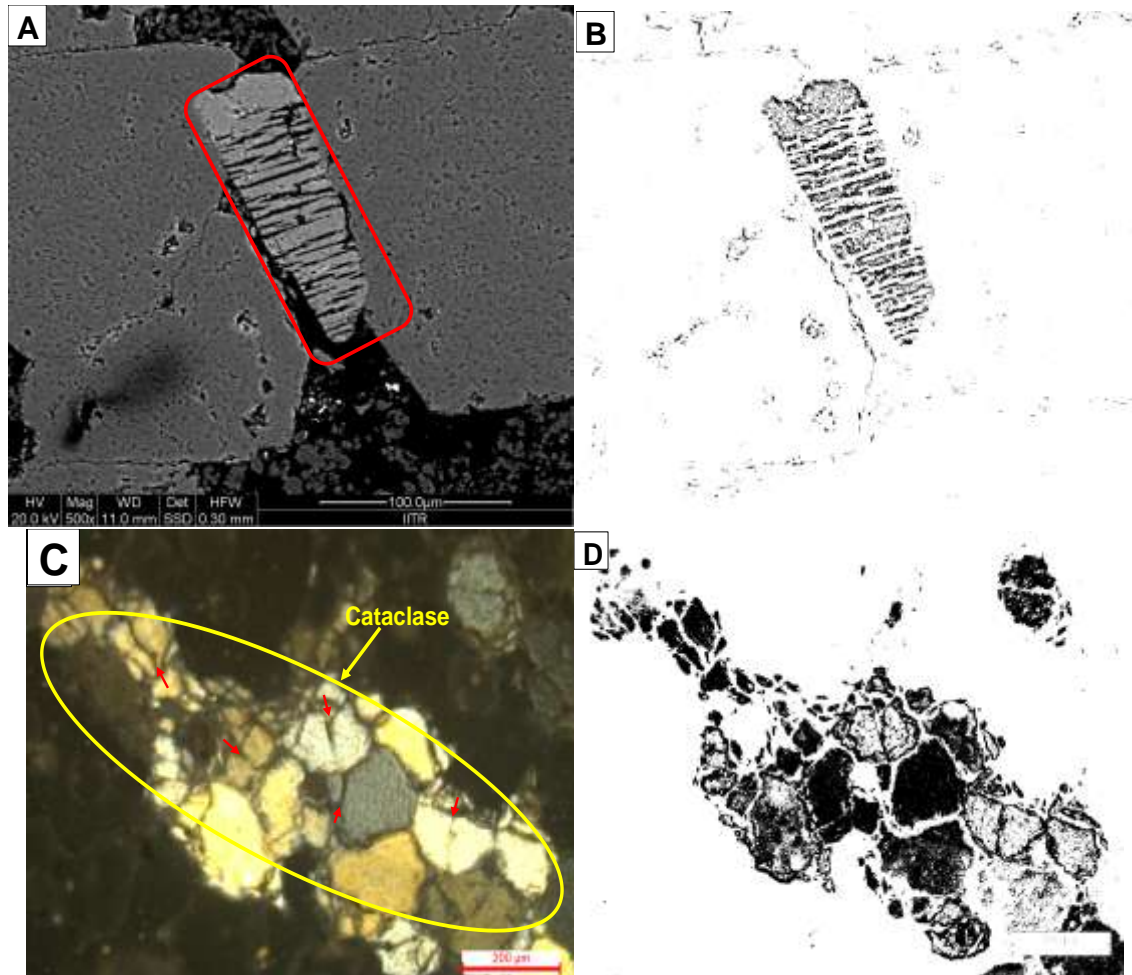


Planche 10-Observation au microscope optique et électronique : les fracturations de type intragranulaire dans les grains détritiques (A en mode électrons rétrodiffusés et B image traitée par le logiciel Fiji pour visualiser les fractures) ; une fracturation de type transgranulaire (C en lumière transmise et D image traitée par le logiciel Fiji pour visualiser les grains en cisaillement).

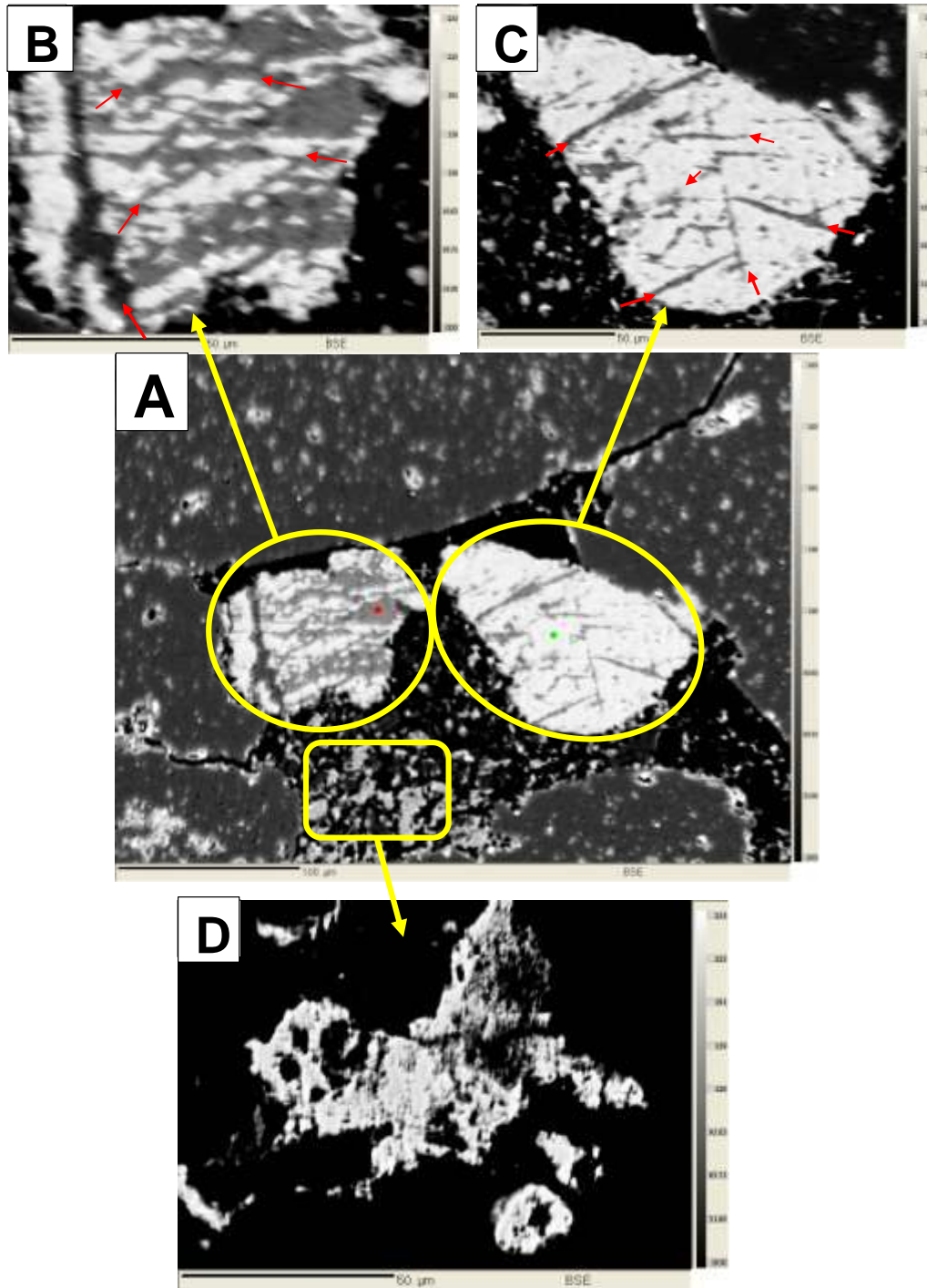


Planche 11:-Observation au microscope électronique : les fracturations de type intragranulaire dans les grains détritiques (A en mode électrons rétrodiffusés au grossissement de 200 μm ; B grossissement de 50 μm de la zone cataclásée extraite de l'image A ; C grossissement de 50 μm de la zone cataclásée extraite de l'image A et D grossissement de 50 μm de la zone cataclásée extraite de l'image A.

Les fractures ouvertes

A côté des structures étudiées précédemment, il existe également une multitude de fractures ouvertes à remplissage de kaolinite (Planche 12A et 12C) et de bitume (Planche 12F). Ces fractures à remplissage de kaolinite et ou matière organique semblent postérieures à la phase majeure d'hydrothermalisme. L'étude systématique des fractures

à remplissage de kaolinite par la microsonde électronique, a montré que ces fractures sont associées aux minéraux d'uraninites en phase d'altération en coffinite (**Planche 12B et 12D**). Toutes ces observations, mettent en évidence le signe de remobilisation uranifère dans les fractures associées à la kaolinite.

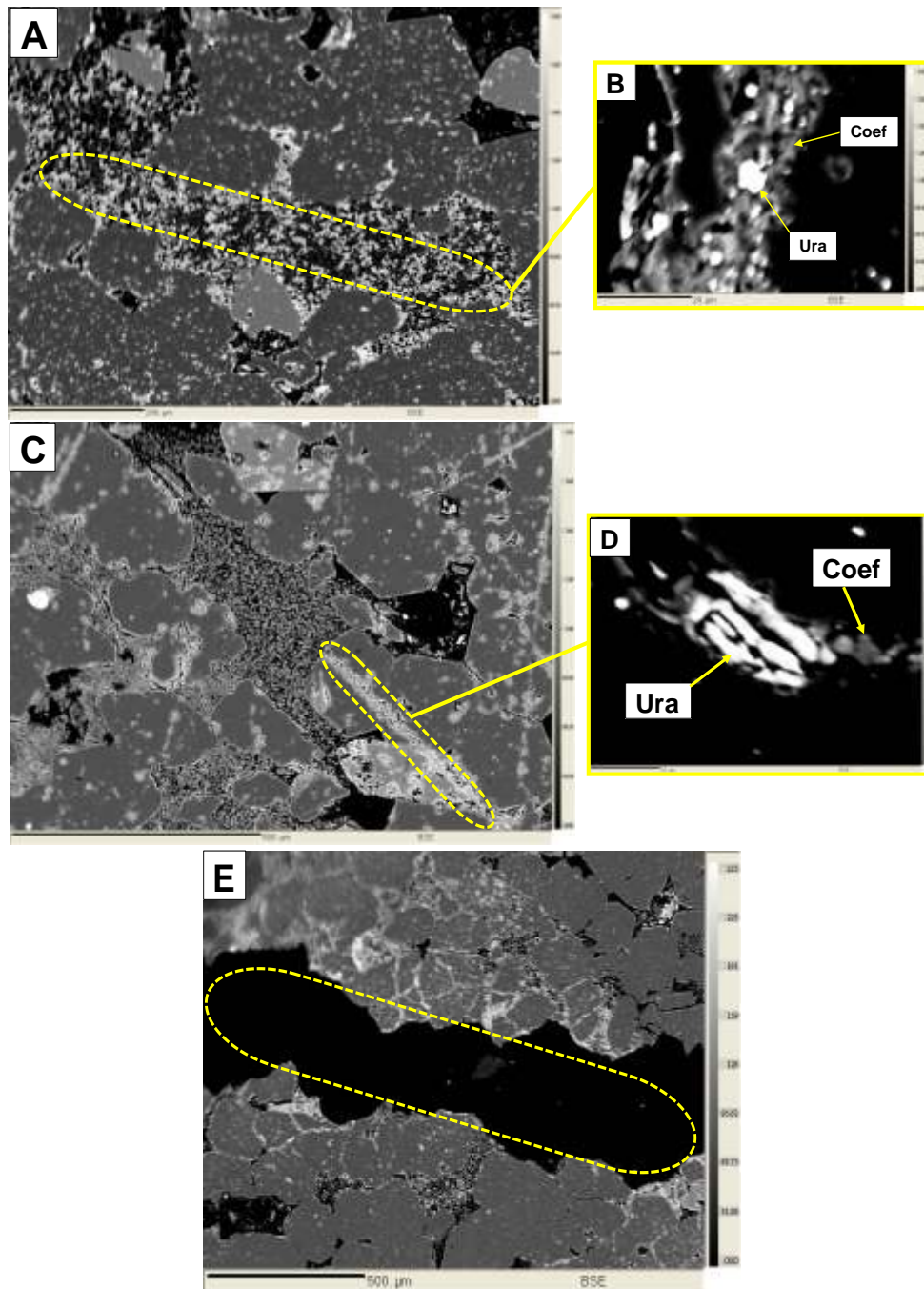


Planche 12:-Observation au microscope électronique : les fracturations ouvertes au grossissement de 200 μm (**A** en mode électrons rétrodiffusés et **B** fracturations ouvertes de l'image A, analysées au grossissement de 30 μm montrant des minéraux d'uraninite (Ura) et coffinite (Cof)) ; les fracturations ouvertes au grossissement de 200 μm (**C** en mode électrons rétrodiffusés et **D** les fracturations ouvertes de l'image A analysées au grossissement de 30 μm montrant des minéraux d'uraninite et coffinite) ; les fracture ouvert rempli de la matière organique (**E** en mode électrons rétrodiffusés).

Discussions:

La compaction chimique se produit au contact entre les grains détritiques de quartz et le long des stylolites. Elle est favorisée par la présence de fins tapissages d'argiles autour des grains détritiques de quartz. Dans les échantillons étudiés, les grains détritiques de quartz sont souvent arrondis et les contacts entre les grains sont majoritairement de contact de type plan et parfois concavo-convexes (**Figure 8**). Il en résulte un très faible volume de quartz dissous dans certains échantillons. La compaction chimique a lieu le long des stylolites et au contact entre les grains détritiques de quartz correspondant à la dissolution de quartz. Les stylolites sont généralement générés au niveau de fins drapages argileux intercalés dans les grès.

La dissolution de quartz intergranulaire est également favorisée par la présence de fins tapissages d'illite détritique autour des grains détritiques de quartz (Fisher et al., 2000). Les stylolites sont communément évoqués comme la source de silice majeure pour des grès enfouis à des profondeurs importantes (Hesthammer et al, 2000 ; Walderhaug et Bjørkum, 2003). La silice dissoute diffuse sous l'effet des gradients de concentration locaux (Giles, 1997), depuis les zones à forte pression où l'activité de la silice est importante, vers les zones à basse pression et à plus faible concentration de silice (Worden et Morad, 2000). La compaction chimique est contrôlée par la température et la présence de minéraux illitiques et micacés en tapissages de grains détritiques quartz-quartz pour la dissolution de quartz intergranulaire (Worden et Morad, 2000), et aux interfaces en drapages argileux dans les grès pour la stylolitisation (Walderhaug et Bjørkum, 2003).

Les pores de dissolution des feldspaths détritiques, de taille équivalente aux grains détritiques de quartz ont été observés dans l'ensemble des grès étudiés. Ils témoignent d'une dissolution totale des feldspaths dans la formation du Tarat. Les surcroissances de quartz s'arrêtent autour des pores, indiquant une précipitation de quartz authigène antérieure à la dissolution (Schmid et al., 2004 ; Poursoltani and Gibilng, 2011 ; Worden and Burley, 2003 ; Holcomb et al., 2003). Dans certains pores de dissolution, aucun remplissage n'a eu lieu, permettant d'améliorer le volume de la porosité totale de grès (Fossen et al., 2007). Néanmoins, un remplissage partiel dans d'autres pores par des kaolinites ou chlorites est parfois observé. Un remplissage des pores intergranulaires et des microfractures par des bitumes a été observé dans les grès de la formation du Tarat. D'après ces observations microscopiques, ces traces de bitumes sont postérieures à la silicification et à la fracturation.

La cimentation de quartz peut provenir de plusieurs sources potentielles de silice internes ou externes à la formation considérée (Baron et al., 2007). La dissolution de quartz (par dissolution de quartz intergranulaire et par stylolitisation), l'altération des feldspaths, l'illitisation des smectites, et la dissolution des organismes siliceux peuvent être considérées (McBride, 1989 ; Worden et Morad, 2000). Ces sources sont capables de fournir une quantité de silice suffisante pour développer une cimentation significative de quartz. De plus, une cimentation importante de quartz peut être produite par des fluides dérivés de sources externes à des distances entre 10 et 100m. Dans les grès carbonifères de la formation du Tarat, les réactions sources de silice observées sont la compaction chimique (dissolution des grains détritiques de quartz et stylolitisation), l'altération des feldspaths et l'illitisation des smectites. La silicification est présente dans tous les grès étudiés de la formation du Tarat. Par conséquent, son influence sur la dégradation de la qualité réservoir demeure faible et parfois négligeable. La surcroissance autour des grains détritiques de quartz réduit le volume de la porosité en occupant de l'espace disponible. Cependant, elle garde généralement une certaine connectivité entre les pores car la surcroissance de quartz implique la diminution de la porosité dans tous les sens dans l'espace intergranulaire. De plus, les surcroissances fines de quartz, en tant que précoces ou tardives, permettent de solidifier les grès et peuvent alors stopper la compaction. Il s'agit d'un double rôle pour préserver une bonne qualité de réservoir dans les grès de la formation du Tarat.

L'influence des argiles sur la qualité réservoir est hétérogène. En effet, chaque type d'argiles provoque des modifications différentes dans les pores intergranulaires en fonction de la morphologie et la façon de remplissage des cristaux de kaolinite, chlorite, et illite (Fisher et al. (2001). Par conséquent, la perméabilité diminue de façon différente en fonction de la composition minéralogique d'argile dominante. Les argiles authigènes néoformées dans les grès de la formation du Tarat dégradent pas beaucoup les propriétés pétrophysiques en raison de leur proportion faible et la prédominance de kaolinite et chlorite dans le cortège argileux. Il s'agit d'une faible occurrence d'illite qui est le minéral argileux le plus destructeur de la connexion entre les pores. Cela explique une partie de la perte de porosité et la faible perméabilité où l'argilosité est plus élevée et où l'illite est relativement plus importante en termes de volume. L'influence du ciment de carbonates dans la formation du Tarat sur la porosité et la perméabilité reste généralement faible en raison de leur volume peu important et de leur précipitation sous forme de cristaux

grossiers mais dispersés et non-interconnectés. Cela a donc limité leur influence sur la connectivité entre les pores au niveau métrique, surtout quand leur volume est faible.

La précipitation de pyrite, galène et chalcopryrite authigènes n'est pas importante en termes de volume dans les grès de la formation du Tarat. Son influence sur la porosité et la perméabilité est donc négligeable. De plus, la dissolution des feldspaths en tant qu'un processus diagénétique créant de la porosité secondaire conduit à une augmentation de volume de la porosité. Cependant, ce type de porosité s'exprime sous forme des pores isolés, et il ne conduit alors pas à améliorer la connectivité entre les pores et la perméabilité. Pour cette raison, l'impact de la dissolution des feldspaths sur la qualité de réservoir est généralement faible. Bien que la dissolution des grains détritiques de quartz soit quasi-nulle dans les grès de la formation du Tarat alors la compaction mécanique peut être responsable de la réduction d'une partie de la porosité initiale dans ces grès.

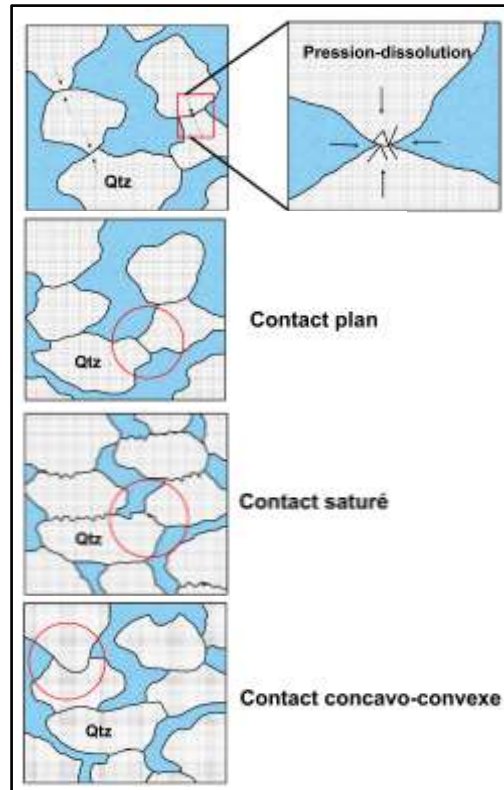


Figure 8 : Les différents type de contact lié a la compaction mécanique

Conclusion:

Les phénomènes de microdéformation ne sont que des caractéristiques ordinaires des zones associées aux failles. Les figures de déformation varient des champs de fractures intragranulaires sub-parallèles à parallèles de faible densité jusqu'à des domaines où les grains sont complètement écrasés avec des fractures transgranulaires. Les phénomènes de dilatation ont une faible influence sur la perméabilité des grès. Ces types de phénomènes se développent dans les grès faiblement consolidés avec une pression de confinement faible, ainsi l'espace poreux créé est comblé par des phyllosilicates ou par les ciments carbonatés.

Les nombreuses zones de cataclase observées dans cette étude indiquent que les sédiments ont été soumis à une faible profondeur. Les phénomènes de compaction d'un sédiment favorisent donc sa cimentation. Lorsque la compaction débute, les grains deviennent de plus en plus jointifs, et des pression-solution se produisent au niveau des points de contact. En fin, les figures de dissolution formées à faible profondeur favorisent de manière significative la réduction de la porosité et de la perméabilité.

Références Bibliographiques:

1. **Areva NC, 2009** : Synthèse des travaux d'exploration au Niger dans le bassin de Tim Mersoï. Rapport non publié.
2. **Valsardieu C, 1971** : Etude géologique et paléogéographique du bassin du Tim Mersoï, région d'Agadès (République du Niger). Thèse université de Nice, 155-518 p.
3. **Sempéré T, 1981** : Le contexte sédimentaire du gisement d'uranium d'Arlit (République du Niger). Thèse de doctorat, ENSMP, Paris, 382 pp.
4. **Bonnamy S, 1981**: Relations matières organiques-Métaux (U-V-Ni), Etude en microscopie et diffraction électroniques. Thèse de 3ème cycle, Université Orléans : 81p
5. **Cavellec S, 2006** : Evolution diagénétique du bassin de Tim Mersoï et conséquences pour la genèse des minéralisations uranifères dans les formations du Guézouman et du Tarat (district Arlit-Akokan, Niger). Thèse de Doctorat de l'Université de Paris-Sud, 463 p.
6. **Elhamet M.O, 1983** : Analyse géologique et pétrographique de la formation de Tarat dans les carrières Somair (Paléozoïque supérieur). Essai d'interprétation paléoclimatique à la lumière de l'épisode glaciaire dévono-carbonifère (Région d'Arlit – Niger septentrional). Thèse Université de Dijon (France) et Université de Niamey (Niger), 279p.
7. **Forbes P, 1989** : Rôles des structures sédimentaires et tectoniques, du volcanisme alcalin régional et des fluides diagénétiques - hydrothermaux pour la formation des minéralisations à U-Zr-Zn-V-Mo d'Akouta (Niger). Thèse de l'Université de Bourgogne. 375p.
8. **Konate. M., Denis. M., Yahaya. M., and Guiraud. M. (2007)** : Structuration extensive et transitive au devono-dinantien du bassin de tim-mersoï (bordure occidentale de l'Air, NORD NIGER.). Annales de l'Université de Ouagadougou - Série C. 005, juin 2007.
9. **Harouna M., 1991**: Contribution à l'étude des substances carbonnées dans les bassins paléozoïques de la bordure occidentale du massif de l'Air (République du Niger) Implications sédimentologiques et géochimiques. Thèse de l'Université d'Orléans, 284 p.
10. **Wagani, Ibrahim, Pagel, Maurice, Emilie ´ Janots, Gnos, Edwin, 2011**. "Detrital monazite in the Tim Mersoï basin, Niger: provenance and contribution to the uranium budget in siliciclastic sediments." Can. Mineral. 49 (2), 487–501
11. **Salze, D., 2008**. "Etude Des Interactions Entre Uranium et Composés Organiques Dans Les Systèmes Hydrothermaux."
12. **Mamane, 2016**. "Le Système Metallogénique Des Gisements d'uranium Associés à La Faille d'Arlit (Bassin de Tim Mersoï, Niger) : Diagenèse, Circulations Des Fluides et Mécanismes d'enrichissement En Métaux et aux (U, Cu, V).
13. **Gerbeaud, Olivier, 2006**. "Evolution structurale du bassin de Tim-Mersoï : Avec la localisation des gisements uranifère du secteur d'Arlit (Niger).", 260pp.
14. **Sempere, T, and Beaudoin, B, 1984**: Discontinuities and sequences in the Tarat formation (Upper Viséan) and the Arlit Unit (Namurian-Westphalian) at Arlit (Niger). Sedimentary climatic and tectonic evolution of the area during Carboniferous. France: N. p., 1984. Web.
15. **G. HIRLEMANN and J. P. ROBERT, 1980** : Analyse structurale du permis minier Imouraren. CEA GAM,
16. **Dewers, T., & Ortoleva, P. (1990)**. Geochemical self-organization; III, A mechano-chemical model of metamorphic differentiation. American Journal of Science, 290(5), 473–521. <https://doi.org/10.2475/ajs.290.5.473>
17. **Billon, S., 2014**. Minéraux argileux dans le gisement uranifère d'Imouraren (Bassin de Tim Mersoï, Niger) : Implications sur la genèse du gisement et sur l'optimisation des processus de traitement du minerai. Thèse de l'université de Poitiers, 340 p.
18. **Aydin, A., Borja, R., Eichhub, P., 2006**. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. Journal of Structural Geology, 28, 83-98.
19. **Aydin A., 1978**. Small faults formed as deformation bands in sandstone. Pure and Applied Geophysics, 116, 913–930.
20. **Mollema, P.N., Antonellini, M.A., 1996**. Compaction bands: a structural analog for anti-mode I cracks in aeolian sandstone. Tectonophysics 267, 209–228
21. **Du Bernard, X., Eichhubl, P. & Aydin, A. 2002**. Dilation bands: a new form of localized failure in granular media. Geophysical Research Letters, 29, 2176–2179.
22. **Fossen H., Schultz R., Shipton K. & Mair K., 2007**. Deformation bands in sandstone: a review, Journal of the Geological Society, London, 164, 755–769.

23. **Hesthammer J., Johansen T.E.S., Watts L., 2000.** Spatial relationships within fault damage zones in sandstone, *Marine and Petroleum Geology*, 17, 873–893. Main et al. (2000)
24. **Schmid S., Worden R.H. and Fisher Q.J., 2004.** Diagenesis and reservoir quality of the Sherwood Sandstone (Triassic), Corrib Field, Slyne Basin, west of Ireland. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 299-315
25. **Poursoltani M.R. and Gibilng M.R. (2011)** - Composition, porosity, and reservoir potential of the Middle Jurassic Kashafrud Formation, northeast Iran. *Marine and Petroleum Geology*; 28, 1094-1110.
26. **Holcomb, D.J. & Olsson, W.A., 2003.** Compaction localization and fluid flow. *Journal of Geophysical Research*, 108(B6), 2290.
27. **Fisher Q.J. & Knipe, R.J., 2001.** The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 1063-1081.
28. **White, A. F. and S. L. Brantley (2003).** The effect of time on the weathering of silicate minerals: Why do weathering rates differ in the laboratory and field? *Chem. Geol.* 202, 479–506.
29. **Worden R.H. et Morad S., (2000):** Quartz cementation in oilfield sandstones: a review of the key controversies, in: Worden, R.H., and Morad, S. (eds), *Quartz Cementation In Sandstones*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, v. 29, p. 1-20.
30. **Worden R.H. et Morad S., (2000):** Quartz cementation in oilfield sandstones: a review of the key controversies, in: Worden, R.H., and Morad, S. (eds), *Quartz Cementation In Sandstones*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, v. 29, p. 1-20.
31. **Worden, R.H., Burley, S.D., 2003.** Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. International Association of Sedimentologists, Reprint series Vol. 4, Blackwell publishing, pp. 3-44.