



**UNIVERSITÉ
D'ORLÉANS**



ÉCOLE DOCTORALE

ENERGIE, MATERIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

BRGM (Direction des Laboratoires) et ISTO (Equipe Métallogénie)

THÈSE présentée par :

Sylvain DELCHINI

soutenue le : **27 Avril 2018**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**

Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

**Etude tectono-thermique d'un segment orogénique varisque à histoire
géologique complexe : analyse structurale, géochronologique et
thermique du massif des Jebilet, de l'extension à la compression**

THÈSE dirigée par :

**Claire RAMBOZ
Abdeltif LAHFID
Thierry BAUDIN**

Chargée de recherche, ISTO, Orléans (*directrice de thèse*)
Ingénieur-chercheur, BRGM, Orléans (*co-directeur de thèse*)
Ingénieur-chercheur, BRGM, Orléans (*encadrant de thèse*)

RAPPORTEURS :

**Dominique FRIZON DE LAMOTTE
Michel DE SAINT BLANQUAT**

Professeur, UCP, Cergy-Pontoise
Directeur de recherche, GET, Toulouse

JURY :

**Dominique FRIZON DE LAMOTTE
Michel DE SAINT BLANQUAT
Éric MARCOUX
Olivier VIDAL
Lhou MAACHA
Éric DEVILLE**

Professeur, UCP, Cergy-Pontoise (*rapporteur*)
Directeur de recherche, GET, Toulouse (*rapporteur*)
Professeur, ISTO, Orléans (*président du jury*)
Directeur de recherche, ISTerre, Grenoble (*examineur*)
Directeur général, Groupe Managem (*examineur*)
Professeur, IFP School (*examineur*)

Remerciements

Ce travail de thèse a bénéficié de l'aide et du soutien d'un grand nombre de personnes. Il me paraît donc naturel de remercier l'ensemble des personnes qui ont participées de près ou de loin à mon travail de thèse.

Mes premiers remerciements vont à mon équipe encadrante : Claire RAMBOZ, Abdeltif LAHFID et Thierry BAUDIN. Claire, ton enthousiasme, ta soif de recherche et de connaissance m'ont permis d'explorer des volets insoupçonnés du massif des Jebilet. Abdeltif, tu es la personne la mieux placée pour savoir qu'à l'origine, ce long chemin partagé était plutôt inattendu. Merci à toi, pour ta persévérance, ta confiance, ta grande implication et surtout pour l'ensemble des moments qu'on a pu partager. Thierry, ta connaissance du Maroc, ton expérience, ta patience et ta disponibilité ont contribué à la réussite de ce travail, donc merci également pour ton implication.

Brice LACROIX, Lahssen BAIDDER, Christian HOEPFFNER, André MICHARD, Yannick BRANQUET et Alexis PLUNDER m'ont permis de grandement améliorer ce travail en me faisant bénéficier de leurs connaissances et expériences et je les en remercie.

Je tiens à remercier Dominique FRIZON DE LAMOTTE et Michel DE SAINT BLANQUAT d'avoir accepté de rapporter ce travail, mais également Éric MARCOUX, Éric DEVILLE, Lhou MAACHA et Olivier VIDAL de s'être déplacé et d'avoir évalué mon travail. Les discussions et leurs commentaires m'ont permis d'améliorer à la fois le manuscrit et mes connaissances.

La majeure partie de ce travail a été réalisée au BRGM. Je remercie donc Hervé GABORIAU et Philippe NEGREL de m'avoir accueilli au sein de la direction des LABORATOIRES, ainsi que Xavier BOURRAT de m'avoir accueilli au sein de l'unité LAB/MIN.

Une partie des données acquises dans ce travail sont le résultat d'une collaboration avec le groupe MANAGEM qui nous a permis de travailler sur les gisements de Hajar et de Draa Sfar. Je remercie le personnel de ces mines pour leur accueil, leur disponibilité et leur temps mais également d'avoir mis à notre disposition leurs données géologiques.

Durant ces 3 années, j'ai eu l'opportunité de travailler, de discuter, d'échanger avec un grand nombre de personnes que ce soit au BRGM, à l'ISTO, à KSU ou au Maroc et je les en remercie.

Ce travail de doctorat a été une belle aventure que je n'ai pas réalisée seul mais en famille. Mes pensées vont à mes parents, à ma sœur et à mon frère qui ont été toujours présents pour m'écouter, m'accompagner, me conseiller et m'encourager.

Enfin, mes plus profonds sentiments vont à Christelle et Amaryllis.

Financement de ce travail de thèse

Ce travail de thèse de doctorat a bénéficié d'une bourse cofinancée par le BRGM et la région Centre Val de Loire.

L'ensemble des missions de terrain et des travaux analytiques ont été financés par le BRGM et l'ISTO au travers du LABEX Voltaire.

Je tiens à remercier chaleureusement ces trois financeurs qui m'ont permis de réaliser ce travail de thèse dans des conditions optimales.



Filon à quartz, vésuvianite et grenat dans le skarn à graphite de Del Mar (Jebilet)

Table des matières

I. INTRODUCTION.....	10
II. CONTEXTE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE, PROBLEMATIQUE ET DEMARCHES....	15
CHAPITRE II.1 LES GRANDS TRAITS DE L'EVOLUTION DE LA CHAÎNE VARISQUE	16
CHAPITRE II.2 LES VARISCIDES DU MAROC	19
II.2.1 Les domaines structuraux du domaine mésétien marocain	19
II.2.2 Evolution géodynamique de la Meseta marocaine	22
II.2.3 Rappel de l'objectif, choix du cas d'étude et de la démarche pluridisciplinaire	29
CHAPITRE II.3 EVOLUTION GEOLOGIQUE DU MASSIF VARISQUE DES JEBILET DEDUITE PAR DES ANALYSES STRUCTURALES ET GEOCHRONOLOGIQUES (ARTICLE 1)	30
II.3.1 Abstract.....	34
II.3.2 Introduction	34
II.3.3 Geological setting.....	37
II.3.4 Results.....	44
II.3.5 Discussion.....	55
II.3.6 Conclusion.....	66
II.3.7 Acknowledgments	67
III. THERMICITE	69
CHAPITRE III.1 METHODOLOGIE.....	70
III.1.1 Minéralogie	70
III.1.2 Cristallinité de l'illite	70
III.1.3 Inclusions fluides.....	71
III.1.4 Isotopes stables	71
III.1.5 Approche de la méthode géothermométrie RSCM.....	72
CHAPITRE III.2 LE METAMORPHISME DANS LE MASSIF DES JEBILET : ETAT DE L'ART	85
III.2.1 Le métamorphisme de contact anté-tectonique ou dit « précoce ».....	85
III.2.2 Le métamorphisme régional syn-tectonique.....	86
III.2.3 Le métamorphisme de contact syn- à post-tectonique.....	90
CHAPITRE III.3 ANALYSE THERMIQUE DU MASSIF DES JEBILET PAR LA GEOTHERMOMETRIE RSCM..	92
III.3.1 Analyse de l'applicabilité du RSCM dans un contexte polyphasé varisque	92
III.3.2 Analyse de l'applicabilité du RSCM sur les skarns des Jebilet	117
CHAPITRE III.4 ANALYSE PAR GEOTHERMOMETRIE RSCM	125
III.4.1 Données qualitatives de la méthode RSCM.....	125
III.4.2 Analyse de l'évolution de la largeur de la bande G dans les spectres Raman de matériaux carbonés comme un indicateur du pic thermique enregistré par la roche (Article 3)	129
III.4.3 Données quantitatives	143

CHAPITRE III.5 SYNTHÈSE ET DISCUSSIONS DES CONTRAINTES STRUCTURALES, GEOCHRONOLOGIQUES ET THERMIQUES OBTENUES SUR NOTRE ZONE D'ÉTUDE.....	176
III.5.1 La phase extensive D_0 : ouverture du bassin des Jebilet.....	176
III.5.2 Les phases compressives D_1 et D_2 : structuration varisque du massif des Jebilet	180
III.5.3 Bilan de notre travail dans le massif des Jebilet	184
III.5.4 Aspects thermiques sur l'évolution tectonique du massif des Jebilet	184
IV. EVOLUTION GEODYNAMIQUE	187
IV.1 Discussion des différents modèles	189
IV.1.5 Synthèse.....	193
IV.2 DISCUSSION DES MODELES GEODYNAMIQUES A GRANDE ECHELLE	193
IV.2.2 Modèle proposé par Frizon de Lamotte et al. (2013).....	194
IV.2.3 Modèle proposé par Kroner and Romer (2013) et Kroner et al. (2016)	195
IV.2.4 Synthèse.....	196
V. CONCLUSION GENERALE	201
VI. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	205
VII. LISTE DES FIGURES.....	227
VIII. ANNEXES.....	234
ANNEXE VII.1 : DONNEES D'ANALYSE U-Pb PAR LA-ICP-MS POUR CHACUN DES ECHANTILLONS DATES	235
ANNEXE VII.2 : DONNEES DE TRSCM POUR CHACUN DES ECHANTILLONS.....	256

I. Introduction



Vue vers l'ouest des Jebilet (petites montagnes) depuis l'intrusion de Kettara

La connaissance de l'histoire thermique des roches est un paramètre important pour la reconstitution de l'histoire de la Terre que ce soit pour la recherche fondamentale destinée à la connaissance générale (*e.g.* formation des bassins et des chaînes de montagnes) ou pour celle nécessaire à l'exploration et la production des ressources minérales ou d'énergie.

En effet, la Terre est un système actif et cette activité résulte de la dissipation de l'énergie thermique interne produite par (1) la désintégration des éléments radioactifs contenus dans les roches et (2) le refroidissement correspondant à la dissipation de l'énergie "primitive" (ou chaleur d'accrétion). Sous la lithosphère, les transferts de chaleur provenant de l'intérieur de la planète se traduisent par des courants thermiques convectifs qui contrôlent, non seulement la dérive des continents, mais aussi l'évolution thermique de la lithosphère et du manteau, l'activité ignée et le métamorphisme. Ces sollicitations thermiques et mécaniques produisent des conditions favorables à la formation des ressources naturelles. Plusieurs auteurs, en application de la tectonique des plaques, ont démontré depuis les années 1970, les relations de premier ordre entre la géodynamique et la métallogénie (Sillitoe, 1972; Wright, 1977). En effet, les bordures de plaque lithosphérique forment des zones de grandes discontinuités où se concentrent l'essentiel des processus tectoniques mais également où se dissipe la chaleur liée à l'activité terrestre (rides médio-océaniques, rifts continentaux, subduction océanique, collision...). Ces discontinuités lithosphériques caractérisées par des zones fortement perméables (réseau de failles majeures), qui permettent l'évacuation de l'énergie thermique profonde, sont propices à la formation et à la migration des fluides minéralisateurs. Ainsi, il apparaît que la dynamique terrestre joue un rôle majeur dans la formation de provinces métallogéniques, notamment parce qu'elle génère des fluides (magmatique, métamorphique et hydrothermaux) qui mettent en solution les métaux et les transportent notamment à la faveur de drain contrôlé principalement par la tectonique puis les déposent dans des pièges chimiques ou structuraux.

Les systèmes anorogéniques et orogéniques issus de la divergence ou de la convergence de lithosphères continentales, s'intègrent dans cette dynamique terrestre et sont le lieu de phénomènes géologiques majeurs essentiels pour la genèse de concentration minérale. Généralement, dans ces domaines une évaluation précise du potentiel des ressources est un problème car elle résulte d'une histoire géologique complexe, réunissant plusieurs phases successives de tectonique, de magmatisme, de métamorphisme et de circulation de fluides. Un paramètre clé qui contribue à la compréhension de ces processus est la température. Une bonne connaissance des paléochamps de température associés aux processus minéralisateurs est indispensable pour reconstituer l'histoire thermique d'un domaine

géologique à potentiel minier, et constitue donc un challenge scientifique majeur pour l'élaboration de modèles métallogéniques robustes pour guider efficacement l'exploration. L'histoire thermique d'un domaine géologique regroupe tous les événements thermiques qui l'ont affecté depuis sa formation jusqu'à sa déformation. Afin de reconstituer cette histoire thermique polyphasée, il est nécessaire de déconvoluer la thermicité régionale (métamorphisme régional) de celle induite par des anomalies thermiques plus locales, qu'elles soient dues au magmatisme et/ou à de l'advection liées à la circulation de fluides hydrothermaux potentiellement minéralisateurs. Cependant, il est dans la plupart des cas difficile de définir avec certitude l'âge des pics thermiques potentiellement minéralisateurs et leur relation avec les événements tectoniques. De ce fait, combiner l'acquisition de données, structurales, chronologiques et thermiques est indispensable pour comprendre la succession des processus pré-orogéniques et orogéniques. L'intérêt de cette approche est de permettre d'intégrer l'histoire thermique d'un domaine crustal dans son contexte paléogéographique et ainsi d'améliorer la prospection des ressources pour évaluer le potentiel minier d'un secteur plus précisément. Cette approche constitue donc une analyse prioritaire pour l'industrie minière en quête de nouveaux éléments (REE) ou de gisements avec un contenu métallique mieux ciblé (faible en polluant comme As).

Le présent travail s'inscrit dans une démarche d'approfondir la compréhension de l'histoire géologique d'un secteur à fort potentiel minier et vise ainsi à déconvoluer les différents événements tectono-thermiques ayant affecté le massif paléozoïque des Jebilet (Maroc) depuis son évolution pré-orogénique au Dévonien supérieur jusqu'à sa structuration pendant l'orogénèse varisque au Carbonifère supérieur-Permien inférieur. Etant donné, la forte relation entre l'histoire tectonique et thermique d'un secteur géologique, ce travail de thèse pluridisciplinaire est divisé en plusieurs chapitres :

Après avoir présenté les grands traits de l'évolution (1) de la chaîne varisque-alléghanienne (**chapitre II.1**) et (2) de la Meseta marocaine (**chapitre II.2**), la première partie de notre travail (**chapitre II.3**) a consisté à réaliser une analyse structurale et géochronologique fine afin d'établir un cadre tectonique robuste de la chronologie des événements dans le massif des Jebilet du Dévonien supérieur au Permien inférieur.

La seconde partie de notre travail va s'intéresser à la compréhension de l'histoire thermique via la reconstitution du paléochamp de température qui nécessite l'utilisation de méthodes géothermométriques permettant d'estimer avec précision les paléotempératures à l'échelle d'un secteur plurikilométrique. Parmi ces méthodes, la géothermométrie RSCM (Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material), basée sur l'évolution structurale de la

matière carbonée, est une méthode précise et rapide pour estimer la température maximale enregistrée par les roches et fournir ainsi des contraintes pertinentes sur l'histoire thermique des formations géologiques. Cette méthode présentée dans le **chapitre III.1** a donc été privilégiée dans notre étude pour estimer les paléotempératures enregistrées par les roches.

Reconstituer l'histoire thermique du massif des Jebilet passe par une bonne connaissance des différents travaux réalisés sur le métamorphisme dans le massif des Jebilet. Nous avons donc effectué une synthèse bibliographique détaillée des données de thermicité (minéralogie et cristallinité de l'illite) déjà existantes sur notre zone d'étude (**chapitre III.2**)

Afin de valider les données de températures estimées par le géothermomètre RSCM, nous avons vérifié l'applicabilité du RSCM dans notre zone d'étude. Une partie de ce travail de thèse, présentée dans le **chapitre III.3**, a donc consisté à poursuivre la validation du géothermomètre RSCM, et élargir son domaine d'application dans des domaines géologiques complexes (métamorphisme polyphasé) plus anciens et sur des roches carbonatées et des skarns similaires à ceux du massif des Jebilet.

Dans le **chapitre III.4**, nous présenterons notre analyse thermique par géothermométrie RSCM. Ce chapitre (1) décrit qualitativement les données RSCM, (2) propose une calibration nouvelle pour quantifier les processus de graphitisation de la matière carbonée et (3) présente nos résultats de thermicité RSCM ainsi qu'une analyse géostatistique des données de température RSCM qui nous a permis de réaliser une carte des paléotempératures par krigeage tenant compte de l'évolution tectonique du secteur d'étude.

L'ensemble de nos résultats tectoniques, géochronologiques et thermiques présentés dans les deux parties précédentes seront hiérarchisés dans le **chapitre III.5** afin de proposer une reconstitution de l'évolution tectono-thermique du massif des Jebilet depuis le Dévonien supérieur au Permien inférieur.

Dans la partie **Evolution géodynamique**, cette reconstitution de l'évolution tectono-thermique du massif des Jebilet sera intégrée et discutée, d'abord à l'échelle de la Meseta marocaine puis à l'échelle de la chaîne varisque-alléghanienne.

L'ensemble de nos résultats seront synthétisés dans la **Conclusion générale**.

II. Contexte géologique de l'étude, problématique et démarches



Plis à vergence ouest dans la formation des schistes de Sarhlef (Jebilet)

L'objectif de cette partie est d'exposer dans un premier temps les grands traits de l'évolution de la chaîne varisque-alléghanienne (1) d'abord d'un point de vue global (chapitre II.1) puis (2) dans le domaine de la Meseta du Maroc (chapitre II.2) dans lequel s'intègre le massif des Jebilet. Dans un second temps et après avoir rappelé la problématique de ce travail ainsi que les démarches mises en œuvre pour y répondre, le chapitre I.3 présentera l'évolution tectonique et géochronologique du massif des Jebilet du Dévonien supérieur au Permien inférieur.

Chapitre II.1 Les grands traits de l'évolution de la chaîne varisque

La chaîne varisque-alléghanienne est une chaîne complexe s'étendant sur plus de 8000 km de long et 1000 km de large depuis les Appalaches à l'ouest jusqu'en Europe Centrale à l'est (Figure II.1). Son édification résulte de la collision au Paléozoïque supérieur entre les supercontinents Laurussia au nord et Gondwana au sud impliquant également des microcontinents tels qu'Armorica (terrains peri-gondawaniens) séparés de Gondwana par des domaines océaniques. La formation de cette chaîne depuis l'ouverture de l'océan Rhéique à l'Ordovicien inférieur jusqu'au processus orogénique au Carbonifère a fait l'objet de nombreuses études ces dernières décennies (*e.g.* Ballèvre et al., 2009; Burg et al., 1994; Burg & Matte, 1978; Catalán et al., 1997; Faure et al., 2008, 2009; Fernández et al., 2016; Franke, 2000; Franke et al., 2017; Hatcher, 1978, 2002; Lardeaux et al., 2014; Pin, 1990; Simancas et al., 2009). Ces études ont montré l'ouverture de plusieurs domaines océaniques principalement pendant l'Ordovicien (540-450 Ma), qui ont été par la suite subduits du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur (380-360 Ma) comme le montrent les roches de haute pression (HP) dispersées dans différentes unités allochtones de la chaîne interne (Ballèvre et al., 2013; Ballèvre et al., 2009; Bosse et al., 2000; Bosse et al., 2005; Franke et al., 2017; Matte, 2001; Paquette et al., 2017). Ces témoins HP de la subduction fournissent les premiers enregistrements de la convergence entre Laurussia et Gondwana incluant les terrains péri-gondawaniens et liés à la fermeture de l'océan Rhéique dont le paroxysme se traduit par la collision à partir du Dévonien supérieur – Carbonifère inférieur (~360 Ma) formant la chaîne varisque européenne (Figure II.1 ; Ballèvre et al., 2009; Kroner et al., 2007; Kroner & Romer, 2013; Kroner et al., 2016; Nance et al., 2010; Pin, 1990; Edel et al., 2017). Cette période de convergence est caractérisée par des processus tectoniques contrastés en Europe marqués par :

- (1) la collision dans la zone interne responsable d'un épaississement crustal développant un

métamorphisme de haute température (HT) de type barrovien, conduisant à la fusion partielle de la croûte moyenne et la mise en place de nombreux granites, tandis que (2) dans les zones externes de la chaîne, des bassins d'avant pays de flysch carbonifère se développent, dont la migration progressive témoigne de l'avancée du front de déformation varisque (Ballèvre et al., 2013; Martínez et al., 2016; Matte, 2001). A partir de 320 Ma, la dynamique de la chaîne varisque change profondément. Ce changement brutal est la conséquence d'une réorganisation de la cinématique des plaques à grande échelle. Dans les parties internes, le processus de fusion partielle atteint son paroxysme et conduit à l'effondrement de la chaîne et à la formation de dôme migmatitiques exhumés par des détachements ainsi que la mise en place de plutons granitiques à leucogranitiques (Ballèvre et al., 2009; Burg et al., 1994; Couzinié et al., 2014, 2017; Faure et al., 2009; Gapais et al., 2015; Gutiérrez-Alonso et al., 2011; Laurent et al., 2017). Cet épisode de fusion partielle et de magmatisme affecte également l'avant pays de l'orogène (Chopin et al., 2014; Cochelin et al., 2017; Denèle et al., 2014; Doublier et al., 2015; Faure et al., 2009; Franke et al., 2011). La distribution spatiale et temporelle de ce complexe magmatique/migmatite montre la migration depuis la zone interne de l'orogène vers l'avant pays entre 340 et 280 Ma interprétée comme étant liée à la délamination progressive vers le sud du manteau lithosphérique Rhéique induisant la remontée d'un flux asthénosphérique chaud (Couzinié et al., 2014; Laurent et al., 2017).

Alors que la collision entre Gondwana et Laurussia structure la chaîne varisque en Europe à partir du Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur (360 Ma) et ceci jusqu'au Carbonifère supérieur (~300 Ma), la fermeture progressive de l'océan Rhéique se poursuit vers l'ouest entraînant un diachronisme dans la collision entre Laurussia et Gondwana comme le montre la formation de la chaîne alléghanienne en Amérique du Nord et en Afrique du Nord qui débute au Carbonifère moyen (~320 Ma) et se termine au Permien inférieur (280 Ma), (Figure II.1), (Hatcher, 2002; Kroner et al., 2007; Kroner & Romer, 2013; Kroner et al., 2016; Matte, 2001; Nance et al., 2010). Du Carbonifère supérieur au Permien inférieur (300-280 Ma), l'ensemble de la chaîne varisque-alléghanienne est affectée par des décrochements crustaux conduisant à l'assemblage final de Gondwana et Laurussia pour former le supercontinent de la Pangée au Permien inférieur (Figure II.1 ; Arthaud & Matte, 1977; Kroner et al., 2007; Matte, 2001).

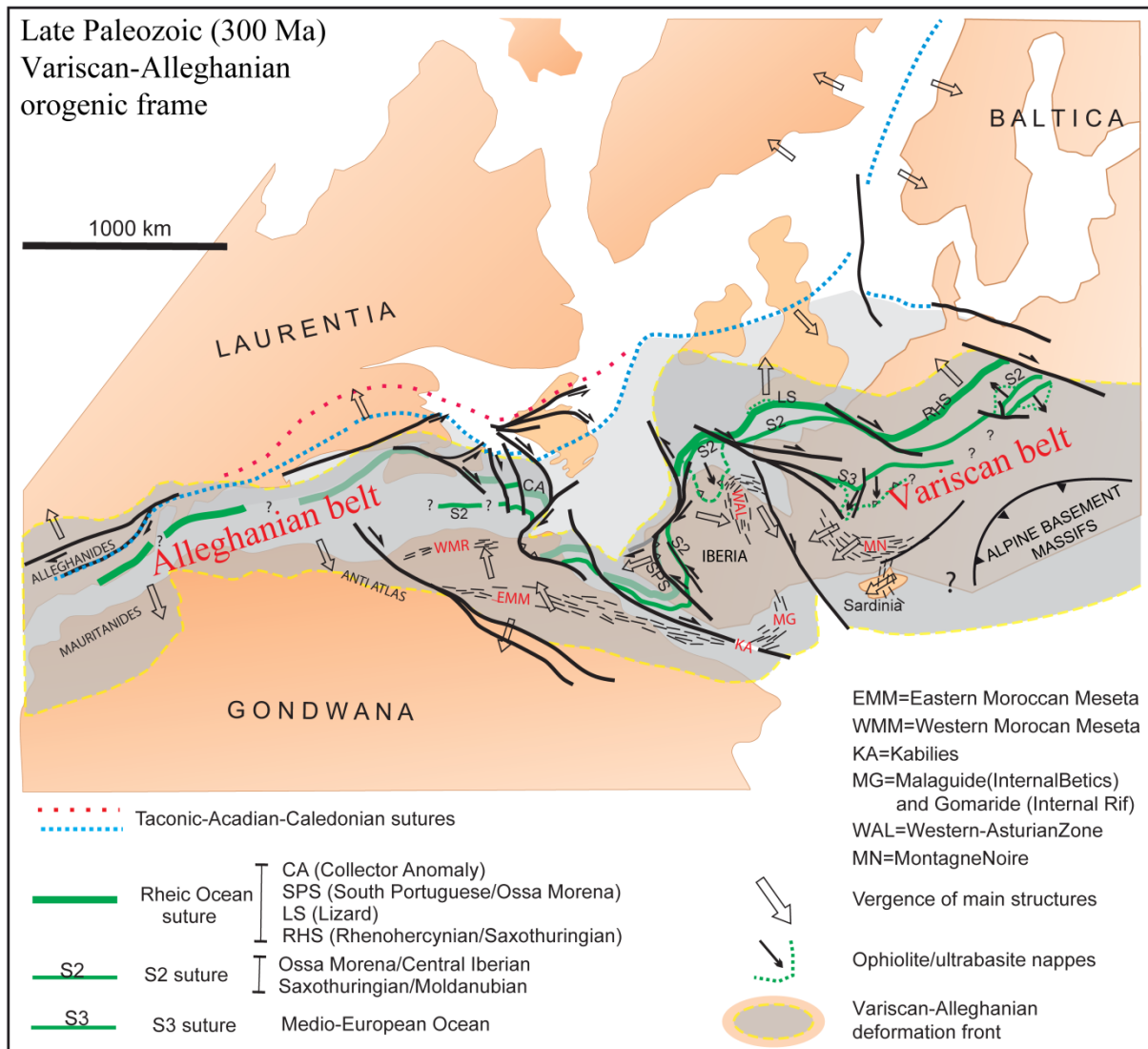


Figure II.1: Configuration possible de la chaîne varisque – alléghanienne au Carbonifère supérieur (300 Ma), (modifié d'après Michard et al., 2008, 2010; Simancas et al., 2005).

Ainsi la chaîne varisque-alléghanienne est le résultat de la collision oblique et diachronique entre Gondwana et Laurussia à partir du Dévonien supérieur – Carbonifère inférieur (~360 Ma) jusqu'au Permien inférieur (~280 Ma), liée à la fermeture progressive de l'océan Rhéique vers l'ouest et dont l'assemblage final forme le supercontinent de la Pangée (Figure II.1 ; Kroner et al., 2016; Matte, 2001; Poole et al., 2005).

Chapitre II.2 Les Variscides du Maroc

La structuration du segment marocain de la chaîne varisque est généralement négligée dans les travaux de compréhension et de restauration de cet orogène et seuls quelques travaux résument l'évolution de la chaîne varisque au Maroc (Hoepffner et al., 2005, 2006; Michard et al., 1976, 2008, 2010; Piqué et al., 1991; Piqué & Michard, 1989). Intégrer les Variscides marocaines dans la compréhension de l'orogène varisque est d'autant plus important qu'elles représentent le seul segment de la chaîne en relation directe avec le Gondwana mais également avec le socle paléoprotérozoïque (Michard et al., 2010; Simancas et al., 2009). Ainsi, il est largement reconnu que le Maroc correspond à la partie sud-ouest de la chaîne varisque (Figure I-2) et trois grands domaines sont classiquement distingués : (1) le domaine mésétien, (2) la chaîne des Mauritanides et (3) le domaine de l'Anti Atlas (Hoepffner et al., 2005; Michard et al., 2008, 2010; Simancas et al., 2005, 2009 et références incluses). Etant donné que le massif varisque des Jebilet appartient au domaine mésétien, seuls les grands traits de l'évolution de ce domaine sont présentés ci-dessous avant de discuter du massif des Jebilet lui-même.

II.2.1 Les domaines structuraux du domaine mésétien marocain

Le domaine mésétien marocain est constitué de séries plissées et de roches intrusives paléozoïques, entourées par des séries mésozoïques et cénozoïques discordantes. Les massifs anciens plissés définissent le « domaine mésétien » du socle paléozoïque du Maroc, par opposition aux domaines anti-atlasique et saharien, au sud du Haut-Atlas. L'architecture actuelle du domaine mésétien résulte de l'accrétion de sous-domaines distincts du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur (Figure II.2). Ces sous-domaines sont délimités par des accidents et correspondent au Bloc de Sehouli au nord, et au deux Meseta Orientale et Occidentale au sud (Figure II.2 ; Michard et al., 2010). La Meseta Occidentale est subdivisée en deux sous-ensembles comprenant la Zone Centrale et le Bloc Côtier. La limite méridionale de la Meseta est marquée par l'APTZ (Atlas Paleozoic Transform Zone, Figure II.1) correspondant à la zone de collision des Mesetas Orientale et Occidentale contre l'Anti-Atlas (Figure II.2).

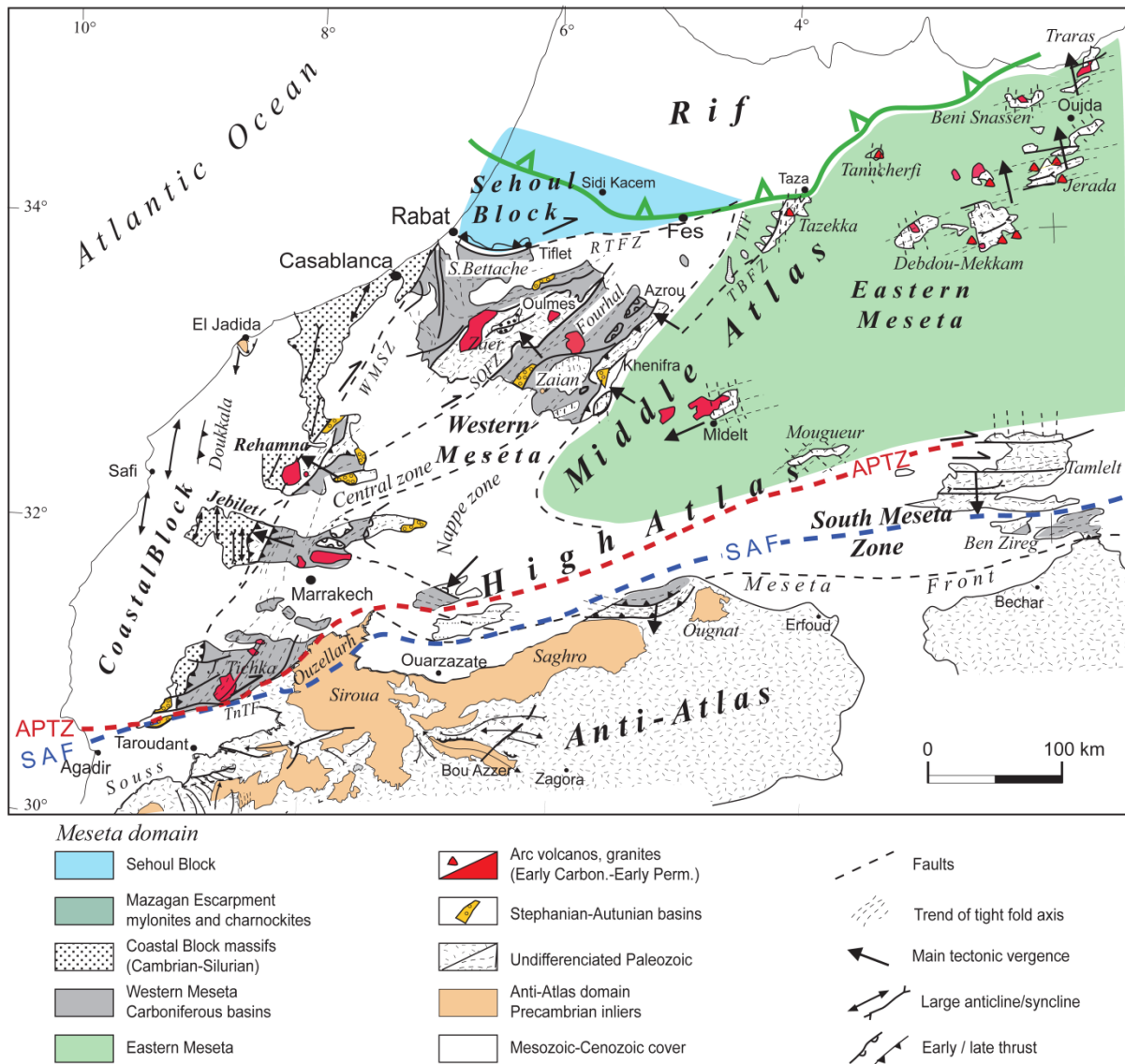


Figure II.2 : Carte des principales zones structurales de la Meseta marocaine (modifié d'après Michard et al., 2010). Principales limites structurales : RTFZ : Faille de Rabat-Tiflet ; WMSZ : zone de cisaillement de la Meseta Occidentale ; SOFZ : Faille de Smaala-Oulmès ; TBFZ : Faille de Tazekka-Bsabis ; APTZ : Atlas Paleozoic Transform Zone, TnTF : Faille de Tizi n'Tretten ; SAF : South Atlas Fault.

Le Bloc de Sehoul se situe au nord de la faille de Rabat-Tiflet (RTFZ) et s'étend sous le bassin d'avant pays de la chaîne du Rif (Figure II.2). Il est composé essentiellement de sédiments du Cambrien inférieur à moyen affectés par des plis couchés est-ouest à vergence sud dont l'intensité augmente vers le sud, associés à un métamorphisme régional de bas degré (Hoepffner et al., 2006; Michard et al., 2010) par la suite intrudés par le granite calco-alcalin de Rabat daté de 367 ± 8 Ma et 367 ± 3 Ma (U-Pb La-ICPMS sur zircon ; Tahiri et al., 2010). Le Bloc de Sehoul est interprété comme un bloc éovarisque plissé, intrudé par le granite de Rabat pendant le Dévonien supérieur puis exhumé pendant le Viséen par le chevauchement du Bloc de Sehoul sur les Meseta Occidentale et Orientale le long de la RTFZ (Figure II.2 ; Michard et al., 2010; Pouclet et al., 2017; Tahiri et al., 2010). Ceci pourrait expliquer

l'absence de la suture rhéique au Nord du Maroc et suggérer que la RTZF est l'expression de cette suture (Michard et al., 2010; Tahiri et al., 2010).

La Meseta Orientale est limitée à l'ouest par les failles de Tazekka–Bsabis (TBFZ) et Tizi n'Tretten (TTF) et au sud par la APTZ (Figure II.2). Elle renferme des séries paléozoïques caractérisées par des dépôts turbiditiques et calcaires du Dévonien inférieur à moyen et des roches volcano-clastiques avec un magmatisme calco-alcalin pendant le Carbonifère inférieur. La Meseta Orientale est caractérisée par une déformation polyphasée avec deux principaux événements : éovarisque au Faménnien-Tournaisien (~370-360 Ma) et varisque au Carbonifère supérieur-Permien inférieur (~300 Ma ; Hoepffner et al., 2005, 2006). L'événement éovarisque est responsable de la formation de plis vers l'ouest ou le sud-ouest associé à un métamorphisme allant du faciès schiste vert au faciès amphibolite. L'évènement tectono-métamorphique a été daté à 366 Ma (Rb/Sr sur roche totale de la région de Middelt, Clauer et al., 1980) et à 370 Ma (âge K/Ar peu sûr sur micas blanc fins de Debdou–Mekkam, Huon et al., 1987). A partir du Viséen-Namurien, la Meseta Orientale a été exhumée et intrudée par des plutons monzogranitiques et granodioritiques datés entre 345 et 320 Ma (U-Pb zircon, Oukemeni et al., 1995) interprétés comme la formation d'un arc magmatique Viséen à Westphalien. Au Carbonifère supérieur, lors de la phase varisque, la Meseta Orientale constitue un bloc rigide émergé (Michard et al., 2010).

La Meseta Occidentale constituée du Bloc Côtier et de la Zone Centrale (Figure II.2) a été structurée par un épisode de déformation et de métamorphisme à partir du Carbonifère supérieur (événement varisque). Cependant, l'événement éovarisque a également été décrit dans les formations cambro-ordoviciennes du bassin d'Azrou-Khenifra suggérant une continuité avec la Meseta Orientale (Figure II.2).

Le Bloc Côtier forme la partie ouest de la Meseta Occidentale limitée au Nord par la RTFZ et au sud par l'APTZ (Figure II.2). Ce domaine inclut l'anticlinorium de Casablanca et les parties occidentales des massifs des Rehamna et des Jebilet constitués principalement de roches cambro-ordoviciennes recouvertes par des formations mésozoïques (Michard et al., 2010). A de rares endroits, le socle précambrien a été observé, représenté par des formations volcano-clastiques et volcaniques acides à intermédiaires d'affinité calco-alcaline (Hoepffner et al., 2005). A partir du Dévonien supérieur, le Bloc Côtier forme un haut topographique émergé dont les dépôts sont affectés par une déformation varisque faible caractérisée par des plis ouverts d'échelle kilométrique (Christian Hoepffner et al., 2006). Cette structuration contraste avec celle des séries situées plus à l'Est, dans la Meseta Occidentale, constituées de roches du Dévon-Carbonifère fortement plissées.

La zone de cisaillement de la Meseta Occidentale (WMSZ) sépare le Bloc Côtier de la Zone Centrale principalement formée de bassins dévono-carbonifères (Figure II.2, Azrou-Khenifra, Fourhal, Sidi Bettache, Rehamna Orientaux et Jebilet Centrales et Orientales). Ces bassins sont caractérisés par un remplissage turbiditique associé à un magmatisme bimodal au Carbonifère inférieur (Michard et al., 2010). A partir du Serpukhovien (~325 Ma), le début de la phase varisque est marqué par la mise en place de nappes superficielles dans la partie orientale de ces bassins formant la Zone des Nappes (Figure II.2). Dans la partie nord-est de la Zone Centrale, la nappe de Zaïan est chevauchée par la nappe de Khenifra liée à l'avancée de la Meseta Orientale lors de l'événement varisque. Dans la Meseta Occidentale, la compression varisque est responsable de la formation de plis droits à déversés vers l'ouest et le nord-ouest et accompagnée d'un métamorphisme dans le faciès schiste vert, sauf dans le massif des Rehamna où un métamorphisme dans le faciès amphibolite est décrit (Michard et al., 2010). De nombreux plutons granodioritiques ou granitiques sont également visibles. Ces intrusions se mettent en place à différents niveaux dans les unités paléozoïques. Elles résultent d'un mélange entre des magmas mantelliques plus ou moins enrichis et des magmas anatectiques d'origine purement crustale (Michard et al., 2010). Leur âge isotopique se situe entre le Viséen-Autunien (330 à 300-290 Ma) ; (Hoepffner et al., 2006; Michard et al., 2010).

Ces quatre domaines structuraux ne sont pas aussi déconnectés qu'il y paraît et leur évolution au Paléozoïque présente de nombreuses similitudes.

II.2.2 Evolution géodynamique de la Meseta marocaine

L'évolution géodynamique du domaine mésétien pendant le Paléozoïque peut se résumer de la manière décrite ci-dessous, d'après les travaux synthétiques récents (Hoepffner et al., 2005, 2006; Michard et al., 2008, 2010; Simancas et al., 2005, 2009).

II.2.2.1 La Meseta, une marge passive du Cambrien au Dévonien : évolution pré-orogénique

Peu de temps après l'orogène Pan-Africain, la bordure nord-ouest du Gondwana est affectée par une tectonique extensive à partir de l'Ediacarien supérieur-Cambrien inférieur formant une marge passive (Michard et al., 2010; Soulaïmani et al., 2014). Dans ce contexte, les divers éléments du futur bloc mésétien se seraient alors détachés du Gondwana en lien avec l'ouverture de l'océan Rhéïque au Cambrien et à l'Ordovicien, comme en atteste l'importance des dépôts sédimentaires (> 6000 m) et le magmatisme alcalin et calco-alcalin (Bernardin et al., 1988; El Attari et al., 1997; Michard et al., 2010; Piqué et al., 1995). Après la régression globale liée à la glaciation hirnantienne (Le Heron et al., 2007), la tectonique en

extension entre le continent africain et les fragments du bloc mésétien s'est poursuivie au Silurien, comme l'atteste le dépôt d'argiles noires transgressives et des épanchements de basaltes alcalins (El Kamel et al., 1998; Michard et al., 2010). Au Dévonien, la présence de blocs basculés associés à des dépôts sédimentaires épais indique une réorganisation paléogéographique importante liée à la dislocation extensive pré-orogénique du domaine mésétien. Cette réorganisation, d'abord discrète au Dévonien inférieur, s'intensifie au Dévonien moyen et deux domaines contrastés se mettent en place : (1) un domaine de plateforme (Bloc Côtier et partie nord de la Zone Centrale) et (2) un domaine de bassin (Meseta Orientale et partie sud de la Zone Centrale) (Hoepffner et al., 2005; Michard et al., 2008, 2010).

L'extension des plateformes épicontinentales et des bassins s'accélère à partir du Dévonien supérieur (fin du Frasnien et Faménien) sous un climat tropical à subtropical qui est favorable au développement de la vie marine et terrestre, interrompue par des épisodes marins d'anoxie et d'extinction généralisée des faunes. Cette période caractérisée par de rapides changements paléoenvironnementaux est connue sous le nom de « révolution faménienne » (Becker & Kirchgasser, 2007; Piqué, 1975). Cette paléogéographie dévonienne témoigne d'un épisode extensif ou transtensif pré-orogénique dans le domaine mésétien.

Plusieurs arguments sont en faveur d'un faible déplacement des éléments mésétiens par rapport au bloc Gondwana entre le Cambrien et le Dévonien comme en témoignent (1) les données magnétiques qui montrent un déplacement limité (Khattach et al., 1995), (2) l'évolution stratigraphique et tectonique similaire et l'absence d'ophiolite dans l'Anti-Atlas et le domaine mésétien (Michard et al., 2008, 2010), ou encore (3) la présence des granites édiacariens aussi bien dans l'Anti-Atlas que dans le socle mésétien (Eddif et al., 2007; Ouabid et al., 2017; Tahiri et al., 2010). Par conséquent, le domaine mésétien formait du Cambrien au Dévonien une mosaïque de fragments distaux proches de la marge continentale gondwaniennne dont la partie proximale correspondait au futur Anti-Atlas (Michard et al., 2010).

II.2.2.2 Evolution orogénique à post-orogénique de la Meseta marocaine (Carbonifère inférieur-Permien inférieur)

La formation du domaine mésétien résulte de la collision d'âge paléozoïque supérieur (orogénèse varisque-alléghanienne) entre Laurussia et Gondwana, qui s'est produite par étapes au Faménien-Tournaisien (épisode éovarisque) et au Carbonifère supérieur-Permien inférieur (épisode varisque).

Le début de la phase éovarisque, mal daté, se place dans la période qui va du Dévonien supérieur (Faménien) au Tournaisien, soit entre ca. 370 Ma et 355 Ma selon les données disponibles (Clauer et al., 1980; Huon et al., 1987; Michard et al., 2010; Tahiri et al., 2010). Cette phase est considérée comme l'enregistrement des effets lointains de la collision varisque qui débute au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur (~360 Ma) consécutive à la fermeture de l'océan Rhéïque. Dans le domaine mésétien du Maroc, la phase éovarisque est marquée par le déplacement de tout le complexe mésétien le long du Gondwana (Anti-Atlas) par le jeu de la faille de l'APTZ (Figure II.2). Ce déplacement à cinématique dextre n'aurait pas excédé 200 kilomètres selon un régime tectonique transtensif-transpressif (Mattaue et al., 1972). Cette phase éovarisque est donc caractérisée par des processus contrastés : (1) le plissement des séries paléozoïques de la Meseta Orientale selon un régime transpressif conduisant à son émergence (Figure II.3A) et (2) l'ouverture de bassins intracontinentaux en pull-apart (Azrou-Khenifra, Fourhal, Sidi Bettache, Rehamna Orientaux et Jebilet Centrales et Orientales) dans la Zone Centrale de la Meseta Occidentale selon un régime transtensif (Figure II.3A) (Hoepffner et al., 2006; Michard et al., 2010).

Cette tectonique transtensive dans la Zone Centrale de la Meseta Occidentale liée au déplacement latéral du domaine mésétien le long de l'APTZ se poursuit jusqu'au Namurien inférieur inclus (~325 Ma) comme le montrent les épais dépôts turbiditiques avec un magmatisme bimodal dont les termes mafiques présentent une affinité principalement tholéiitique (Hoepffner et al., 2006; Michard et al., 2010 et références incluses, p. 17).

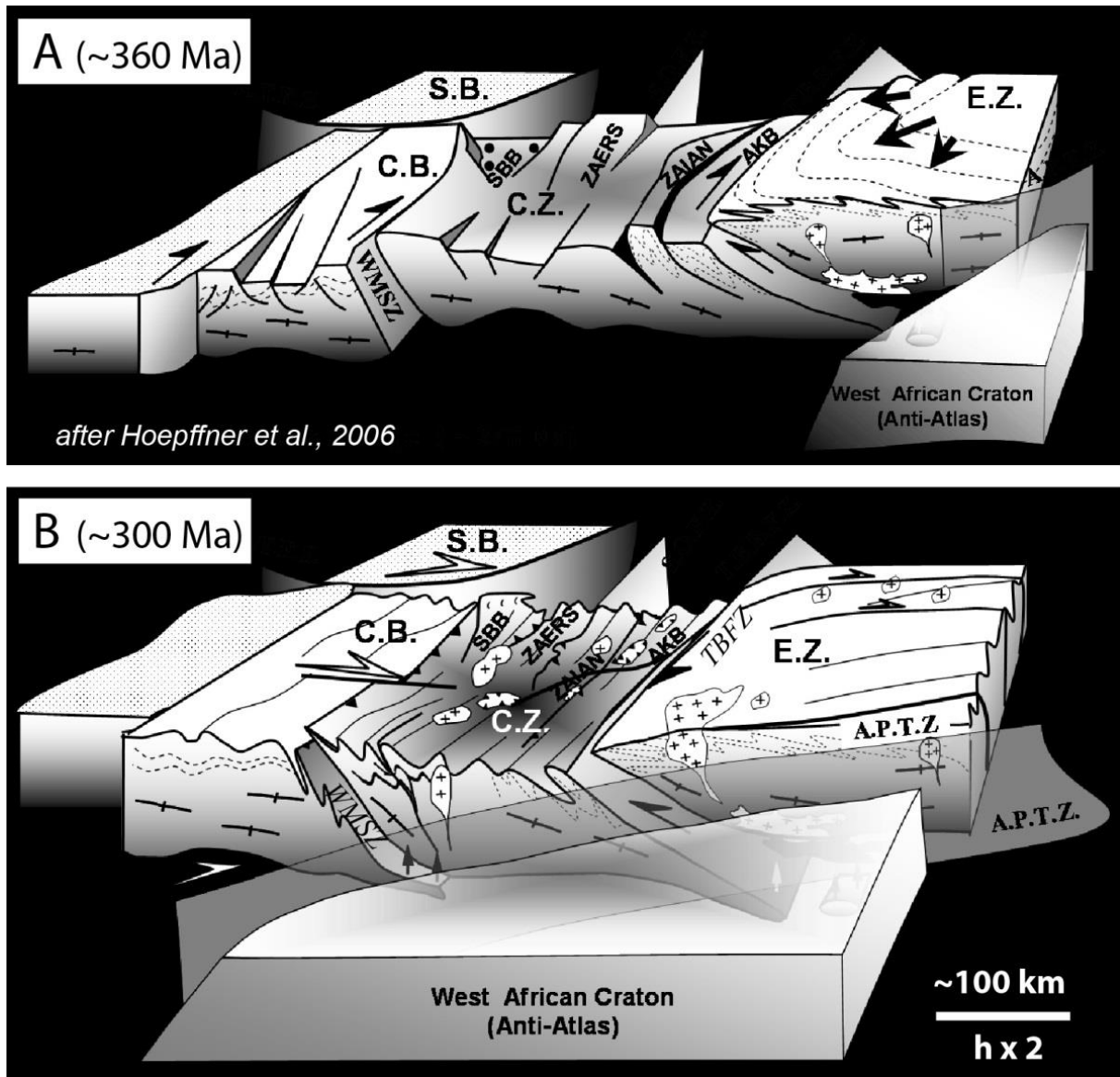


Figure II.3: Représentation schématique 3D des structures et cinématiques varisques de la Meseta du Maroc (d'après Hoepffner et al., 2006). (A) Au Faménien-Tournaisien (~360 Ma), la phase éovarisque transpressive affecte la Meseta Orientale, alors que dans la Zone Centrale de la Meseta Occidentale, la tectonique transtensive est à l'origine de l'ouverture de bassins en pull-apart (Azrou-Khenifra, Fourhal, Sidi Bettache, Rehamna oriental et Jebilet Centrales et Orientales). (B) Au Carbonifère supérieur-Permien inférieur (~310-280 Ma), la phase varisque majeure est caractérisée par la collision oblique du domaine mésétien avec le Gondwana (Anti-Atlas) permettant sa structuration. AKB: Bassin d'Azrou-Khenifra ; APTZ: Atlas Paleozoic Transform Zone; CB: Bloc Côtier ; CZ: Zone Centrale de la Meseta Occidentale ; EZ: Meseta Orientale ; SB: Bloc de Sehoul ; SBB: Bassin de Sidi Bettache ; TBFZ: Failles de Tazekka-Bsabis et Tizi n'Tretten ; WMSZ: zone de cisaillement de la Meseta Occidentale.

Comme souligné précédemment (voir chapitre I.1), la période du Carbonifère moyen au Permien inférieur (320-280 Ma) correspond à l'édification de la chaîne alléghanienne-mauritanide par collision oblique entre Gondwana et Laurussia responsable de la phase majeure de raccourcissement dans le domaine mésétien (Chopin et al., 2014; Hatcher, 2002; Kroner et al., 2016; Michard et al., 2010; Simancas et al., 2009). En effet, à partir du Namurien inférieur (~325 Ma), la mise en place de nappes superficielles (Zone des Nappes) et le début du plissement de la Zone Centrale en condition syn-sédimentaire date le début de la

phase varisque majeure dans le domaine mésétien (Figure II.2 et Figure II.3B ; (Ben Abbou et al., 2001; Hoepffner et al., 2006; Michard et al., 2010). Cet épisode varisque majeur s'intensifie du Westphalien au Permien inférieur (310-280 Ma) comme le montre la généralisation de la déformation associée à un magmatisme syn- à post-tectonique, l'émersion de toute la chaîne mésétienne et la fin du glissement du domaine mésétien par rapport au Gondwana le long de l'APTZ (Figure II.3B). Le raccourcissement est important dans la zone centrale avec des événements tectono-métamorphiques polyphasés qui atteignent le faciès amphibolite dans le massif des Rehamna. La déformation est contrôlée par des zones cisailantes ductiles orientées NNE, notamment la WMSZ, combinées à des chevauchements vers l'Ouest (Piqué, 1979). Ces épisodes tectoniques engendrent l'agencement du domaine mésétien tel qu'il est actuellement. Etant donné que les terrains paléozoïques de la Meseta marocaine ne contiennent pas de témoins de croûte océanique, ni de roche de HP, le Maroc est considéré en-dehors des zones de sutures connues attestant d'une position externe au sein de la chaîne varisque, proche de la marge continentale du craton ouest africain.

Quatre modèles différents ont été proposés pour expliquer l'évolution géodynamique de la Meseta marocaine (Figure II.4) :

- Piqué & Michard (1989) ont considéré une évolution entièrement intracontinentale où le magmatisme calco-alkalin et la déformation, situées dans la Meseta Orientale, serait lié à des zones de cisaillement profondes qui se mettent en place au sein d'une lithosphère continentale épaissie (Figure II.4A). Tandis que l'ouverture des bassins dans la Meseta occidentale, accompagnée d'un magmatisme bimodal, serait liée à une tectonique transtensive (bassins en pull-apart).
- En revanche, Roddaz et al. (2002) ont considéré que l'édification de la Meseta au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur résulte de la mise en place d'une subduction vers l'ouest, dont la suture se trouverait à 500 kilomètres à l'Est du Maroc (Figure II.4B). Les bassins carbonifères situés dans la Meseta Occidentale correspondraient à des bassins d'arrière arc et le magmatisme serait déclenché par la rupture de la plaque plongeante (processus de « slab break-off »).
- Ces deux modèles ne tiennent pas compte de la présence de la zone de subduction de l'Océan Rhéique entre l'Afrique (Meseta et craton ouest africain) et Laurussia. Cette zone de subduction est clairement documentée, avec un pendage est, notamment dans le sud de l'Ibérie grâce aux profils sismiques IBERSEIS (*e.g.* Onézime et al., 2003; Simancas et al., 2003, 2005). En tenant compte de ces dernières observations, une nouvelle interprétation du segment mésétien a été

proposée par Michard et al. (2008, 2010) (Figure II.4C). En effet, la subduction vers l'est de la lithosphère Rhéïque sous le domaine mésétien au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur permet d'expliquer l'ouverture des bassins (bassins d'avant-arc) par le recul de la plaque plongeante (« slab roll-back »). Ce mécanisme permet également d'expliquer le magmatisme bimodal dans la Meseta Occidentale et le magmatisme calco-alcalin dans la Meseta Orientale. De plus, la zonation géochimique des granitoïdes varisques marocains et ibériques est en accord avec ce modèle, qui tient aussi compte des similarités entre la ceinture pyriteuse sud-ibérique et le district à pyrrhotite-chalcopryrite des Jebilet Centrales (Michard et al., 2008). Le granite de Sehoul correspondrait dans ce schéma à un granite d'arc éovarisque, tandis que la Meseta Orientale représenterait un arc de type andin plus tardif.

- Plus récemment, Essaifi et al. (2013) ont proposé une évolution du domaine mésétien en trois étapes durant le Carbonifère (Figure II.4D) qui permet de mieux prendre en compte la diversité des magmas felsiques et basiques mis en place dans la Meseta. Il est important de noter que dans ce modèle, les auteurs proposent de nouveau une subduction vers l'ouest malgré le travail de Michard et al. (2008, 2010). Au Carbonifère inférieur (350 Ma), la subduction vers l'ouest est responsable de la fusion partielle du manteau lithosphérique et de la genèse du magmatisme calco-alcalin dans la Meseta Orientale à partir de 350 Ma. Au Carbonifère moyen (330 Ma), l'évolution géochimique des magmas de la Meseta depuis une signature typique de manteau lithosphérique vers une signature asthénosphérique montre selon ces auteurs l'arrêt de la subduction et la remontée de courants asthénosphériques chauds liée à un phénomène de « slab break-off » responsable du magmatisme bimodal dans les bassins de la Meseta Occidentale. Cette érosion progressive de la lithosphère et son remplacement par l'asthénosphère chaude se poursuit jusqu'au Carbonifère supérieur (300 Ma) produisant une anomalie thermique responsable du métamorphisme et de la fusion crustale dont sont issus les magmas leucogranitiques dans la Zone Centrale de la Meseta Occidentale.

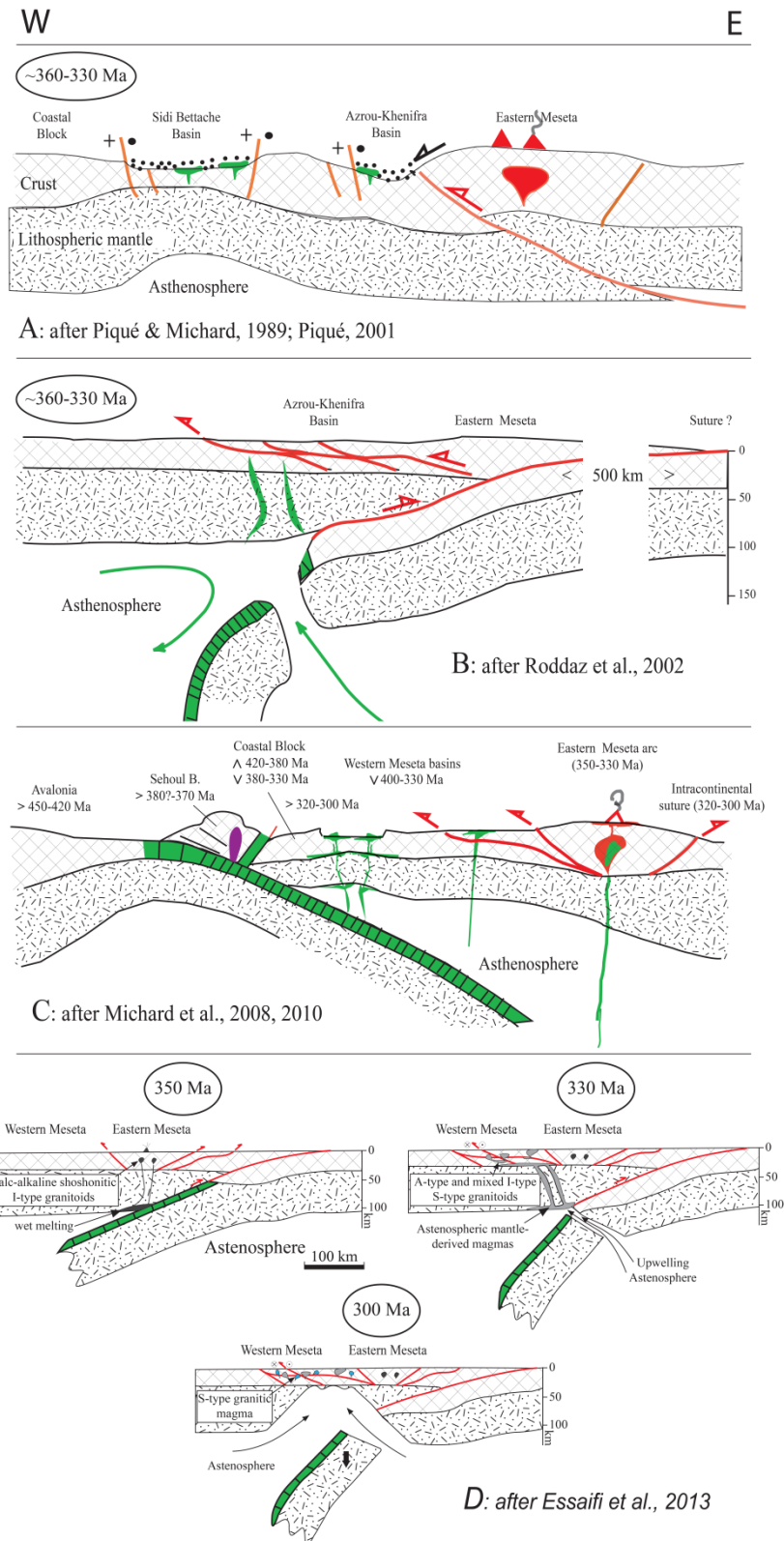


Figure II.4: Modèles géodynamiques proposés pour expliquer l'évolution de la Meseta du Dévonien supérieur au Permien inférieur (ces modèles considèrent que le domaine mésétien est resté proche du Gondwana). (A) Evolution entièrement intracontinentale impliquant des bassins en pull-apart et une tectonique transtensive (Piqué & Michard, 1989). (B) Hypothétique subduction vers l'ouest impliquant la mise en place de bassins arrière arcs (Roddaz et al., 2002). (C) Subduction de l'océan Rhéique vers l'Est entraînant la formation de bassins avant et arrière arcs dans le bloc mésétien (Michard et al., 2010). (D) Evolution de la Meseta durant le Carbonifère impliquant une subduction vers l'ouest suivit par un « slab break-off » induisant la remontée de courants asthénosphériques chauds érodant la lithosphère (Essaifi et al., 2013).

II.2.3 Rappel de l'objectif, choix du cas d'étude et de la démarche pluridisciplinaire

II.2.3.1 Objectif et cas d'étude

Ce travail de thèse a pour objectif de reconstituer l'histoire thermique d'une portion de chaîne ancienne caractérisée par une histoire géologique complexe, réunissant plusieurs événements tectoniques et thermiques (magmatisme, métamorphisme et circulation de fluides hydrothermaux) à l'origine de la formation de gisements miniers. Le massif varisque des Jebilet regroupe tous ces critères géologiques ce qui en fait un bon contexte d'étude. Le présent travail porte donc sur une partie du massif des Jebilet situé dans la Zone Centrale de la Meseta Occidentale à environ 40 kilomètres au Nord de Marrakech (Figure II.2).

II.2.3.2 Démarche pluridisciplinaire

La reconstitution de l'histoire thermique d'un secteur géologique nécessite de contraindre l'évolution des paléochamps de température en fonction du temps. Il faut donc résoudre le couple température-temps (T-t). Différentes méthodes géothermométriques basées sur des marqueurs minéraux et organiques permettent d'estimer efficacement les paléotempératures d'un secteur géologique (minéralogie, inclusion fluide, cristallinité de l'illite, pouvoir réflecteur de la vitrinite, méthode CAI - Color Alteration Index- sur les Conodontes...). Cependant, il est clairement reconnu que la plupart des marqueurs minéraux et organiques ne peuvent pas être utilisés directement pour déterminer l'évolution T-t. En revanche, cette évolution peut être mieux contrainte en couplant différents indicateurs de température avec la reconstitution détaillée de l'histoire structurale du secteur étudié couplée à la datation d'objets géologiques clés permettant de caler les différents événements tectoniques.

C'est pourquoi la première partie de ce travail (**chapitre 3** ci-dessous) concerne une analyse structurale et géochronologique fine contribuant à mieux reconstituer l'évolution tectonique du massif des Jebilet du Dévonien supérieur au Permien inférieur (de la tectonique extensive à la tectonique compressive).

Chapitre II.3 Evolution géologique du massif varisque des Jebilet déduite par des analyses structurales et géochronologiques (Article 1)

Cet article soumis le 30/01/2018 au journal « Tectonics » a pour objectif de comprendre l'évolution tectonique du massif des Jebilet depuis le Dévonien supérieur jusqu'au Permien inférieur. En effet, l'absence de relations chronologiques et spatiales précises entre les formations géologiques du massif de Jebilet et le nombre limité de données géochronologiques sur les roches plutoniques sont à l'origine de controverses concernant son évolution tectonique. Nous proposons donc de mieux contraindre l'histoire géologique du massif des Jebilet du Dévonien supérieur au Permien inférieur à partir d'une analyse structurale couplée à une étude géochronologique des principales roches plutoniques.

Ce travail nous a permis de mettre en évidence trois principales phases de déformation.

La phase D_0 correspond à l'ouverture du bassin des Jebilet qui a débuté au Dévonien supérieur (Faménien ~ 370 Ma) avec le dépôt des formations syn-rifts de Rhira et de Sidi Bou Othmane. La sédimentation se poursuit durant le Carbonifère inférieur avec les formations syn-rifts de Sarhlef et Kharrouba et se termine au Viséen supérieur-Namurien avec la formation post-rift de Teksim (~ 325 Ma). Cette phase d'ouverture et de sédimentation est contrôlée par le jeu de failles normales $N20$ et transcurrentes $N70$ senestres selon un schéma de bassin en pull-apart. Durant cette importante période d'extension, l'approfondissement maximal est associé à un magmatisme important nouvellement daté entre 358 ± 7 Ma et 336 ± 4 Ma.

Les phases D_1 et D_2 correspondent à l'événement varisque. Les premiers signes de la compression varisque, correspondant à la phase D_1 , ont été remarqués dans les Jebilet Orientales par la présence de nappes superficielles composées de terrains datés de l'Ordovicien au Dévonien. Ces nappes recouvrent la formation de Teksim et la formation de Kharrouba via un niveau de brèches chaotiques dont les éléments les plus jeunes sont datés du Viséen supérieur-Namurien (~ 325 Ma). La mise en place de ces nappes s'accompagne d'une déformation représentée par (1) des plis couchés à vergence principalement vers l'ouest avec une rare schistosité S_1 localisée principalement dans les charnières des plis, (2) un boudinage subhorizontal, visible localement suite à un contraste de compétences, et causé par l'étirement des sédiments non lithifiés, (3) un réseau de veines extensives subverticales et (4) des structures de pression-dissolution liées aux effets de la compaction. L'ensemble de ces

éléments structuraux sont caractéristiques d'une déformation dans des sédiments peu ou pas lithifiés ce qui montre une mise en place à faible profondeur. Les données de cristallinité de l'illite localisées à la transition des domaines diagénétique-anchizonale confirment la mise en place de ces nappes dans un environnement qui n'aurait pas subi des températures supérieures à 150-200°C. La phase de déformation D_1 est suivie par la phase majeure D_2 responsable de la structuration du massif des Jebilet. La phase D_2 correspond à une déformation polyphasée :

- La déformation D_{2a} est caractérisée par la mise en place de plis kilométriques isoclinaux droits à déversés orientés N0-N30. Ces plis possèdent une foliation de plan axiale S_{2a} à laquelle est associée des paragenèses indiquant des grades métamorphiques M_{2a} du faciès schiste vert ou du faciès amphibolite. L'absence de linéations indique un régime de déformation coaxial par aplatissement.
- Dans les secteurs où l'intensité de la déformation D_2 est intense, apparaît une composante cisailante dextre orientée N20 et correspondant à la déformation D_{2b} transpressionnelle. D_{2b} développe des couloirs de cisaillement à toutes les échelles telle que la MSZ qui reprennent les plis D_{2a} et qui génèrent des plis de second ordre hectométriques à métriques ainsi qu'une schistosité de crénulation orientée N0-N30. L'épisode de déformation D_{2b} se produit dans des conditions métamorphiques rétrogrades comme le montre la présence d'une schistosité de fracture, et s'accompagne de la mise en place d'intrusions leucogranitiques syn- à post-tectoniques comme le pluton de Bramram. Ces dernières induisent un métamorphisme de contact M_{2b} atteignant le faciès hornfels à hornblende. Certaines de ces intrusions sont considérées comme cachées à faible profondeur (secteurs de Sidi Bou Othmane, Mirouga et Bouzlaf), comme témoigne la présence de paragenèses typiques de M_{2b} à l'affleurement.
- L'ensemble des structures D_{2a} et D_{2b} sont recoupées ou réorientées par la déformation D_{2c} correspondant au dernier incrément de D_2 . D_{2c} est caractérisée par la localisation progressive de la déformation le long (1) de failles inverses et (2) d'un réseau anastomosé de zones de cisaillement conjuguées N70 et N130.

L'ensemble de ces structures révèle une évolution progressive du régime de déformation de D_2 depuis une déformation en compression coaxiale à une déformation en transpression dextre. Ce schéma est compatible avec un raccourcissement horizontal WNW-ESE à NW-SE et peut être décrit comme une déformation continue conduisant au

développement d'une structure en fleur asymétrique. Les datations des minéraux métamorphiques et des intrusions syn-tectoniques associés à la déformation D_2 , montre qu'elle s'est produite au Carbonifère supérieur-Permien inférieur (310-280 Ma). A grande échelle, cette évolution tectonique coïncide avec l'ouverture de l'océan Paléotéthys (D_0) suivie par la phase compressive varisque-alléghanienne (D_1 - D_2).

A review of the geological evolution of the Variscan Jebilet massif, inferred from structural and geochronological analysis

S. Delchini^{1,2,3}, A. Lahfid^{1,2,3}, B. Lacroix⁴, T. Baudin¹, C. Hoepffner⁵, C. Guerrot¹, P. Lach¹,
O. Saddiqi⁶, C. Ramboz²

¹ BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans, France.

² CNRS, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France.

³ Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France.

⁴ Department of Geology, Kansas State University, 108 Thompson Hall, Manhattan, KS 66506, USA

⁵ Hon. Pr. Mohamed V University, Rabat, Morocco.

⁶ Department of Geology, Faculty of Sciences Ain Chock, Hassan II University of Casablanca, B.P.5366, Maarif, Casablanca, Morocco

Submitted to Tectonics, 30 January 2018

Key Points:

- Three tectonic events have affected the Jebilet massif: D₀ extensional episode, followed by D₁ and D₂ variscan phase episodes
- This tectonic evolution started during the Upper Devonian and ended at the Lower Permian
- It can coincide first with Paleotethys ocean formation (D₀) and then with Variscan-Alleghanian tectonics (D₁-D₂)

II.3.1 Abstract

The present work aims to understand the tectonic evolution of the Jebilet massif during Upper Paleozoic constrained by structural and geochronological studies. From the Upper Devonian to the Lower Carboniferous, bordering transfer faults controlled the Jebilet basin opening as shown by sedimentary filling and lithological variations related to a synsedimentary tectonic context D_0 . This opening episode is accompanied by an abundant magmatic activity newly dated between 358 ± 7 Ma and 336 ± 4 Ma. The first record of the variscan event reaches the Jebilet by the Upper Visean-Namurian and is represented by superficial nappes emplaced at shallow depth. This episode D_1 induced soft sediment deformations. The main variscan episode D_2 reveals a progressive evolution from bulk contractional coaxial deformation regime to noncoaxial dextral transpression consistent with NW-SE horizontal shortening and can be described as a continuous deformation leading to the development of an asymmetric positive flower structure. This episode caused a regional metamorphism reaching the amphibolite facies and is accompanied by syntectonic intrusions inducing locally a contact metamorphism in the hornblende-hornfels facies. Based on previous ages from syntectonic leucogranite and metamorphic rocks, the timing of the D_2 episodes falls between 310 and 280 Ma. The tectonic evolution of the Jebilet massif can be correlated with plate tectonic reorganization coinciding with (1) the Upper Devonian–Lower Carboniferous basin formation during stretching of the north Gondwana margin and formation of the Paleotethys Ocean, and (2) the Upper Carboniferous–Lower Permian terminal closure of the Rheic Ocean resulted in the final Variscan-Alleghanian tectonic.

II.3.2 Introduction

The Moroccan Meseta Domain (MMD) is considered as the SW external part of the Peri Atlantic Variscan Belt (variscan orogeny), surrounded by discordant Mesozoic and Cenozoic formations (Hoepffner et al., 2005, 2006; Michard et al., 2010). It exposes a nearly complete Paleozoic sedimentary sequence folded and intruded by widespread pre- syn- to late orogenic magmatism related to different events that occurred during the Variscan collision between Gondwana-derived continental blocks and Laurussia from the Upper Devonian Carboniferous – to the Lower Permian (Hoepffner et al., 2005, 2006; Michard et al., 2010). These events induced low-grade greenschist- to amphibolite-facies metamorphism.

Previous works (Hoepffner et al., 2005, 2006; Michard et al., 2008, 2010; Piqué et al., 1980) suggested that MMD corresponds to an intracontinental segment of the Variscan belt

with a tectonic evolution characterized, during the main variscan event, (Upper Carboniferous – Lower Permian) by a single W-E to NW-SE compression. This heterogeneous polyphased deformation would have developed, in a collisional-transpressional context, controlled by crustal ductile shear zones like the Western Meseta Shear Zone (WMSZ). However, based on large structural data coupled with geochronological data in the Rehamna massif, Chopin et al. (2014) proposed another tectonic evolution model of the MMD caused by a change in the orientation of the principal tectonic stresses, which induced two distinct compressional events involving in particular (1) an Upper Carboniferous N-S compressional deformation resulting in crustal thickening and folding by allochthonous nappe stacking, followed by (2) a Lower Permian orthogonal NW-SE transpressional event refolding the older phase (1) structures

A number of works highlight the close relationship between the tectonic evolution of the Jebilet massif and that of the Rehamna massif located 40 km further north (Hoepffner et al., 2006; Michard et al., 2010). Thus, it clearly appears that understanding the tectonic evolution of the Jebilet massif using new structural and geochronological data will contribute to better understand the whole variscan evolution of the MMD.

Since the work of Huvelin (1977), the Jebilet massif has been extensively studied. The current architecture of the Jebilet massif is considered to be the result of a single post-Viséan NW-SE transpressional deformation stage (Bordonaro et al., 1979; Essaifi et al., 2001, 2003, 2013; Gaillet & Bordonaro, 1981; Huvelin, 1977; Lagarde, 1985; Le Corre & Bouloton, 1987).

Despite all these structural works and according to the new structural models (e.g Chopin et al., 2014), the tectonic evolution of the Jebilet massif is still incompletely constrained. In this contribution, we propose a review of the tectonic evolution of the Jebilet massif from the Upper Devonian to the Lower Permian in order to better understand the MMD geological history. To address this issue, we combine new structural and petrological observations with new U-Pb age data using a single analytical method (laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry or LA-ICP-MS, BRGM) to pertinent data from the literature. Indeed, fine structural and petrological analysis coupled with accurate age determinations are useful for understanding both (1) the complex tectonic processes and (2) the chronology of magma generation and emplacement, responsible for the Jebilet structuration during the late Paleozoic Variscan orogeny.

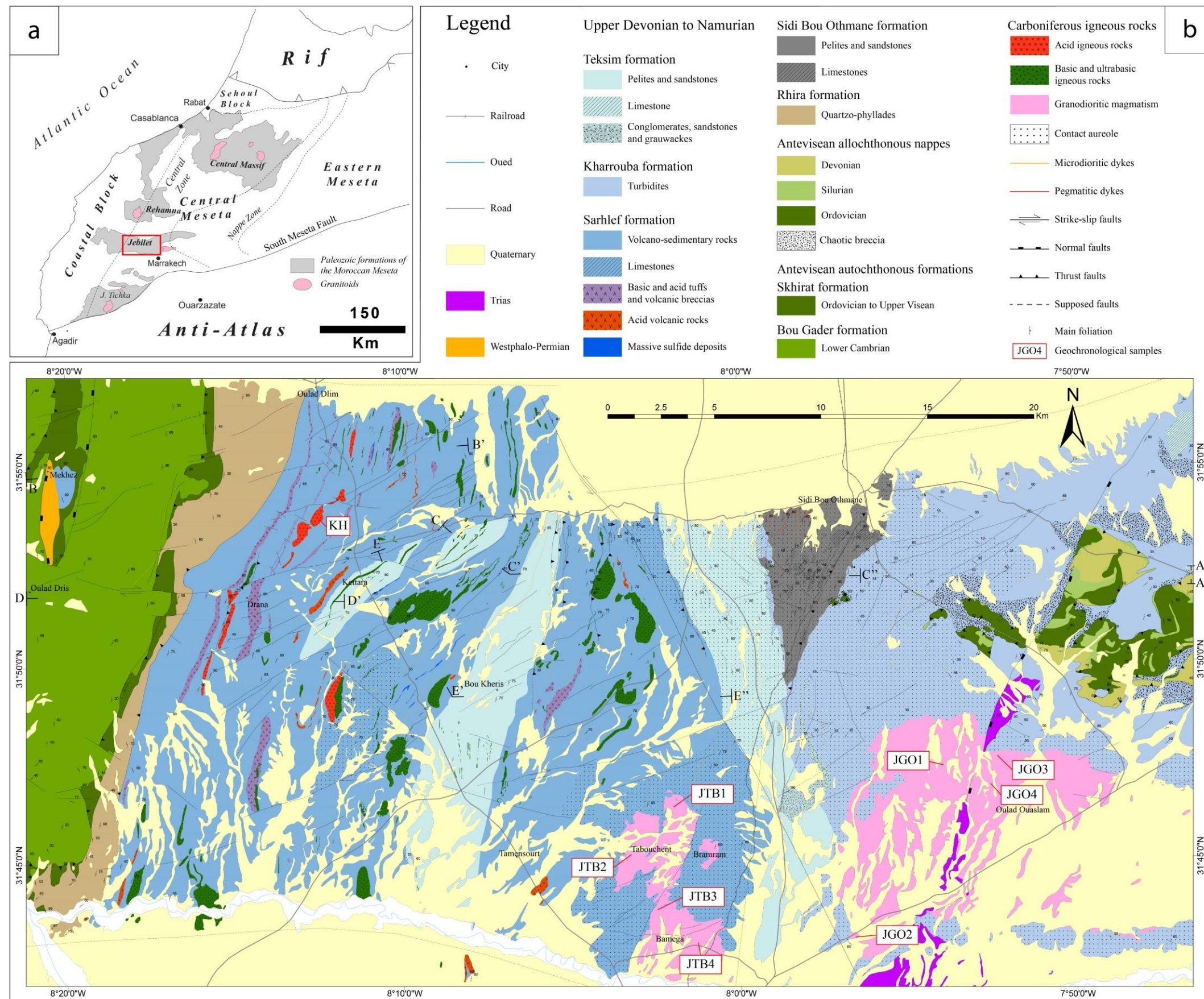


Figure II.5 : (a) Localization of the Jebilet massif in the Variscan of Morocco. (b) Geological map of the studied area based on our field observations and on previous studies (Bernard et al., 1988; Bordonaro, 1983; El Hassani, 1980; Gaillet & Bordonaro, 1981; Graham, 1982a; Huvelin, 1977; Mayol, 1987; Zahraoui, 1981) and localization of the cross-sections of Figure II.8.

II.3.3 Geological setting

The Jebilet massif located north of the Marrakech High Atlas belongs to the western Moroccan Meseta (Figure II.5a). Like other massifs in the Meseta, the Jebilet massif consists of folded Paleozoic rocks, surrounded by discordant Mesozoic and Cenozoic formations. This massif is traditionally divided into three tectonic areas characterized by distinct lithological, magmatic, tectonic and metamorphic features (Huvelin, 1977): (1) the western, (2) central, and (3) eastern Jebilet separated by major shear zones (Figure II.5b and Figure II.6). Western and central Jebilet are separated by the largest feature corresponding to a NNE-SSW shear zone known as the Western Meseta Shear Zone (Piqué et al., 1980; Le Corre and Bouloton, 1987). The boundary between central and eastern Jebilet corresponds to the Marrakech Shear Zone, a NNW-SSE sinistral shear zone (Essaifi et al., 2001; Lagarde & Choukroune, 1982).

The Jebilet massif consists of an almost complete Paleozoic sedimentary sequence overlying a Pan-African basement with Eburnean components as inferred by U–Pb dating of zircons extracted from xenoliths in the Triassic dykes (yielding 2000 Ma, 700 Ma, 615–540 Ma and 328–280 Ma ages; Dostal et al., 2005).

The sequence begins with the lower Cambrian *Archeocyathes* limestones described in western Jebilet, which belong to the Meseta Coastal Block. There, limestones are overlain by a thick series of Middle Cambrian to Ordovician detrital sediments including Middle Cambrian magmatic outpours (Huvelin, 1977). This volcanism is associated with syn-sedimentary NNE trending normal faults linked to the opening of the Rheic oceans (Bernardin et al., 1988; Mayol, 1987). Silurian sediments are lacking in western Jebilet probably due to erosion, but the Devonian is present and represented by a transgressive series of red conglomerates, massive limestones and quartzitic sandstones (Tahiri, 1982). The lack of Carboniferous deposits is explained by the emersion of western Jebilet during this period (Piqué, 1979). This absence may be partly the result of post-variscan erosion of the folded chain. At its eastern boundary, the western Jebilet is marked by the Lower Cambrian Bou Gader formation, which is stratigraphically overlain by the disorganized Skhirat formation: a breccia formation constituted by Ordovician, Devonian and Visean blocks derived from the western part of Coastal block (Figure II.5b and Figure II.6), (Mayol, 1987).

Central and eastern Jebilet are supposedly formed by Devonian-Carboniferous sediments (Hollard et al., 1977; Huvelin, 1977; Mayol, 1987). However due to the intense metamorphism, deformation and the very few paleontological and isotopic ages in this area, the lithostratigraphy still remains uncertain as shown by the many interpretations on the

chronological and spatial relationships (Aarab & Beauchamp, 1987; Bordonaro, 1983; Gaillet, 1979; Hollard et al., 1977; Huvelin, 1977; Mayol, 1987; Sougy, 1976). In the current state of knowledge, we provide in the following paragraphs a detailed description of the stratigraphic succession in central and eastern Jebilet and of their chronological and spatial relationship.

The lithostratigraphic sequence of eastern Jebilet is subdivided into three formations: Sidi Bou Othmane, Kharrouba, and Teksim formations (Figure II.5b and Figure II.6). The stratigraphic relationships between the 3 formations are unclear. The Sidi Bou Othmane formation is likely overlain by the Kharrouba formation but their spatial relationship is still difficult to establish due to the intensity of both metamorphism and deformation. The transgressive Teksim formation is conformably deposited on the Kharrouba formation (Beauchamp, 1984; El Hassani, 1980; Gaillet, 1979; Graham, 1982a, 1982b; Huvelin, 1977; Izart et al., 1997; Zahraoui, 1981). The Sidi Bou Othmane formation, the base of which is unknown, is mainly composed of graphite rich- limestones interlayered with quartzite and shale (El Hassani, 1980). Although the absolute age of this formation is unknown, based on lithological correlation with the Teksim formation, Huvelin (1977) and El Hassani (1980) attribute this formation to the Upper Visean-Namurian. However, considering both the stratigraphic (beneath the formation of Kharrouba) and the structural positions of this formation (core of an anticline), as well as the regional metamorphic facies in the amphibolite facies, a Late Devonian to Early Carboniferous age is proposed (Figure II.6; Delchini et al., 2016). The base of Kharrouba formation is unknown but its upper part is characterized by laminated shales which gradually evolve to sandstone beds marking the transition towards a thick deposit of turbidites dated at the Middle Visean (Cf5; Izart et al., 1997). The turbidites are covered by a platform sequence characterized by slump facies alternating with shales and siltites, and evolving toward turbidites/tempestites sandstone. At the top of Kharrouba formation, the turbidites/tempestites sandstone series gradually passes to fossiliferous green platform shales dated at the late Visean to Namurian (Cf6; Hollard et al., 1977; Huvelin, 1977). Several alkaline volcanic (pillow-lavas, sills, hyaloclastites, spilites) and volcano-sedimentary (interstratified pyroclastic breccias) evidences are described in the Kharrouba formation (Bamoumen et al., 2008; Huvelin, 1977). The uppermost Teksim formation consists of a series of transgressive carbonate-dominated rocks formed by Upper Visean sandy limestone and bioclastic / oolitic reefal limestones (Figure II.6; V3b, Hollard et al., 1977; Cf6 γ , Beauchamp, 1984). These, in turn, are overlain by prograde deltaic sandstones and conglomerates possibly of Namurian age (Cf7), by correlation with the stratigraphy of the High Atlas (Cf7, Beauchamp, 1984). In eastern Jebilet, a notable point is the presence of an

Ordovician to Devonian series of allochthonous nappes thrusting an extensive chaotic breccia, up to several ten of meters-thick and formed by Ordovician to upper Visean breccia (Figure 1). The processes leading to the formation of this chaotic breccia is still debated. It is considered either (1) as an olistostrome resulting from a submarine gravitational mass transport the nappes front (sedimentary mélange, Bamoumen et al., 2008; Hollard et al., 1977; Huvelin, 1977), or (2) as a tectonic mélange linked to a tectonic transport of the nappes (Graham, 1982a; Zahraoui, 1981). Due to the existence of these nappes emplaced during the upper Visean-Namurian or slightly earlier depending of the 2 hypothesis, eastern Jebilet has been attached to the nappe zone of the Meseta domain (Figure II.5a), (Hoepffner et al., 2005; Michard et al., 2010).

Central Jebilet (Figure II.5a and Figure II.6) represents the western part of the supposed Devono-Carboniferous basin of the Jebilet, in broad continuity with the eastern part as show by the overlying Upper Visean-Namurian calcareous Teksim formation on the Sarhlef series (Bordonaro et al., 1979; Gaillet, 1980; Gaillet & Bordonaro, 1981). The Sarhlef series would be a lateral equivalent of the Kharrouba formation (Bordonaro et al. 1979; Gaillet and Bordonaro, 1981). The Sarhlef series, with minimum estimated thickness of 1,000 m, is subdivided into a Lower and an Upper Member (Figure II.6), (Belkabir et al., 2008; Bernard et al., 1988; Bordonaro, 1983; Moreno et al., 2008). The “Lower Member” represents a distal facies including shales, sandstones, felsic and mafic tuffs showing rapid lateral variations and is intruded by a bimodal association of tholeiitic mafic-ultramafic and alkaline acidic plutons (see next section; Bernard et al., 1988; Bordonaro, 1983; Essaifi et al., 2003; Huvelin, 1977). The “Upper Member” was deposited in a proximal platform environment and consists of shales, siltstones, sandstones, and minor felsic volcanic rocks, displaying lateral facies changes between coherent rhyodacite and volcanoclastic rocks (Koudiat Delaa, Draa Sfar). The “Upper Member” hosts massive sulfide mineralization (e.g. Kettara and Draa Sfar mines). The Draa Sfar pyrrhotite-rich, polymetallic massive sulfide deposit is considered as Upper Visean based on a palynological analysis (Asbian; Huvelin, 1977; Moreno et al., 2008; Playford et al., 2008), which was confirmed by Ar–Ar dating (yielding an age of 331.7 ± 7.9 Ma) of hydrothermal sericites from rhyolitic volcanic rocks underlying the Draa Sfar deposit (Marcoux et al., 2008). The western margin of central Jebilet (Figure II.5a and Figure II.6) is characterized by a series of quartzophyllades corresponding to the Rhira formation probably Upper Devonian in age (Famennian, by correlation with cross section in the Rehamna) and separated from the Sarhlef series by late tectonic contacts (Bordonaro, 1983; Bordonaro et al., 1979).

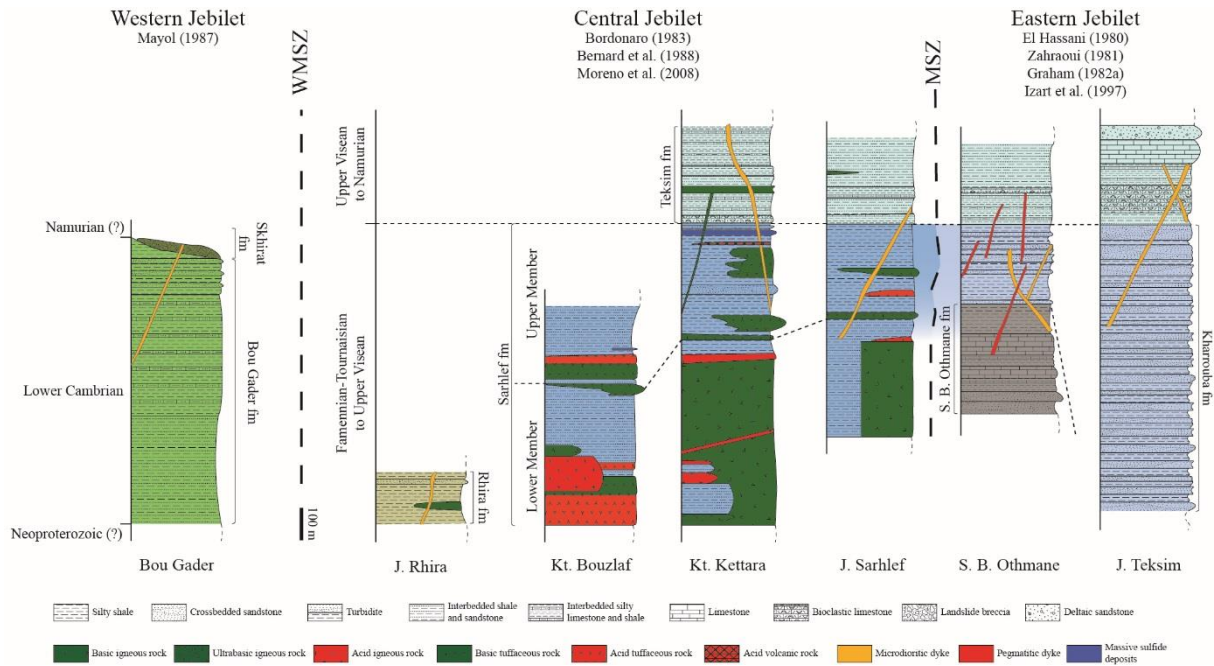


Figure II.6 : Synthetic lithostratigraphic logs of the Jebilet massif for each tectonic domain (western, central and eastern Jebilet) based on previous studies (Beauchamp, 1984; Bernard et al., 1988; Bordonaro, 1983; El Hassani, 1980; Huvelin, 1977; Izart et al., 1997; Mayol, 1987; Moreno et al., 2008; Zahraoui, 1981) and refined by our field observations.

The main magmatic bodies in the Jebilet massif (Figure II.5b and Figure II.6) consist of (1) a bimodal association of tholeiitic mafic-ultramafic and alkaline felsic stocks, in dykes or sills, (2) a calc-alkaline granodioritic pluton and (3) lamprophyric dykes.

The bimodal plutonism (>65% mafic-ultramafic, the remainder being felsic) is only located in central Jebilet (Figure II.5b and Figure II.6) and is represented by a number of felsic and mafic-ultramafic intrusions (hundreds of meter-wide and a few kilometer-long) intruding the “Lower Member” of the Sarhlef series (Bernard et al., 1988; Bordonaro, 1983; Essaifi et al., 2013; Huvelin, 1977). The mafic-ultramafic igneous rocks are represented by ultramafic cumulates, gabbro and dolerite locally altered into chloritoschists along the deformed zones (Essaifi et al., 1995). These stocks, even the largest one (kilometer-sized), did not generate significant contact metamorphism (Huvelin, 1977). Felsic plutonic rocks are alkaline monzonitic microgranites, locally highly deformed and metasomatised to gneissic trondhjemites and tonalites. They crop out as dykes, stocks and mainly as elongated intrusions forming a lineament (BHD lineament of Essaifi et al., 2004) inducing a contact metamorphism that reaches the hornblende hornfels-facies (Essaifi et al., 2001, 2013). One acidic intrusive stock of the BHD lineament (K. Bouzlaf) was dated at $330.5 \pm 0.68\text{--}0.83$ Ma (ID-TIMS U–Pb on zircon; Essaifi et al., 2003).

The large granitoid massifs consist of calc-alkaline peraluminous plutons (Oulad-Ouaslami and Bamega-Tabouchent on Figure II.5b) crosscut by leucogranitic stocks and dykes as the Bramram pluton. The Oulad-Ouaslami and Bamega-Tabouchent plutons are classified as biotite $\pm$ cordierite-bearing granodiorites with modal compositions ranging from monzogranites to tonalites (Bensalah, 1989; Rosé, 1987). These intrusions have been dated at 327 ± 4 Ma by the Rb-Sr method (Mrini et al., 1992). The Bramram stock is a two-mica leucogranite with a crustal origin and was dated at 297 ± 9 Ma, 296 ± 6 Ma (Tisserant, 1977) and 295 ± 15 Ma (Mrini et al., 1992) using the Rb-Sr method on whole rock. The emplacement of the granodiorite intrusions is accompanied by a contact metamorphism in the pyroxene hornfels-facies (Boulton, 1992; El Hassani, 1980; Huvelin, 1977). The mineral assemblage within the metamorphic aureole indicates a pressure of ~ 2.2 kbar corresponding to a maximum depth of 8 km (Boulton, 1992).

The geodynamical context of the bimodal and granodioritic magmatism is still debated. According to some authors, these intrusions are pre-orogenic and emplaced in the Devonian-Carboniferous basin (Aarab, 1984, 1995; Aarab & Beauchamp, 1987; Bordonaro, 1983; Bordonaro et al., 1979; Jadid, 1989) or during a period of tectonic quiescence (Boummane & Olivier, 2007). However, other authors, relying on structural analysis, consider these intrusions as syn-kinematic and synchronous of the major tectono-metamorphic phase (Essaifi et al., 2001, 2013; Lagarde et al., 1989; Lagarde & Choukroune, 1982).

Finally, the younger magmatic event in the area is represented by a dense array of lamprophyric dikes (Figure II.5 and Figure II.6) cross-cutting both the earlier magmatic rocks (bimodal intrusions and granodiorite plutons) and the folded metasediments (Boulton & Gasquet, 1995; Huvelin, 1977). Their mineralogical, petrological and geochemical features display the main characteristics of calc-alkaline to alkaline magmas. This magmatism dated ca. 255 Ma (K-Ar on amphibole) and at 235 ± 8 Ma (SHRIMP U-Th-Pb on zircon) is attributed to the Atlantic pre-rifting stage (Dostal et al., 2005; Youbi et al., 2001).

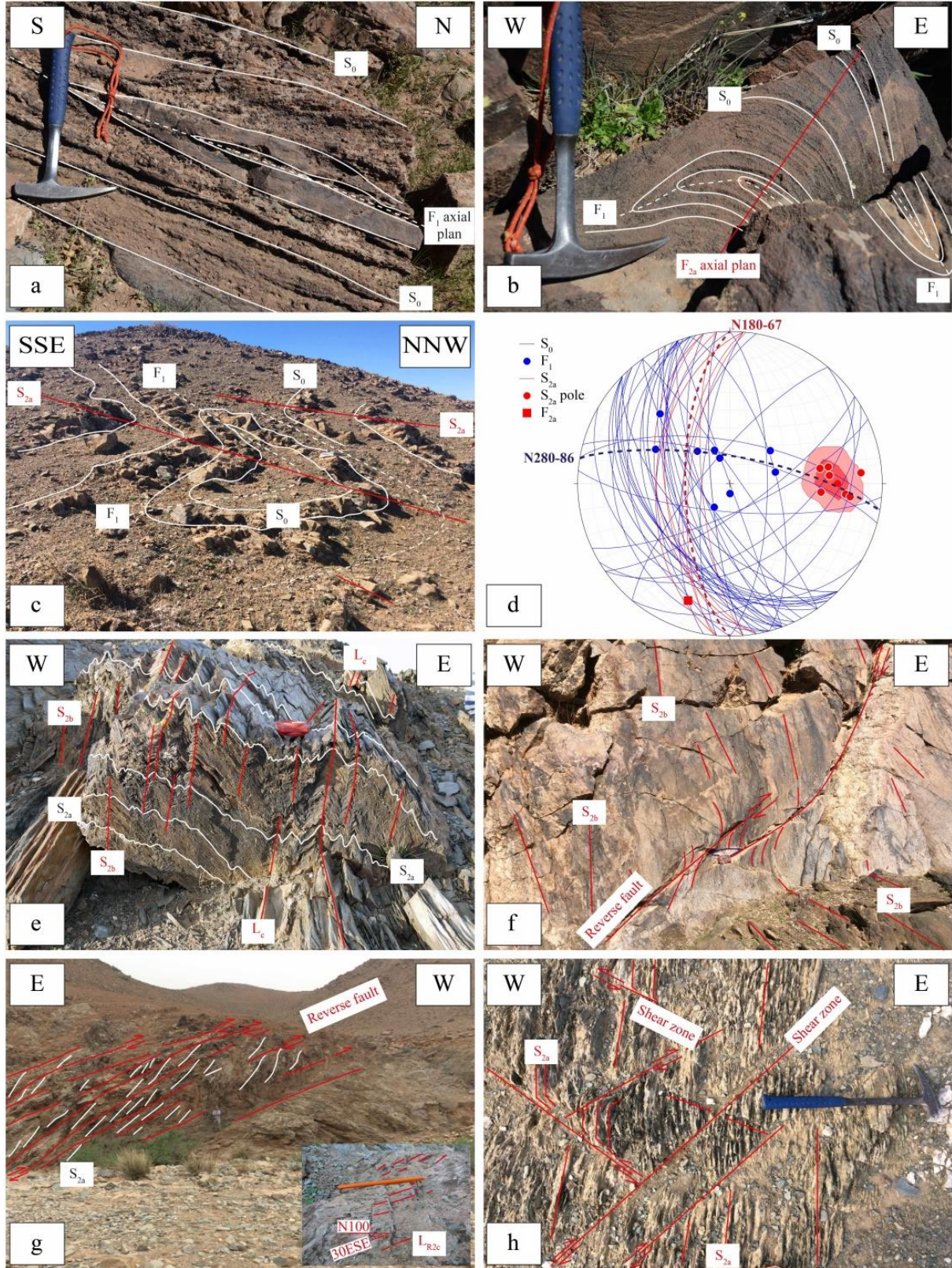


Figure II.7 : Field photographs presenting deformation structures in the Jebilet massif. (a) Meter-scale F_1 recumbent fold in the Teksim formation. (b) and (c) F_1 isoclinal folds refolded by F_2 up-right folds in the Sidi Bou Othmane formation. (d) Stereographic projections corresponding to (c). (e) S_{2a} foliation overprinted by a well-developed S_{2b} crenulation cleavage in central Jebilet. (f) and (g) D_{2c} reverse faults respectively in the Sidi Bou Othmane area and in the Drana area. (h) D_{2c} shear zone network in central Jebilet.

The current architecture of the Jebilet massif is interpreted to result from an extensional/transtensional phase dating from the Upper Devonian to the Upper Viséan/Namurian. This phase is characterized by large instabilities and disorganization shown by huge thickness and lithology variations controlled by strike-slip normal faults and by westward movement of the syn-sedimentary gravitational nappes, as observed in eastern Jebilet (Bamoumen et al., 2008; Beauchamp & Izart, 1987; Hoepffner et al., 2006; Huvelin, 1977). Then, during the Westphalo-Permian, a transpressive heterogeneous deformation generated kilometer- to meter-scale N to NNE-trending folds and local thrusts associated with conjugate shear zones attesting of a WNW-ESE to NW-SE shortening (Bouloton & Le Corre, 1985; Essaifi et al., 2001; Lagarde, 1985; Lagarde et al., 1989; Lagarde & Choukroune, 1982; Le Corre & Bouloton, 1987). This transpressive event is accompanied by a regional metamorphism in the greenschist to amphibolite facies and by syntectonic leucogranitic intrusions inducing a hornblende-hornfels facies contact-metamorphism (Bordonaro, 1983; Delchini et al., 2016; El Hassani, 1980; Huvelin, 1977). During post-Variscan times, the Jebilet massif underwent extensional faulting and moderate burial related to the break-up of the Pangea from the Lower Permian to the Lower Jurassic. This was followed by Jurassic-early Cretaceous uplift and erosion, in turn followed by shallow burial until the Middle Eocene (Ghorbal et al., 2008; Saddiqi et al., 2009). The whole massif was finally uplifted during the Atlas orogeny as the hanging-wall of a major post-middle Eocene S-dipping North-Jebilet reverse fault (Hafid, 2006; Hafid et al., 2008).

The absence of precise chronological and spatial relationships between the geological formations of the Jebilet massif and the limited number of age determinations performed on the Jebilet plutonic rocks are at the origin of the previously mentioned controversies. On the other hand, our field observations and structural analysis questioned the role of the collisional - transpressional regime as the unique tectonic event responsible for the actual architecture of the Jebilet massif. Thus, in order to better constrain the complex geological history of the Jebilet and its tectono-metamorphic evolution from the Upper Devonian to the Permian, we propose: (1) a review of the structural and metamorphic data on the Jebilet massif, coupled to our field observations and structural analyses and (2) a geochronological study of the main plutonic rocks.

II.3.4 Results

II.3.4.1 Structural analysis

Based on our own field structural analyses, three main tectonic phases (D_0 , D_1 and D_2) with variable intensity have been distinguished in the Jebilet massif.

II.3.4.1.1 D_0 event

The first D_0 phase corresponds to an extensive and/or transtensive period of rifting in the Jebilet massif that occurred from the Famennian (Rhira formation deposit) until the Upper Viséan – Namurian (Teksim formation deposit). This pre-orogenic phase is documented in eastern Jebilet, where evidences of syn-sedimentary thickness variations produced by blocks tilting in relation with NNE and ENE-trending normal faults with a transcurrent component are described (Aarab & Beauchamp, 1987; Bamoumen, 1988; Bamoumen et al., 2008; Huvelin, 1977).

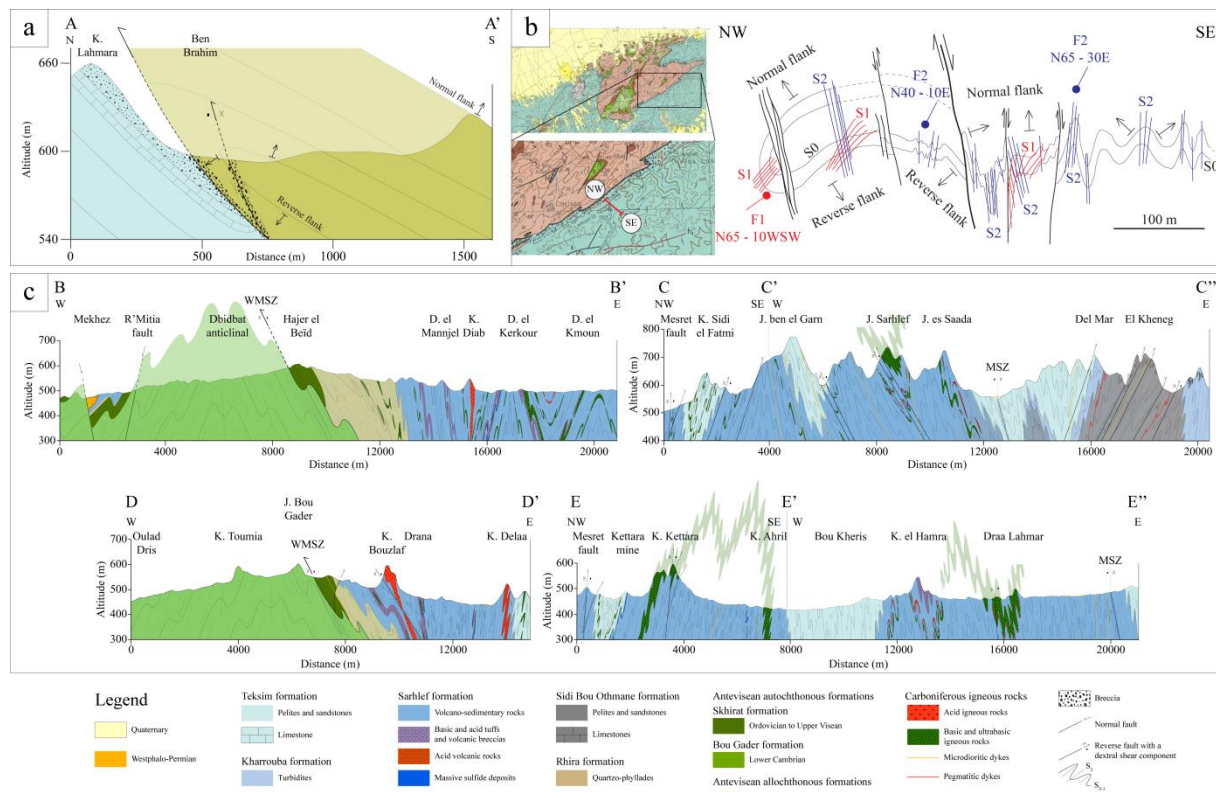


Figure II.8 : Interpretative geological cross-sections through the Jebilet massif. (a) and (b) Cross-section presenting F_1 recumbent folds in the Devonian nappes and in the Kharrouba formation in eastern Jebilet respectively. (c) Cross-sections presenting D_2 deformation in central Jebilet. See Figure 1 for localization.

II.3.4.1.2 D_1 structures

D_1 structures consist of kilometer- to meter-scale tight recumbent folds (F_1) mainly visible in the Kharrouba and Teksim formations (Figure II.7a, b, c). D_1 also affected the base of the

eastern Jebilet nappes, as shown on the cross-section in Figure II.8a characterized by a kilometer-scale recumbent F_1 fold with northward vergence. The orientation of the D_1 deformation is difficult to estimate due to D_2 reworking (see hereafter), but field observations and structural measurements in preserved areas show that F_1 fold axial planes are parallel to the subhorizontal bedding with a variable trend from N000 to N080°-090° (Figure II.9b). The presence of a S_1 slaty cleavage developed locally at the hinge of the recumbent folds in the unmetamorphosed sedimentary series of eastern Jebilet testifies to a shallow structuration depth (Figure II.8a, very high structural level). Considering that folding affects both the Kharrouba and the Teksim formations, D_1 deformation is dated post Upper Viséan – Namurian (325 Ma). The structural results obtained here are in agreement with the observations of Zahraoui (1981) in the Fokra-Messaoud area, located further east of our study area (Figure II.8b). Based on sedimentary polarity and S_1/S_2 cleavages chronology, the later author shows that the Kharrouba formation is involved in a recumbent fold with a NW vergence presented in the interpretative schematic cross-section of the Figure II.8b. Actually, it is difficult to determine the vergence of the D_1 event as shown by the various directions of vergence proposed by the structural studies of Zahraoui (1981) and Bamoumen (1988). Indeed, based on drag folds, slickensides and C/S kinematic criteria, these authors have described at different places of the eastern Jebilet many directions of vergence corresponding to top to the west, top to the south, top to the south-east, top to the north-west and top to the north shearing.

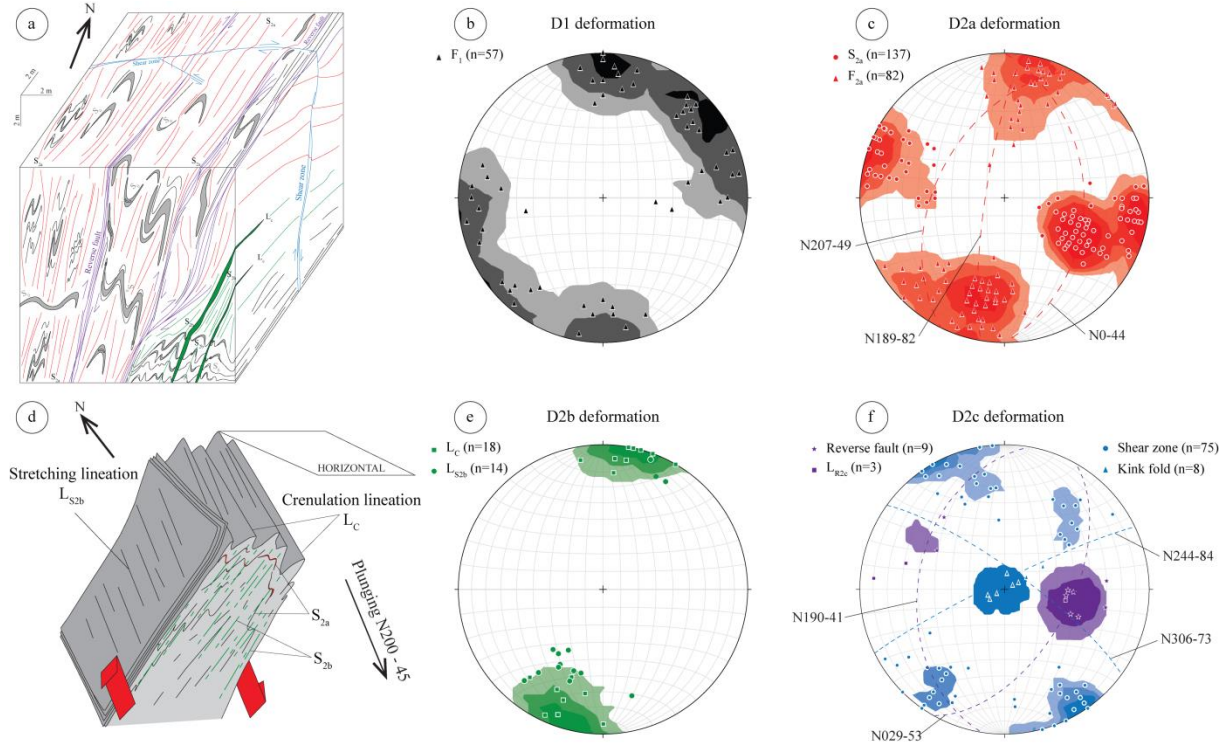


Figure II.9 : Three-dimensional sketch and stereographic diagrams show equal area, lower hemisphere projections of planar and linear structures. (a) Three-dimensional sketch to explain D_1 and D_2 relationships. (b) Density diagrams of the F_1 fold axes in eastern Jebilet. (c) Density diagrams of S_{2a} foliation poles and F_{2a} fold axes in the Jebilet massif. (d) Three-dimensional sketch showing S_{2a}/S_{2b} relationships. (e) Density diagrams of L_c crenulation lineation and L_{s2b} stretching lineation in the Jebilet massif. (f) D_{2c} strain pattern in the Jebilet massif characterized by reverse faults with LR_{2c} stretching lineation and conjugate shear bands network with subvertical kink folds axes.

II.3.4.1.3 D_2 structures

In central Jebilet, the regionally dominant D_2 deformation massively transposed D_1 structures (Figure II.7b and c). However D_2 is not homogeneously distributed and shows an eastward and westward strain gradient as illustrated by the four cross sections presented in Figure II.8c.

D_2 is a polyphased deformation showing three superimposed episodes, hereafter called D_{2a} , D_{2b} and D_{2c} , representing a continuum of deformation. D_{2b} reworked the inherited structures from D_{2a} (Figure II.9a, d). As shown in cross-sections (Figure II.8c), D_{2a} deformation is responsible for the large scale folding of F_1 folds along broadly NS to NNE-trending isoclinal F_{2a} folds with S_{2a} axial plane foliation (Figure II.7b, c and Figure II.9c). The dip of S_{2a} axial plane foliation is variable, with a mean value of $N189^\circ-82^\circ W$ in the major part of the Jebilet massif, except in the western part of central Jebilet and in the Sidi Bou Othmane area where it dips to the east ($N000^\circ-44^\circ E$) and to the west ($N207^\circ-49^\circ W$) respectively (Figure II.9c). Figure II.7d presents a structural analysis of the D_1 - D_{2a} interference pattern shown on Figure II.7c. The stereographic projection in Figure II.7d shows that the distribution of S_0 planes indicates a F_{2a} axis oriented at around $N190^\circ-30^\circ S$. These values are congruent

with the scattering of measured F_1 fold axis in the field, which aligns along a great circle normal to the F_{2a} axis measured at $N190^\circ-14^\circ S$ with an axial plane foliation S_{2a} at $N180^\circ-67^\circ W$ (Figure II.7d). F_{2a} folds and S_{2a} foliation are overprinted by a well-developed crenulation corresponding to D_{2b} deformation (Figure II.7e and Figure II.9e). The crenulation lineation L_c trends NNE and the axial plane are marked by a cleavage S_{2b} which is at low angle with S_{2a} (Figure II.9d, e and Figure II.10b, c, d, e). Therefore, the crenulation cleavage must be interpreted as a late increment of D_2 . S_{2b} crenulation cleavage carries a SSE-dipping stretching lineation $L_{S_{2b}}$, documenting a dominant dextral shearing component coupled with slight reverse motion (Figure II.8c and Figure II.9d, e).

D_{2c} deformation corresponds to the last increment of D_2 with a progressive localization of the deformation along brittle reverse faults and an anastomosed network of regional brittle conjugate shear zones (Figure II.5b and Figure II.7f, g, h). The NNE-trending brittle reverse faults deform the dominant S_{2a} foliation (Figure II.7f, g and Figure II.9f). Striated and polished plane with fibrous mineral growth $L_{R_{2c}}$ on reverse faults (Figure II.7g and Figure II.9f) indicate a top to the west shearing in central Jebilet, and a top to the east shearing in Sidi Bou Othmane area (Figure II.5b, Figure II.8c and Figure II.9f). The longest and the thickest shear zones trend dominantly at $N244-84^\circ NW$ (Mesret, fault) with a dextral sense of shearing, whereas the subsidiary shear zone set preferentially trends at $N306^\circ-73^\circ NE$ with a sinistral sense of shearing, generating sub-vertical F_{2c} kink folds (Figure II.7h, Figure II.8c, Figure II.9f and Figure II.10f).

In summary the Jebilet massif is characterized by a complex geometry resulting from two successive compressive events, D_1 and D_2 . This polyphased deformation is responsible for the formation of NS to WE-trending F_1 folds superimposed by NNE to NW-trending F_2 folds. This fold interference pattern and peculiar geometries (croissant-shaped fold, Figure II.7b, c) would exemplify a dual control of deformation by both the variably-oriented basement paleofaults and the evolution of the regional shortening direction with time.

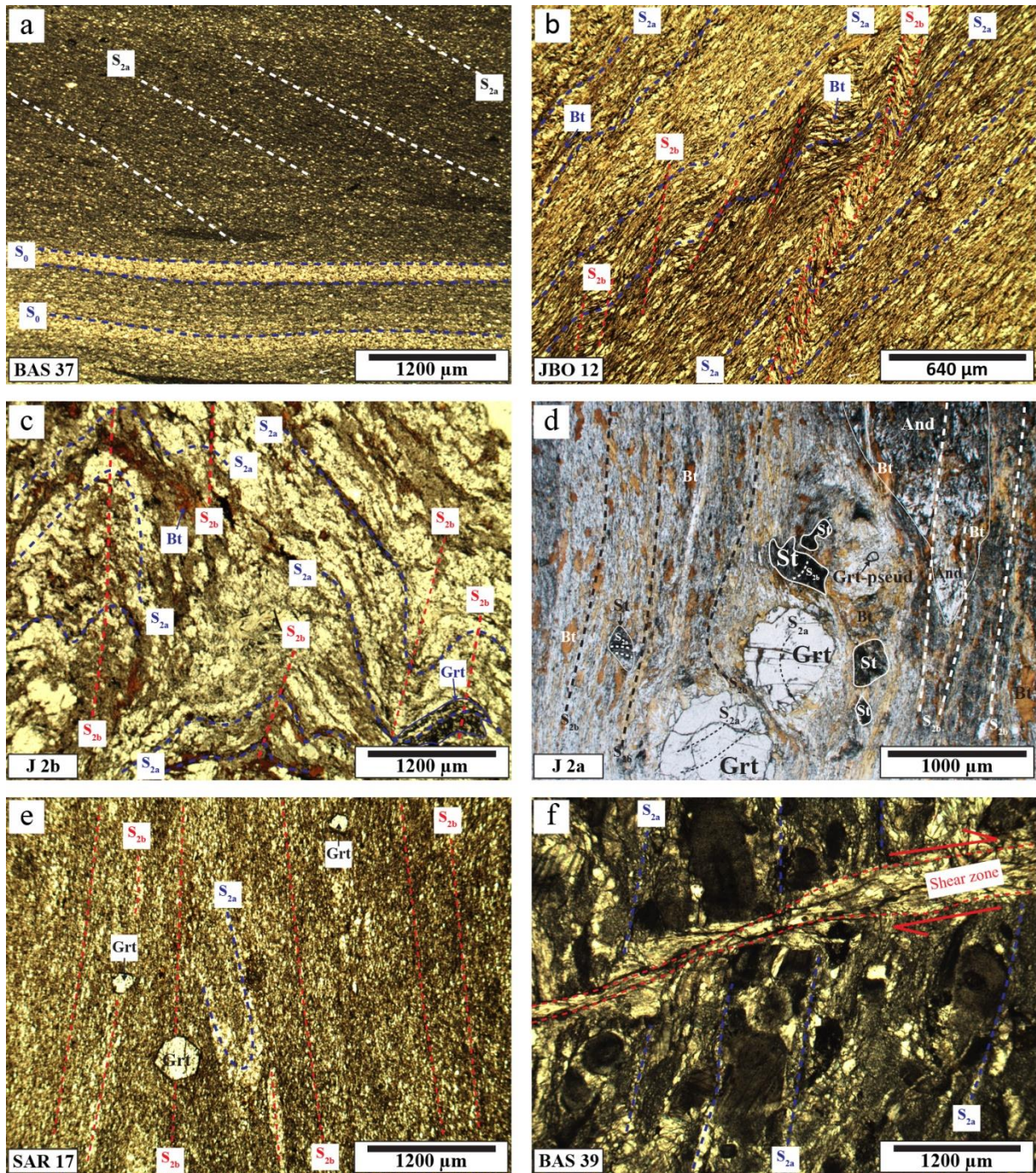


Figure II.10 : Microphotographs illustrating crystallization–deformation relationships. (a) S_2 cleavage underlined by phyllosilicates cross-cutting the S_0 bedding in a greenschist-facies metapelitic sample of eastern Jebilet. (b) and (d) S_{2b} crenulation cleavage refolding a S_{2a} foliation developed in a micaschist sample and in an amphibolite facies sample respectively. (d) Garnet and staurolite porphyroblasts with internal foliation S_{2a} oriented at high angle to the main S_{2b} foliation marked by elongated biotite and andalusite linked to syn-tectonic pluton emplacement. (e) Post-tectonic garnets cross cutting the S_{2a} and S_{2b} foliation in the Sidi Bou Othmane area. (f) D_{2c} shear zone cross cutting the main S_2 foliation in a carbonate sample of the Teksim formation.

II.3.4.2 Geochronological data

In order to characterize the age of magmatic events in the Variscan Jebilet massif, nine samples of granite intrusions corresponding to the granodiorites of (1) Oulad-Ouasslam, (2) Tabouchent, (3) Bamega and (4) the acidic intrusion of Koudiat Hamra have been dated (Figure 1b).

II.3.4.2.1 Analytical procedure and material

U–Pb geochronology of zircon was conducted using LA-ICP-MS at BRGM, Orléans, France with a quadrupole ICP-MS X serie II coupled to a laser Cetac Excite 193nm. Analysis are standardized using zircon 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) and controlled with Plešovice standard (338 ± 1 Ma, Sláma et al., 2008). Data reduction has been performed with GLITTER® software package developed by the Macquarie Research Ltd. and Concordia ages and diagrams Concordia ages and diagrams were generated using the Isoplot/Ex v.3 software package (Ludwig, 2003). Data acquired for samples JGO1, JGO3, JGO4, JTB1, JTB2, JTB3 and JTB4 are not corrected of common lead and the proportions of ^{235}U are recalculated from the measured proportions of ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{238}U and the decay equations (Table VIII.1). Data acquired for samples JGO2 and KH are corrected of common lead (Table VIII.2). The correction was made using the $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios measurement following Tera & Wasserburg (1972) and developed in Compston et al. (1992).

The analysed zircons are morphologically homogeneous in all studied samples with an euhedral prismatic form and an average length of $\sim$ ca. 50–100 μm , with length-to-width ratios between 2:1 and 3:1. All zircons are transparent and colorless. On cathodoluminescence images, performed at BRGM using a TESCAN Mira 3 XMU MEB, they either appear to be unzoned or, more generally, they display a simple oscillatory zoning indicative of magmatic growth with rare inherited cores (Figure II.11).



Figure II.11 : Cathodoluminescence images of representative zircons showing their internal structures. JGO: Oulad-Ouslam granodioritic samples, JTB: Tabouchent-Bamega granodioritic samples, Kt. Hamra: Koudiat Hamra acidic pluton sample.

II.3.4.2.2 U–Pb dating results

Oulad-Ouaslram granodiorite. Four samples (JGO1, JGO2, JGO3 and JGO4) collected at different locations have been dated (Figure II.5b).

A total of 61 analyses on sample JGO1 were realized (Table VIII.1). Four analyses show common lead (^{204}Pb greater than 10 counts per second), two other analyses (JGO1-17 and 42) show significant disturbances of their U–Pb recording (loss of lead and / or contamination). The concordant analyses JGO1-52 and JGO1-23 indicate ages at 700 Ma and 470 Ma, respectively, and probably represent inherited zircon (Figure II.12a). The remaining 53 analyses yield dispersed age at around 340 Ma. Eleven analyses have $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ratios less than 500 and are not considered in the age calculation. Among the remaining 42 analyses, 24 concordant to slightly discordant points yield an intercept at 337 ± 5 Ma (MSWD = 0.94).

Some analyses seem to define an age at around 360 Ma. The other analyses would indicate losses of lead. The age of 337 ± 5 Ma may correspond to the age of crystallization of the zircons, but, in any case, the dispersion of the analyses along the Concordia between 360 and 310 Ma is the marker of major disturbances of the U-Pb system in this sample (inheritance, loss of lead...).

A set of 30 spots was performed on the sample JGO2. Only one point (analyse-26) indicates inherited zircon (Table VIII.2). The JGO-10 analysis is too contaminated in common lead to be used. The 28 remaining analyses yield scattered age between 356 Ma (one point) and 345-325 Ma (by only taking concordant analyses into consideration). Fifteen concordant to slightly discordant points define a Discordia line with an intercept at 344 ± 3 Ma (MSWD = 0.32), interpreted as the crystallization age of the zircons during granite emplacement (Figure II.12a), the slightly younger ages obtained from other zircons could indicate a small loss of lead.

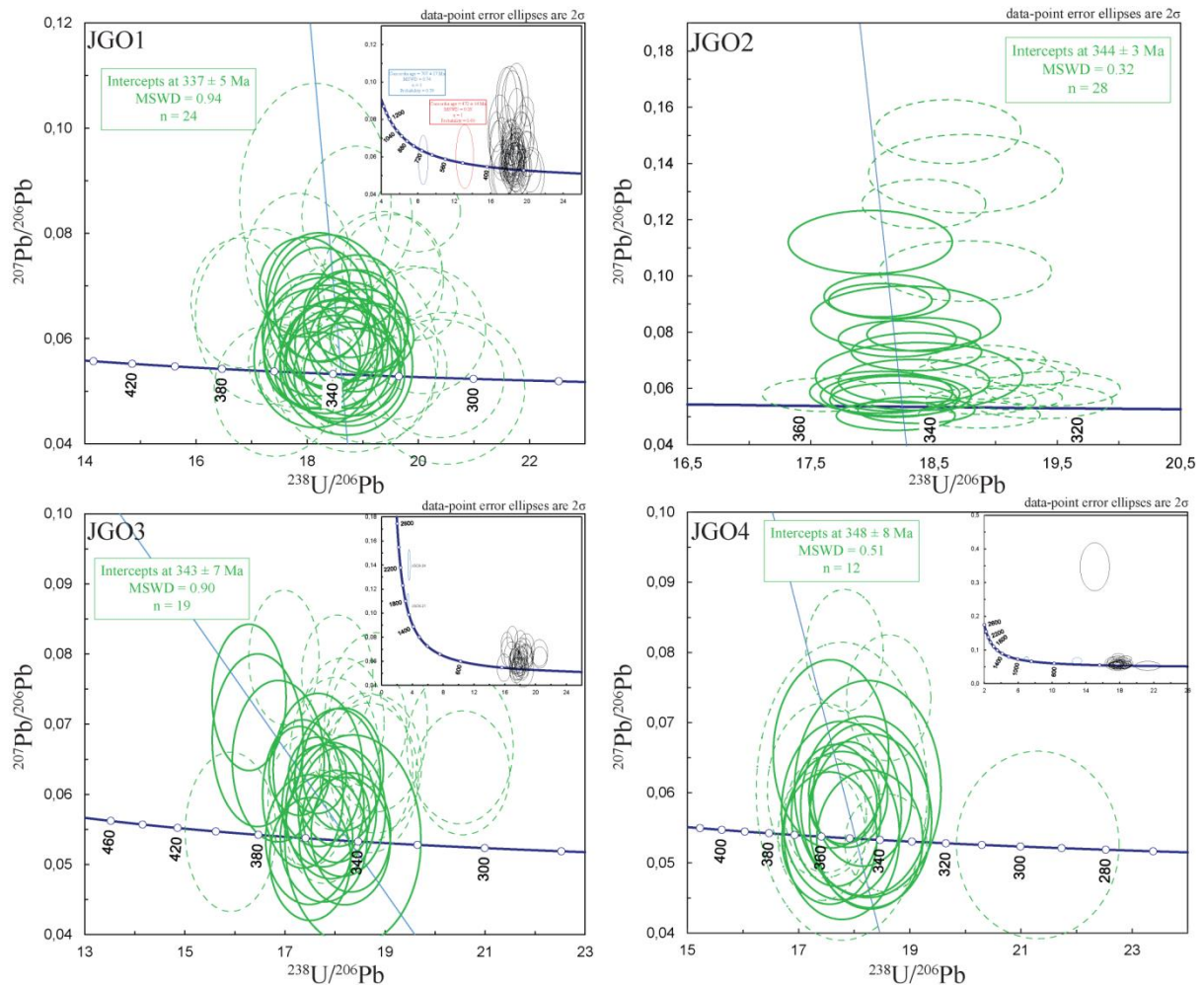


Figure II.12 : Concordia diagrams of LA-ICP-MS U-Pb zircon data from the studied samples. (a) Oulad-Ouaslami granodioritic samples. (b) Tabouchent-Bamega granodioritic samples. (c) Koudiat Hamra acidic sample. Data point error ellipses are 2σ ; MSWD, mean square of weighted deviation.

A total of 47 analyses were operated on sample JG03 zircons (Figure II.12a and Table VIII.1). Twelve analyses show common lead (^{204}Pb greater than 10 counts per second) and are not reported in the graphs. Two analyses (JG03-21 and JG03-30) indicate Paleoproterozoic inheritance (Figure II.12a). Among the 33 remaining analyses, 6 analyses have $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ratios <1000 and are not considered, and 19 concordant to slightly discordant points define a Discordia line with an intercept at 343 ± 7 Ma (MSWD = 0.90) considered as the crystallization age of the zircons. The other analyses probably represent a loss of lead.

A total of 27 analyses were carried out on single zircon crystals from the sample JG04 and results are reported in Table VIII.1. Among these analyses, 4 show common lead (^{204}Pb greater than 10 counts per second). Two other analyses (JG04-7 and JG04-8) indicate Precambrian ages suggesting an inherited zircon (Figure II.12a). The highly discordant JG04-10 analysis is rejected, it indicates a disturbance of the U-Pb system. Of the 20 exploitable analyses, 12 concordant to slightly discordant points define a Discordia line with an intercept at 348 ± 8 Ma (MSWD = 0.51) interpreted as the probable age of crystallization. One remaining analysis (JG04-27) is concordant and provide a $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ mean age of 296 ± 8 Ma interpreted as lead loss (Figure II.12a).

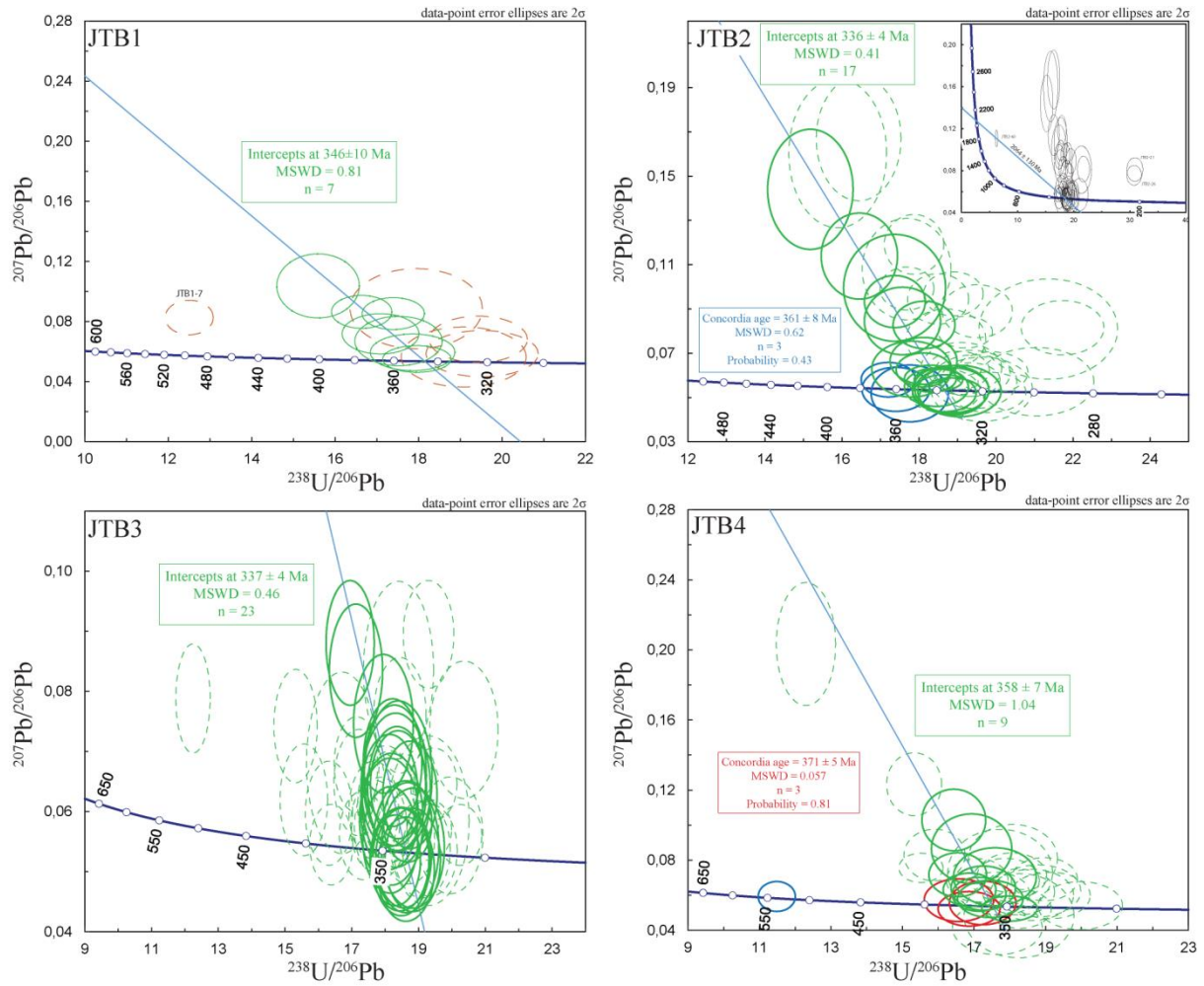


Figure 8b. continued

Bamega-Tabouchent granodiorites. Four samples (JT B1, JT B2, JT B3 and JT B4) collected at different locations have been dated (Figure II.5b).

A total of 19 analyses were performed on zircons of the sample JT B1. Among the 19 analyses, 7 show common lead (^{204}Pb greater than or equal to 10 counts per second) and are rejected for age calculation. The remaining 12 analyses are reported on the Tera-Wasserburg diagram (Figure II.12b). All results are listed in Table VIII.1. Data obtained on the spot JT B01-7 indicate ancient ages likely reflecting the presence of an inherited core. The JT B01-18 and JT B01-19 spots show very low $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ratios (less than 300) and are not considered for age calculation. Among the 9 remaining analyses, 7 concordant to slightly discordant points define a Discordia line with an intercept at 346 ± 10 Ma (MSWD = 0.81). The other two analyses probably represent zircons with slight radiogenic lead losses.

A total of 60 analyses we performed on sample JT B2. Fourteen analyses show common lead (^{204}Pb greater than or equal to 10 counts per second) and are not used to obtain ages. All results are listed in Table S1. The JT B02-60 analysis indicates a Paleoproterozoic

inherited zircon (Figure II.12b). Analyses JTB02-21 and JTB02-26 show a strong loss of radiogenic lead combined with a significant contribution of common lead. The 43 remaining analyses are reported on the Tera-Wasserburg diagram (Figure II.12b). Of these analyses, 12 have low $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ratios (less than 500) and are not considered for age calculation. Three concordant points located on the Concordia indicate slightly older ages than the other points, at 361 ± 8 Ma (Figure II.12b). Seventeen concordant to slightly discordant points yield an intercept at 336 ± 4 Ma (MSWD = 0.41). Many analyses are located to the right of this discordia, probably due to slight losses of lead (Pb*).

A set of 53 spots was obtained on the JTB3 sample (Table VIII.1). Among them, 6 analyses show common lead (^{204}Pb greater than or equal to 10 counts per second and/or $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} < 500$) and they are discarded. Twenty-three analyses are concordant or slightly discordant and define a Discordia line with a weighted $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ mean age of 337 ± 4 Ma (MSWD = 0.46) interpreted as the probable age of crystallization (Figure II.12b). Some analyses seem to be able to define an even earlier age around 350 Ma, but their number is lower than the density of analysis which results in the age of 337 Ma. Other analyses to the right of the Discordia are interpreted as being affected by loss Pb*.

A set of 38 spots was obtained on single zircon crystals from the JTB4 sample (Figure II.12b). All analyses are reported in Table VIII.1. Six analyses present common lead (^{204}Pb greater than or equal to 10 counts per second) and are not shown in the U-Pb graph (Figure II.12b). Among them, the JTB04-12 analysis is concordant at about 540 Ma and probably represents an inherited core. The remaining 31 analyses are widely dispersed with ages ranging from 320 to 370 Ma. Many analyses have low $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ratios (<500) and are discarded. Three analyses are concordant at 371 Ma (Figure II.12b). Nine other analyses define a discordia with an intercept at 358 ± 7 Ma (MSWD = 1.04). The other analyses indicate losses of radiogenic lead. This discordia remains questionable due to the dispersion of analytical points, but it can represent an age of crystallization for these zircons with a slightly older inherited parts.

Koudiat Hamra acidic pluton. One sample (KH) has been collected to date the bimodal acidic pluton in central Jebilet (Figure II.5b). A set of 30 spots were performed on it (Table VIII.2). Among them, 22 analyses define a Discordia line with a weighted $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ mean age of 345 ± 2 Ma (MSWD = 0.48) (Figure II.12c). The remaining 8 analyses are interpreted as being affected by lead loss.

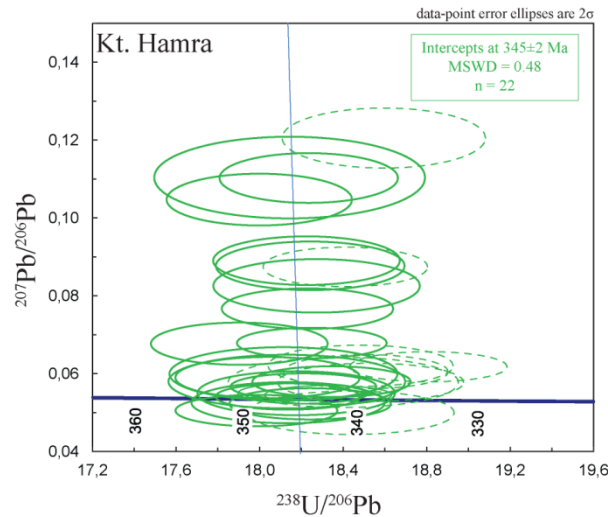


Figure 8c. continued

II.3.5 Discussion

Controversies between the different tectonic models proposed for the MMD highlight the complexity of its structuration during the Variscan orogeny (Michard et al., 2010 and references therein). The origin of these controversies is mainly linked to the various interpretations of the tectono-metamorphic evolution of the Rehamna massif. Controversies first concern the presence or absence of tectonic nappes in the Rehamna massif. Aghzer & Arenas (1995, 1998) and Baudin et al. (2003) have considered that the amphibolite metamorphism is related to a tectonic burial by nappes stacking, whereas Michard et al. (1982, 2010) due to the lack of field evidence of nappe stacking, suggest that the metamorphism of the Rehamna was controlled not only by tectonic burial, but also by the development of a high T event along the WMSZ. Later, Chopin et al. (2014) explained the metamorphism of the Rehamna by a nappe stacking associated with a thermal inheritance influencing the mode of crustal thickening. The second controversial point concerns the kinematic of these nappes. Indeed, Aghzer & Arenas (1995, 1998) and Baudin et al. (2003) proposed a vergence toward the W, NW whereas Corsini et al. (1988) and Chopin et al. (2014) considered a S, SW early nappe stacking.

However, in all these models, the relationship between the Rehamna and the Jebilet massif is rarely addressed while many sedimentary, structural or metamorphic similarities exist between these two massifs. An important aspect in the Jebilet massif is the presence of nappes which were emplaced prior to the main compressive Variscan event. Thus, the combination of our new structural observations and U/Pb age determinations allow us to reevaluate and better constrain the magmatic, metamorphic and tectonic evolution of the

Jebilet massif from the Upper-Devonian to the Lower-Permian, thus allowing integration of this massif in the Variscan evolution of the MMD.

II.3.5.1 Polyphased tectonic evolution of the Jebilet massif

A number of structural studies (Bordonaro, 1983; Bouloton & Le Corre, 1985; El Hassani, 1980; Huvelin, 1977; Lagarde & Choukroune, 1982; Le Corre & Bouloton, 1987; Mayol, 1987) demonstrate that the Jebilet massif experienced a polyphased compressive deformation between the Upper Viséan–Namurian (last folded deposits) and the Lower Permian (first unconformable deposits). These successive deformations previously named D_1 , D_2 and D_3 are responsible for the present architecture of the Jebilet massif and correspond to: (1) D_1 episode generated N- to NNE-trending up-right kilometer-scale F_1 folds with an S_1 axial plane cleavage; (2) D_2 overprinting D_1 is characterized by a transpressive deformation generating N- to NW-trending metric to hectometric folds. It is associated with a shearing developing a crenulation L_c whose axial plan are marked by a crenulation cleavage S_2 . The latter bears a sub-horizontal stretching lineation L_{S2} , defined by fibrous minerals which indicate a dextral shearing. (3) D_{2c} is characterized by brittle NNW-trending reverse faults associated with dextral and sinistral conjugate shear zones trending $N70-80^\circ$ and $N130-160^\circ$ respectively. Our structural analysis is in agreement with previously-described D_1 , D_2 and D_3 episodes of deformations hereafter renamed D_{2a} , D_{2b} and D_{2c} in this work. Nevertheless, our field observations clearly show that these deformations postdate an earlier deformation, named D_1 in this study. This D_1 deformation was previously interpreted as a syn-sedimentary episode related to D_0 basin opening (Huvelin, 1977).

II.3.5.1.1 D_1 superficial nappes stacking episodes

D_1 deformation is not easy to characterize due to the intense overprinting by D_2 deformation and it only be observed in rare preserved areas. D_1 heritage is mainly visible in eastern Jebilet, it corresponds to recumbent NS to EW- trending folds (Figure II.7a, b, c, Figure II.8a, b and Figure II.9b) locally developing in the fold hinges a gently dipping axial plane S_1 cleavage (Bamoumen, 1988; Zahraoui, 1981). But in the major part of eastern Jebilet, D_1 deformation is only represented by the reverse facing of the bedding in the Kharrouba formation which represents overturned limbs of recumbent D_1 folds (Bamoumen, 1988; El Hassani, 1980; Zahraoui, 1981). S_1 axial plane cleavage is almost completely absent in eastern Jebilet, because these rocks have been deformed in a high structural level. D_1 fold hinges are likewise rare, and have mostly been overprinted by D_2 (Figure II.9a). In the higher

grade metamorphic area of Sidi Bou Othmane, D_1 deformation has been identified in places (Figure II.7b, c) and is expressed by scarce isoclinal F_1 folds refolded by D_2 deformation transposing S_0 into a subvertical position (Figure II.7d). Several authors have proposed that D_1 event is correlated to the nappe emplacement described in eastern Jebilet and which affects the autochthonous substratum composed of the Kharrouba and Teksim formations (Bamoumen, 1988; Huvelin, 1977; Michard et al., 2010; Zahraoui, 1981). According to the work of Bamoumen (1988), deformations at the base of the nappes is characterized by the appearance of (1) drag folds associated with thrusts where asymmetric geometry and overturned folds suggest deformation in a hydroplastic manner, (2) subhorizontal boudin structures interpreted as resulting from a competence contrast caused by plastic stretching of unlithified sediments, (3) a discrete subhorizontal S_1 cleavage parallel to the bedding and (4) a network of subvertical extensive veins. All these criteria are related to intrinsic processes in sedimentary environments, and to allogenic processes commonly linked with tectonic activities. All these descriptions can correspond to soft sediment deformation structures which are formed in unconsolidated or semi-consolidated sediments by the combined effects of deformation mechanisms that cause a loss of intergranular shear strength and the driving force that exerts stress on the sediment to be deformed.

Thus, previous works (Bamoumen, 1988; Huvelin, 1977; Zahraoui, 1981) and the structural data presented in our study (Figure II.8a, b and Figure II.9b) show the formation and stacking of superficial nappes emplaced at shallow crustal depths generating soft sediment deformation at the base of the nappes and in the substratum (Kharrouba and Teksim formations). The vergence of the D_1 deformation is poorly understood as shown by the various kinematics proposed: top to the west, top to the south, top to the south-east, top to the north-west and top to the north shearing. These important variations of vergence can be explained by the reorientation of the D_1 kinematic criteria during the superimposed D_2 deformation. In the western part of eastern Jebilet and of central Jebilet, due to the low number of preserved keys outcrops cause by the intense D_2 deformation, these nappes are difficult to appreciate. Nevertheless, El Hassani (1980) and Bordonaro (1983) mentioned (in the Sarhlef and Sidi Bou Othmane Formations) an “ante-cleavage episode” which could correspond to D_1 .

II.3.5.1.2 $D_{2a, b, c}$ NW-SE to WNW-ESE shortening episodes

D_2 is the dominant deformation phase forming fold interferences (Figure II.7b, c and d) with a progressive increase in intensity from eastern Jebilet to central Jebilet. Indeed, the

eastern part of eastern Jebilet is characterized by soft fold interferences expressed by the slight reorientation and dipping of F_1 fold axes by the D_2 deformation forming open to tight folds oriented NS to NE-SW. In the western part of eastern Jebilet and in central Jebilet, D_2 is polyphased. The first compressional D_{2a} event generated kilometer-scale isoclinal upright to overturned F_2 folds with a N0-N30-oriented axial plane S_{2a} foliation (Figure II.9c). The strong D_{2a} fabric is defined by a steeply dipping to vertical foliation without lineation indicating a bulk coaxial deformation regime by flattening (S-type tectonites). However, when D_2 deformation increases, a dextral shear component became dominant corresponding to the transpressional D_{2b} phase (Figure II.9d). D_{2b} strain pattern is related to the development of dextral N20-oriented strike-slip shearing corridor, generating a crenulation schistosity and subsidiary shear zones and shear bands on various scales as the WMSZ (Figure II.7e, Figure II.9d, e). Contemporarily of the N20 dextral strike-slip shear zones (Figure II.5b), the N160 sinistral Marrakech shear zone can be integrated into the D_{2b} strain pattern developing a NNW-SSE trending crenulation cleavage oblique on the S_2 foliation (Lagarde & Choukroune, 1982; Le Corre & Saquaque, 1987).

These structures are intersected or reoriented by D_{2c} deformation corresponding to the last increment of D_2 . D_{2c} is characterized by the progressive localization of the deformation along reverse faults and a partly anastomosed network of regional brittle conjugate shear zones (Figure II.7f, g, h and Figure II.9f). The first set corresponds to the longest and the thickest shear zones dominantly N70-trending and marked by a reverse-dextral sense of shear (Mesret, Ait Bella shear zones) and a second N130-oriented more discrete set.

The D_2 deformations reveal a progressive evolution from bulk contractional coaxial deformation regime to noncoaxial dextral transpression consistent with WNW-ESE to NW-SE horizontal shortening. It can be described as a continuous deformation leading to the development of an asymmetric positive flower structure (Bordonaro, 1983; Essaifi et al., 2001; Lagarde, 1985; Lagarde & Choukroune, 1982; Le Corre & Bouloton, 1987).

II.3.5.2 Timing of magmatic and tectono-metamorphic events in the Jebilet massif

The structural and geochronological study presented in this work, coupled with the geochemical and metamorphic data from the literature, allow us to better understand the complex geological evolution of the Jebilet massif from the Famennian-Upper Visean/Namurian pre-orogenic stage (370-325 Ma) to the Westphalian-Permian compressional stage (325-270 Ma). This geological evolution of the Jebilet massif is summarized in Figure II.13 and Figure II.14.

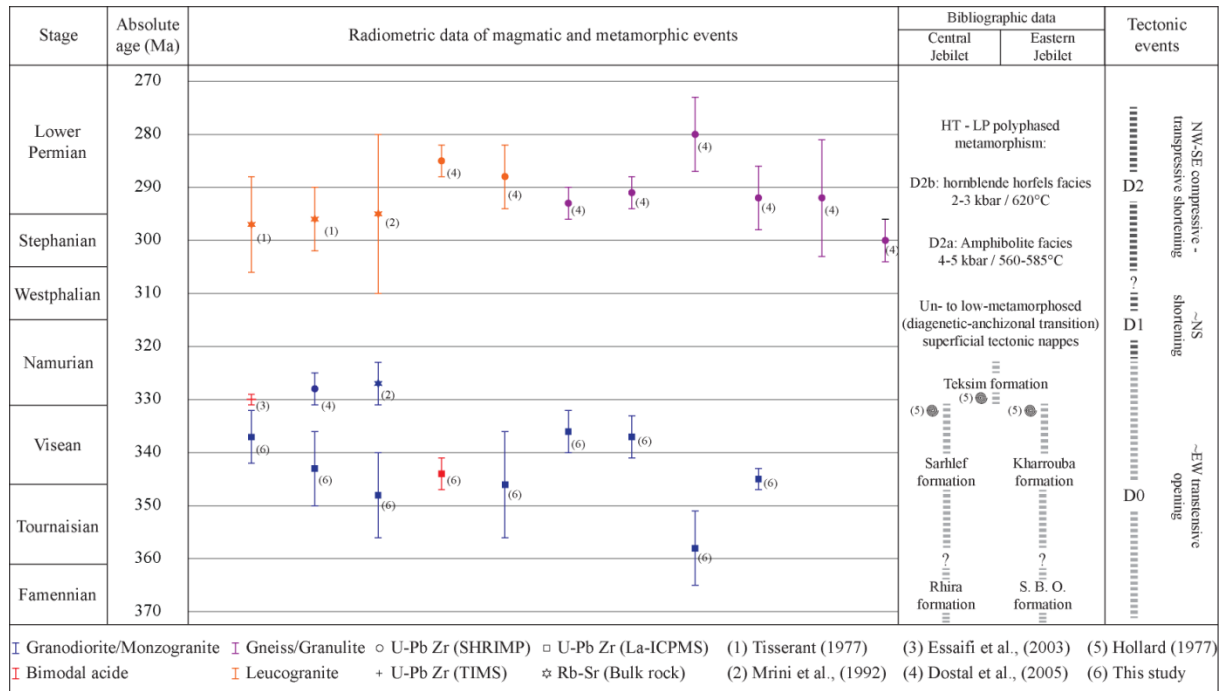


Figure II.13 :Interpretative temporal evolution of tectono-metamorphic events in the Jebilet massif from the upper Devonian to the Lower Permian (see text for discussion).

II.3.5.2.1 Famennian to Visean-Namurian intracontinental basin in the Jebilet massif (370-325 Ma)

Stratigraphic studies have shown that the Jebilet massif was an area of marine sedimentation from the Upper Devonian to Lower Carboniferous linked to the opening of an intracontinental basin. Sedimentation started with the deposit of the Famennian (370 Ma) Rhira formation and ended by the sedimentation of the Upper Visean – Namurian (325 Ma) Teksim formation (Figure 9; (Aarab & Beauchamp, 1987; Beauchamp, 1984; Bordonaro, 1983; Hollard et al., 1977; Huvelin, 1977; Izart et al., 1997; Mayol, 1987). As proposed by Aarab & Beauchamp (1987), the opening of the Jebilet basin (D₀) is controlled by ~N70 sinistral transcurrent faults associated with ~N20 normal faults developing a transtensional pull-apart basin (Figure II.14).

Geochemical studies performed on the bimodal magmatism of central Jebilet confirmed the extensive tectonic regime during this period. Bordonaro (1983), Aarab (1984, 1995) and Aarab & Beauchamp (1987) demonstrate that the co-genetic bimodal association, constituted by tholeiitic mafic/ultramafic intrusive rocks and calc-alkaline felsic intrusive rocks, result from the differentiation of a tholeiitic sequence of oceanic affinity emplaced in an intracontinental rift during the pre-orogenic phase. These observations were lately confirmed by Bamoumen et al. (2008) in eastern Jebilet, where trace element composition of basaltic and trachytic rocks shows both an alkaline and tholeiitic signature. This signature can

be attached to the basalts of transitional alkaline series which places them in the field of intraplate anorogenic basalts. This transtensional setting continued until the Upper Visean - Namurian as shown (1) by the abundant volcanism hosting massive sulfide deposit dated at 331.7 ± 7.9 (Marcoux et al., 2008) and emplaced at the top of the Sarhle formation dated at the Upper Visean (Asbian, Moreno et al., 2008; Playford et al., 2008), and (2) by the sedimentation of the Teksim formation.

Radiometric ages of 345 ± 2 Ma and of 358-336 Ma obtained respectively for the Kt. Hamra intrusion and for the Oulad-Ouaslami / Tabouchent / Bamega granodiorites (Figure 8a, b) coincide with this period of transtensive basin opening, suggesting that these intrusions emplaced in an extensional regime (Figure II.13 and Figure II.14). The age at 345 ± 2 Ma obtained on the zircons from the acidic Kt. Hamra intrusion corresponds to the crystallization of the protolith. We assume similar ages for other acid intrusions (Kt. Bouzlaf and Kt. Diab) and for mafic intrusions considered as co-genetic (bimodal association; Essaifi et al., 2013).

These new radiometric ages are much older than previously proposed ages by Mrini et al. (1992) for the Oulad-Ouaslami intrusion at 327 ± 4 Ma (Rb-Sr dating on whole rocks) and by Essaifi et al. (2003) for bimodal acidic intrusions at $330.5 \pm 0.68-0.83$ Ma (ID-TIMS U-Pb on zircon, reverse discordia, one concordant point). Present datings significantly modify the tectono-thermal interpretation of the Jebilet massif. Previously, these intrusions, dated at ca. 330 Ma, were considered as syntectonic and emplaced during a transpressional regime (see structural works by Lagarde & Choukroune, 1982, Le Corre & Saquaque, 1987 and Essaifi et al., 2003). The main tectono-thermal event in the Jebilet massif was considered as Upper Visean (~330 Ma), contemporaneous with VMS emplacement. However, these crystallization ages ca. 330 Ma estimated for the Oulad-Ouaslami and for bimodal acidic intrusions are surprising given the Upper Visean stratigraphic ages (around 330 Ma) attributed to the top of Kharrouba and Sarhle formations hosting these intrusions.

Our new datings question the ages proposed by Mrini et al. (1992) and Essaifi et al. (2003) for the crystallization of both the Oulad-Ouaslami granodiorite and the acidic intrusions. By extension, the age of the main tectono-thermal event in the Jebilet must be also re-evaluated. Our radiometric datings of 345 ± 2 Ma and of 358-336 Ma for felsic volcanics and several granodiorites rather support a Lower Carboniferous age for the tectono-thermal event in the Jebilet, also supported by several independent arguments. Boummane & Olivier (2007) indeed showed, by combined anisotropy of magnetic susceptibility technique and microstructural studies that the complete crystallization of the Oulad-Ouaslami intrusion predate the variscan shortening. This interpretation is mainly attested by the absence of

magmatic fabrics related to D₂ deformation in the pluton. On the contrary, magmatic fabrics are underlined by solid-state structures. This conclusion can be extended to the Bamega – Tabouchent intrusions presently dated at 355 Ma, where the same shear zones have been described by Le Corre & Saquaque (1987).

Taking into account the new structural and geochronological data presented in this work, we conclude that the Jebilet massif experienced a general extensional tectonic regime from the Famennian (370 Ma) to the Upper Visean – Namurian (325 Ma) characterized by granodioritic and bimodal magmatism emplaced into deep water marine sediments on a thinned continental crust (Figure II.14). The emplacement of these intrusions induced a contact metamorphism reaching the pyroxene hornfels facies for the granodioritic magmatism and the hornblende hornfels facies for the bimodal magmatism (El Hassani, 1980; Essaifi et al., 2001; Huvelin, 1977). The Jebilet basin located in the external part of the Variscan orogen represents a pull-apart basin formed by the South/South-Eastward oblique convergence of the Variscan internal zone toward the West African Craton (WAC).

II.3.5.2.2 Upper Carboniferous to Lower Permian compressional events in the Jebilet massif (325-270 Ma)

II.3.5.2.2.1 Deformation-Metamorphism relationship in the Jebilet massif

The lowest metamorphic grade identified in the Jebilet massif is located in the easternmost part of the eastern Jebilet characterized by D₁/D₂ soft folds interferences. In this area, mineralogical and RSCM geothermometry studies in the Kharrouba formation show paragenesis at Chl–Phg–Qtz–Ab (Huvelin, 1977) and RSCM temperatures estimated around 350°C respectively (Delchini et al., 2016) both indicating greenschist facies metamorphism conditions. Microstructural analyses clearly show that mineral growths are associated with the S_{2a} slaty cleavage (Figure II.10a). These relationships (1) demonstrate that peak metamorphism in the Jebilet massif post-dates D₁ and correlates with the dominant D₂ deformation and (2) confirm that D₁ superficial ante-Visean nappes stacking emplaced under very low metamorphism conditions (150-200°C; Bamoumen, 1988) as shown by the absence of a generalized S₁ tectonic cleavage (Figure II.13 and Figure II.14).

The higher grade metamorphic event recorded in the Jebilet massif is characterized by low pressure – high temperatures (LP-HT) metamorphism and is also related to D₂ deformation (Figure II.10b, c, d; Bordonaro, 1983; Delchini et al., 2016; El Hassani, 1980; Essaifi et al., 2004). The penetrative and generalized sub-vertical cleavage associated with the D_{2a} event developed a M_{2a} regional metamorphism in the greenschist facies (Figure II.10a) in

central and eastern Jebilet except in the Sidi Bou Othmane area where Grt-St association indicating amphibolites facies metamorphic conditions have been described (Figure II.10d). Combined thermobarometric and RSCM geothermometries gave a metamorphism peak of 4-5 kbar and 560-585°C for M_{2a} regional metamorphism (Delchini et al., 2016).

In the major part of central and eastern Jebilet, D_{2b} transpression occurred in a low-grade regional retromorphic metamorphism (Figure II.10b, c) and is accompanied by emplacement of syn- to post-tectonic leucogranitic intrusions as the Bramram pluton. The latter induce a LP-HT M_{2b} contact metamorphism reaching the hornblende-hornfels facies (Delchini et al., 2016; El Hassani, 1980). Some of these intrusions are considered hidden at shallow depth, in particular in the Sidi Bou Othmane area (Figure II.5b), and only suspected by their contact metamorphism characterized by syn- to post-tectonic And – Grt – Bt mineralogical assemblage in metapelites (Figure II.10d, e). Quantitative pressure and temperature conditions estimated by the Raman geothermometer and thermobarometric calculations are in agreement with the paragenesis observations and give peak conditions of 2-3 kbar and 620°C (Delchini et al., 2016).

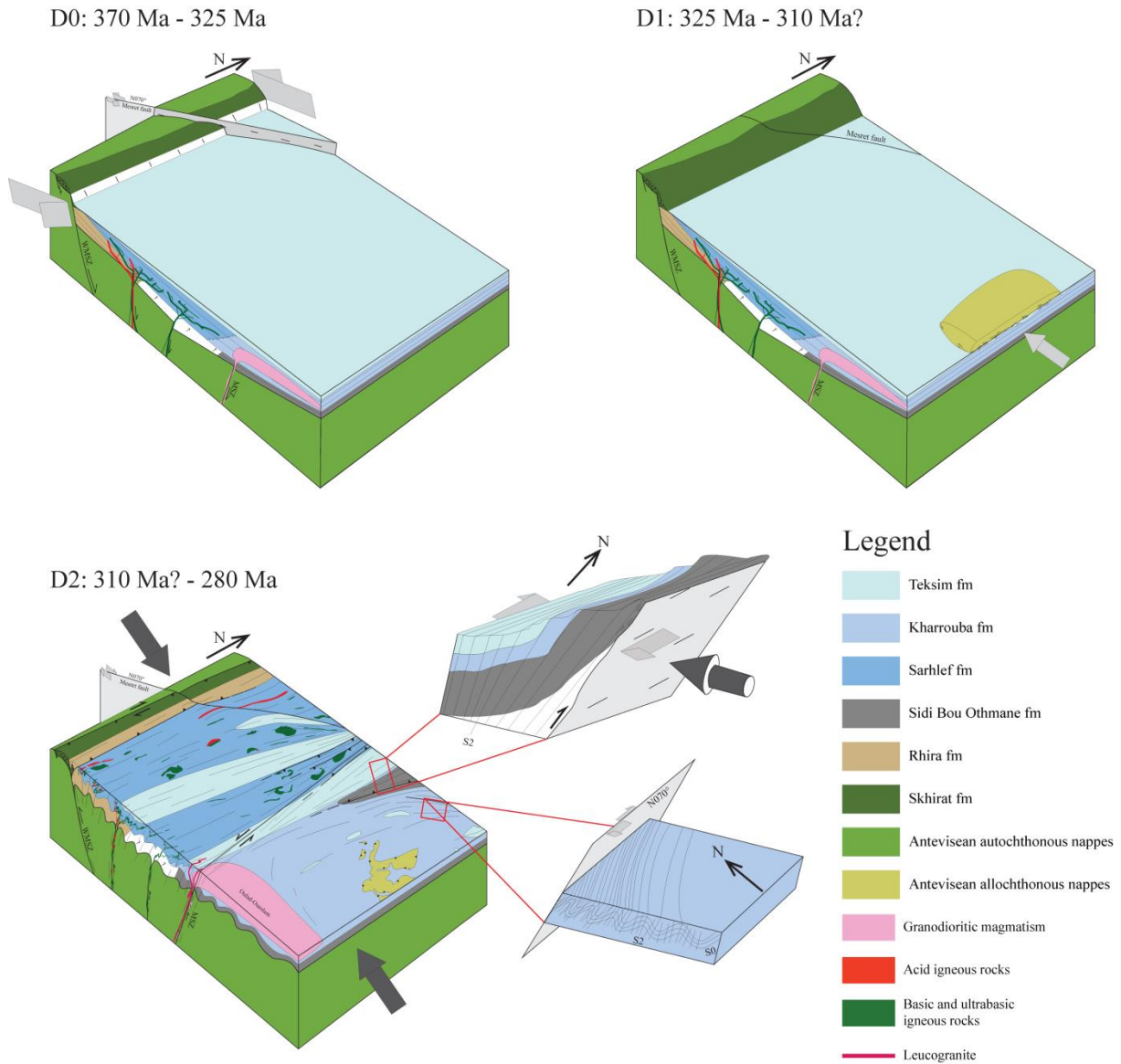


Figure II.14 : Three-dimensional idealized model for the evolution of the Jebilet Massif from the upper Devonian to the Lower Permian (see text for discussion).

II.3.5.2.2.2 Timing of compressional events

In the Jebilet massif, the age of the D₁ compressional event is constrained by the biostratigraphic age of the youngest sediments corresponding to the Teksim formation dated at Upper Visean-Namurian. Hence, initiation of variscan D₁ compressional event associated to nappes emplacement postdates the Visean-Namurian (~325 Ma), (Figure II.13 and Figure II.14).

As shown previously (§I.3.5.2.2.1) peak metamorphic pressure and temperature in the Jebilet massif are correlated with the shortening D₂ deformation. The timing of the D₂ deformation is not directly dated. However, field observations indicate that leucogranitic dykes and stocks (Bramram), dated at 297 ± 9 Ma, 296 ± 6 Ma (Tisserant, 1977) and 295 ± 15

Ma (Mrini et al., 1992), are syn-to post-kinematic to D_{2b} deformation and therefore date this event (Figure II.13 and Figure II.14). These ages are confirmed by the SHRIMP U–Th–Pb radiometric study on zircon of Dostal et al. (2005) include in igneous xenolith (leucogranite, gneiss, and granulite) contained in lamprophyric dykes. Leucogranitic xenolith give ages at 285 ± 3 and 288 ± 6 in agreement with previous datation performed by Tisserant (1977) and Mrini et al. (1992), considering the analytical uncertainties (Figure II.13). Datation of metamorphic rims on zircon grains extracted from gneiss and granulites high grade metamorphic rocks yields ages of 280 ± 7 Ma, 292 ± 6 Ma, 292 ± 11 Ma and 300 ± 4 Ma. Given the mineral paragenesis at Qtz – Fsp – Grt – Sill – Ky and at Qtz – Fsp – Bt – Grt described respectively for the granulitic and gneissic rocks (Dostal et al., 2005), we consider these metamorphic ages as representing the peak metamorphism M_{2a} linked to D_{2a} deformation. Ages attributed to D_{2a} and D_{2b} deformations present the same values considering the analytical uncertainties. Therefore, we proposed an age ranging between 310 Ma and 280 Ma for the event D2 (Figure II.13 and Figure II.14). According to Dostal et al. (2005), the synchronism of upper crustal leucogranitic magmatism and middle crustal granulite facies metamorphism suggests that the high-grade metamorphism facilitated partial melting and granitoid plutonism, and supports a granite–granulite connection.

II.3.5.3 Regional implication

Our observations show that from the Upper Devonian to the Visean/Namurian, the Jebilet massif was affected by an extensional tectonic activity as demonstrated by sharp changes in sediment thickness contemporaneous with a significant magmatic activity emplaced in an intracontinental sedimentary basin (Figure II.13 and Figure II.14). This extensive phase is well known all over western Meseta where a similar evolution has been described in the Rehamna and central massifs. The geodynamic context of these basins is not precisely known as shown by the different interpretations proposed for the opening of the western Meseta basins. Indeed, Ben Abbou et al. (2001) and Roddaz et al. (2002) have considered these basins as retro arc foreland basins related to north-westward propagation of thrusts and fold belt edified in eastern Meseta. Tahiri et al. (2010), as for them, have suggested that these basins can be opened during the southward docking of the Sehouli block against the western Meseta. More recently, Frizon de Lamotte et al. (2013) have integrated this episode into an Upper Devonian–Early Carboniferous rifting event, observed in the whole north Gondwana margin from North Africa to Arabia. During the Upper Devonian, this domain underwent a paleoenvironmental turnover known as the “Famennian revolution” and

characterized by a general subsidence displaying an arch and basin geometry allowing the deposition of sediments and magma emplacement as well (Frizon de Lamotte et al., 2013; Piqué, 1975). The development of these basins has been considered as a far-field effect of the Variscan orogeny. Indeed, Late Devonian is the time for contrasting tectonic processes with the onset of the Variscan Orogeny in the internal zone (eovariscan event) whereas the external zone is characterized by an extensional tectonic with the onset of foreland basins in the Gondwana margin associated with magmatic activity. However, Simancas et al. (2009) and Frizon de Lamotte et al. (2013) considered that the opening of these basins as well as the important magmatic activity in northern Morocco during the Upper Devonian – Lower Carboniferous represented in the Jebilet massif by the bimodal and granodioritic magmatism inducing a contact metamorphism, can be attributed to a large-scale mantle anomaly effect linked to the opening of the Paleotethys ocean.

The first records of the Variscan deformation reached the Jebilet basin by the Viséan/Namurian (325 Ma) and correspond to the earliest D₁ compressive event characterized by superficial nappes emplacement, the vergence of which is debated in the Jebilet (Figure 9 and 10). However, further north in the central Massif (Figure II.5a), the study of the Ziar nappe emplaced in syn-sedimentary conditions, show westward kinematic (Allary et al., 1976). Therefore a unique kinematic can be proposed for the Jebilet nappes as proposed by Bamoumen (1988). Given that the westward kinematic direction of the earlier D₁ event is characterized by soft sediment deformation and by low grade metamorphism (Figure II.14), it cannot be responsible for tectonic nappe stacking inducing high grade metamorphism as proposed for the D₁ event in the Rehamna massif (Aghzer & Arenas, 1995, 1998; Baudin et al., 2003; Chopin et al., 2014).

The main variscan phase in the Jebilet massif induced the reworking of D₁ structures by D₂ events. D₂ correspond to the main Variscan tectonic event dated as Stephanian-Early Permian (310-280 Ma) and characterized by NNE-trending up-right folds with a dextral component of shearing associated to HT-LP metamorphism. D_{2c} correspond to the last increment of D₂ inducing brittle deformation with the same direction of shortening (Figure II.14). D₂ events are well-known in the MMD and related to dextral transpression along the WMSZ (Hoepffner et al., 2005, 2006; Michard et al., 2010; Piqué et al., 1980). Age of the beginning of D₂ deformation in the Jebilet massif can be refined taking account works realized further north in the Fourhal basin localized in the central massif (Figure II.5a). In this area, tectono-sedimentary studies have shown that turbiditic sedimentation persists during the Namurian until the Lower Westphalian (~315 Ma) and was controlled by the northwestward

propagation of thrust-related folds considered as the front of the advancing eastern Meseta related to the initiation of D₂ deformation. Therefore, the Namurian-Westphalian (~315 Ma) seems to be the best estimate for the end of marine sedimentation in MMD and, therefore, the maximum age of the main Variscan deformation in the MMD. In the same way, according to the work of Chopin et al. (2014), Ar-Ar age on metapelite of the garnet-biotite metamorphic zone indicate that HP-LT metamorphism related to the variscan collisional event started at ca. 310 Ma in the MMD. Therefore, in the MMD the time lag between the end of marine sedimentation (~315 Ma) and the onset of the HT-LP metamorphic and magmatic events at ca. 310 Ma is a maximum of 5 Ma. This shows that the HP-LT thermal event cannot be related to tectonic thickening by nappe stacking were models of thermal relaxation indicate that peak temperatures are reached only some 15–20 Ma after stacking. This consideration supports Michard et al. (2010), who suggested that HT-LP metamorphism in the Rehamna and the Jebilet was controlled by an older thermal anomaly in relation with the rifting stage. This hypothesis is also confirmed by Wernert et al. (2016) who showed that HT-LP metamorphism in the MMD should be correlated with an inherited structural and thermal anomaly developed during Upper Devonian-Lower Carboniferous intracontinental rifting. According to Frizon de Lamotte et al. (2013), this inherited thermal anomaly associated with extensive episode from the Upper Devonian to the Lower Carboniferous in the MMD and magmatism represented in the Jebilet massif by bimodal and granodioritic magmatism dated between 355 and 340 Ma, is an effect of large scale mantle anomaly. From the Upper Carboniferous to the Lower Permian, the MMD was subsequently involved in the Alleghanian-Variscan orogeny associated with the final closure of the Rheic ocean by the general clockwise rotation of Gondwana relative to Laurussia (Chopin et al., 2014; Frizon de Lamotte et al., 2013; Hatcher, 2002, 2010; Uwe Kroner et al., 2016).

II.3.6 Conclusion

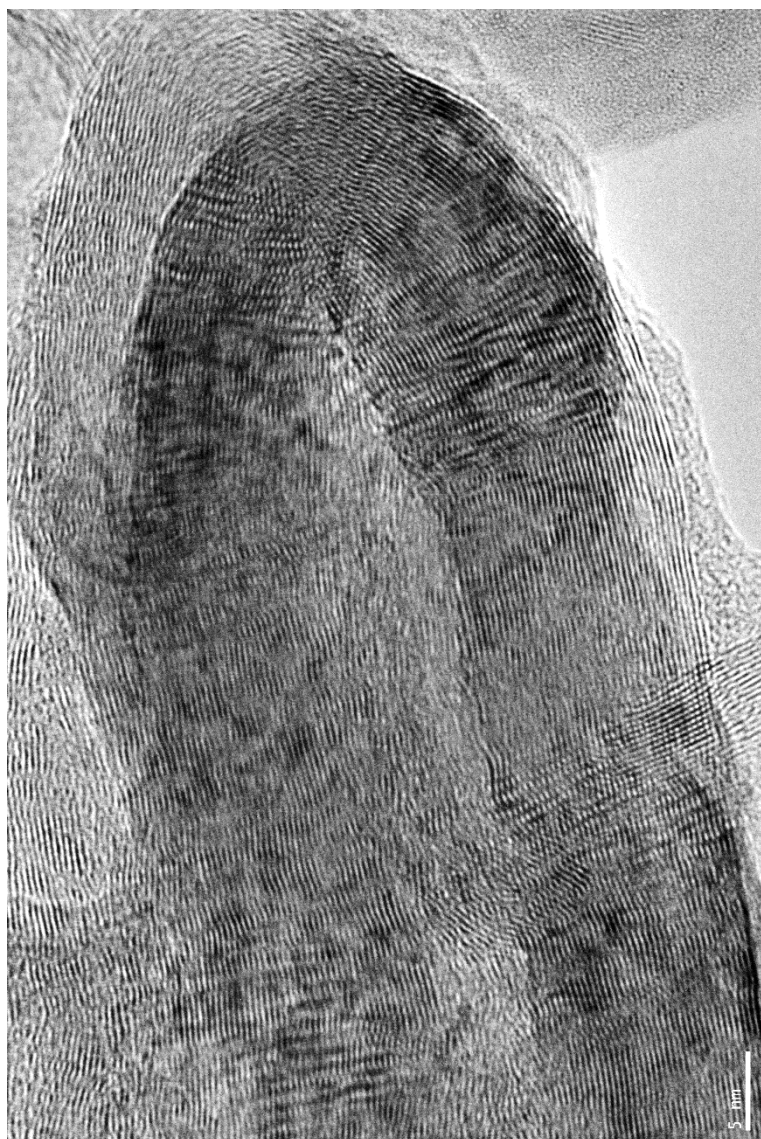
The combined structural and geochronological studies coupled with data from the literature allowed us to propose a tectonic evolution of the Jebilet massif from the Upper Devonian to the Lower Permian and to replace it in the Variscan orogeny framework. From the Upper Devonian to the Lower Carboniferous, ~N070 bordering transfer faults controlled the Jebilet basin opening as show by sedimentary filling and by abundant magmatic activity newly dated in this study between 358 ± 7 Ma and 336 ± 4 Ma. These ages are older than the ones previously proposed by Mrini et al. (1992) and Essaifi et al. (2003) and demonstrate that the magmatism of the Jebilet emplaced before the shortening episodes as proposed by

Bordonaro (1983), Aarab (1984) et Aarab & Beauchamp (1987). The structural shape of the Jebilet massif results from the superposition of two deformations D_1 and D_2 . D_1 event correspond to superficial nappes stacking, whose vergence is unknown, with soft sediment deformation structures and low grade metamorphism. D_2 event correspond to a continuous deformation corresponding to the westward thrusting on the Coastal Block via the WMSZ inducing NW-SE major transpressional shortening and metamorphism overprinting the D_1 deformation. This resulting fold interference pattern and peculiar geometries (croissant-shaped fold, Figure II.7b, c) would exemplify a dual control of deformation by both the variably oriented basement paleofaults and the evolution of the regional shortening direction with time. The absence of tectonic nappe stacking in the Jebilet massif seems to indicate that the metamorphism was controlled not only by tectonic burial, but also by the development of a high T event as proposed by Michard et al. (2010) possibly related to an inherited thermal anomaly developed during the Upper Devonian-Lower Carboniferous intracontinental rifting and represented by the bimodal and granodioritic magmatism, as proposed by Chopin et al. (2014) and Wernert et al. (2016) in the Rehamna massif. Our datings confirm the geochronological study of Youbi et al., (2017) who showed that the magmatism emplaced in the entire western Meseta domain occurred between 349 and 340 Ma ago. This important magmatic productivity in the Meseta domain during the Latest Devonian to Early Carboniferous can be related to a thermal anomaly probably generated by an effect of large scale mantle anomaly as proposed by Simancas et al. (2009) and Frizon de Lamotte et al. (2013).

II.3.7 Acknowledgments

This work is part of a PhD thesis conducted at the French Geological Survey (BRGM, Orléans, France) and at ISTO laboratory (Orléans, France). Financial support for the PhD scholarship was provided by BRGM and Région Centre Val de Loire. Field work and analytical studies were supported by BRGM and ISTO. Supporting data are included in supporting information or available by contacting the corresponding author (delchini.sylvain@gmail.com).

III. Thermicité



Images prises au microscope électronique en transmission de matériaux carbonés désordonnés (gauche) et ordonnés (droite)
extraits de roches métapélitiques provenant du massif des Jebilet

Chapitre III.1 Méthodologie

L'étude du métamorphisme constitue une approche fondamentale pour la compréhension des processus géologiques et géodynamiques de la planète. La connaissance des conditions Pression/Température (P-T) subies par une roche permet en effet de reconstituer les différents trajets qu'elle a subis au cours de son histoire. Il existe plusieurs géothermomètres qui permettent la reconstitution de l'histoire thermique d'une zone métamorphique tels que la paragenèse minérale, les isotopes, la cristallinité de l'illite et les inclusions fluides, que nous décrivons très brièvement ci-dessous :

III.1.1 Minéralogie

La présence de minéraux indicateurs de pression et de température, permet de situer les roches dans leur contexte thermobarométrique, soit dans le domaine de la diagenèse, soit dans le domaine du métamorphisme (l'anchizone, l'épizone ou la mésozone).

Toutefois il n'est pas facile de détecter les associations minéralogiques dans toutes les roches surtout si elles sont altérées, par exemple, par la circulation de fluides, d'origine métamorphique ou météorique.

III.1.2 Cristallinité de l'illite

Kubler (1967) a développé la méthode de la cristallinité de l'illite. Cette cristallinité correspond à la largeur maximale à mi-hauteur du pic à 10 Å des diagrammes de diffraction des rayons X de l'illite, c'est-à-dire à l'épaisseur des cristallites. La méthode cristallinité de l'illite permet de distinguer trois zones correspondant à des conditions thermobarométriques de plus en plus élevées : la zone de diagenèse (zone non métamorphique), l'anchizone et l'épizone.

En général, les sédiments sont riches en illite, néanmoins quelques difficultés peuvent bloquer l'application de cette méthode. Afin que les mesures soient correctes, il faut tenir compte de plusieurs paramètres (Robinson & Frey, 1999), tels que la lithologie, les interactions fluides-roches, la composition chimique de l'illite et les conditions expérimentales (type de diffractomètre et mode de préparation des échantillons).

La méthode la plus utilisée par les pétroliers est basée sur la transformation smectite-illite. Cette transformation suit une loi cinétique du premier ordre en fonction de la température, qui a été calibrée empiriquement sur des bassins sédimentaires dont l'évolution P-T est bien établie (modèle cinétique de Velde & Vasseur, 1992).

III.1.3 Inclusions fluides

Mullis (1979) a développé une méthode qui lui a permis de déterminer trois zones métamorphiques différentes dans les Alpes Centrales suisses en se basant sur les inclusions fluides dans des cristaux de quartz apparaissant lors du pic thermique. La zone de la diagenèse, caractérisée par la présence d'hydrocarbures liquides, l'anchizone par la présence de méthane tandis que les inclusions de l'épizone sont aqueuses.

Ces méthodes sont cependant très dépendantes de l'histoire de la roche et du comportement du cristal hôte, son étanchéité aux fluides externes et sa capacité à retenir le fluide inclus. Toute entrée de fluide et/ou fuite modifient profondément la mesure.

III.1.4 Isotopes stables

La géochimie des isotopes stables s'avère utile pour la thermométrie étant donné que la température est le paramètre principal qui contrôle les fractionnements isotopiques entre deux phases. L'application de cette méthode nécessite (Robinson & Frey, 1999) que les deux phases aient cristallisé en équilibre et la composition isotopique de cet équilibre doit rester stable durant la phase tardive de refroidissement. Cependant, le rééquilibrage isotopique coïncide rarement avec un événement géologique intéressant et est vulnérable à une altération par la circulation des fluides.

Toutes ces méthodes que nous venons de citer sont difficiles à mettre en œuvre et leur application exige que l'on prenne beaucoup de précautions d'où l'intérêt d'utiliser une méthode alternative qui est le géothermomètre RSCM (Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials). Dans ce travail consacré à l'étude de la thermicité du massif des Jebilet, nous utiliserons essentiellement la méthode thermométrique basée sur la spectroscopie Raman appliquée sur la matière carbonée d'origine organique. Pour cette raison nous présentons cette méthode avec plus de détail.

III.1.5 Approche de la méthode géothermométrie RSCM

La géothermométrie RSCM est basée sur l'évolution structurale de la matière carbonée (matière organique). Nous rappelons ici, les grands traits de la transformation de la matière organique à température croissante ainsi que les principes et les applications de la spectroscopie Raman sur la matière carbonée.

III.1.5.1 Evolution de la matière carbonée organique

La matière carbonée fossile d'origine organique s'accumule dans les sédiments après la mort et la décomposition des organismes producteurs tels que les algues, les bactéries et les végétaux supérieurs. L'évolution chimique et structurale de cette matière organique (MO) dépend de sa composition et structure initiale, de la nature du milieu (*e.g.* grands complexes deltaïques, plates-formes carbonatées, milieux lacustres) et des conditions d'enfouissement.

D'une manière simplifiée, la matière organique subit au cours du temps géologique deux processus successifs : la carbonisation durant la diagenèse et la catagenèse et la graphitisation durant le métamorphisme. Ces deux processus se manifestent par un ensemble de transformations chimiques et structurales irréversibles.

La carbonisation est la première réponse à l'enfouissement de la MO. Cet enfouissement est naturellement accompagné d'une évolution chimique et structurale sous l'effet de l'augmentation des deux principaux paramètres contrôlant la stabilité des molécules organiques : la température et la pression. Au début de la carbonisation et à la faveur du départ graduel des hétéroatomes (O, H, S) sous forme de petites molécules (eau, dioxyde de carbone et hydrocarbures légers), des unités polyaromatiques, de dimensions nanométriques, appelées unités structurales de base (USB) apparaissent. Ces unités correspondent à des structures constituées de quelques cycles aromatiques, isolées ou empilées par 2 ou par 3. Elles apparaissent après la rupture des liaisons C-C des macromolécules (chaînes aliphatiques) et par formation de nouvelles liaisons aromatiques. Les USB sont initialement réticulées notamment par des ponts aliphatiques (Figure III.1A). A la fin de la diagenèse, la dégradation de ces ponts et des fonctions éther qui maintiennent les USB en désordre mutuel total, permet la réorientation en parallèle des USB pour former des domaines d'orientation moléculaires (feuillets polyaromatiques). Ces réarrangements correspondent à une carbonisation naturelle (ou houillification) autrement dit à un enrichissement de la matière carbonée en carbone (Figure III.1B).

La graphitisation correspond essentiellement aux modifications chimiques et structurales des domaines d'orientation moléculaires au cours du métamorphisme. En effet, les feuillets polyaromatiques deviennent de plus en plus planaires, grands et empilés jusqu'à la formation du graphite, le terme ultime de cette évolution ; il correspond à l'empilement tripériodique (séquence ABAB) de plans polyaromatiques (Figure III.1C). Plusieurs méthodes existent pour caractériser l'état structural des matériaux carbonés, les plus couramment utilisées sont : le pouvoir réflecteur de la vitrinite, la Pyrolyse Rock-Eval (RE), la Microscopie Electronique de Transmission (MET), la Diffraction des Rayons X (DRX) et la spectroscopie Raman. Dans cette étude nous avons utilisé la spectroscopie Raman.

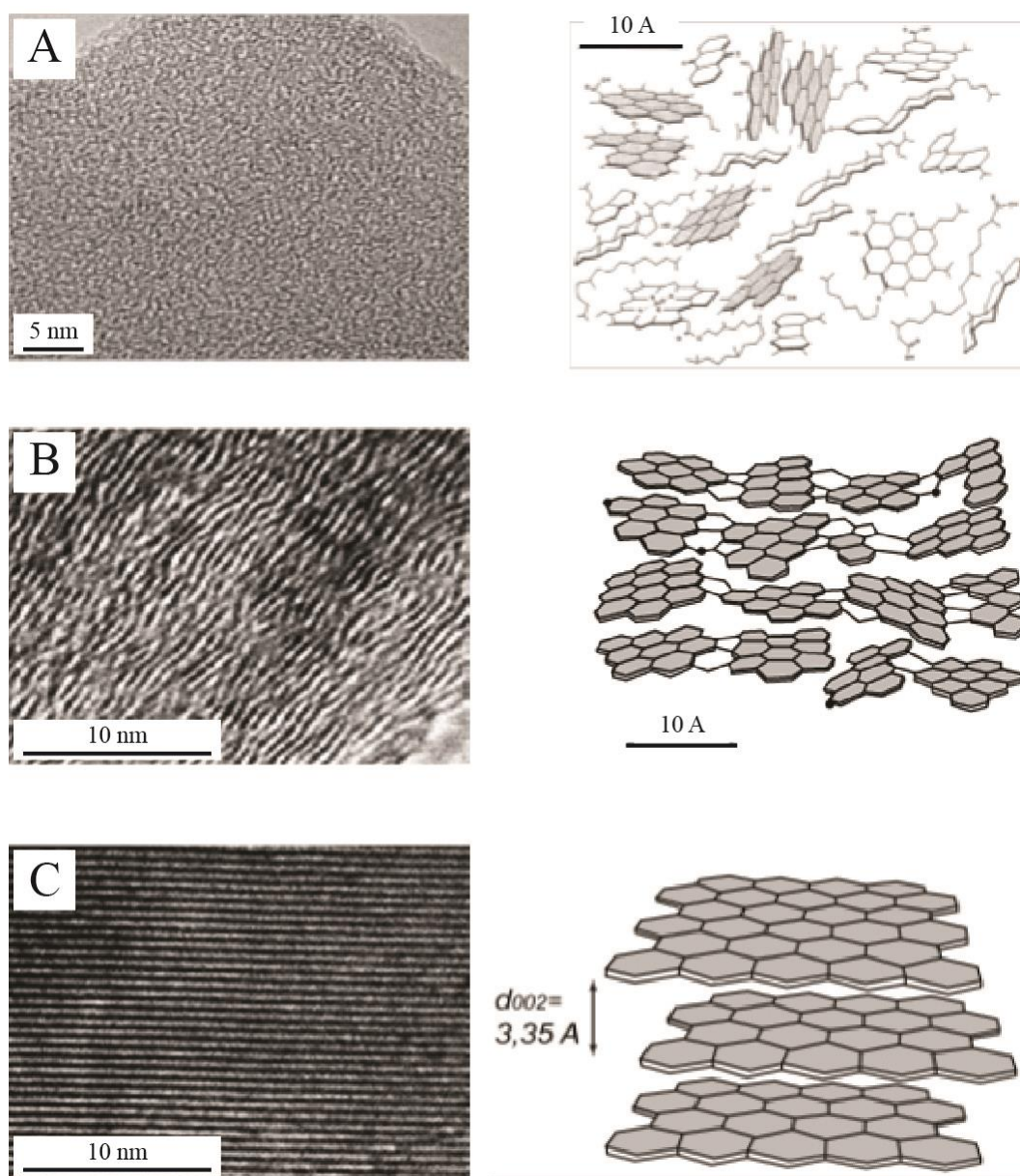


Figure III.1 : Quelques images de différents matériaux carbonés observées par MET et schémas structuraux correspondants (d'après Oberlin, 1989). A : kérogène immature de type II ; B : kérogène mature de type I ; C : graphite.

III.1.5.2 La spectroscopie Raman : principe et application sur matière carbonée

III.1.5.2.1 Principe

La spectroscopie Raman est une technique analytique basée sur la dynamique vibrationnelle des groupements moléculaires après interaction avec une lumière monochromatique. Le principe de cette technique consiste à envoyer une lumière visible monochromatique, type Laser sur un matériau polyatomique (Figure III.2). La majeure partie de cette lumière (des photons) incidente est réfléchiée ou transmise par l'échantillon alors qu'une faible partie est diffusée par les atomes de celui-ci dans toutes les directions de l'espace (environ 10^{-4} de l'intensité du faisceau incident). Cette partie est majoritairement diffusée de manière élastique (c'est-à-dire sans changement de fréquence) également appelée diffusion Rayleigh. Cependant, une infime partie diffuse de manière inélastique avec l'échantillon (environ 10^{-6} de l'intensité du faisceau incident) et un changement de fréquence est observée, c'est l'effet Raman (Figure III.2). La diffusion inélastique est produite après la modification d'énergie donc de longueur d'onde du rayon incident, induisant un mode vibrationnel. En effet, la matière analysée peut absorber ou céder de l'énergie au rayon, créant ainsi les radiations Stokes et anti-Stokes (Figure III.2). L'effet Raman, résultant de cet échange d'énergie, se traduit par un léger changement de l'énergie du faisceau incident et un spectre Raman (Raman shift) représente simplement cet échange d'énergie par rapport à la longueur d'onde incidente (Rayleigh) (Figure III.2).

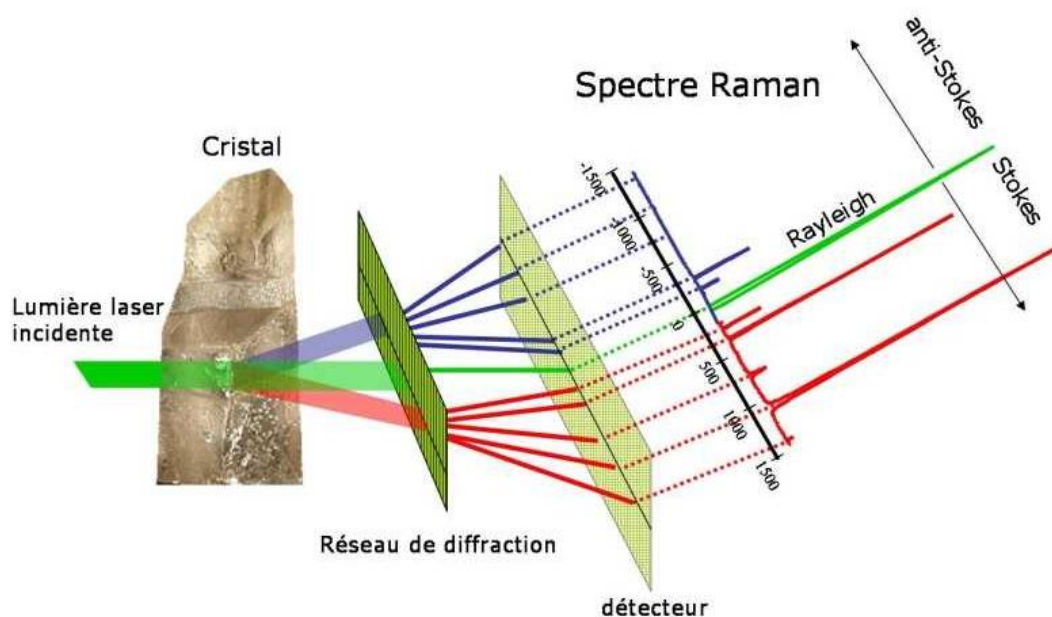


Figure III.2 : Effet Raman lors de la traversée d'un cristal (d'après Philippe Gillet, 2004, ENS Lyon).

Par spectroscopie Raman il est possible d'étudier, dans la plupart des cas de façon non destructive, des composés organiques ou minéraux. Les échantillons peuvent être des gaz, des liquides, des solutions aqueuses, ou des solides. Pour les solides, l'analyse peut se faire sur fragment de roche, cutting, poudre ou lame mince. Les renseignements obtenus par spectrométrie Raman permettent de caractériser précisément des composés par comparaison avec des spectres de références ou d'identifier la famille (carbonates, sulfates, phosphates...) à laquelle appartiennent les minéraux grâce à leurs raies caractéristiques principales. Il est aussi possible de distinguer des polymorphes, de faire des études d'attribution des raies Raman d'un composé en liaison avec ses données cristallographiques et sa symétrie (Bartholomew, 2013; Bishop & Murad, 2004; Jehlička et al., 2009; S. N. White, 2009). En ce qui concerne les inclusions fluides, la spectroscopie Raman permet l'identification de leur contenu en gaz ou en espèces polyatomiques dissoutes (Burke, 2001; Frezzotti et al., 2012).

III.1.5.2.2 Instrumentation

Les données Raman présentées dans ce travail ont été acquises au BRGM à l'aide d'un spectromètre Raman Renishaw InVia Reflex équipé de 3 sources d'excitation laser à 514,5; 632,8 et 785 nm (Figure III.3).

Le faisceau laser est focalisé sur l'échantillon à travers l'objectif d'un microscope de recherche Leica DM2500 spécialement adapté au système. Le microscope est équipé d'un dispositif d'illumination en réflexion, un éclairage en lumière transmise et une caméra vidéo couleur, il est doté de 4 objectifs Nplan [x5, x20, x50 (Ouverture Numérique = 0.75), x100 (ON=0.90)], 1 objectif longue frontale (x50LW). Dans cette étude, toutes les mesures ont été réalisées avec l'objectif x100 (ON=0.90).

La diffusion Rayleigh est éliminée grâce aux filtres diélectriques. Le signal Raman est ensuite dispersé à l'aide d'un réseau holographique et mesuré par un détecteur CCD NIR/UV deep depletion 1024x256 pixels refroidi par effet Peltier.

A l'aide d'une platine motorisée RENISHAW HSES, il est possible d'effectuer des cartographies point-par-point de surfaces, de lignes, de profils ou encore de programmer une séquence d'acquisition de points (par coordonnées ou plus directement par pointés directs sur l'image vidéo). En effet, le spectromètre est équipé d'outils et dispositifs pour l'imagerie Raman et offre une variété d'utilisation : imagerie StreamLine, imagerie StreamLineHR et imagerie en point par point. Le basculement d'un mode d'imagerie à l'autre s'effectue très simplement, de façon automatique par le logiciel Renishaw WiRe 3,4. Ce logiciel pilote les

différentes composantes de l'appareil Raman et commande directement les différents paramètres d'acquisition des données.

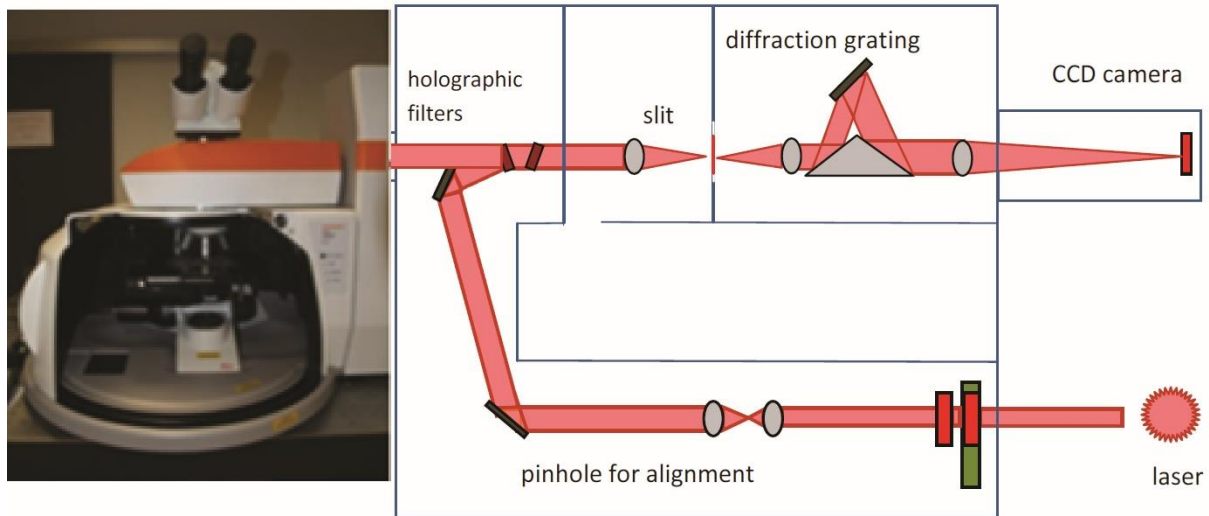


Figure III.3 : Schéma du spectromètre Raman confocal Renishaw (BRGM-ISTO)

III.1.5.2.3. La spectroscopie Raman appliquée à des matériaux carbonés : approche géothermométrique

III.1.5.2.3.1. Les spectres Raman des matériaux carbonés

La structure électronique du carbone constituée de six électrons (1s², 2s², 2p²) lui permet d'établir différentes liaisons chimiques avec d'autres atomes. Ainsi, les matériaux carbonés peuvent exister sous des structures différentes en fonction des conditions de formation : structure cristalline ou ordonnée (graphite, diamant par exemple) et structures désordonnées, dits turbostratiques (structure bidimensionnelle). Dans cette étude nous n'avons analysé que des matériaux carbonés (MC), bien ordonnés (graphite) ou désordonnés, possédant des défauts structuraux et ayant subi des températures supérieures à 300°C. Pour ceci, nous nous limitons à ce stade à décrire uniquement les bandes Raman qui caractérisent de tels MC.

Le spectre Raman d'un matériau carboné (Figure III.4) peut être divisé en deux régions appelées premier ordre (1000-2000 cm⁻¹) et second ordre (2000-3500 cm⁻¹) (*e.g.* Nemanich & Solin, 1979; Tuinstra & Koenig, 1970). Nous précisons ici que toutes nos mesures ont été effectuées dans la région du premier ordre.

Le spectre Raman d'un graphite parfait est formé d'une seule bande (Figure III.4A), dans la gamme de fréquence 1000-2000 cm⁻¹, appelée communément bande G et située aux alentours de 1580 cm⁻¹ (*e.g.* Lespade et al., 1984; Tuinstra & Koenig, 1970; Wopenka & Pasteris, 1993). Cette bande correspond à l'activation du mode E_{2g} par la vibration

d'étirement C-C des atomes de carbone dans la structure (Figure I.5A). En effet un graphite cristallin bien ordonné est formé de plusieurs couches polyaromatiques à structures cristallines hexagonales et planes (Figure III.1C).

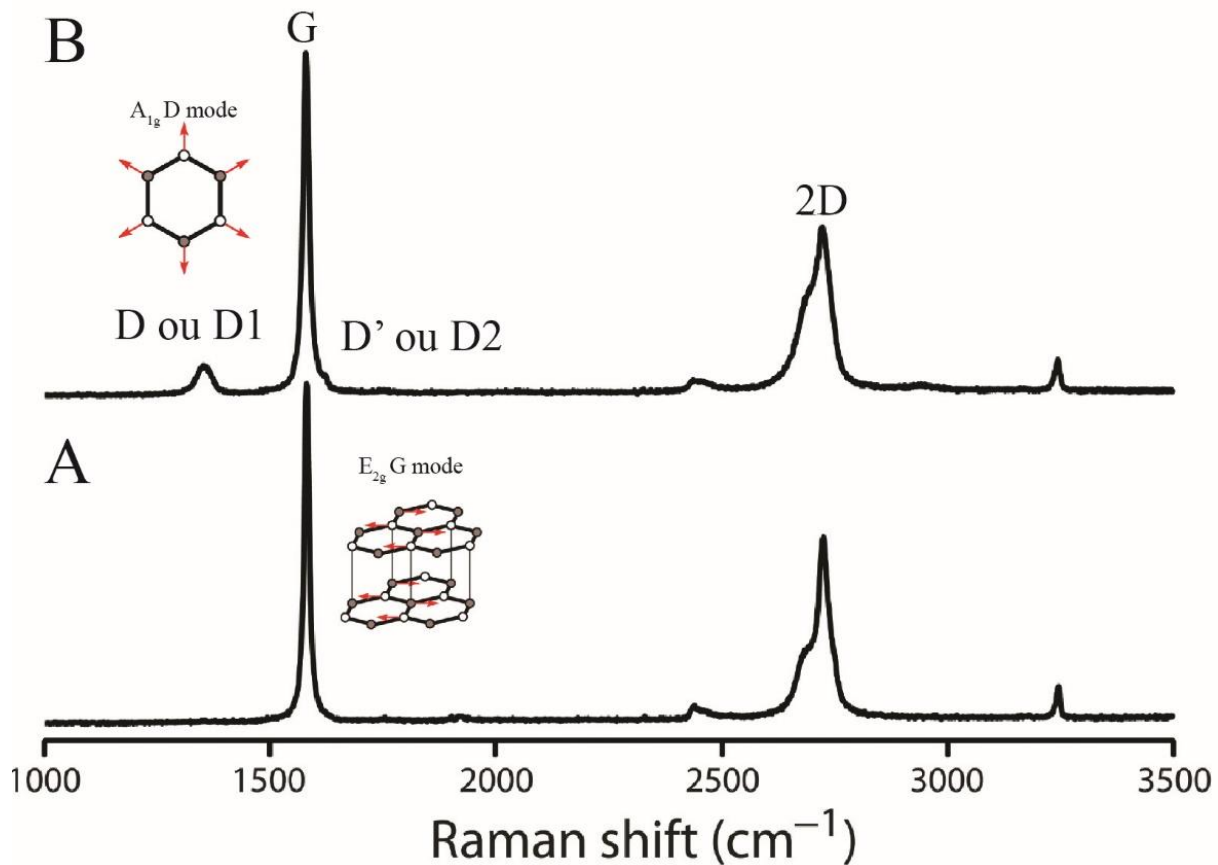


Figure III.4 : Spectres Raman de matière carbonée ordonnée (A) et désordonnée (B) dans le premier et second ordre et modes impliqués dans les bandes Raman du 1er ordre: G (A) et D (B) de matériaux carbonés (modifié d'après Beyssac & Lazzeri, 2012)

Un MC désordonné, comme son nom l'indique est caractérisé par un désordre structural par rapport au graphite monocristallin. Ainsi le spectre Raman du matériau carboné change (Figure III.4B). De nouvelles bandes apparaissent, toujours dans la gamme de fréquences de 1000-2000 cm^{-1} , à 1350 cm^{-1} , 1620 cm^{-1} (Ferrari & Robertson, 2000; Wopenka & Pasteris, 1993). Ces bandes sont appelées habituellement bandes de défaut (Figure III.4B). La principale bande de défaut est la bande D1 située aux alentours de 1350 cm^{-1} . Elle est nommée par certains auteurs (Ferrari & Robertson, 2000; Wopenka & Pasteris, 1993) « bande D ». L'intensité de cette bande est utilisée afin d'évaluer le degré de désordre de matériaux carbonés (*e.g.* Wopenka & Pasteris, 1993). La deuxième bande de défaut observée dans un spectre de graphite désordonné est appelée la bande D2 ou D'. Elle est située aux alentours 1620 cm^{-1} (Figure III.4B). Les mécanismes physiques d'activation de ces bandes de défaut seraient attribués au mode « de respiration » A_{1g} (Figure I.5B ; Tuinstra & Koenig, 1970).

Cependant, ces mécanismes ne sont pas totalement déterminés, et ils constituent la base d'un débat intense dans la littérature de la physique des matériaux (*e.g.* Ferrari & Robertson, 2000).

III.1.5.2.3.2. Historique de l'approche géothermométrie de la spectroscopie Raman sur matière carbonée

Plusieurs travaux ont été consacrés à l'étude des corrélations entre les paramètres des bandes Raman (positions, largeurs, intensités et aires des bandes) des matériaux carbonés métamorphiques et les paramètres physiques (pression et/ou température) responsables de leur évolution structurale (*e.g.* Beny-Bassez & Rouzaud, 1985; Pasteris & Wopenka, 1991; Tuinstra & Koenig, 1970; Wopenka & Pasteris, 1993; Yui et al., 1996). Les résultats de ces travaux ont montré que l'application de la spectroscopie Raman sur les matériaux carbonés est un moyen adapté pour estimer le degré d'organisation des carbones naturels depuis la fin de la diagenèse (kérogène) jusqu'au métamorphisme de haut degré (graphite). En effet, ces auteurs ont déterminé plusieurs paramètres Raman permettant l'analyse de l'évolution structurale des matériaux carbonés. Parmi ces paramètres nous citons les rapports d'intensité et d'aires entre les différentes bandes, ou encore les rapports de la largeur à mi-hauteur (Full Width at Half Maximum, FWHM) entre les différentes bandes.

Pasteris & Wopenka (1991) et Wopenka & Pasteris (1993) ont réalisé les premiers travaux sur la graphitisation naturelle de la MC dans les métapélites et ont montré par l'utilisation de différents paramètres Raman que le spectre Raman des matériaux carbonés change progressivement avec l'augmentation du degré métamorphique. Ces auteurs ont proposé la première courbe de calibration qualitative entre le degré de structuration du matériau carboné et le degré du métamorphisme depuis le faciès schiste vert jusqu'au faciès granulite. Il s'agit d'une corrélation entre le rapport des aires (bande de défaut D1 / (bande de défaut D1 + bande G)) et les diamètres des domaines cohérents (L_a), (Figure III.5) définis auparavant par Beny-Bassez & Rouzaud (1985) et Tuinstra & Koenig (1970). Cependant, ces auteurs n'ont pas établi de corrélation entre l'un de ces deux paramètres sensibles au degré d'ordre dans la structure carbonée et les données pression/températures. Par la suite, Yui et al. (1996) ont étendu ce concept vers les roches affectées par un métamorphisme de bas degré depuis le faciès zéolite jusqu'au faciès schiste vert.

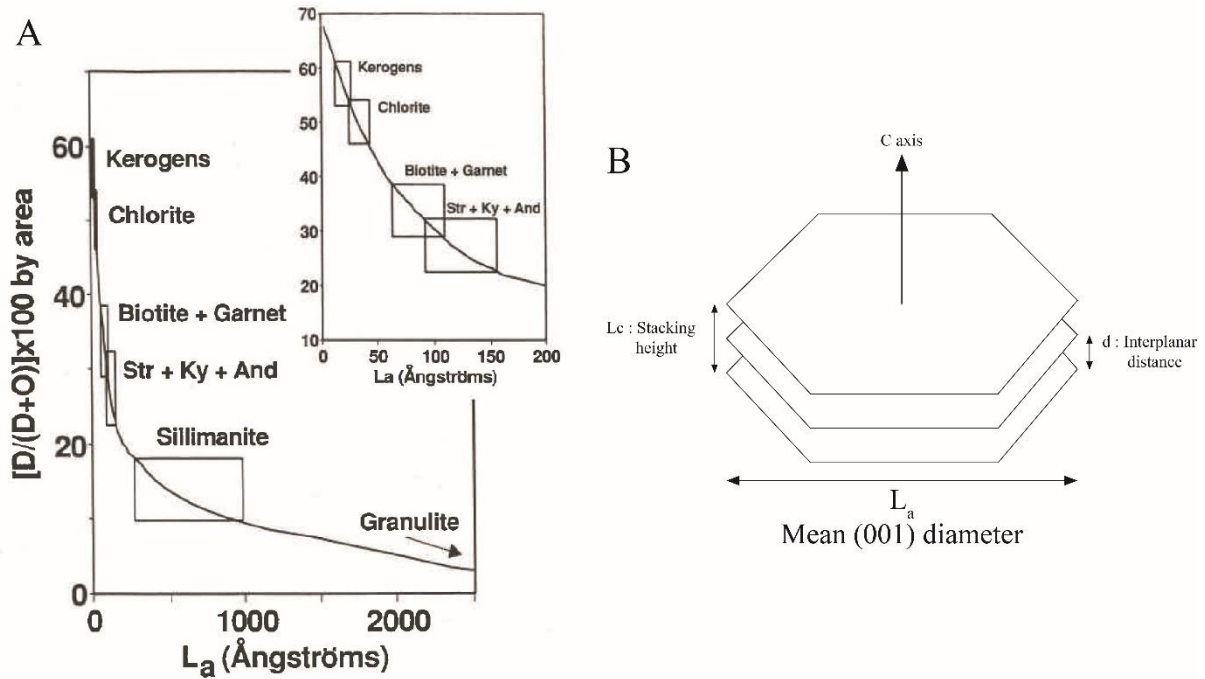
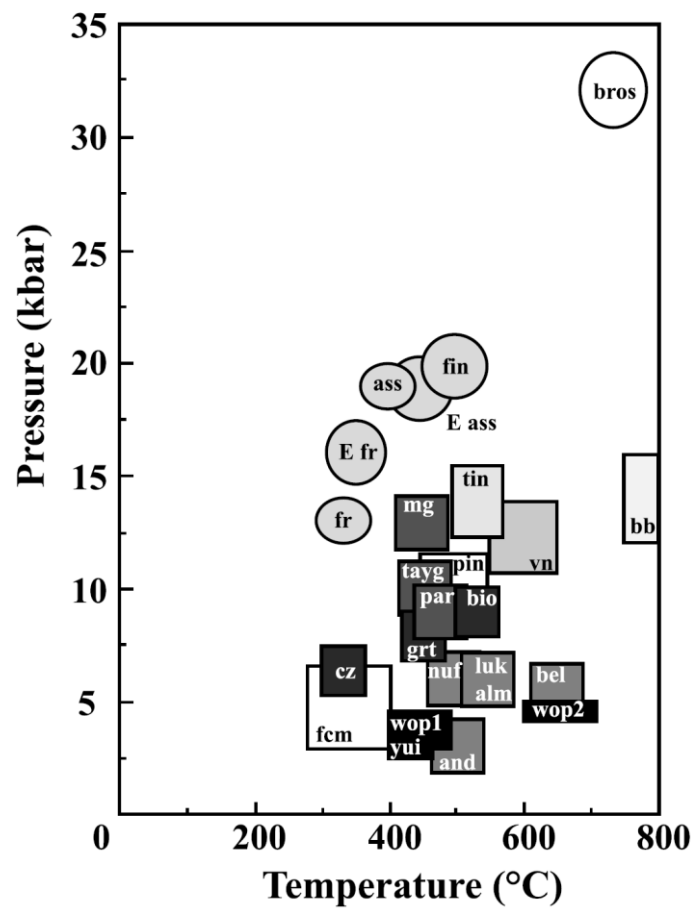
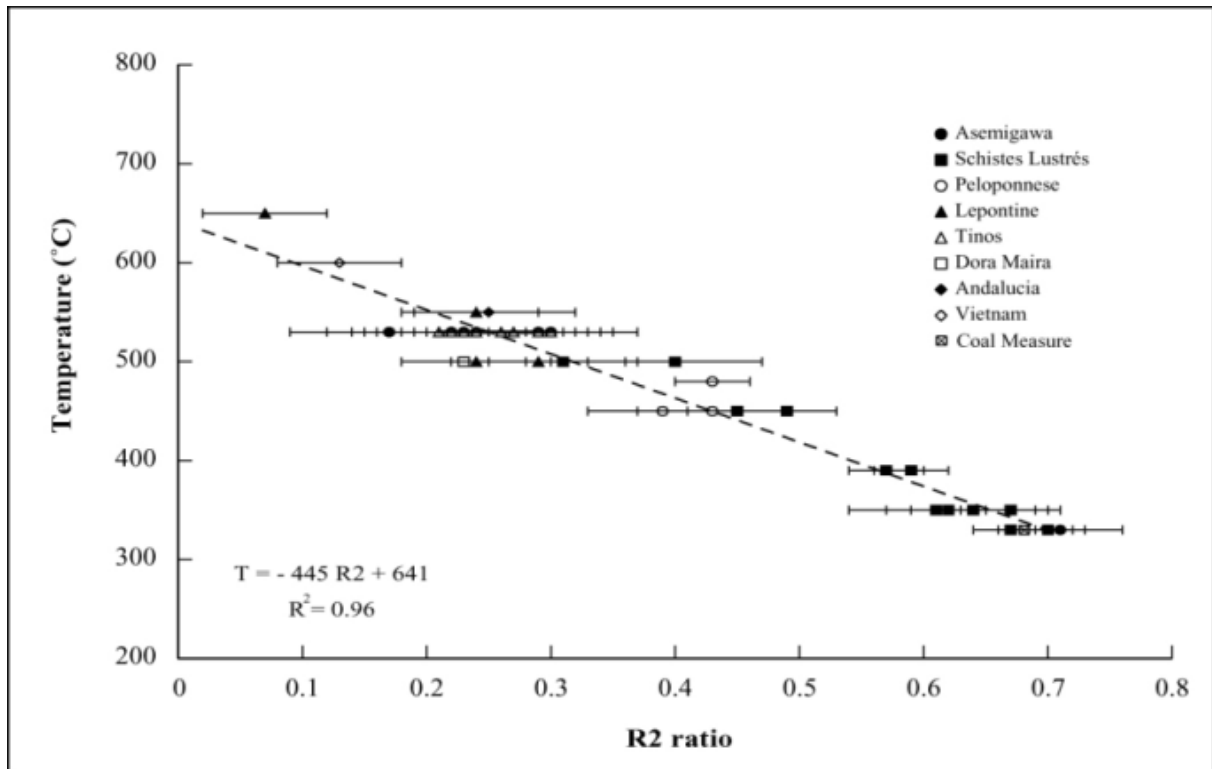


Figure III.5 : A : Courbe de corrélation entre le paramètre rapport d'aire de $(D1/(D1+G))$ et les diamètres des domaines cohérents (L_a) (d'après Wopenka & Pasteris, 1993). B : Schéma illustrant les domaines cohérents de graphènes (L_a).

Plus tard, Beyssac et al. (2002) ont réussi à établir une corrélation entre les températures et un paramètre Raman des matériaux carbonés. Ce paramètre correspond à un rapport d'aire appelé R2 [$R2 = D1/(D1+D2+G)$] qui varie entre 0 et 0,7 et qui montre une corrélation linéaire négative avec les pics de température du métamorphisme compris entre 330 et 640°C (Figure III.6). Ainsi a été défini le géothermomètre RSCM (Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials). Ce géothermomètre est limité à la gamme 330-640°C avec une précision absolue de $\pm 50^\circ\text{C}$ mais une reproductibilité interne voisine de 10-15°C (Beyssac et al., 2002, 2004). Cette forte incertitude absolue est probablement surestimée et est essentiellement liée à l'incertitude en températures sur les données pétrologiques utilisées. Nous insistons à ce stade sur le fait que les échantillons à la base de cette corrélation proviennent de séries pélitiques d'âge secondaire ayant subi un seul cycle métamorphique avec des gradients variés allant de HP-BT à BP-HT (Figure III.6 et Figure III.7).



Récemment Lahfid et al. (2010) ont proposé un paramètre de quantification pour la gamme de température 200-350°C afin d'élargir l'applicabilité de la méthode RSCM et développer un géothermomètre recouvrant la gamme de température 200-640°C (Figure III.8). Il s'agit du paramètre RA1 qui correspond au rapport d'aire $[D1 + D4] / [D1 + D2 + D3 + D4 + G]$. Ce paramètre varie entre 0.54 pour une température de 200°C et 0,64 pour une température de 350°C. Dans la même année, Aoya et al. (2010) ont proposé une amélioration de la première calibration du RSCM avec une nouvelle corrélation entre les températures maximales des roches et le paramètre R2 défini par Beyssac et al. (2002), (Figure III.9). Cette nouvelle calibration est applicable pour estimer les pics thermiques des roches ayant subi un métamorphisme de contact ou un métamorphisme régional (Aoya et al., 2010).

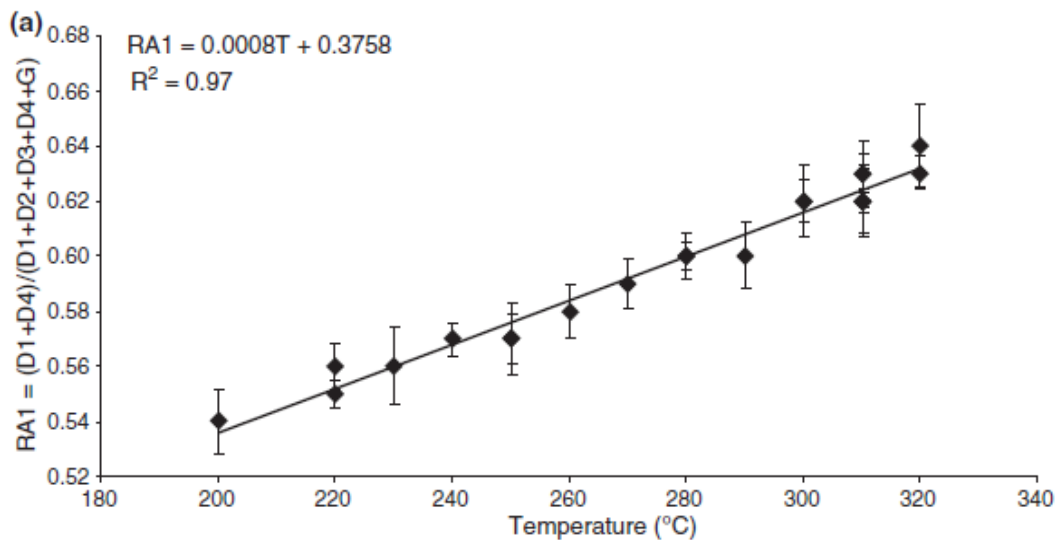


Figure III.8 : Corrélation linéaire entre le rapport d'aire RA1 et les pics thermiques des échantillons étudiés Lahfid et al. (2010).

Afin de produire des données analytiques fiables issues de la caractérisation de la structure des carbones par spectroscopie Raman, il est nécessaire de prendre certaines précautions et de bien ajuster les paramètres d'acquisition (temps d'acquisition, nombre d'accumulation et puissance du laser).

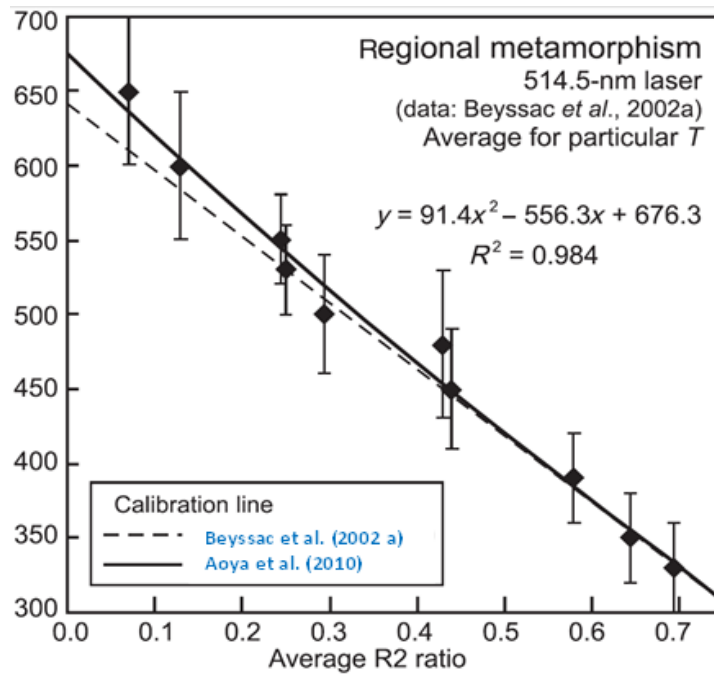


Figure III.9 : Corrélations linéaire (en pointillé) et quadratique (trait plein) entre le rapport d'aire R2 et les pics thermiques des échantillons étudiés ; représentés dans la figure I.7 (Aoya et al., 2010).

III.1.5.2.3.3. Protocole d'analyse

Dans cette étude nous avons suivi le protocole analytique décrit par Beyssac et al., (2002, 2003).

Etant donné que l'analyse des matériaux carbonés situés à la surface de lames minces polies peut entraîner des erreurs telles qu'une surestimation de la bande D1, liée à l'augmentation du désordre lors du polissage (Pasteris, 1989), toutes nos mesures ont été effectuées dans l'épaisseur de la lame mince, en focalisant le laser sur des matériaux carbonés recouverts par des minéraux transparents, typiquement du quartz ou de la calcite (Figure III.10).

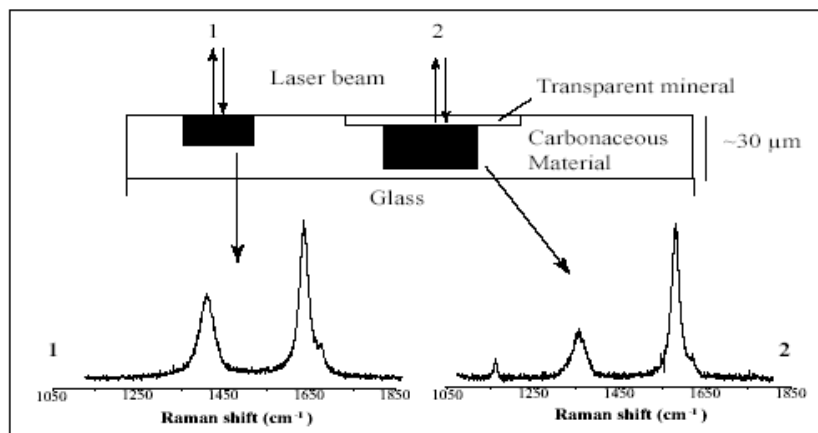


Figure III.10 : Comparaison entre (1) le spectre Raman d'un carbone mesuré en surface d'une lame mince et (2) le spectre Raman d'un carbone mesuré à l'intérieur de la même lame mince (Lahfid, 2008).

Les sédiments peuvent contenir des grains détritiques remaniés ayant préalablement subi des transformations structurales. Si l'on effectue des mesures sur ces grains, celles-ci ne sont pas représentatives sachant que les réactions d'évolution structurale des matériaux carbonés sont irréversibles (Figure III.11). Les matériaux carbonés ayant évolué in situ, sont souvent regroupés en amas et non dispersés en petites particules.

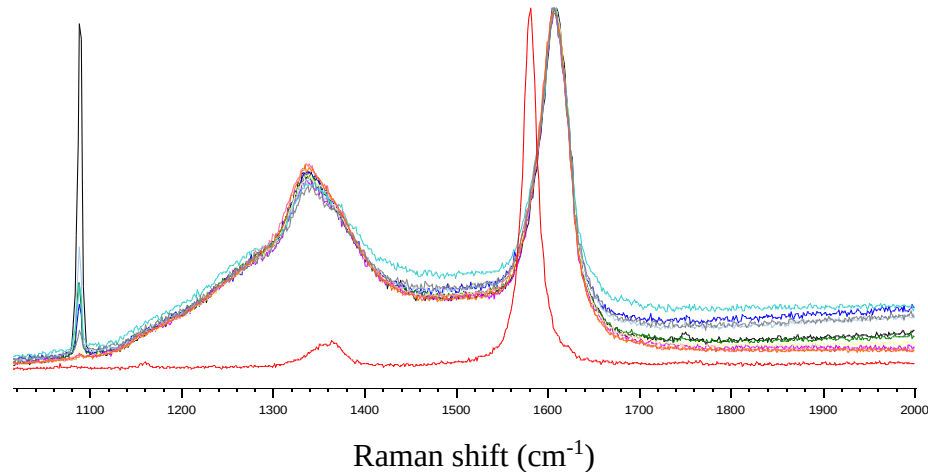


Figure III.11 : Spectre Raman d'un carbone remanié de haute température (rouge) en contraste des autres spectres Raman des carbonés représentatifs d'un échantillon de basse température.

Afin d'obtenir des informations sur l'hétérogénéité structurale au sein de l'échantillon nous avons réalisé au minimum 10 à 15 mesures par échantillon, chaque mesure correspondant à un carbone parmi les différents grains répartis sur l'ensemble de la lame mince.

Classiquement, l'acquisition des spectres Raman sur matériaux carbonés, utilisés pour le calcul des paléotempératures, s'effectue dans une fenêtre spectrale allant de 1000 à 2000 cm^{-1} (Beyssac et al., 2002) ou de 700 à 2000 cm^{-1} dans le cas de carbonés très désordonnés (Lahfid et al., 2010) en sélectionnant le mode continu « extended ». Ce mode implique un temps d'acquisition de 10 secondes minimum. Dans la présente étude, le mode « static » (Delchini, 2013) a été privilégié pour la réalisation des mesures Raman. Les données paléotempératures obtenues après traitement des spectres « static » sont similaires à celles issues du traitement des spectres « extended ». L'avantage du mode static est l'acquisition rapide du signal Raman. Le temps d'acquisition peut être d'une seconde ce qui permet de protéger les carbonés des effets indésirables liés à une longue exposition au laser, autrement dit de toute dégradation (réchauffement par exemple), puisque la matière carbonée est très instable sous un faisceau laser. En effet, une puissance du laser trop forte peut chauffer les matériaux carbonés voire endommager l'échantillon.

L'application de ce mode d'acquisition ne donne pas généralement de beaux spectres en se limitant à une seule accumulation. Afin d'améliorer les signaux, il est possible de faire varier le nombre d'accumulations (nombre d'acquisitions par analyse) sans modifier la puissance du laser ni le temps d'acquisition. Le nombre d'accumulation a été fixé à 10 dans cette étude. La durée d'obtention d'un spectre est très courte, elle varie de 50s au minimum à quelques minutes. Cette durée dépend du matériau carboné à analyser et de la nature du minéral de recouvrement. Enfin, la puissance du laser qui arrive à la surface de l'échantillon ne dépasse pas ~ 1 mW donc, la puissance réelle du laser incident sur le carbone est plus faible, en cas d'utilisation de lames minces, à cause de l'absorption du rayonnement par le minéral de recouvrement.

Chapitre III.2 Le métamorphisme dans le massif des Jebilet : état de l'art

De nombreuses études portant sur la caractérisation du métamorphisme du massif des Jebilet se sont succédées (Bordonaro, 1983; El Hassani, 1980; Essaifi et al., 2001; Huvelin, 1977; Mayol, 1987). Ces travaux, basés essentiellement sur la minéralogie et la cristallinité de l'illite ont permis d'analyser les conditions des métamorphismes anté-, syn- et post-tectonique synthétisées dans la Figure III.12.

III.2.1 Le métamorphisme de contact anté-tectonique ou dit « précoce »

Le métamorphisme anté-tectonique est attribué à la mise en place des sills et dykes du magmatisme bimodal basique et acide tels que Kettara, Sarhlef et Bouzlaf, ainsi qu'aux intrusions granodioritiques représentées par les plutons de Bamega-Tabouchent et Oulad-Ouasslam mis en place pendant l'expression de la tectonique extensive comme en témoigne les nouvelles datations obtenues dans ce travail et qui sont comprises entre 358 ± 7 Ma et 336 ± 4 Ma (Figure III.12A). La distribution de ce métamorphisme varie en fonction du type et de la taille de l'intrusion (Bordonaro, 1983; Huvelin, 1977).

- Le magmatisme bimodal acide et basique/ultrabasique peut développer un métamorphisme de contact attesté par la présence de schistes durcis sur quelques mètres de puissance autour des intrusions dont l'épaisseur minimale est de 10 mètres. En l'absence de minéraux, aucun métamorphisme de contact n'est reconnu. Ce métamorphisme précoce se manifeste par la formation des blastes centimétriques anté-tectoniques aplatis, moulés par la foliation et rétro-morphosés (Figure III.13a ; Bordonaro, 1983). La forme de ces porphyroblastes ainsi que la nature des produits de remplacement permettent d'y reconnaître d'anciennes cordiérites épigénisées en quartz, chlorite et micas blancs dont la formation est contemporaine de la phase majeure D₂ vu leur alignement dans la schistosité principale S₂ (voir section suivante II.2.2). Des blastes d'andalousite ont également été décrits (N'diaye et al., 2016). De la chlorite s'est développée dans les zones d'ombres de pression. La rétro-morphose des porphyroblastes a lieu eu dans le faciès schiste vert comme le montrent les paragenèses à Qtz – Chl – Phg – Bt (Figure III.13a).
- L'auréole thermique autour des intrusions granodioritiques (Figure III.12A et Figure III.13b) est bien marquée par des cornéennes dont le métamorphisme atteint le faciès hornfels à pyroxène selon la paragenèse à Qtz – Kfs – Bt – Crd – And – Sil $\pm$ Pl

(Bouloton, 1992). Cette paragenèse indique une mise en place à une pression maximale de 2.2 kbar soit une profondeur inférieure ou égale à 8 km (Bouloton, 1992).

III.2.2 Le métamorphisme régional syn-tectonique

Huvelin (1977) a montré que le métamorphisme régional synschisteux M_2 qui est associé à la phase de déformation majeure varisque (D_2) ne dépasse pas l'épizone, et développe des phyllades (schistes ardoisiers ou sériciteux) ou des termes de transition vers les micaschistes. Ces phyllades sont accompagnés de calcaires bioclastiques, de tufs et de laves, souvent presque entièrement recristallisés. Dans les Jebilet Occidentales (région de Bou Gader, Figure III.12A), il a montré également que les schistes sont affectés par place par un épimétamorphisme comme l'indique l'apparition de la séricite et de la chlorite soulignant la schistosité S_2 . Plus tard, Bordonaro (1983), El Hassani (1980) et Mayol (1987) précisent le travail de Huvelin (1977) en réalisant une étude détaillée du métamorphisme et en proposant des zonéographies métamorphiques, respectivement des Jebilet Orientales, des Jebilet Centrales et des Jebilet Occidentales (Figure III.12A).

L'étude d'El Hassani (1980) a montré que le métamorphisme dans les Jebilet Orientales évolue de l'est vers l'ouest (Figure III.12A) :

- Dans la partie est des Jebilet Orientales (à l'est de Sidi Bou Othmane) la paragenèse décrite à Qtz – Ms – Chl – Ab est caractéristique de l'épizone supérieure (Figure III.13c).
- Dans la partie centrale des Jebilet Orientales (secteur de Sidi Bou Othmane), l'assemblage minéralogique à Qtz – Chl – Ab – Bt est typique de l'épizone inférieure franche (Figure III.13d).
- Dans la partie ouest des Jebilet Orientales, la paragenèse décrite à Qtz – Ms $\pm$ Chl $\pm$ Bt dans les schistes correspondrait au début de l'épizone inférieure.

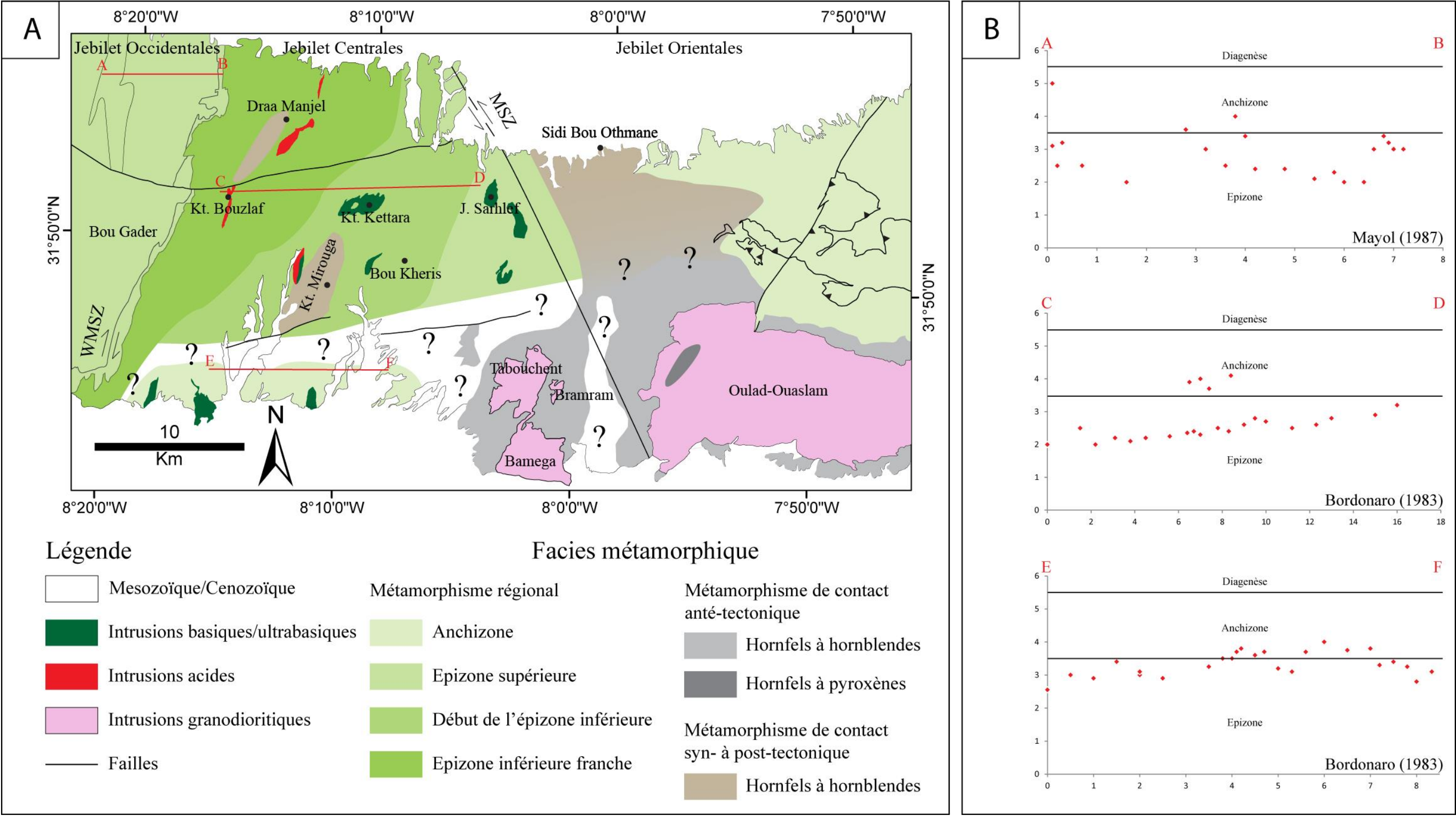


Figure III.12 : A : zonéographie des faciès métamorphique dans notre zone d'étude. B : Variation de l'indice de cristallinité de l'illite le long de transects localisés sur la figure A (modifié d'après Bordonaro (1983), El Hassani (1980), Huvelin (1977), Mayol (1987)).

Dans les Jebilet Centrales, l'étude du métamorphisme réalisée par Bordonaro (1983) à l'aide de la minéralogie et de la cristallinité de l'illite montre une croissance du grade thermique de l'est vers l'ouest. Ainsi trois secteurs ont été définis (Figure III.12A) :

- Dans la partie est des Jebilet Centrales (secteur de Jbel Sarhlef) les assemblages minéralogiques à Qtz – Chl – Ms $\pm$ Ab $\pm$ Cc dans les schistes et à Ep – Am verte – Chl – Cc – Pl dans les metabasites sont typiques du faciès schiste vert. L'absence de biotite est caractéristique de l'épizone supérieure (Figure III.13c).
- Dans la partie centrale des Jebilet Centrales (secteur de Koudiat Kettara) les paragenèses décrites correspondent à Qtz – Chl – Ms – Ab dans les schistes, à Ep – Am verte – Chl – Cc – Pl $\pm$ Bt dans les metabasites et à Qtz – Chl – Ab – Ep $\pm$ Bt dans les métarhyolites. La présence sporadique de la biotite dans ce secteur est attribuée au début de l'épizone inférieure. Selon Bordonaro (1983) la température a dû avoisiner 400°C.
- Dans la partie ouest des Jebilet Centrales (secteur de Koudiat Bouzlaf), la biotite est bien cristallisée comme l'indique les paragenèses à Qtz – Chl – Ab – Bt dans les schistes et à Qtz – Pl – Ab – Chl – Ms – Cc – Bt dans les métarhyolites. Ce secteur montre une minéralogie caractéristique de l'épizone inférieure (Figure III.13d).

Les données de cristallinité de l'illite montrent une diminution progressive de l'indice de cristallinité ce qui conforte les observations minéralogiques et confirme donc une augmentation du grade du métamorphisme de l'est vers l'ouest (Figure III.12B, transect CD). Il est important de noter que sur le transect CD de la Figure III.12B, 4 données de cristallinité de l'illite sont caractéristiques du domaine anchizone ce qui laisse penser que certaines roches ont enregistré un métamorphisme de plus bas grade. Ceci semble être également le cas pour le secteur sud des Jebilet Centrales où l'ensemble des données de cristallinité de l'illite sont soit dans le domaine anchizone ou au début de l'épizone (Figure III.12B, transect EF).

Plus tard, Mayol (1987) a effectué une évaluation du grade du métamorphisme en se basant sur la méthode de la cristallinité de l'illite (Figure III.12B, transect AB). Les valeurs obtenues de l'indice de cristallinité de l'illite dans la formation de Bou Gader indiquent que les roches analysées ont subi principalement des conditions métamorphiques du domaine du métamorphisme épizonal et confirment les analyses pétrographiques réalisées par Huvelin (1977) dans ce secteur qui a décrit des paragenèses à Qtz – Ms – Chl. Ce secteur a été donc rattaché à l'épizone supérieure.

L'ensemble de ces paragenèses et des données de cristallinité de l'illite obtenues montrent que le métamorphisme régional dans le massif des Jebilet ne dépasse pas le faciès schiste vert. L'augmentation du degré du métamorphisme s'accompagne d'un changement de style et d'intensité de la déformation.

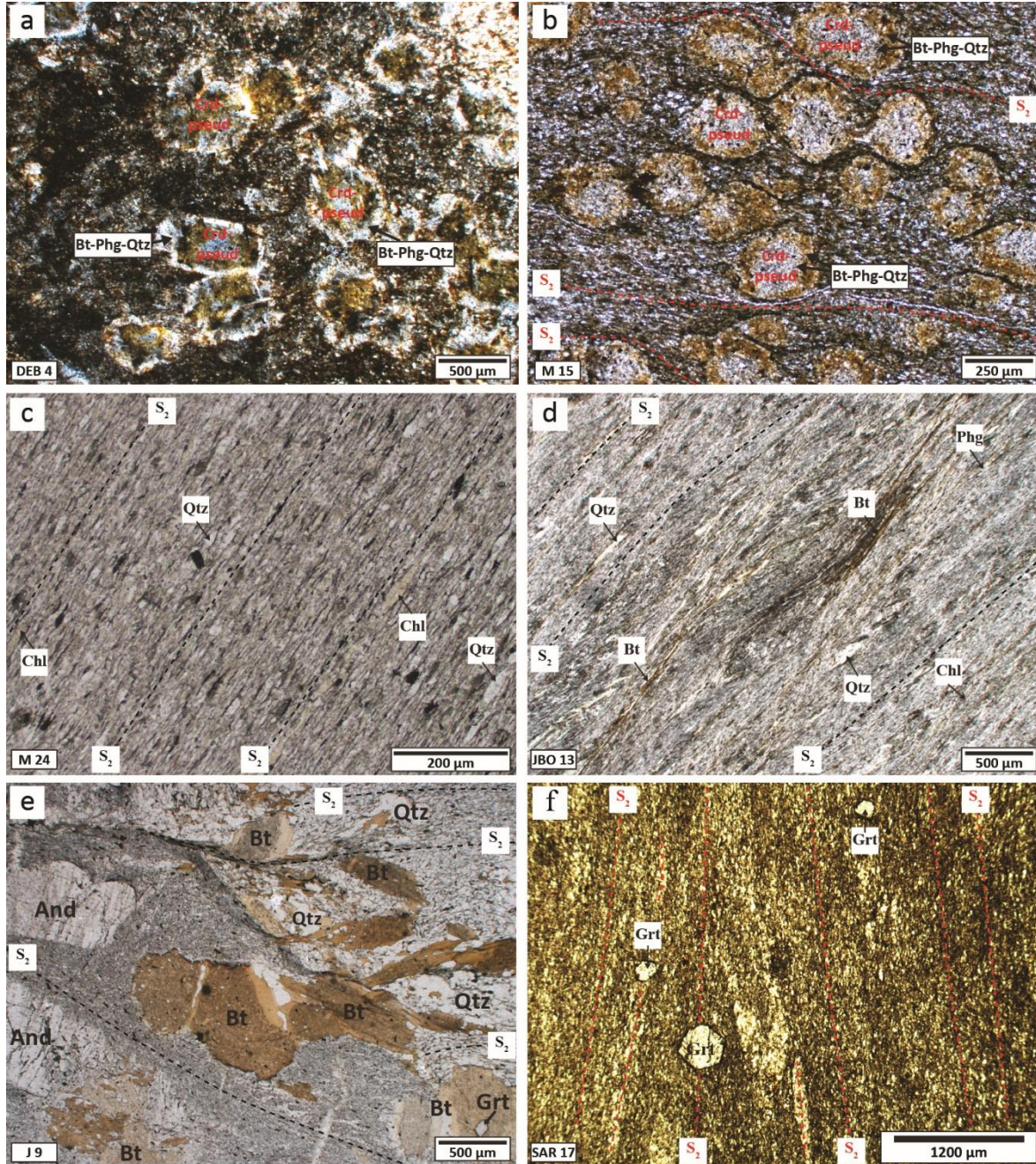


Figure III.13 : Microphotographies permettant d'illustrer les principales relations de cristallisation-déformation des minéraux métamorphiques dans notre zone d'étude telles que Huvelin (1977), El Hassani (1980), Bordonaro (1983) et Mayol (1987) ont pu les décrire. a et b : exemple d'assemblages minéralogiques typiques du métamorphisme de contact anté-tectonique dans le faciès hornfels à hornblende avec des Crd épigénisées en Bt-Qtz-Phg-Chl respectivement dans les secteurs d'Oulad-Ouaslam et de Sarhlef. c et d : exemple d'assemblages minéralogiques typiques du métamorphisme régional syn-tectonique dans l'épizone supérieure (a) et dans l'épizone inférieure (b) respectivement dans les secteurs de Bou Kheris et Kt. Bouzlaif. e et f : exemples d'assemblages minéralogiques typiques du métamorphisme de contact syn- à post-tectonique dans le faciès hornfels à hornblende avec (e) assemblage minéralogique syn-tectonique à Bt-And-Grt et (f) Grt post-tectonique dans le secteur de Sidi Bou Othmane.

III.2.3 Le métamorphisme de contact syn- à post-tectonique

Pendant l'épisode compressif D₂ qui affecte le massif des Jebilet se développe localement dans les secteurs de Sidi Bou Othmane, de Koudiat Mirouga et de Koudiat Bouzlaf-Draa Manjel un métamorphisme de contact comme en témoigne la présence de schistes tachetés (Figure III.12A et Figure III.13e, f ; Bordonaro, 1983; El Hassani, 1980; Huvelin, 1977). Ces schistes tachetés contiennent des porphyroblastes d'andalousite, de cordiérite, de grenat, de biotite et de chloritoïde. L'analyse microstructurale montre que la croissance de ces porphyroblastes est synchrone à l'épisode de déformation D_{2b} (syn-tectonique, Figure III.13e ; Bordonaro, 1983; El Hassani, 1980; Huvelin, 1977). La présence de biotites chloritisées et de grenats post-tectoniques suggère que le métamorphisme de contact s'est poursuivi après l'arrêt de la déformation (Figure III.13f ; El Hassani, 1980; Huvelin, 1977). Dans le secteur de Koudiat Bouzlaf-Draa Manjel, Essaifi et al. (2001) ont montré que ce métamorphisme de contact est marqué par l'apparition d'un assemblage minéralogique syn-tectonique à And – Crd ± Grt ± Tur typique du faciès hornfels à hornblende (Figure III.12A). Cet assemblage indique un métamorphisme HT-BP dont les conditions correspondraient à une température d'environ 500°C et une pression maximale de 2 kbar. Ceci confirme les travaux de Bordonaro (1983) qui a décrit dans le même secteur des paragenèses à Qtz – Ms – Bt – Grt – Crd et dont la croissance est syn-D₂. Selon cet auteur, l'apparition de la cordiérite indiquerait une température de l'ordre de 530°C. L'organisation de la zonalité de ce métamorphisme de contact ou apparait des faciès HT-BP témoigne de la présence de dômes thermiques et a été attribué à la mise en place d'intrusions à très faible profondeur (Bordonaro, 1983; El Hassani, 1980; Huvelin, 1977). Les témoins de ces intrusions pourraient correspondre aux filonnets constitués de quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite et micas blancs et aux nombreux filons pegmatitiques plissés et boudinés affleurant respectivement dans les secteurs de Koudiat Mirouga et de Sidi Bou Othmane (Bordonaro, 1983; El Hassani, 1980; Huvelin, 1977). Selon ces auteurs, ces dômes thermiques seraient à rapprocher à celui qui est observé autour du leucogranite du Bramram daté à 297 ± 9 Ma, 296 ± 6 Ma (Tisserant, 1977) and 295 ± 15 Ma (Mrini et al., 1992).

L'établissement de la zonéographie du métamorphisme s'est achevé à l'issue de la déformation pénétrative D₂. Cette déformation pénétrative a été suivie par une phase de déformation fragile représentant les derniers incréments de D₂ et qui est caractérisée par des chevauchements de faible ampleur et des décrochements conjugués qui ne modifient pas la disposition des zones métamorphique dans le massif des Jebilet (Bordonaro, 1983).

Les travaux de Bordonaro (1983), El Hassani (1980), Essaifi et al. (2001), Huvelin (1977) et Mayol (1987) ont permis de préciser le degré du métamorphisme dans le massif des Jebilet. Ils ont mis en évidence trois phases métamorphiques associées à des épisodes thermiques distincts :

- Un métamorphisme précoce décrit autour des intrusions bimodales et granodioritiques qui se mettent en place pendant la phase extensive D_0 et qui atteint le faciès de hornfels à pyroxène (Figure III.13a et b).
- Un métamorphisme régional associé à la phase varisque majeure D_2 qui ne dépasse pas l'épizone donc le faciès des schistes verts à l'échelle du massif des Jebilet (Figure III.13c et d).
- Un métamorphisme de contact syn- à post-tectonique également rattaché à D_2 et lié à la mise en place d'intrusion à faible profondeur, qui atteint le faciès des hornfels à hornblende (Figure III.13e et f).

Chapitre III.3 Analyse thermique du massif des Jebilet par la géothermométrie RSCM

Comme nous l'avons signalé précédemment, notre étude de la thermicité du massif des Jebilet a été réalisée principalement par la géothermométrie RSCM.

Jusqu'alors la méthode de géothermométrie RSCM n'a été calibrée que sur des roches métapélitiques ayant subi un seul cycle métamorphique au cours de l'orogène alpine (métamorphisme monophasé, *e.g.* contexte alpin ; Beyssac et al., 2002). Alors deux questions se posent. La première concerne l'applicabilité de la méthode dans des contextes géologiques complexes telle que la chaîne varisque. En effet, l'applicabilité de la géothermométrie RSCM dans des contextes caractérisés par la superposition des plusieurs événements thermiques (métamorphisme polyphasé, *e.g.* contexte varisque) n'a jamais été démontrée. La deuxième question concerne l'applicabilité de la méthode RSCM sur des roches carbonatées type skarns. L'analyse de la première question fait objet de la partie II.3.1 (incluant un article publié) alors que l'analyse de la deuxième question fait objet de la partie II.3.2.

III.3.1 Analyse de l'applicabilité du RSCM dans un contexte polyphasé varisque

Afin de réaliser cette étude, notre démarche consistait à comparer les données de températures maximales obtenues par la pétrographie et les calculs thermodynamiques à celles obtenues par la méthode de géothermométrie RSCM. 17 échantillons métapélitiques ont été prélevés dans le massif des Jebilet. Les pics thermiques de ces roches ont été enregistrés lors de la phase varisque majeure qui se caractérise par (1) un métamorphisme régional dans le faciès schiste vert aux faciès amphibolite (phase D₁/D₂) surimposé par (2) un métamorphisme de contact atteignant le faciès hornfels/amphibolites (phase D₂/D₃). Les résultats de cette étude ont fait l'objet d'un article publié en 2016 dans le journal *Lithos*.

Cet article ayant été publié avant notre étude structurale et géochronologique présenté dans l'article 1 (voir section II.3), il est important de noter, par soucis de cohérence, que (1) la carte géologique présentée (Figure III.14 et Figure III.21) est basée sur les travaux de Huvelin (1977) et que (2) l'appellation des phases de déformation dans cet article suit l'ancienne nomenclature établie par Huvelin (1977) et donc que les phases D₁, D₂ et D₃ correspondent aux phases D_{2a}, D_{2b} et D_{2c} présentées précédemment dans l'article 1 (Chapitre II.3). De la même manière, les âges proposés pour les intrusions magmatiques reprennent les données de la littérature. Par conséquent, la mise en place du magmatisme bimodal et granodioritique est indiqué à ca. 330 Ma dans cet article, ce qui n'est plus le cas au vu de nos nouvelles datations.

Les principaux résultats de notre étude thermométrique montrent que :

1. Les roches métapélitiques affectées par un métamorphisme régional dans le faciès schiste vert montrent une bonne corrélation entre les assemblages minéralogiques à Chlorite – Phengite – Feldspath – Quartz et les températures RSCM calculées qui varient de 330 ± 50 °C à 394 ± 50 °C.
2. Concernant les roches métapélitiques affectées par un métamorphisme de plus haut degré dans le faciès hornfels/amphibolite (superposition des phases D₁/D₂ et D₂/D₃), quatre principaux assemblages minéralogiques ont été observés : (1) Chlorite – Biotite, (2) Cordiérite – Biotite, (3) Andalousite – Grenat – Biotite, et (4) Andalousite – Cordiérite – Biotite. Les températures RSCM correspondantes varient respectivement de 474 ± 50 °C à 628 ± 50 °C et sont donc en bon accord avec les paragenèses observées.
3. Pour confirmer ces résultats, trois pseudosections ont été réalisées sur des métapélites affectées par un métamorphisme dans le faciès des hornfels/amphibolite. Les pics thermiques calculés indiquent des températures de 620 ± 12 °C pour deux échantillons (J 3 et J 9) et de 625 ± 25 °C (J 2a) pour le dernier échantillon. Les températures RSCM calculées donnent respectivement 618 ± 50 °C (J 3), 613 ± 50 °C (J 9) et 616 ± 50 °C (J 2a) et sont donc cohérentes avec les estimations des pseudosections.

Ces résultats illustrent la bonne concordance entre les pics thermiques estimés par ces trois méthodes thermométriques indépendantes et ne supportent donc pas un effet cumulatif moléculaire sur la matière carbonée liée à la superposition de plusieurs événements métamorphiques. Par conséquent, le géothermomètre RSCM est une méthode fiable pour estimer les pics thermiques enregistrés par les roches dans des contextes géologiques complexes caractérisés notamment par un métamorphisme polyphasé.

Nous démontrons également dans cet article:

1. L'efficacité du géothermomètre RSCM pour délimiter l'influence des zones de métamorphisme de contact. En effet, le massif des Jebilet est connu pour abriter des intrusions granitiques cachées dont l'expression en surface est la présence d'une auréole de contact auparavant délimitée sur des critères pétrographiques. Cependant, l'influence réelle de cette auréole de contact est difficile à délimiter par le seul apport de la pétrographie. Les T_{RSCM} calculées dans ce secteur révèlent une augmentation

progressive de la température depuis les bordures jusqu'au cœur de l'auréole de contact. Ceci démontre que le géothermomètre RSCM est un outil fiable (1) pour suivre l'évolution de la température dans un environnement de métamorphisme de contact et (2) pour détecter des anomalies thermiques causées par des plutons cachés.

2. La présence ponctuelle d'une paragenèse à Grenat – Staurotide caractéristique du faciès amphibolite et rattachée à la phase de métamorphisme régional M_2 qui n'excédait pas le faciès schiste vert dans les travaux antérieurs (voir Chapitre II.2). La découverte de cette paragenèse permet donc de réévaluer le métamorphisme régional dans le massif des Jebilet dont les conditions P et T ont été estimées respectivement à 4 – 5 kbar et 560 – 585 °C.

Applicability of the RSCM geothermometry approach in a
complex tectono-metamorphic context: the Jebilet massif case study
(Variscan belt Morocco).

Sylvain Delchini^{1,2,3}, Abdeltif Lahfid^{1,2,3}, Alexis Plunder^{4,5} and André Michard⁶

¹ BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans, France

² CNRS, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

³ Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

⁴ Department of Earth Sciences, University of Utrecht, The Netherlands

⁵ Université Pierre et Marie Curie, Université Paris 6, ISTEP F-75005, Paris, France

⁶ Em. Pr. Université Paris-Sud, 10, rue des Jeûneurs, 75002 Paris, France

Published in Lithos

Accepted 2 April 2016

Keywords:

Metapelites, Raman geothermometer, Thermal history, Variscan belt, Polyphased metamorphism, Jebilet, Morocco.

III.3.1.1 Abstract

The Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials (RSCM) geothermometry approach allows determining the peak temperature recorded by metasediments through their metamorphic history. This technique, however, has been calibrated using Meso-Cenozoic metapelitic rocks that underwent a single metamorphic cycle. Until now, the reliability of the RSCM method has never been demonstrated for contexts with superposition of regional and contact metamorphism, such as many Variscan contexts. The present study aims at testing the applicability of the RSCM method to these polyphased metamorphism terrains and at investigating the cumulative molecular transformations of carbonaceous materials related to metamorphic superposition.

To address the above issues, samples were collected in the Variscan Jebilet massif of the Moroccan Meseta. This massif was first affected by a regional, greenschist facies metamorphic event (D_1 phase), and then by a higher-T, regional and contact metamorphism that reached the hornfels/amphibolite facies conditions (D_2 and D_2/D_3 phases). Mineralogical, thermobarometric and RSCM methods have been used in this study to determine the peak T recorded by the studied rocks. The results obtained for greenschist facies metapelitic rocks show a good agreement between the mineralogical assemblage Chlorite–Phengite–Felspar–Quartz and the Raman temperatures ranging from 330 to $394 \pm 50^\circ\text{C}$. In the metapelitic rocks that underwent higher metamorphism grades (hornfels/amphibolite facies), four dominant mineral assemblages were observed: (1) Chlorite–Biotite, (2) Cordierite–Biotite, (3) Andalusite–Garnet–Biotite, (4) Andalusite–Cordierite–Biotite. The corresponding Raman temperatures vary respectively between $474 \pm 50^\circ\text{C}$ and $628 \pm 50^\circ\text{C}$. The pseudo-sections generated for samples from the hornfels/amphibolite facies confirmed the peak temperatures measured by the RSCM method. Our results do not support clear evidence of potential molecular cumulative effect on CM triggered by overprinted metamorphism. Therefore, the RSCM method is suitable to investigate the peak temperature within a polymetamorphic context. We also note the accuracy of the RSCM geothermometer to delimit the metamorphic area due to hidden intrusions. Concerning the specific case of the Jebilet massif, we emphasize the occurrence of the mineral assemblage Garnet–Staurolite likely developed during the regional metamorphism, which compares with the evolution of the Rehamna massif farther in the north.

III.3.1.2 Introduction

Understanding the thermal evolution of rocks is an important challenge to reconstruct basins or mountain belts history for both academic and industrial purposes. Varied geothermometers such as stability of mineral phases, isotopes or illite crystallinity are commonly used to estimate paleotemperatures. However, these methods are not easy to use in all metamorphic contexts. For example, metamorphic rocks with suitable paragenesis (low variance) are relatively rare. An alternative approach is based on carbonaceous material (CM), which is formed by physico-chemical transformation of organic material originally present in the rock. The study of the CM maturity provides a precise tool to estimate the thermal evolution of rocks and therefore to give relevant constraints on the history of burial/exhumation of geological formations. Both the structure and chemistry of this component can give information about the degree of its irreversible transformation during geological history, from carbonisation during diagenesis and low-grade metamorphism to graphitization under more intense metamorphism.

A number of studies have shown that Raman spectroscopy is a useful tool to characterise the CM structure and that Raman spectra exhibit a very consistent change with metamorphic grade (Aoya et al., 2010; Beyssac et al., 2002; Lahfid et al., 2010; Pasteris & Wopenka, 1991; Tuinstra & Koenig, 1970; Wopenka & Pasteris, 1993; Yui et al., 1996). Consequently Beyssac et al. (2002) and Lahfid et al. (2010) have successfully developed a new geothermometer: Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material (RSCM). This tool based on structural evolution of organic matter was firstly calibrated in the range 330-640°C with a precision of $\pm 50^\circ\text{C}$ by Beyssac et al. (2002) and then extended to lower temperature in the range 200-330°C with a precision of $\pm 25^\circ\text{C}$ by Lahfid et al. (2010). The RSCM method has also been adjusted for contact metamorphism by Aoya et al. (2010) in the range 340-650°C. These calibrations were successfully applied in numerous metamorphic areas (Beyssac et al., 2004; Clerc et al., 2015; Negro et al., 2006; Robert et al., 2010; Sapin et al., 2011).

However, the RSCM approach was only calibrated using samples from Mesozoic and Cenozoic metamorphic belts that underwent only one, well-characterized metamorphic cycle (Aoya et al., 2010; Beyssac et al., 2002; Lahfid et al., 2010). In contrast, the reliability of the RSCM method has never been demonstrated for polyphased metamorphism contexts such as the Variscan ones where regional metamorphism is followed by thermal metamorphism in granite aureoles. The present study aims (1) to analyse if there is any cumulative molecular

transformation of carbonaceous materials due to the superposition of regional and contact metamorphisms; and (2) to verify if the geothermometric RSCM approach can be applied to polyphased metamorphism geological contexts.

III.3.1.3 Geological setting

The Jebilet (“smaller mountains” in Arabic) massif north of the Marrakech High Atlas belongs to the western Moroccan Meseta (Figure III.14a). Like other massifs of the Meseta domain, it consists of folded Paleozoic rocks, surrounded by discordant Mesozoic and Cenozoic formations. The Meseta displays a nearly complete Paleozoic sedimentary sequence metamorphosed under low-grade greenschist- to amphibolite-facies during the Variscan (Hercynian) orogeny, and intruded by widespread syn- to late-orogenic Carboniferous granitoids (Michard et al., 2008, 2010 and references therein).

This massif is traditionally divided into three tectonic areas (Huvelin, 1977): the western, central and eastern Jebilet separated from one another by major shear zones (Figure III.14b). The most important is a NNE-SSW shear zone (Le Corre & Bouloton, 1987), known as the Western Meseta Shear Zone (Piqué et al., 1980). The boundary between the central and eastern Jebilet corresponds to the Marrakech Shear Zone, a NNW-SSE sinistral shear zone (Essaifi et al., 2001; Lagarde & Choukroune, 1982).

The eastern Jebilet mainly consist of Lower Carboniferous series known as the Kharrouba Flysch (Figure III.14b; Huvelin, 1977), characterized by the presence of shales, sandstones and pelitic deposits including tempestite and turbidite facies. The Kharrouba Flysch is covered by a syn-sedimentary thrust nappe of Ordovician, Silurian and Devonian terranes (Bordonaro et al., 1979; Huvelin, 1977). Thus, the eastern Jebilet belong to the Nappe zone of the Meseta domain (Figure III.14a; (Hoepffner et al., 2005; Michard et al., 2010). Macrofauna (*Posidonomya becheri* Bronn and *Goniatis crenistria* Phillips) from the top of the series allowed dating the Kharrouba Flysch as late Visean to Namurian (Hollard et al., 1977; Huvelin, 1977).

The central Jebilet (Figure III.14b) correspond to the western part of the Carboniferous basin of the Jebilet, in broad continuity with the eastern part (Bordonaro et al., 1979; Gaillet, 1980; Gaillet & Bordonaro, 1981). The outcropping rocks correspond to metapelitic and meta-volcano-sedimentary rocks, called the Sarhlef series, which include a bimodal association of mafic-ultramafic intrusions and alkaline microgranites, and host massive sulphide mineralizations (Huvelin, 1977). The Sarhlef series would be partly a lateral equivalent of the Kharrouba Flysch (Bordonaro et al., 1979; Gaillet & Bordonaro, 1981). The

Sarhlef series have been assigned to the Upper Visean (Huvelin, 1977; Moreno et al., 2008). According to Beauchamp et al. (1991) et Moreno et al. (2008) the central Jebilet pelites are deposited in an anoxic water environment possibly shallower than the Kharrouba Flysch.

The western Jebilet belong to the Meseta Coastal Block (Figure III.14a). They mainly consist of Cambrian and Ordovician rocks (limestones, greywackes and pelites) with few magmatic episodes (Huvelin, 1977). The Silurian is unknown in this area and the Devonian is represented by red conglomerates, massive limestones and quartzitic sandstones (Tahiri, 1982). The lack of Carboniferous deposits could be explained by the uplift of the Western Jebilet during this period (Piqué, 1979).

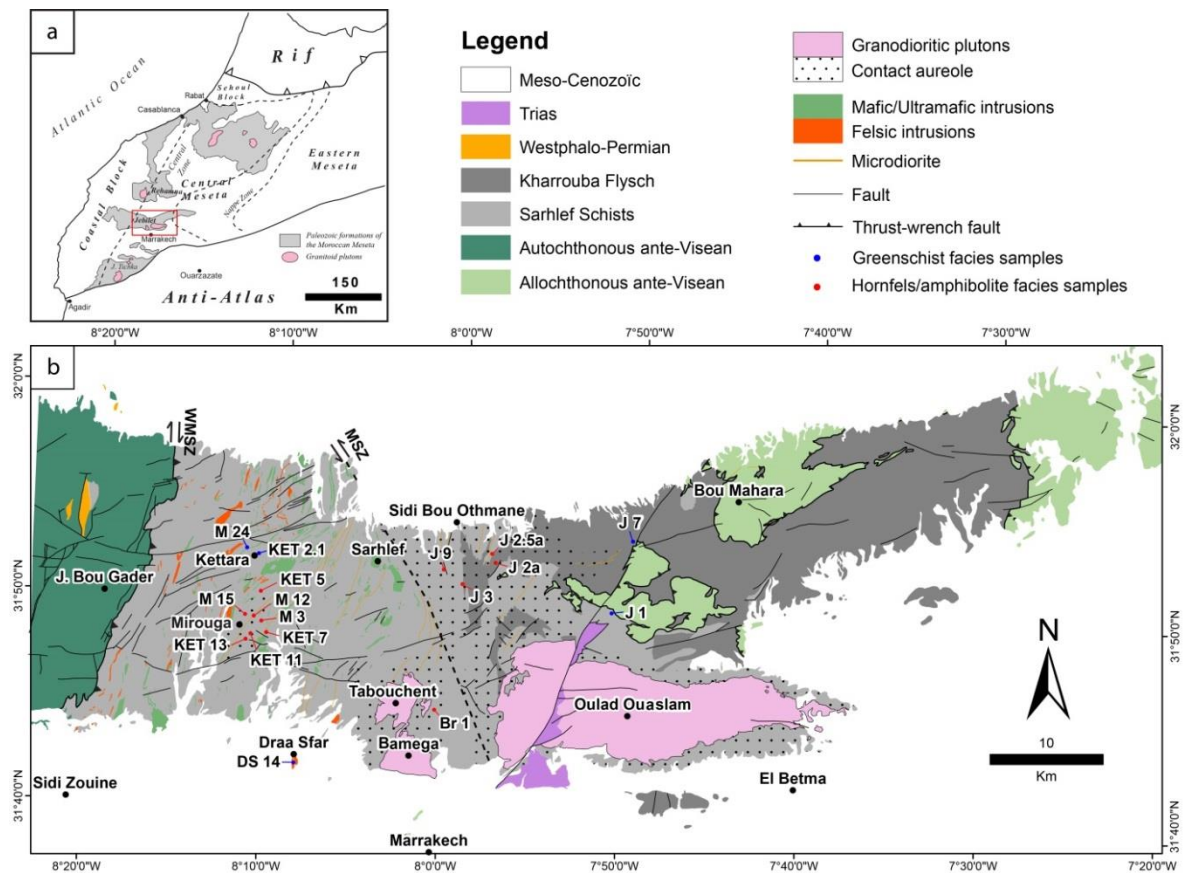


Figure III.14 : (a) Sketch map of the Meseta domain (modified from Michard et al., 2008). (b) Geological map of the Jebilet Massif with sample locations (modified from Huvelin, 1977).

A number of tectonic phases are known in the Jebilet massif between the late Visean-Namurian (last folded deposits) and the Stephano-Permian (first unconformable deposits). The successive phases or episodes are: (1) The syn-sedimentary episode (D_0) characterized by the westward movement of the syn-sedimentary gravitational nappes mainly visible in the eastern Jebilet (Bouloton & Le Corre, 1985; Huvelin, 1977); (2) The first episode of regional deformation (D_1) that generate kilometre-scale synclines and anticlines with sub-horizontal axes and a sub-vertical N-trending axial-plane S_1 cleavage. D_1 is accompanied by a low-grade

regional metamorphism in the greenschist-facies as shown by the mineralogical assemblages: albite, chlorite, phengite (Ab, Chl, Phg) in pelites and tremolite-actinolite, epidote (Tr-Act, Ep) in mafic rocks (Bordonaro, 1983; Huvelin, 1977); (3) The main tectonic phase (D₂) dated to Namurian–Westphalian (Huvelin, 1977; Michard et al., 2010). D₂ is characterized by N-trending metric to hectometric folds with sub-vertical axial plane foliation S₂. This phase overprints the structures related to D₁ as show by folding of the early (D₁) lineation and the structural and textural relationships of minerals. D₂ is accompanied by a regional metamorphism mostly in the greenschist-facies as attested by the Ab, Chl, Phg mineralogical assemblage, but locally grading into amphibolite-facies (see below, section 4.1.1). However, D₂ is either associated with, or followed by, the emplacement of granodioritic intrusions (D₃ event). These intrusions caused a contact metamorphism (Figure III.14b) reaching the pyroxene hornfels-facies as indicated by syn- to post-kinematic, high temperature mineral assemblages in their aureoles: andalusite, garnet, biotite, cordierite ± chloritoid ± sillimanite (And, Grt, Bt, Crd ± Sil ± Cld) in metapelites and garnet, vesuvianite, diopside ± epidote ± wollastonite (Grt, Ves, Di, ± Ep ± Wo) in metacarbonates (Bordonaro, 1983; El Hassani, 1982; Essaifi et al., 2013; Huvelin, 1977). Moreover, Lahfid et al. (2005) described an isolated occurrence of staurolite in the massif. The “D₂/D₃” event responsible for the development of the high-temperature minerals is discussed in Section II.3.1.5 below.

Three types of magmatism affected the Jebilet: a bimodal magmatism, some large granite intrusions and a set of microdiorite dikes. The bimodal magmatism is located in the central Jebilet (Figure III.14b) and represented by a number of felsic and mafic intrusions (Huvelin, 1972; Huvelin, 1977). A debate exists on the syn-kinematic character or not of this bimodal magmatism and the coeval emplacement of mafic and felsic products. According to many authors, the mafic intrusions are pre-tectonic and occurred in the sedimentary basin whereas the felsic intrusions are possibly later (Aarab, 1984; Bordonaro et al., 1979; Moreno et al., 2008). In contrast, other authors consider the bimodal intrusions as syn-kinematic and coeval (Essaifi et al., 2001; Essaifi et al., 2013). Mafic stocks, even the largest (kilometre-sized), did not create significant contact metamorphism. On the contrary, felsic stocks induced contact metamorphism that reaches the low-pressure amphibolite facies with a Crd, And, Grt, Bt paragenesis (Essaifi & Hibti, 2008). One acidic intrusive stock (K. Bouzlaf) was dated at $330.5 \pm 0.68\text{--}0.83$ Ma (U–Pb on zircon; Essaifi et al., 2003). Another stock gave an age of 331.7 ± 7.9 Ma near the Draa Sfar intrusion (Ar–Ar on white mica; Marcoux et al., 2008).

The large granitoid massifs are represented by calc-alkaline peraluminous plutons (Oulad-Ouasslam, Bamega-Tabouchent and Bramram on Figure III.14b) intruding the Kharrouba Flysch and the Sarhlef metapelites. The Oulad-Ouasslam and Bamega-Tabouchent were classified as biotite $\pm$ cordierite bearing granodiorite (Bensalah, 1989; Rosé, 1987) and dated at 327 ± 4 Ma by the Rb-Sr method on whole rock (Mrini et al., 1992). The Bramram pluton is a two-mica leucogranite with a crustal origin and was dated at 297 ± 9 Ma (Tisserant, 1977) and 295 ± 15 Ma (Mrini et al., 1992) using the Rb-Sr method on whole rock. The emplacement of these intrusions is accompanied by contact metamorphism in the hornfels facies. The study of the mineral assemblage in the metamorphic aureole indicates pressure in the range of 2.2 kbar corresponding to a maximum depth of 8 km (Boulton, 1992).

At last, the younger magmatic event in the area is represented by a dense array of microdiorite dikes cross-cutting the earlier magmatic rocks (bimodal intrusions and granodiorite plutons) and the folded metasediments. Their emplacement was attributed to the period of relaxation of the “main Variscan phase” (Huvelin, 1977) and they were dated at 250 Ma (U-Pb on zircon; Youbi et al., 2001).

During the post-Variscan times, the Jebilet massif suffered extensional faulting and moderate burial from the Lower Permian to the Lower Jurassic, followed by Jurassic-early Cretaceous uplift and erosion, in turn followed by shallow burial up to the middle Eocene (Ghorbal et al., 2008; Saddiqi et al., 2009). The whole massif was finally uplifted during the Atlas orogeny as the hanging-wall of a major post-middle Eocene S-dipping North-Jebilet reverse fault (Hafid, 2006; Hafid et al., 2008).

III.3.1.4 Analytical techniques and methods

III.3.1.4.1 Raman Spectroscopy of Carbonaceous Materials

III.3.1.4.1.1 Analytical method

Raman analyses have been acquired at the BRGM using a Renishaw inVia Reflex system with argon-ion laser source excitation of 514.5 nm. The laser beam is focused on the sample with power of around 0.5 mW at the thin section surface, through a microscope Leica DM2500 specially adapted for the system using x100 objective (numeric aperture=0.90).

Before each session of measurements, the spectrometer was calibrated using the 520.5 cm^{-1} line of silicon standard. After elimination of the Rayleigh diffusion by edge filters, the Raman signal was firstly dispersed using 1800 lines/mm. Signal then analysed by a deep

depletion CCD detector (1024 x 256 pixels). Raman spectra of at least 10-15 particles were recorded in order to check the consistency of the data. Instrument control and Raman measurements were performed with the software packages Renishaw Wire 3.4. Acquisition times (generally over 10 seconds depending of the nature of the overlaying mineral) and accumulations of spectra vary between 10 and 20 in order to improve the signal to noise ratio of the Raman spectra.

III.3.1.4.1.2 Thermometric approach: RSCM geothermometer

During geological time, the organic material undergoes two distinctive processes: (1) the carbonization during diagenesis and catagenesis and (2) the graphitization during metamorphism. These processes are expressed by irreversible chemical, physical, structural transformations that allow the progressive evolution of the CM to graphite (Wopenka & Pasteris, 1993). Raman microspectroscopy is a suitable technique to study and measure these transformations.

The Raman spectrum of CM can be divided in two regions called first order (1100-1800 cm^{-1}) and second order (2300-3500 cm^{-1} ; Nemanich & Solin, 1979; Tuinstra & Koenig, 1970). All the measurements have been realized in the first order domain. The Raman spectrum of perfect graphite is formed by a single G-band around 1580 cm^{-1} , corresponding to in-plane vibration of aromatic carbons (Lespade et al., 1984; Tuinstra & Koenig, 1970; Wopenka & Pasteris, 1993). Disorganized CM is characterized by the addition of other bands D1 and D2 respectively at 1350 cm^{-1} and 1620 cm^{-1} (Ferrari & Robertson, 2000; Wopenka & Pasteris, 1993). These bands correspond to chemical and physical defects in the aromatic skeleton of the CM and are designed as defect bands. The intensity of the D1 band is used to evaluate the degree of disorder of the CM.

Beyssac et al. (2002) established a correlation between the temperature and a Raman parameter of the CM called R2. The structural organization of the CM can be quantified through the R2 parameter defined as the relative area of the main defect band D1 [$R2 = D1 / (G + D1 + D2)$ bands area ratio]. The parameter R2 varies between 0 and 0.7 and shows a negative linear correlation with the peak temperature of the metamorphism in the range 330-640°C (RSCM method, Beyssac et al., 2002). The RSCM geothermometer has an absolute precision of $\pm 50^\circ\text{C}$ due to uncertainties on petrological data used for the calibration. The relative uncertainties on temperature are much smaller, around 10-15°C (Beyssac et al., 2004), allowing an accurate estimate of field thermal gradients (Bollinger et al., 2004). The RSCM calibration established by Beyssac et al. (2002) was extended towards low

temperatures in the range of 200-330°C with an absolute precision of $\pm 25^\circ\text{C}$ (Lahfid et al., 2010).

III.3.2.4.2 Petrology

III.3.2.4.2.1 Microprobe

Electron-microprobe analyses were carried out at Kiel University using JEOL JXA 8900A. Classical analytical conditions were adopted (15 kV acceleration voltage, 10 nA beam current, 2–3 μm beam size, wavelength-dispersive spectroscopy mode). The following standards were used for the relevant elements: wollastonite for Si and Ca, rutile for Ti, corundum for Al, fayalite for Fe, forsterite for Mg, microcline for K, tephroite for Mn, zincite for Zn and tugtupite for Na. Additional observations were made using a TESCAN MIRA XMU scanning electron microscope at BRGM.

III.3.2.4.2.2 Thermobarometric modelling

PT pseudosections modelling (i.e. predicting phase diagram for a fixed bulk composition) were carried out using the Gibbs free energy minimization procedure of de Capitani & Brown (1987) with the software THERIAK/DOMINO (de Capitani & Petrakakis, 2010). It was used together with the updated version of the Holland & Powell (1998) database (tcd55cc2d in the THERIAK/DOMINO package).

III.3.1.5 Results

III.3.1.5.1 Thermometric data

This section presents petrological data and the first temperatures obtained using RSCM method in a complex polyphased metamorphism setting.

III.3.1.5.1.1 New mineralogical and petrological data

In order to analyse the effect of polyphased metamorphism on the transformation of the carbonaceous materials, several Viseo-Namurian metapelites representing different grade of metamorphism were collected (Figure III.14b).

The samples KET 2.1, M 24, J 7, J 1 and DS 14, just record regional metamorphism during D₁ and D₂ geological events and are unaffected by the thermal overprint during granite intrusion. They exhibit moderate schistosity (Figure III.15a) consisting of oriented chlorite-phengite lamellae and quartz-feldspar flattened grains (Figure III.15b, c, d). Metamorphic

temperatures for this event are below 350°C based on the observed mineral assemblage Chl–Phg–Ab–Qtz (Yardley et al., 1990).

The samples collected from the contact aureoles of the Oulad-Ouasslam intrusion (whose aureole extends northward according to Chemsseddoha (1986), J 3, J 9, J 2a, J 2.5a), of the Tabouchent-Bramram intrusion (Br 1), and of the Mirouga hidden intrusion (M3, M12, M15, KET 5, KET 11 et KET 13; Figure III.14b) were metamorphosed by both regional metamorphism (D₁/D₂ events) and contact metamorphism (D₂/D₃ events). All these samples correspond to strongly foliated schists exhibiting a fine-grained matrix of quartz, feldspar and phyllosilicates (phengite and biotite) overgrown by mm to cm sized porphyroblasts (variable according to the intrusion), developed during the D₂/D₃ contact metamorphism episode (Figure III.16 and Figure III.17).

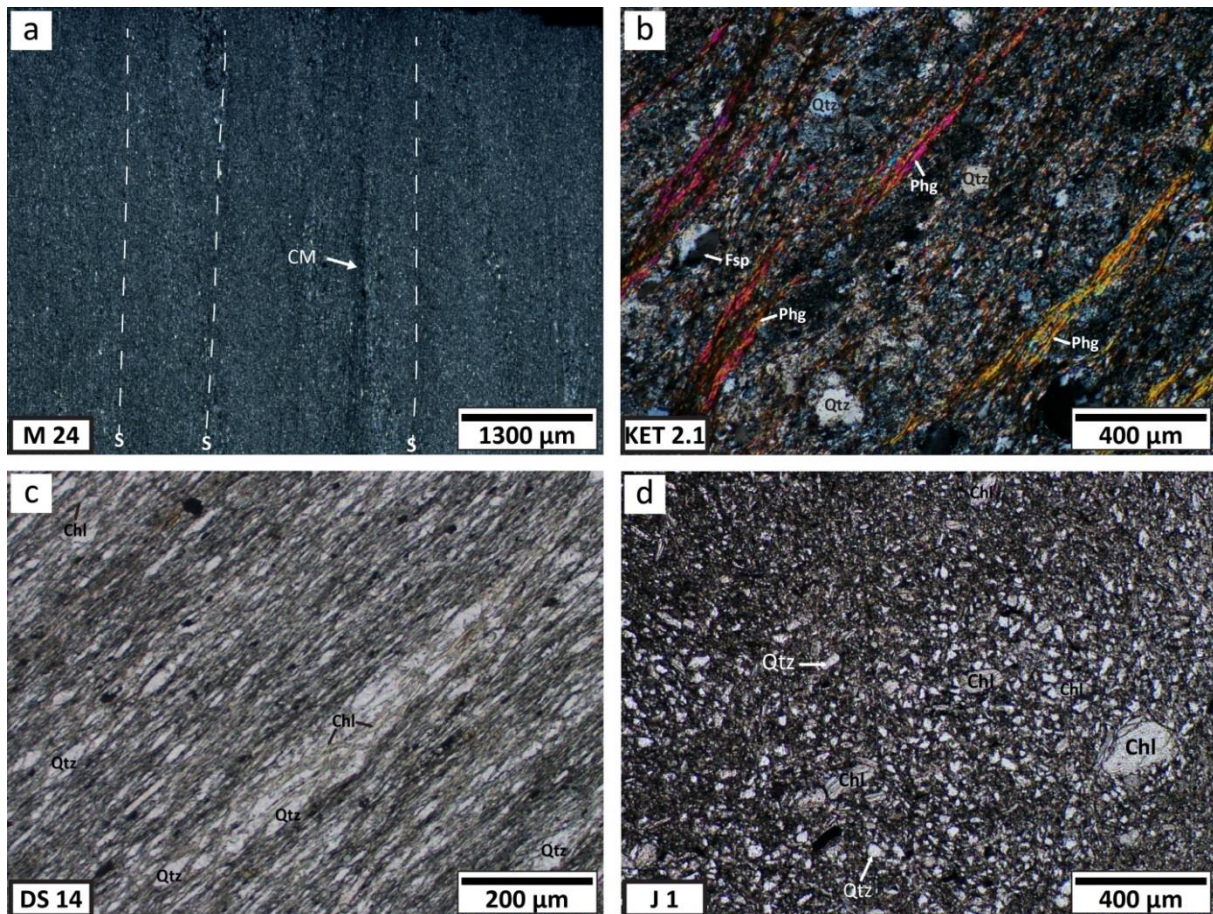


Figure III.15 : Photomicrographs of typical greenschist-facies pelitic samples. (a): Large view of a low-grade greenschist-facies metapelite from the Kettara area. The phyllosilicates underline the foliation (S) and CM can be observed. (b): Quartz–feldspar-rich beds and phengite–chlorite-rich bed alternations from another sample in the Kettara area. (c) Close view of a sample from Draa Sfar, close to the Bamega pluton. (d) Micrograph of a poorly foliated sample from the Eastern Jebilet. Abbreviations: Chl: chlorite, CM: carbonaceous material, Fsp: feldspar, Phg: phengite, Qtz: quartz.

Millimetric to centimetric-sized andalusite porphyroblasts were observed in samples J 3, J 9, Br 1, J 2a and J 2.5a (Figure III.16a, b, c and Figure III.17c, d). These porphyroblasts are generally associated with garnet and biotite in samples J 3 and J 9 (Figure III.16a, b). Pluri-millimetric pseudomorphs after cordierite retrogressed into a mixture of biotite, phengite, quartz and plagioclase were observed in sample Br 1 in association with andalusite (Figure III.16c). Samples J 2a and J 2.5a exhibit complex mineralogy with biotite, andalusite, garnet, cordierite and staurolite (Figure III.17).

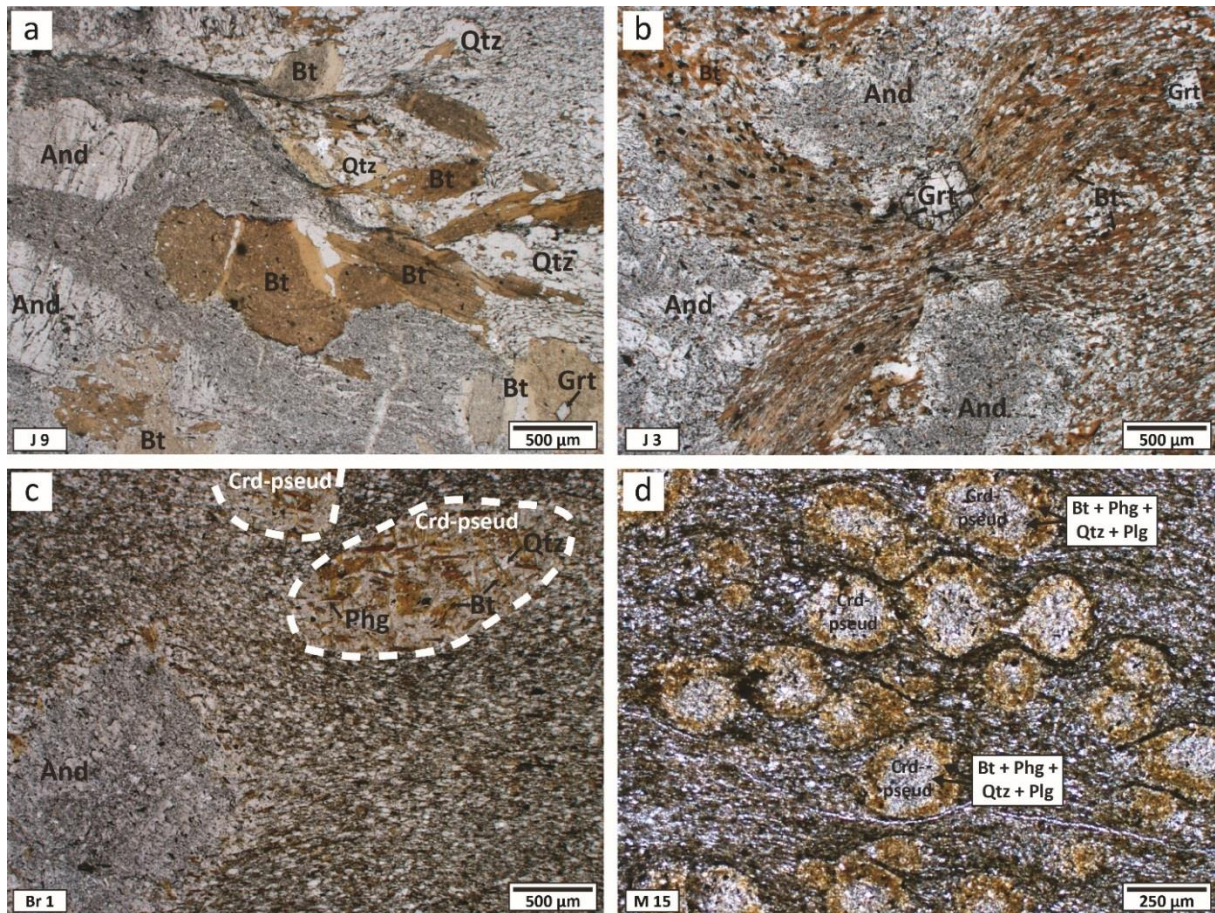


Figure III.16 : Photomicrographs of typical hornfels/amphibolite facies metapelite samples. (a) and (b): contact metamorphic assemblages with andalusite, garnet and biotite from the Sidi Bou Othmane area. (c): contact metamorphic assemblage from Mirouga with andalusite, biotite, and biotite–phengite–feldspar–quartz pseudomorphs after cordierite. (d): contact metamorphic assemblage from the Tabouchent–Bramram area with similar pseudomorphs after cordierite. Abbreviations as Figure III.15 with And: andalusite, Bt: biotite, Crd: cordierite, Grt: garnet, Plg: plagioclase.

Porphyroblasts in samples M 3, M 12, M 15, KET 5, KET 11 and KET 13 correspond to millimetre-sized cordierite partially or totally retromorphosed into phengite, biotite, quartz and feldspar (Figure III.16d). Sample KET 7 is characterized by millimetre-sized biotite.

The petrographic study shows that all samples collected from the contact aureoles belong to the hornfels/low-pressure amphibolite facies. Four dominant mineral assemblages were determined (1) Chl–Bt (sample KET 7), (2) Crd–Bt (samples M3, M12, M15, KET 5,

KET 11 and KET 13), (3) And–Grt–Bt (samples J 3, J 9), (4) And–Crd–Bt (sample Br 1). On the basis of microstructural observation, two distinct paragenesis have been identified on samples J 2a and J 2.5a, (1) Grt–St and (2) Bt–And–Crd (Figure III.17).

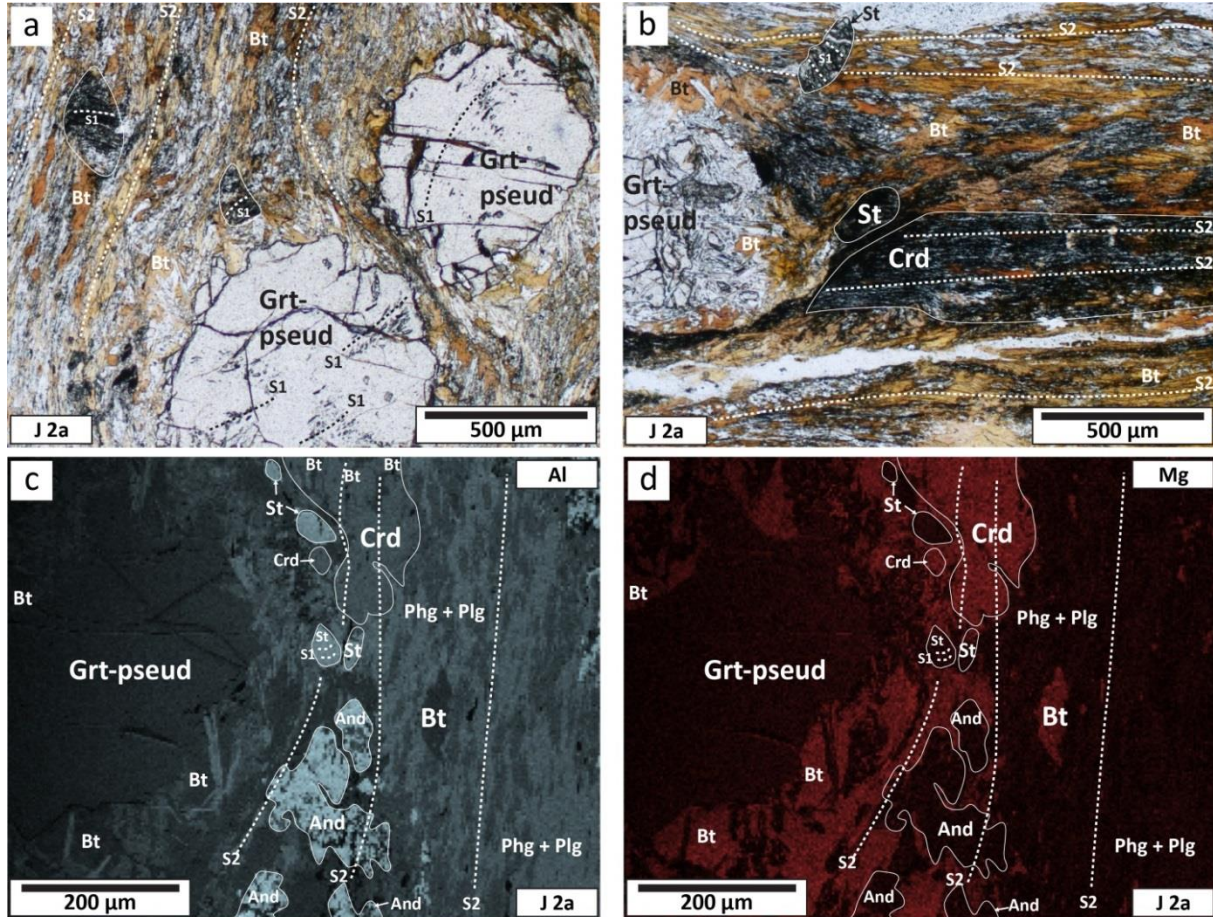


Figure III.17 : Photomicrographs and SEM images of hornfels/amphibolite facies metapelites J 2a and J 2.5 (Sidi Bou Othmane area) showing crystallization–deformation relationships. (a) and (b): In the staurolite and destabilized garnet, internal foliation S1 is oblique with respect to the main S2 foliation marked by elongated biotite and cordierite. (c) and (d): Composition maps of Al and Mg identifying porphyroblasts and showing staurolite and destabilized garnet (Grt-pseud) with S1 internal foliation, pointing to their growth during the D₁/D₂ evolution. The cordierite, andalusite and biotite porphyroblasts and the phengite–plagioclase matrix are elongated in the S2 foliation and their growth is attributed to the D2/D3 evolution. Abbreviations as Figure III.16, with St: Staurolite.

Chemical data, obtained by microprobe analysis and pseudosections of samples J 3, J 9 and J 2a are presented in Figure III.18 and Figure III.20.

To examine the chemical variations of biotite and garnet, the data were respectively represented in a AlIV–XMg (with XMg = Mg/(Mg + Fe)) diagram and in a Fe–Mn–(Mg + Ca) ternary diagram. The XMg of biotite shows variations between 0.3 and 0.5 for the three samples (Figure III.18a). The AlIV content presents variation between 1.1 and 1.5 per formula unit (calculated on 11 oxygens). These values show a trend toward the annite end-member. Garnet exhibits small variations (Figure III.18b). In samples J 3 and J 9 small

substitution towards the spessartine end-member is observed with XSps between 0.2 and 0.3. In sample J 2a variations are observed between grossular and almandine end-members with XGrs between 0.2 and 0.3 and XAlm between 0.68 and 0.76 (Figure III.18b). These composition variations in garnets can be due to crystallisation at different pressure-temperature conditions or to differences in the bulk composition. One might favour the first hypothesis in respect to mineral assemblage (staurolite vs cordierite-bearing) and the textural/structural observations. Garnet in samples J 3 and J 9 are in textural equilibrium with andalusite and biotite. This mineral assemblage is associated with contact metamorphism. Pre-kinematic pseudomorphosed garnets associated with staurolite in J 2a are probably linked to the regional metamorphism as shown by the internal S_1 foliation at high angle with the external S_2 foliation (Figure III.17).

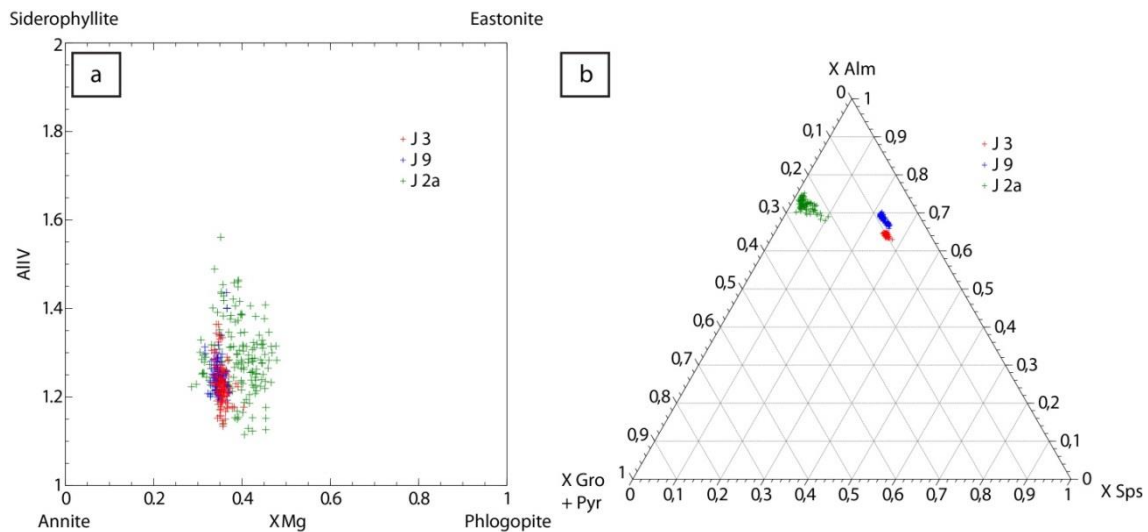


Figure III.18 : Representative microprobe analysis of (a) biotite and (b) garnet for J 3, J 9 and J 2a samples in the Oulad-Ouasslam area

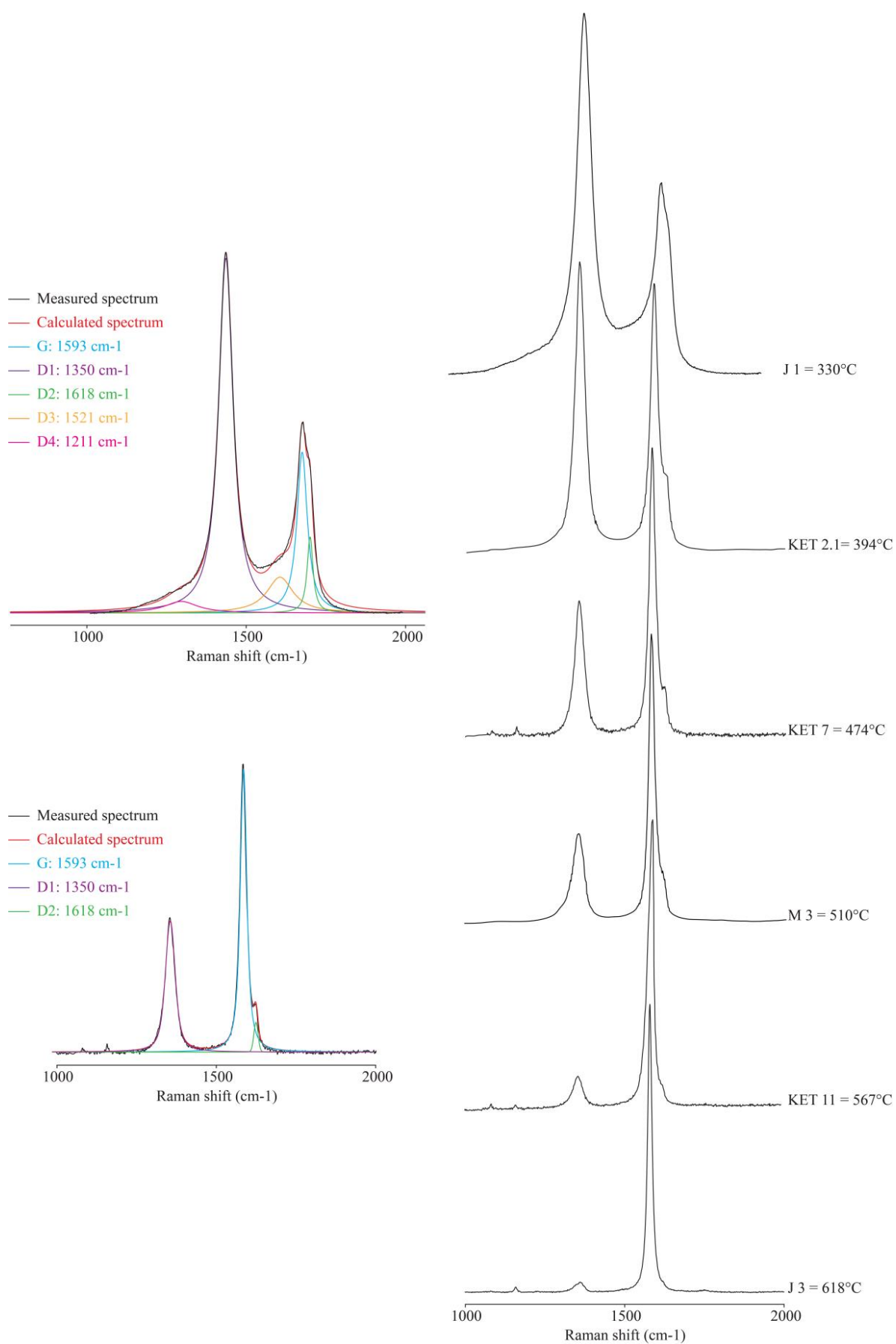


Figure III.19: Selection of representative Raman spectra of carbonaceous materials and the corresponding temperatures for the greenschist-facies pelitic samples J 1 and KET 2.1 and the hornfels/amphibolite facies pelitic samples KET 7, M3, KET 11 and J 3.

III.4.1.5.1.2 RSCM data

Raman spectra of greenschist facies samples exhibit a broad band, including the G-band located around 1590 cm^{-1} , a D2 band located around 1620 cm^{-1} , and a very wide and more intense D1 band around 1350 cm^{-1} (Figure III.19). These Raman spectra are similar to those observed for poorly ordered CM (Aoya et al., 2010; Beyssac et al., 2002; Lahfid et al., 2010; Nemanich & Solin, 1979; Tuinstra & Koenig, 1970).

To describe the degree of graphitization of the CM, Raman spectra were decomposed into these bands following the fitting procedure proposed in Beyssac et al. (2002). An area characterizes each decomposed band (Figure III.19). The band-areas are used to calculate the Raman parameters R2 that varies between 0.55 and 0.68. Raman temperatures, associated to R2 values bracket between 330°C to 394°C (Table III.1). The Raman temperatures are in good agreement with the petrological data for all the samples collected.

The sample J 1 contains the most disordered CM. Additional D3 (around 1500 cm^{-1}) and D4 (around 1200 cm^{-1}) defect bands thus appear in the spectra (Figure III.19). To determine maximum temperatures encountered by sample J 1 the RA1 parameter was used (Lahfid et al., 2010). The determination of the RA1 values is based on the decomposition on the Raman spectra into five bands (Lahfid et al., 2010; Figure III.19). The average value of RA1 parameter for this sample is of 1.81 and indicates a temperature of $330 \pm 25^{\circ}\text{C}$.

The Raman spectra obtained for metapelites in the hornfels/amphibolite facies conditions are mainly composed by a G-band located around 1580 cm^{-1} (Figure III.19). These spectra contain small defect bands D1 and D2 located respectively around 1350 cm^{-1} and 1620 cm^{-1} (Figure III.19). D3 and the D4 bands disappear with increasing metamorphism. R2 values for these samples vary between 0.028 and 0.36 and correspond to temperature in the range $474\text{--}628 \pm 50^{\circ}\text{C}$.

In the contact aureole established by (Huvelin, 1977) on petrographic criteria, the RSCM temperatures are $> 560^{\circ}\text{C}$, while the samples KET 7, KET 5 and M 3 collected outside of the aureole give RSCM temperatures around $474\text{--}510 \pm 50^{\circ}\text{C}$ (Table III.1). The decrease of temperatures is not sudden and seems gradual.

III.4.1.5.1.3 Pseudosection modelling

Pressure-Temperature (P-T) pseudosections have been calculated for the three samples J 3, J 9 and J 2a. The $\text{MnO-Na}_2\text{O-CaO-K}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system was chosen as it well describes the chemistry of the observed samples. Ti was neglected as it only enters in biotite in small amounts ($< 0.13\text{ p.f.u.}$). No correction of the bulk composition was

done. Calculations were done in the range 400–800°C and 1–9 kbar. The following solution models were used: staurolite, garnet, chloritoid, cordierite (T. J. B. Holland & Powell, 1998), chlorite (Holland et al., 1998), phengite (Coggon & Holland, 2002), feldspar (Baldwin et al., 2005), biotite and melt (White et al., 2007). For simplification reason all the calculated fields were not mentioned and we recall only major reactions. Water was considered in excess due to the amount of H₂O-bearing phases observed in the samples.

J 2a: The assumed staurolite- and garnet-bearing peak pressure paragenesis #1 is reproduced in a narrow field at 525–630°C and 3–6 kbar (Figure III.20). P-T conditions were refined using the composition of relictual garnet and staurolite presents in the sample. The second metamorphic biotite-andalusite- and cordierite-bearing assemblage is present in a 500–630°C and 1–3 kbar field. P-T conditions can be refined at 2 ± 0.5 kbar and $625 \pm 25^\circ\text{C}$ in agreement with the composition of biotite.

J 3 and J 9: The observed andalusite-biotite-garnet-plagioclase-phengite-quartz paragenesis is reproduced in a field below 4 kbar with a temperature range of 500–630°C (Figure III.20). For both samples the lack of cordierite and K-feldspar limits the estimated conditions towards the low-pressure. Low-temperatures conditions are limited by the lack of chloritoid that was not observed in the samples. P-T conditions were refined using the composition of biotite and garnet.

For all three samples, RSCM temperatures are in good agreement with the temperature derived from pseudosection modelling. This allow us to slightly refine the P-T conditions at 2 ± 0.5 kbar and $625 \pm 25^\circ\text{C}$ for paragenesis #2 of the sample J 2a and at $620 \pm 12^\circ\text{C}$ and 3 ± 0.5 kbar for samples J 3 and J 9 (Figure III.20).

III.3.1.6 Discussion

The metapelitic samples representatives of the greenschist facies are composed of Chl–Phg–Fsp–Qtz (Table III.2) indicating temperature condition around 350°C (Spear, 1993). This is in a good agreement with Raman temperature comprised between $330 \pm 50^\circ\text{C}$ and $394 \pm 50^\circ\text{C}$ (Table III.2 and Figure III.21).

The localization of these samples far from the contact aureole mapped by Huvelin (1977) and in areas described in the literature as just recording the greenschist facies D₁/D₂ regional metamorphism (Bordonaro, 1983; Huvelin, 1977) is consistent with the above observations (Figure III.21). Thus, no clear effects of cumulative molecular transformation affect these samples and the RSCM geothermometer.

Samples located in contact aureoles are characterized by progressive deformation (D_1/D_2 and D_2/D_3 events) and by a change in the metamorphic conditions, from the greenschist/amphibolite facies (D_1/D_2 event) to the hornfels/amphibolite facies during D_2/D_3 (section II.3.1.5.1.1). These samples show several associations of porphyroblasts (Table III.2): (1) And–Grt–Bt (samples J 3, J 9) and And–Crd–Bt (samples J 2a, J 2.5a) for the Oulad-Ouasslam aureole; (2) And–Crd–Bt (sample Br 1) for the Bramram aureole; (3) Crd–Bt (samples M3, M12, M15, KET 5, KET 11 and KET 13) and Bt–Chl (sample KET 7) for the Mirouga aureole. All these paragenesis, that were also reported by Huvelin (1977) and Bordonaro (1983) indicate temperature conditions in the hornfels/amphibolite facies (Spear, 1993). However, the pyroxene hornfels-facies was locally reached by place close to the intrusions (El Hassani, 1982; Essaifi et al., 2013; Huvelin, 1977). Raman temperatures obtained from our samples range from $474 \pm 50^\circ\text{C}$ to $628 \pm 50^\circ\text{C}$ and are consistent with the different observed paragenesis (Table III.1, Table III.2 and Figure III.21).

Metamorphism	Samples	Coordinates		# spectra	Raman Parameter*		RSCM T		SE
		X	Y		Average	SD	Average	SD	
greenschist-facies pelitic samples	KET 2.1	-8.178	31.868	11	0.55	0.015	394	7	2
	M 24	-8.175	31.818	14	0.63	0.022	360	10	2
	J 7	-7.828	31.892	16	0.62	0.021	364	9	2
	J 1	-7.845	31.834	17	1.81	0.13	330	23	5
	DS 14	-8.136	31.71	15	0.68	0.047	336	21	5
hornfels / amphibolite facies pelitic samples	M 3	-8.169	31.815	26	0.29	0.054	510	24	4
	M 12	-8.178	31.819	10	0.16	0.042	567	19	7
	M 15	-8.186	31.820	11	0.12	0.034	583	15	4
	KET 5	-8.169	31.841	12	0.28	0.088	515	26	7
	KET 7	-8.164	31.804	12	0.36	0.073	474	27	7
	KET 11	-8.179	31.804	18	0.16	0.034	567	15	3
	KET 13	-8.183	31.801	10	0.16	0.045	565	20	6
	J 3	-7.985	31.852	19	0.05	0.031	618	14	3
	J 9	-8.003	31.863	32	0.06	0.026	613	12	2
	J 2a	-7.957	31.871	17	0.055	0.024	616	11	3
	J 2.5a	-7.961	31.872	11	0.028	0.026	628	12	3
	Br 1	-8.006	31.751	19	0.045	0.03	620	13	3

Table III.1 : Peak temperatures obtained by RSCM for the greenschist facies samples and the hornfels/amphibolite facies samples. SD: standard deviation, SE standard error, RSCM: Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material. *Raman parameter used for all the samples is the R2 from Beyssac et al. (2002) except for the sample J 1 where we used the RA1 from Lahfid et al. (2010) to estimate paleotemperatures.

To confirm this result, pseudosection modelling on the samples J 3, J 9 and J 2a was carried out (Figure III.20). The estimated temperatures are of $620 \pm 12^\circ\text{C}$ for J 3 and J 9 and of $625 \pm 25^\circ\text{C}$ for J 2a. The RSCM temperatures ($618 \pm 50^\circ\text{C}$, $613 \pm 50^\circ\text{C}$ and $616 \pm 50^\circ\text{C}$) are in very good agreement with the temperatures from the pseudosection modelling (Table III.1 and Figure III.21).

Concerning the Mirouga aureole, it is important to note that the RSCM temperatures evolution with the distance to granite follow the paragenesis evolution of the samples (Table III.2). Sample KET 7 which is located outside of the mapped Mirouga aureole is characterized by a biotite and chlorite paragenesis with corresponding RSCM temperature of $474 \pm 50^\circ\text{C}$. At the beginning of the mapped aureole, few cordierite spots appear (samples M 3 and KET 5) and the corresponding RSCM temperature increase around $510\text{-}515 \pm 50^\circ\text{C}$ (Figure III.21). Finally, inside the mapped aureole, the samples M12, M15, KET 11 and KET 13 display abundant cordierite porphyroblasts and provide higher RSCM temperatures ranging between $565\text{-}583 \pm 50^\circ\text{C}$ (Figure III.21). Thus, this well-known mineralogical zoning found in any contact aureole environment and linked to a high-gradient, relatively short time scale thermal evolution, can also be by the RSCM geothermometer.

The temperatures estimated by three different geothermometric methods converge showing that no cumulative molecular transformation of the CM occurred in relation with polyphased metamorphism. We recall here that the RSCM method have only been calibrated up to now on Alpine (*sensu largo*) samples. Our new data show that the organization of the carbonaceous material affected by polyphased metamorphism during the Variscan orogeny has been conserved for all the samples (no cumulative effect), and that the posterior geological events (Mesozoic burial and uplift, Neogene faulting; Saddiqi et al., 2009) did not affect this structural organization.

This result is a strong argument showing that the RSCM geothermometer can be applied with reliability on belts structured by the Variscan orogeny and having undergone polyphased metamorphism. Moreover, the temperatures calculated in the Mirouga contact aureole area certainly induced by a hidden intrusion show a gradual evolution with the increasing of the temperature from the edge to the centre (Figure III.21). This shows that the RSCM geothermometer is a reliable tool to follow the temperature evolution in a contact metamorphism environment and to detect anomalous values of temperatures caused by hidden plutons (Figure III.21).

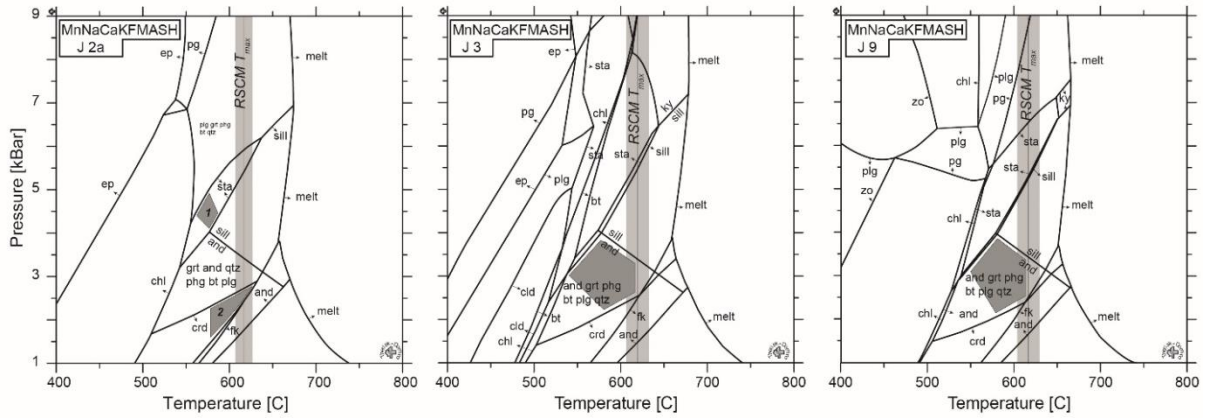


Figure III.20 : P-T pseudosections calculated with THERIAK/DOMINO for samples J 3, J 9 and J 2a in the Oulad-Ouaslam area. Two superimposed paragenesis were identified in sample J 2a: (1) garnet-stauroilite due to regional metamorphism and (2) andalusite-cordierite-biotite formed during contact metamorphism. Abbreviations as Figure III.15, Figure III.16 and Figure III.17, with pg: paragonite, ep: epidote, sill: sillimanite, fk: potassic feldspar, zo: zoisite, cld: chloritoid, sta: stauroilite, ky: kyanite.

Intrusion area	Samples	Metamorphic Assemblage (MA)		Metamorphic facies		References	RSCM T	
		Pre-intrusion MA	Syn-intrusion MA	Regional metamorphism	Contact metamorphism		Average	SD
Mirouga – Kettara (Mirouga hidden intrusion)	DS 14	Chl-Phg-Qtz-Ab	Not recorded	Greenschist	-	Huvelin (1977) Bordonaro (1983) This study	336	21
	M 24	Chl-Phg-Qtz-Ab	Not recorded	Greenschist	-		360	10
	KET 2.1	Chl-Phg-Qtz-Ab	Not recorded	Greenschist	-		394	7
	KET 7	Chl-Phg-Qtz-Ab	Chl-Bt	Greenschist	Hornblende hornfels		474	27
	M 3	Chl-Phg-Qtz-Ab	Crd-Bt	Greenschist	Hornblende hornfels		510	24
	KET 5	Chl-Phg-Qtz-Ab	Crd-Bt	Greenschist	Hornblende hornfels		515	26
	KET 13	Chl-Phg-Qtz-Ab	Crd-Bt	Greenschist	Hornblende hornfels		565	20
	KET 11	Chl-Phg-Qtz-Ab	Crd-Bt	Greenschist	Hornblende hornfels		567	15
	M 12	Chl-Phg-Qtz-Ab	Crd-Bt	Greenschist	Hornblende hornfels		567	19
	M 15	Chl-Phg-Qtz-Ab	Crd-Bt	Greenschist	Hornblende hornfels		583	15
Sidi Bou Othmane (Oulad Ouaslam and Bramam intrusions)	J 1	Chl-Phg-Qtz-Cc-Ab	Not recorded	Greenschist	-	Huvelin (1977) El Hassani (1982) This study	330	23
	J 7	Chl-Phg-Qtz-Ab	Not recorded	Greenschist	-		364	9
	J 9	Chl-Phg-Qtz-Ab	And-Alm-Bt	Greenschist	Hornblende hornfels		613	12
	J 2a	Grt-St	And-Crd-Bt	Amphibolite	Hornblende hornfels		616	11
	J 3	Chl-Phg-Qtz-Ab	And-Alm-Bt	Greenschist	Hornblende hornfels		618	14
	Br 1	Chl-Phg-Qtz-Ab	And-Crd-Bt	Greenschist	Hornblende hornfels		620	13
	J 2.5a	Grt-St	And-Crd-Bt	Amphibolite	Hornblende hornfels		628	12

Table III.2 : Pre-intrusion and syn-intrusion metamorphic assemblages in the various area and peak temperatures obtained by RSCM. SD: standard deviation, RSCM: Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material.

III.3.1.6.1 Regional implications

As a by-product of our methodological inquiry, our observations allow us to improve our knowledge of the metamorphic evolution of the western Moroccan Meseta. Previous studies of the Jebilet massif have attributed the growth of all the observed porphyroblasts to contact metamorphism (Bordonaro, 1983; Huvelin, 1977). However, on the basis of microstructural and chemical variations, we argued above that the paragenesis Grt–St observed in samples J 2a and J 2.5a developed during an amphibolite facies regional metamorphic event. This is confirmed by the pseudosection modelling (Figure III.20), where the stability field of the Bt–And–Crd association clearly linked to contact metamorphism cannot coexist with the stability field of the Grt–St paragenesis. Accordingly, we suggest the occurrence of two superimposed paragenesis in these samples: (1) garnet-staurolite due to regional metamorphism and (2) andalusite-cordierite-biotite formed during contact metamorphism. This high-grade regional metamorphism is described for the first time in the Jebilet massif. In the Rehamna massif at short distance in the north (Figure III.14a), the development of the garnet–staurolite $\pm$ kyanite mineral assemblage was also observed (Michard, 1968) and ascribed either to the earliest stage of the granite ascent (El Mahi et al., 2000; Michard, 1968a; Michard et al., 2010); or to the effect of tectonic burial (Baudin et al., 2003; Chopin et al., 2014).

Hoepffner et al. (1975) showed that garnet, staurolite and chloritoid have grown in the Rehamna massif during the D₁/D₂ interval and by place after D₂. Wernert et al. (2015) argue that the development of staurolite in the Rehamna massif lasted from the D₁ to D₃ events. In the Jebilet massif, we assume similarly that staurolite has grown during the D₁/D₂ evolution. We did not found chloritoid in our samples, but tiny chloritoid phenoblasts associated with andalusite or cordierite have been described by El Hassani (1982) in the Eastern Jebilet at some distance of Sidi Bou Othmane.

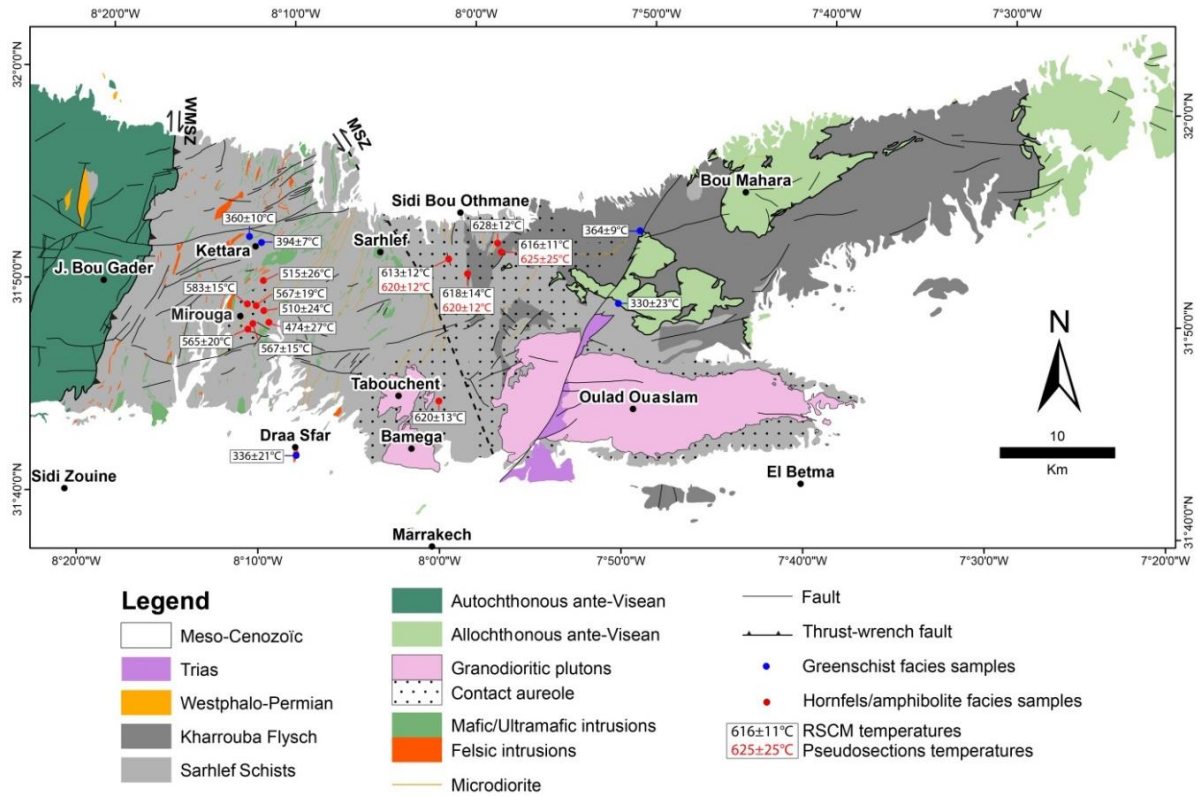


Figure III.21 : Geological map of the central part of the Jebilet massif (see location on Figure III.14) showing temperatures estimated by the RSCM method and by pseudosection modelling. The absolute uncertainty on RSCM temperatures is ± 50 °C.

III.3.1.7 Conclusion

The present study of the metapelites from the Variscan (Hercynian) Jebilet massif offers the possibility to extend the applicability of the RSCM geothermometer towards rocks having undergone polyphased metamorphism. Indeed, this massif is characterized by a regional metamorphism in the greenschist facies followed by subsequent regional and contact metamorphism that reached amphibolite facies (D_1/D_2 events) and amphibolite/pyroxene hornfels-facies (D_2/D_3 events).

The RSCM data obtained are consistent with the petrographic data from the literature and from our work. These results suggest: (1) the absence of cumulative molecular transformation for the studied samples in the Variscan massif characterized by a polyphased metamorphism in which the later thermic event is the hotter, and (2) that the applicability of the RSCM geothermometer can be extended to similar geological contexts (i.e. metapelitic rocks structured by an ancient orogeny and having undergone polyphased metamorphism). We also showed the efficiency of the RSCM geothermometer to delimit the influence of the contact metamorphism zones.

Besides of the above methodological conclusions, we described for the first time in the Jebilet massif the development of the Grt–St mineral assemblage during the early tectono-

metamorphic evolution, before the emplacement of the granodiorite plutons. This strengthens the correlation of the Jebilet massif with the neighbouring Rehamna massif further in the north.

III.3.1.8 Acknowledgements

The authors would like to acknowledge Pr. R. Bousquet (University of Kiel) for allowing the use of the microprobe, and Dr. B. Lacroix for fruitful discussions.

We thank the editor and the two reviewers Ch. Hoepffner and the anonymous for their suggestions that help us in improving the final version of this manuscript.

III.3.2 Analyse de l'applicabilité du RSCM sur les skarns des Jebilet

La grande majorité des échantillons analysés dans ce travail correspondent à des roches métapélitiques, mais aussi plus rarement à des roches à composante carbonatée type skarns. Etant donné que le géothermomètre RSCM a été calibré exclusivement sur des roches métapélitiques où l'origine de la MC est organique, la question se pose de l'applicabilité de la méthode sur des roches carbonatées dans lesquelles l'origine de la MC est plus incertaine, i.e. organique et/ou inorganique. Afin de s'assurer de l'applicabilité du géothermomètre RSCM sur les roches carbonatées dans notre zone études, nous avons effectué une comparaison systématique entre les données pétrographiques et les données de géothermométrie RSCM obtenues sur les 5 échantillons des roches carbonatées skarnifiées utilisés dans ce travail.

III.3.2.1 Données pétrographiques

Les 5 échantillons de roches carbonatées skarnifiées ont été prélevés au sein de barres métacarbonatées intercalées dans des métapélitiques du secteur de Sidi Bou Othmane. D'un point de vu macroscopique, ces roches sont massives et de couleur noire à brune. Des porphyroblastes de grenat et de vésuvianite centimétriques sont visibles à l'affleurement (Figure III.22c et e). Ces métacarbonates laissent des traces noires sur les mains qui montrent la présence de graphite (Figure III.22c et d). Une schistosité S_2 moins pénétrative que dans les métapélites est visible à l'échelle macroscopique (Figure III.22a). Par contre, au microscope optique, cette schistosité est peu visible et très difficile à décrire compte tenu de la grande taille des blastes (Figure III.22d et f). Les matrices de ces roches sont essentiellement composées de calcite et de matériel carboné graphitisé (Figure III.22b, d et f), dans lesquelles s'insèrent les minéraux suivants :

- Les grenats (Grt) : ils sont abondants avec une taille centimétrique (jusqu'à 2 centimètres) et sont très bien préservés dans la roche avec des contours nets (Figure III.22d). Dans certains secteurs, les roches sont composées presque uniquement de grenat et forment donc des grenatites (Figure III.22d).
- Les pyroxènes (Px) : ils se présentent sous deux aspects, soit dispersés dans la matrice sous une forme tabulaire ou circulaire (Figure III.22a), soit inclus dans les grenats sous une forme généralement circulaire ; sans orientation particulière. Ces pyroxènes sont automorphes et leur taille est comprise entre 100 μm et 1 mm.

- La vésuvianite (Ves) : elle est abondante dans ces roches carbonatées sous forme de grands cristaux centimétriques (la taille peut atteindre 5 cm de long) (Figure III.22e et f). Ce minéral se développe sans orientation particulière en présentant une texture aciculaire.
- La wollastonite (Wo) : elle n'a été détectée que dans un seul échantillon grâce à la microsonde électronique. Il s'agit donc d'un minéral rare dans les roches étudiées.

L'étude pétrographique a permis de caractériser l'assemblage minéralogique des 5 roches carbonatées type skarn analysées dans notre étude (Table III.3). Cet assemblage minéralogique à $Cc \pm Grs \pm Ves \pm Px \pm Wo$ est typique de conditions de cristallisation dans le faciès amphibolite.

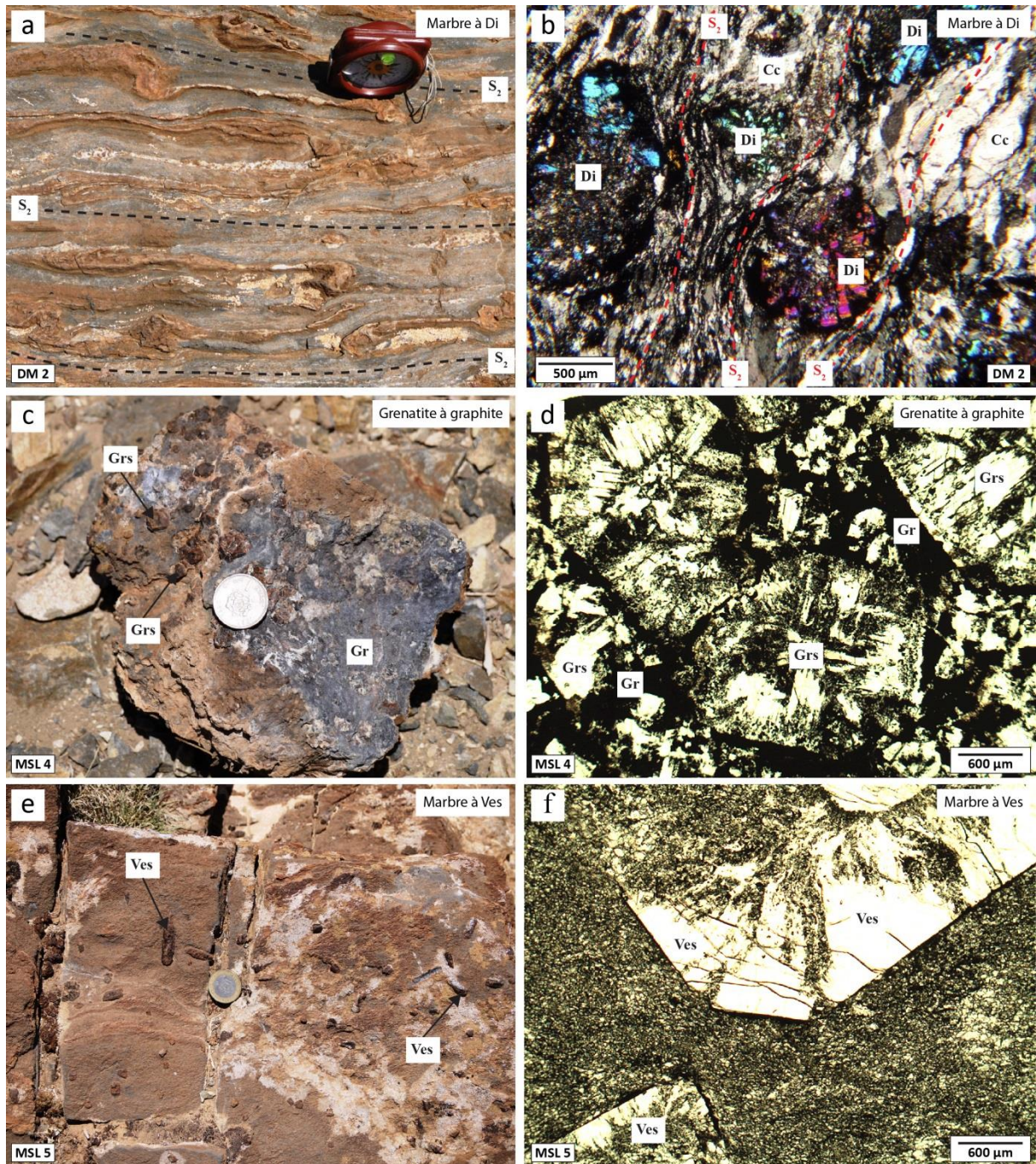


Figure III.22 : Photographies et microphotographies permettant d'illustrer les minéraux des roches carbonatées de types skarns dans notre zone d'étude. (a) et (b) : marbre à diopsides ou les porphyroblastes de diopsides sont dans une matrice composée de calcite et matériaux carbonés soulignant la schistosité S_2 . (c) et (d) : grenatite à graphite ou les porphyroblastes de grenat grossulaire sont cimentés dans le graphite. (e) et (f) : Marbre à vésuvianites où les porphyroblastes de diopside sont dans une matrice composée de calcite et matériaux carbonés.

Echantillon	Coordonnées		Assemblage minéralogique
	X	Y	
JBO 5	31,852	-7,985	Cc-Grs-Ves-Di
JBO 6	31,851	-7,987	Cc-Grs-Di
JEB 02 7a	-7,942	31,886	Cc-Grs-Di
JEB 02 4d	-7,943	31,887	Cc-Grs-Di-Ves
JL 9	-7,964	31,874	Cc-Grs-Di-Ves

Table III.3 : Tableau présentant les assemblages minéralogiques pour chaque échantillon de skarn étudié. Grs : grenat grossulaire ; Di : diopside ; Ves : vésuvianite ; Cc : calcite ; Wo : wollastonite.

III.3.2.2 Analyse des compositions chimiques des principaux minéraux des roches carbonatées

La composition en éléments majeurs des principaux minéraux métamorphiques présents dans les échantillons JBO 6 et JEB 02 7a étudiées a été déterminée par la microsonde électronique (JEOL JXA 8900A). Les analyses ont été acquises sous des conditions fixées à une tension d'accélération de 15 kV et une intensité du courant de 15 nA. Le temps de comptage de chaque élément a été établi à 15 secondes pour le pic principal et à 7 secondes pour le signal annexe (background). Les standards utilisés sont la wollastonite pour le silicium et le calcium, le rutile pour le titane, le corindon pour l'aluminium, la fayalite pour le fer, la forstérite pour le magnésium, le microcline pour le potassium, la tephroïte (Mn-olivine) pour le manganèse, la zincite pour le zinc, la tugtupite (un feldspathoïde riche en aluminium, sodium et béryllium) pour le sodium.

Deux lames minces, représentatives des roches analysées au Raman, ont été étudiées à la microsonde. Ces lames de skarns contiennent des minéraux métamorphiques bien développés et observés préalablement par microscopie optique et MEB-EDS.

Les principaux minéraux des roches carbonatées de type skarn :

- Les grenats : afin d'examiner les variations chimiques au sein des grenats, nous avons placé nos données sur deux diagrammes ternaires : Fe-Mg-Ca et Fe-Mn-Ca (figure 15). Les grenats issus des roches carbonatées de type skarn montrent une composition chimique caractéristique du pôle grossulaire (Figure III.23a et b). La composition élémentaire de la roche totale semble contrôler celle du grenat. Les formules structurales ont été normalisées à un nombre d'oxygène fixé à 12. La Table III.4 présente les formules types des grenats grossulaires de cette étude.
- Les vésuvianites : l'analyse des compositions chimiques a montré une teneur en Fe plus importante qu'en Mg. Les formules structurales ont été normalisées à un nombre d'oxygène fixé à 76 (Table III.4).
- Les pyroxènes : les compositions chimiques obtenues se situent au niveau du pôle

diopside (*Figure III.23*). Les formules structurales des diopsides ont été calculées sur la base de nombre d'oxygène fixé à 60 (Table III.4).

- La wollastonite : Les formules structurales de la wollastonite sont calculées sur la base d'un nombre d'oxygène fixé à 18 (Table III.4).

Minéral	Vesuvianite		Diopside		Grossulaire		Wollastonite
Point d'analyse	JEB 02 7-71	JBO 6-74	JEB 02 7-75	JBO6-80	JEB 02 7-90	JBO 6-76	JEB 02 7-93
SiO ₂	34,960	38,454	51,670	52,671	38,766	39,712	49,260
TiO ₂	2,710	1,063	0,070	0,000	0,300	0,504	0,000
Al ₂ O ₃	16,640	21,688	0,199	0,111	21,375	22,540	0,026
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,009	0,034	0,052	0,000	0,000
FeO	2,760	0,718	9,760	8,578	3,673	1,025	0,230
MnO	0,062	0,500	0,069	0,178	0,218	0,549	0,088
MgO	1,730	0,068	12,200	12,811	0,070	0,061	0,040
CaO	35,950	35,028	24,780	23,865	34,608	34,718	47,920
Na ₂ O	0,000	0,027	0,064	0,027	0,016	0,003	0,000
K ₂ O	0,000	0,005	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000
Total	94,812	97,566	98,822	98,338	99,131	99,113	97,564
Formule structurale							
Nbre d'oxygènes	76		6		12		18
Si	18,090	18,790	1,977	2,005	0,000	0,000	5,902
Ti	1,055	0,391	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	10,148	12,490	0,009	0,005	2,992	2,992	0,004
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe ⁺⁺⁺	1,194	0,293	0,312	0,273	2,000	2,000	0,023
Fe ⁺⁺					2,006	2,006	
Mn	0,027	0,207	0,002	0,006	0,000	0,000	0,009
Mg	1,335	0,050	0,696	0,727	1,945	1,945	0,007
Ca	19,932	18,339	1,016	0,973	0,764	0,764	6,152
Na	0,000	0,026	0,005	0,002	0,163	0,163	0,000
K	0,000	0,003	0,000	0,001	0,134	0,134	0,000

Table III.4 : Tableau présentant un exemple d'analyses microsondes ainsi que la formule structurale calculée pour chacune des espèces minérales de cette étude. Grs : grenat grossulaire ; Di : diopside ; Ves : vésuvianite ; Wo : wollastonite.

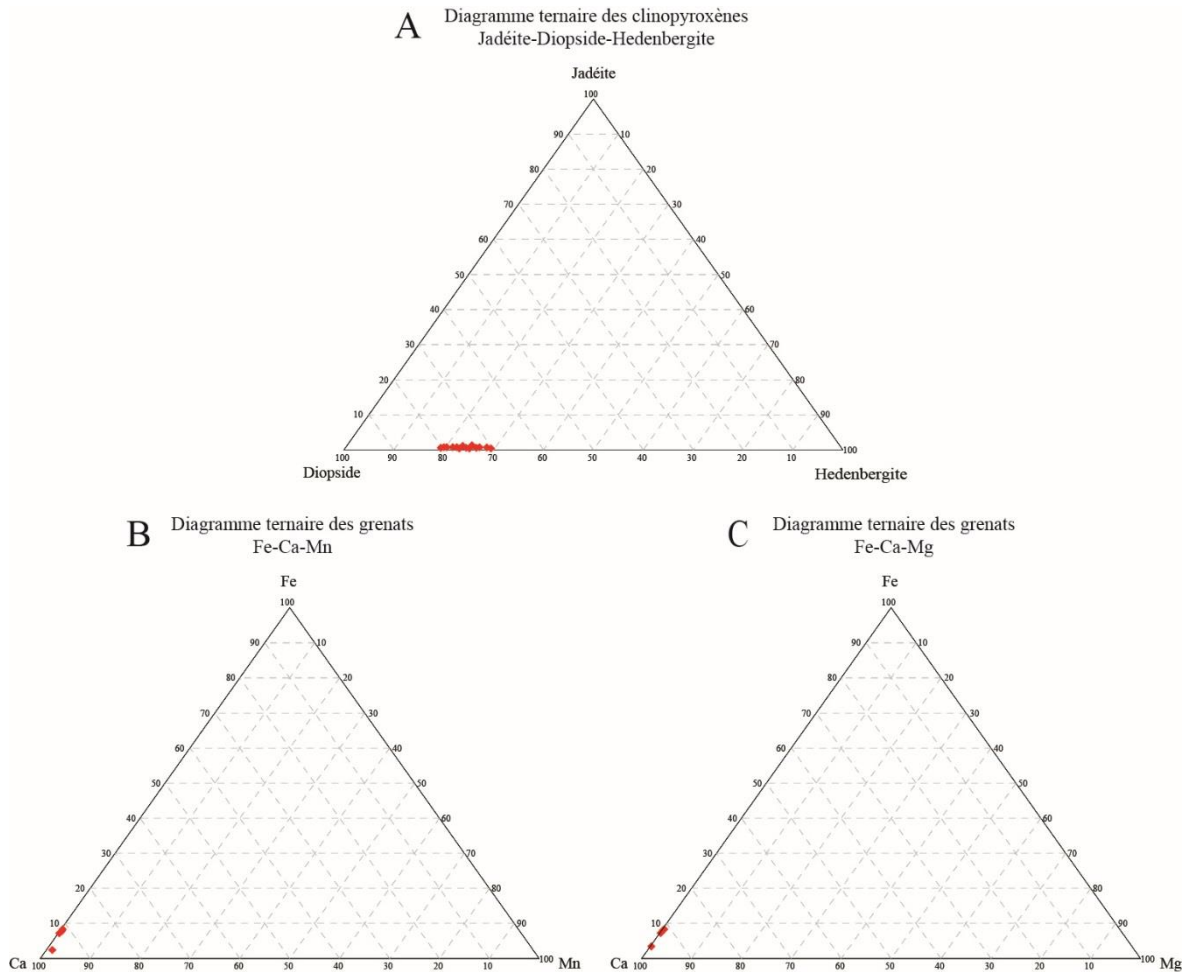


Figure III.23 : Graphiques ternaires présentant : (A) et (b), la chimie des grenats. (C), la chimie des pyroxènes.

III.3.2.3 Données Raman obtenues

L'approche géothermométrique de la spectroscopie Raman appliquée aux matériaux carbonés a été utilisée afin d'estimer les pics thermiques des skarns dans le massif des Jebilet. Ces analyses ont été effectuées sur les mêmes échantillons de l'étude pétrographique.

III.3.2.3.1 Données qualitatives et quantitatives

Afin de valider l'applicabilité du géothermomètre RSCM sur les roches carbonatées de type skarn, nous avons comparé les spectres obtenus sur les skarns aux spectres mesurés sur les roches métapélitiques prélevés au même endroit (secteur de Sidi Bou Othmane) et sur lesquelles la méthode de géothermométrie RSCM a été validée (voir section III.1). Nous observons que les spectres Raman obtenus pour les échantillons représentant la paragenèse des skarns sont formés des trois bandes G, D1 et D2 situées respectivement vers 1580 cm^{-1} , $\approx 1350\text{ cm}^{-1}$ et 1620 cm^{-1} et typique de matériaux carbonés très ordonnés (Figure III.24). Sur un constat visuel nous remarquons que ces spectres ont les mêmes caractéristiques que les

spectres mesurés sur les roches métapélitiques dans le secteur de Sidi Bou Othmane (Figure III.24).

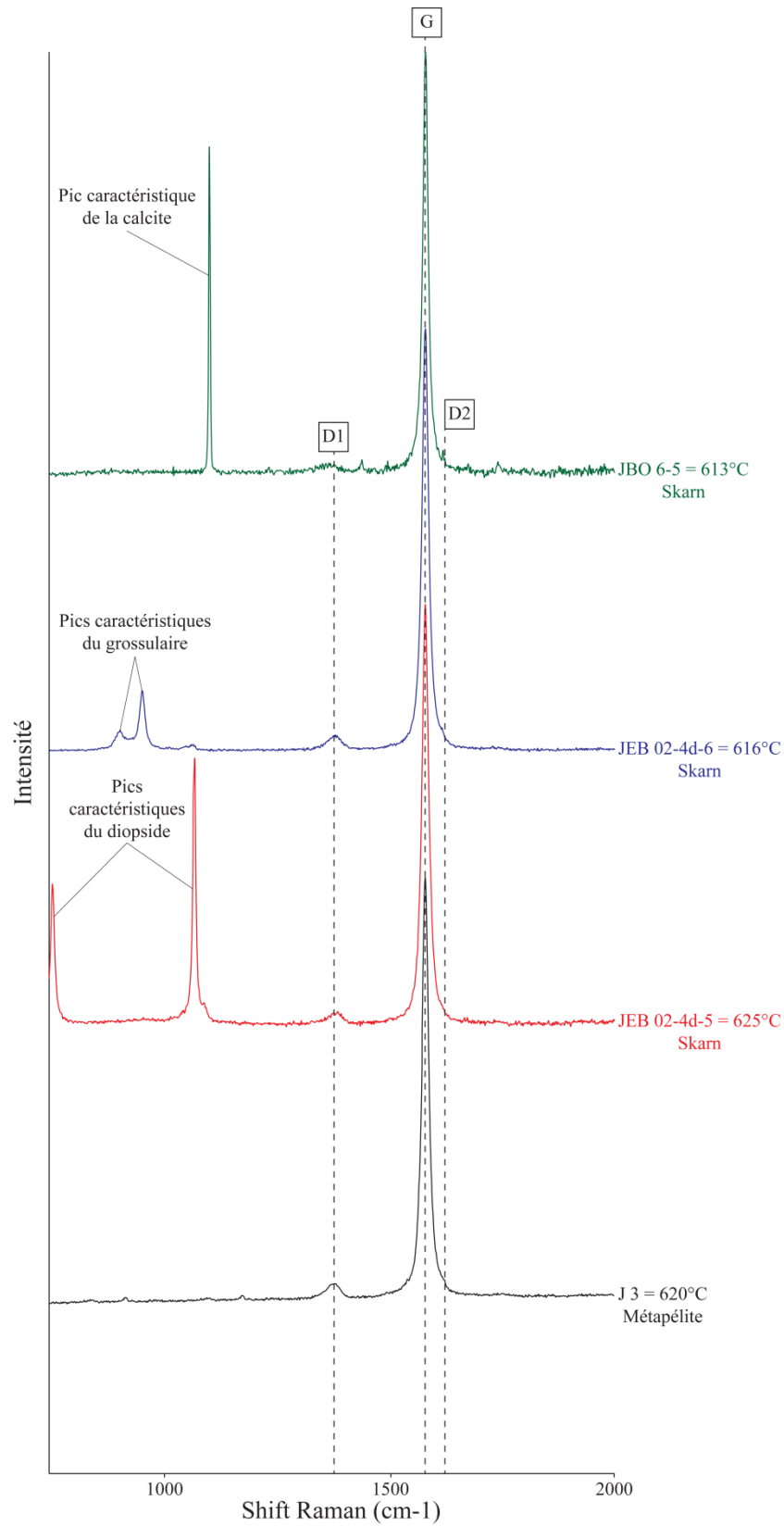


Figure III.24 : Comparaison entre un spectre Raman de roche pélitique et un spectre Raman de roche carbonatée de type skarn dans le secteur de Sidi Bou Othmane.

Le calcul des T_{RSCM} pour les roches carbonatées de type skarn et les roches métapélitiques dans le secteur de Sidi Bou Othmane indique des valeurs très similaires (Figure III.24). Par conséquent, cette comparaison nous permet de conclure que la méthode de géothermométrie RSCM est applicable pour l'estimation des pics thermiques sur les 5 roches carbonatées de type skarn dans notre zone d'étude qui peuvent donc être intégrées à notre étude de la thermicité.

Après avoir démontré dans notre zone d'étude que la méthode de géothermométrie RSCM est applicable dans (1) un contexte géologique complexe polyphasé (voir section III.1) ainsi que (2) pour la quantification du degré de cristallinité de la matière carbonée dans les roches carbonatées de type skarn, nous avons utilisé la méthode pour déterminer les températures maximales enregistrées par les roches. Ces températures maximales vont être désignées par le symbole T_{RSCM} .

Chapitre III.4 Analyse par géothermométrie RSCM

Afin d'estimer quantitativement les pics thermiques des roches prélevées dans le massif des Jebilet (Figure III.25), l'approche géothermométrique de la spectroscopie Raman appliquée aux matériaux carbonés a été privilégiée dans notre étude.

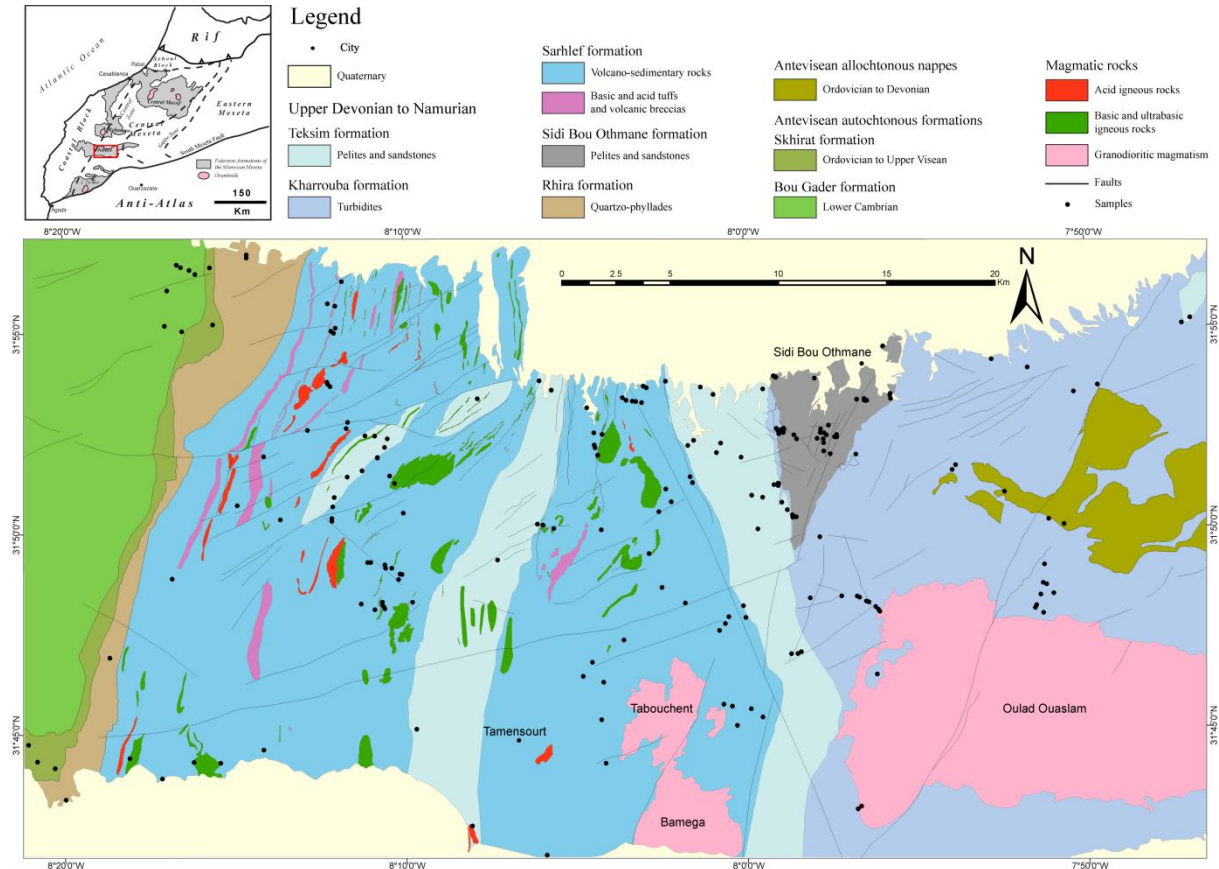


Figure III.25 : localisation des 217 échantillons analysés par géothermométrie RSCM sur la carte structurale de notre zone d'étude

III.4.1 Données qualitatives de la méthode RSCM

Un total de 3200 spectres acquis sur 217 échantillons riches en matière carbonée et répartis sur l'ensemble de notre zone d'étude, ont été analysés par spectroscopie Raman (Figure III.25). Une série de spectres représentatifs de l'évolution de la matière carbonée sous l'effet de l'augmentation de température dans notre zone d'étude est présentée sur Figure III.26. Tous les spectres sont composés de deux massifs situés aux alentours de $\sim 1350 \text{ cm}^{-1}$ et $1580\text{-}1605 \text{ cm}^{-1}$. Ces deux massifs évoluent en fonction du degré d'organisation des matériaux carbonés. Les matériaux carbonés désordonnés représentés par les échantillons BAS 57 et J 1 sont composés de cinq bandes G, D1, D2, D3 et D4 (Figure III.26). Les bandes G et D2 qui forment le massif situé à 1605 cm^{-1} sont difficiles à distinguer visuellement. En effet, plus la structure des matériaux carbonés est désordonnée, plus la bande G et son épaulement la bande D2 s'élargiront et se recouvriront. Le deuxième massif situé aux

alentours de 1350 cm^{-1} est composé essentiellement de la principale bande de défaut D1 et de son épaulement D4. L'intensité relative et la largeur à mi-hauteur de la bande D1 sont élevées par rapport à celles des autres bandes du spectre (Figure III.26). L'augmentation du degré d'organisation des matériaux carbonés s'accompagne de variations au niveau des paramètres Raman (position, intensité, largeur à mi-hauteur...). L'évolution spectrale depuis l'échantillon KET 2.1 jusqu'à l'échantillon DEB 02 se manifeste principalement par (Figure III.26) :

- La disparition des bandes D3 et D4 comme le montre le passage du spectre J 1 au spectre KET 2.1 (Figure III.26).
- La diminution progressive de l'intensité relative, de la surface et de la largeur à mi-hauteur de la bande de défaut D1 qui disparaît totalement des spectres des graphites bien ordonnés comme le montre l'échantillon DEB 02 (Figure III.26).
- Le déplacement de la bande G vers des fréquences plus basses, de 1605 cm^{-1} à 1580 cm^{-1} ainsi que la diminution progressive de la largeur à mi-hauteur (FWHM).
- La diminution progressive de l'intensité relative, de la surface et de la largeur à mi-hauteur (FWHM) de la bande de défaut D2 localisée à 1620 cm^{-1} . Cette bande de défaut disparaît aussi des graphites bien ordonnés (Figure III.26, échantillon DEB 02).

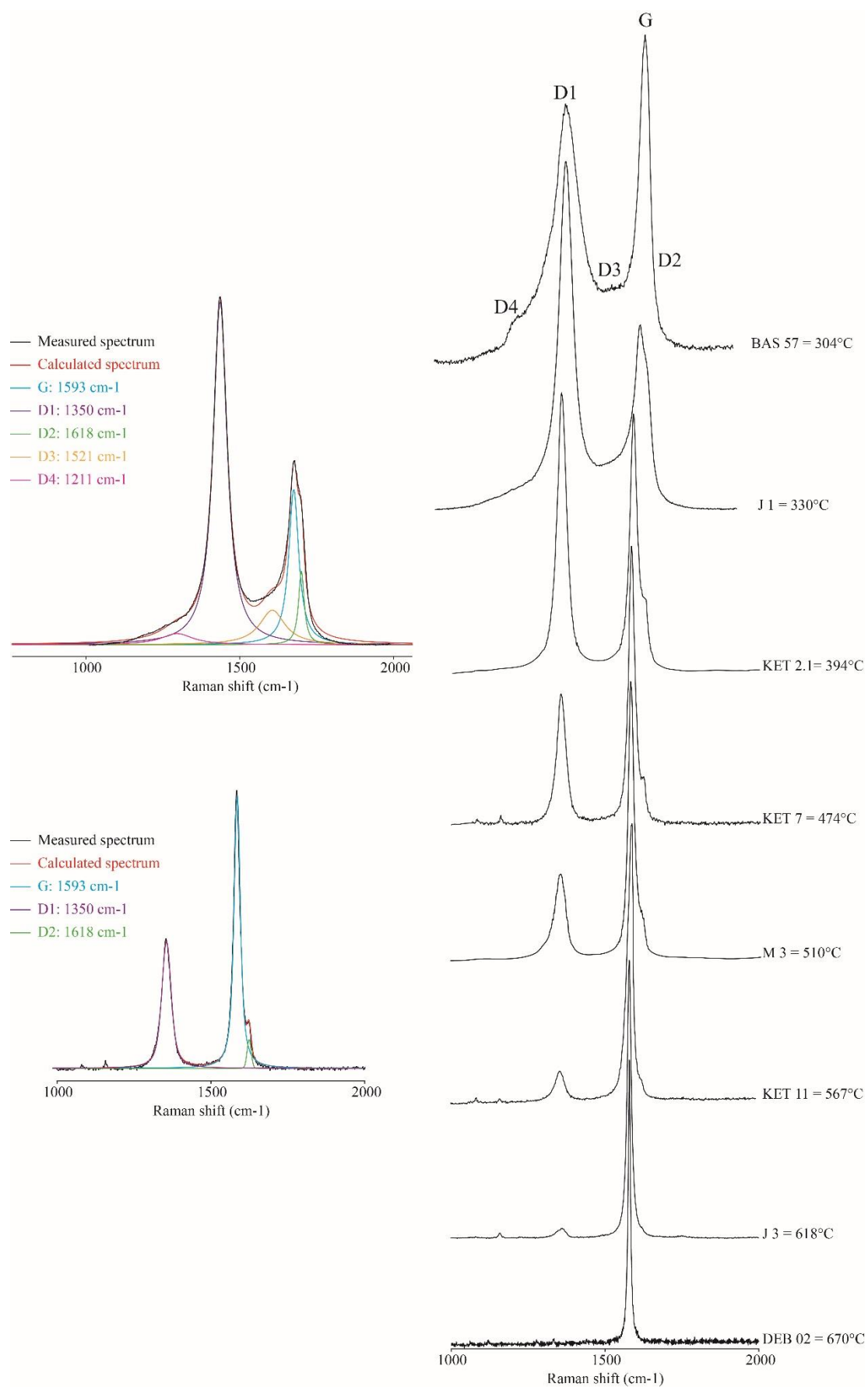


Figure III.26 : Spectres Raman des matériaux carbonés représentatifs des échantillons mesurés dans notre zone d'étude.

Une observation et une analyse fines des spectres Raman des MC très ordonnés mesurés dans notre zone d'étude a révélé qu'au sein d'un même échantillon, une forte hétérogénéité spectrale peut apparaître (Figure III.27). Cette hétérogénéité est souvent attribuée à la présence de grains détritiques. Cependant, plusieurs travaux de physiciens ont mis en exergue que cette hétérogénéité pourrait être également liée à un phénomène purement analytique ou à des altérations tardives de la structure des matériaux carbonés ordonnés (Ferrari, 2007; Pimenta et al., 2007; Tan et al., 2004).

La superposition de plusieurs spectres de MC ordonnée acquis sur un même échantillon met en évidence de fortes variations au niveau des paramètres de la bande D1 qui pourraient influencer l'estimation du paramètre Raman R2 proposé par Beyssac et al. (2002) et par conséquent sur les calculs des $T_{RSCM-R2}$ (Figure III.27). D'autre part, nous observons sur ces mêmes spectres que les paramètres Raman de la bande G restent quasiment similaires. D'où notre proposition d'améliorer la calibration du géothermomètre RSCM (notamment pour les matériaux carbonés très ordonnés) en explorant les variations des paramètres de la bande G avec l'augmentation de la température.

Ce travail est rédigé sous forme d'un article que nous avons prévu de soumettre au journal « Organic Geochemistry ».

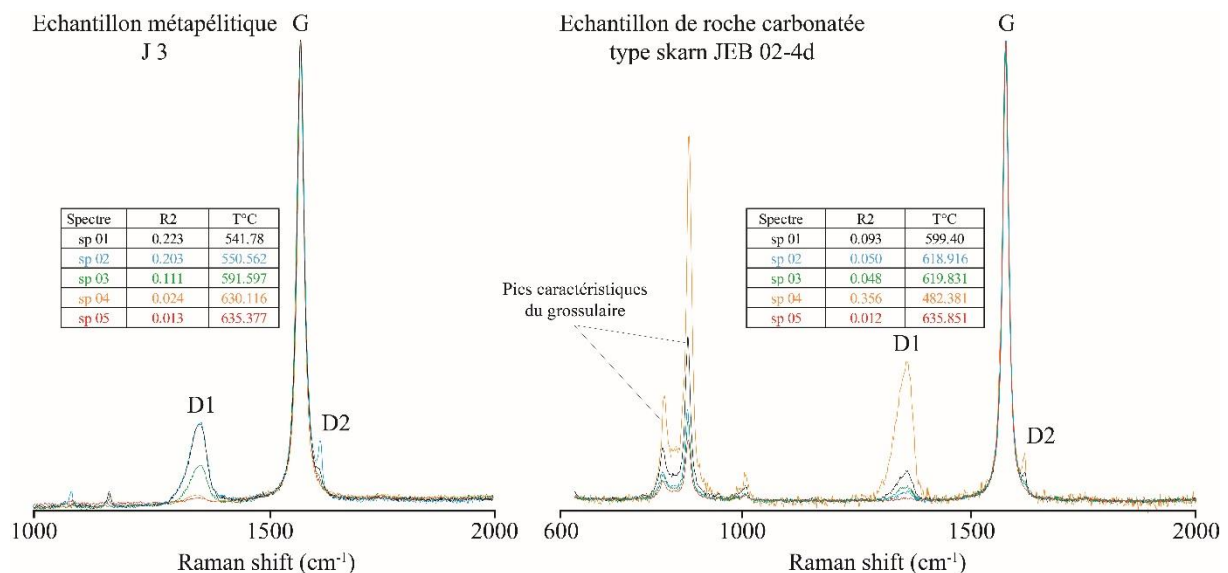


Figure III.27 : Exemple de spectres Raman de MC ordonnée présentant une forte hétérogénéité spectrale mesurés dans un échantillon métapélitiques et dans un échantillon de type skarn

III.4.2 Analyse de l'évolution de la largeur de la bande G dans les spectres Raman de matériaux carbonés comme un indicateur du pic thermique enregistré par la roche (Article 3)

Depuis les travaux de calibration du géothermomètre RSCM réalisés par Beyssac et al. (2002) et Lahfid et al. (2010) respectivement dans les gammes de température 330-640°C et 200-350°C, l'applicabilité du géothermomètre RSCM a été testée dans des contextes de métamorphisme de contact (Aoya et al., 2010) et dans des contextes affectés par une histoire géologique complexe caractérisé par la superposition d'événements thermiques (Delchini et al., 2016).

L'objectif de ce papier est donc de proposer un nouveau paramètre Raman permettant de caractériser efficacement les processus de graphitisation tout en s'affranchissant des bandes de défaut dont l'apparition et l'évolution ne sont pas uniquement contrôlées par le degré structural de la MC, mais également par des facteurs externes indépendants (rupture de symétrie, défaut structuraux, polissage, polarisation...). Parmi les nombreux paramètres Raman existant, Yoshida et al. (2006) ont montré que la largeur à mi-hauteur de la bande G (FWHM-G) reflète le diamètre des cristallites de la MC ce qui en fait un bon paramètre pour suivre les processus de graphitisation. Plus tard, Ammar & Rouzaud (2012) confirment cette corrélation entre FWHM-G et le diamètre des cristallites et expliquent que ce paramètre Raman permet de s'affranchir d'un certain nombre de phénomènes, tel que le polissage, qui augmentent de façon imprévisible l'intensité des bandes de défaut et sur lesquelles sont actuellement basées tous les paramètres de calibration des géothermomètres RSCM. Bien que Wopenka & Pasteris (1993) aient montré que la largeur à mi-hauteur de la bande G est un bon paramètre permettant de suivre l'évolution du degré de métamorphisme des roches, ce paramètre n'a jamais été corrélé avec des températures maximales enregistrées par les roches. Par conséquent, nous proposons d'améliorer la calibration du géothermomètre RSCM en explorant les variations de la largeur à mi-hauteur de la bande G en fonction de la température maximale enregistrée par les roches.

Ce travail nous permis de proposer un nouveau paramètre Raman RSA (Raman Spectroscopy Analysis). Ce paramètre donne des températures similaires à celles obtenues par le paramètre R2 mais il permet d'une part, de mieux préciser les températures maximales supérieures à 500°C et d'autre part, étendre l'applicabilité de la méthode pour des températures maximales supérieures à 640°C (limite du paramètre R2) pour pouvoir calculer avec plus de fiabilité des températures maximales allant jusqu'à 700°C.

Analysis of G-band width evolution in Raman spectra of carbonaceous material as an indicator of peak rock temperature

S. Delchini^{a,b,c,*} and A. Lahfid^{a,b,c}

^a BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans, France

^b CNRS, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

^c Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France

* Corresponding author: delchini.sylvain@gmail.com

Keywords:

Raman spectroscopy; carbonaceous material; graphitization; maximum temperature geothermometer

III.4.2.1 Abstract

The structural order of natural carbonaceous materials (CM) measured by Raman spectroscopy has been used as an indicator of peak rock temperature. The R2 parameter, which corresponds to the relative area of the defect band D, has been proposed and widely used in previous works to calculate maximum temperatures of metasediments (pelites). But in many cases, the application of the R2 parameter yields heterogeneous values, revealed by differences in D-band parameters such as relative intensity and area. Indeed, as shown by several studies, the D-band increases in response to analytical parameters like interactions between the laser beam and the edges of CM particles, laser polarization orientation or breaks in crystal symmetry during sample preparation (the polishing effect). Solutions previously proposed to avoid or reduce the effects of the analytical constraints (e.g. increasing the number of measurements; $N > 50$) do not usually work well.

We propose a new Raman parameter to calculate maximum rock temperatures. This parameter is called RSA (Raman Spectra Analysis) and corresponds to the G-band width, which is insensitive to analytical constraints and is known to characterize local CM orders.

Using RSA, we can determine maximum rock temperatures more precisely. The working range for the new calibration, using the equation $[T(^{\circ}\text{C}) = 0.2577(\text{RSA})^2 - 27.212(\text{RSA}) + 1024.7]$, is 330-700°C, with absolute uncertainty of 30°C due to the mineralogical data precision in the samples used in this study. This uncertainty is less than that for R2 calibration, which is 50°C. This new calibration is also reliable for determining maximum temperatures above 640°C (the limit of R2 calibration).

III.4.2.2 Introduction

For 40 years, researchers have used Raman spectroscopy to study the crystallinity of carbonaceous materials (CM), (Beny-Bassez & Rouzaud, 1985; Beyssac et al., 2002; A C Ferrari & Robertson, 2000; Lahfid et al., 2010; Pasteris & Wopenka, 1991; Tuinstra & Koenig, 1970; Wopenka & Pasteris, 1993; Yui et al., 1996). These works have established that changes in CM structures are mainly controlled by temperature. Consequently, to analyze the CM's structural order, recorded during the graphitization process, many Raman parameters were proposed. These included band position, full-width at half-maximum (FWHM), intensity ratio, or integrated area ratio of bands. To quantify the thermal changes of natural relevant CM, ranging from poorly-ordered to well-ordered structures and present within terrestrial rocks, a RSCM geothermometric approach was developed to quantify firstly

the graphitization process (Beyssac et al., 2002) then the carbonization process (Lahfid et al., 2010).

To quantify the graphitization process, the parameter proposed was the R2 ratio, corresponding to the relative area of the D-band compared to that of other bands. However, many works have shown that the D-band not only depends on temperature but also on several physical parameters as discussed below.

Some authors (Ferrari, 2007; Pimenta et al., 2007; Tan et al., 2004) have shown that in Raman spectra of perfect graphite crystals, normally characterized by only one band called the G-band, defect bands (D and D') could be observed. The intensity of D-bands differed depending on which region of the CM was analyzed and on the laser polarization orientation (Fig. 1a, b). Indeed, the CM graphite edges can be always seen as intrinsic structural property breaks during scattering phenomena, so they cause an additional defect band and increase the D-band intensity.

Secondly, the structure of well-organized CM could be disturbed by polishing, an essential process when preparing adequate geological surfaces for RSCM measurements (Pasteris, 1989). Polishing the analyzed thin sections changes the state of the surface and increases the D-band relative intensity and area (Figure III.28c, d).

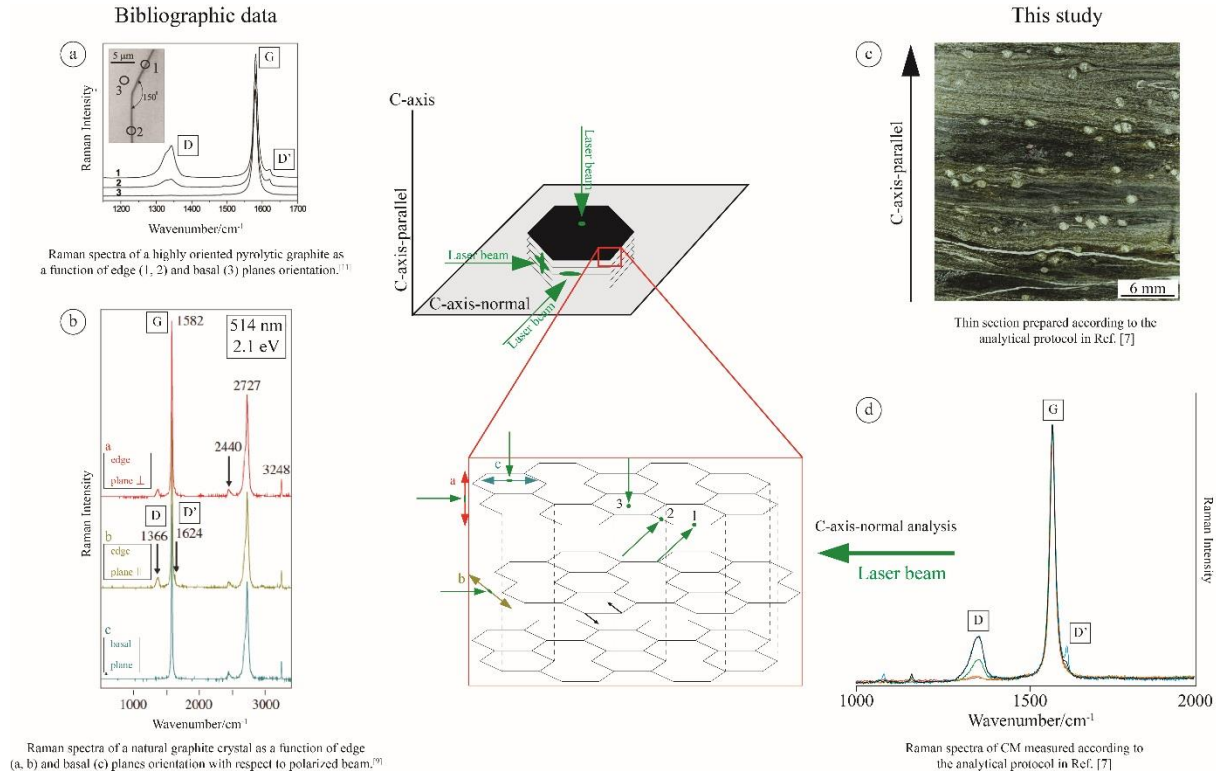


Figure III.28: Crystal structure of graphite with indication of laser beam incident directions for C-axis-parallel and C-axis-normal measurements and the corresponding Raman spectra. (a) First-order Raman spectra of a highly oriented pyrolytic graphite as a function of edge (1,2) or basal (3) planes orientation (Pimenta et al., 2007). (b) First- and second-order Raman spectra of a graphite crystal as a function of edge (a,b) or basal (c) planes orientation with respect to polarized beam (Tan et al., 2004). (c) Example of thin section

preparation of samples following the protocol in Beyssac et al. (2002), i.e. with a laser parallel to the foliation of the sample and an incident beam direction normal to the C-axis of CM. (d) Example of Raman spectra of CM measured according the analytical protocol in Beyssac et al. (2002).

These phenomena, which could substantially modify the Raman spectra of well-organized CM by increasing defect bands (Figure III.28a, b, d) and cause important errors in the structural characterization of CM, are critical for using the R2 parameter proposed by Beyssac et al. (2002) to determine the temperature of natural organized CM (OCM).

Consequently, we investigated other Raman parameters that are insensitive to the analytical constraints and give reliable information on the intrinsic structural properties of CM so that we can determine the maximum temperatures that well-organized CM have experienced.

III.4.2.3 Material and method

III.4.2.3.1 Analytical method

Raman analyses have been acquired at BRGM using a Renishaw inVia Reflex system with laser source excitation of 2.41 eV (514.5 nm). The laser beam is focused on the sample with power of around 0.5 mW at the thin section surface, through a Leica DM2500 microscope specially adapted for the system using x100 objective (numerical aperture = 0.90).

Before each measurement session, the spectrometer was calibrated using the 520.5 cm^{-1} line of a silicon standard. After Rayleigh diffusion was eliminated by edge filters, the Raman signal was firstly dispersed using a 1800 lines/mm signal and then analyzed by a deep depletion CCD detector (1024 x 256 pixels). Renishaw Wire 3.4 was used for instrument calibration and Raman measurements. Acquisition times (generally over 10 seconds depending on the nature of the overlying mineral) and accumulations of spectra varied between 10 and 20 to improve the signal to noise ratio.

The spectra were processed using the PeakFit™ software program (version 4.06) with a Voigt function (combined Gaussian and Lorentzian profiles) and a best background correction to extract spectral parameters such as height, position, width (FWHM) and band area (Figure III.29).

For each sample at least 15 measurements were acquired to confirm data consistency. Raman spectra were acquired in situ, on polished thin sections (Figure III.28c) following the analysis protocol described in Beyssac et al. (2002) and Lahfid et al. (2010).

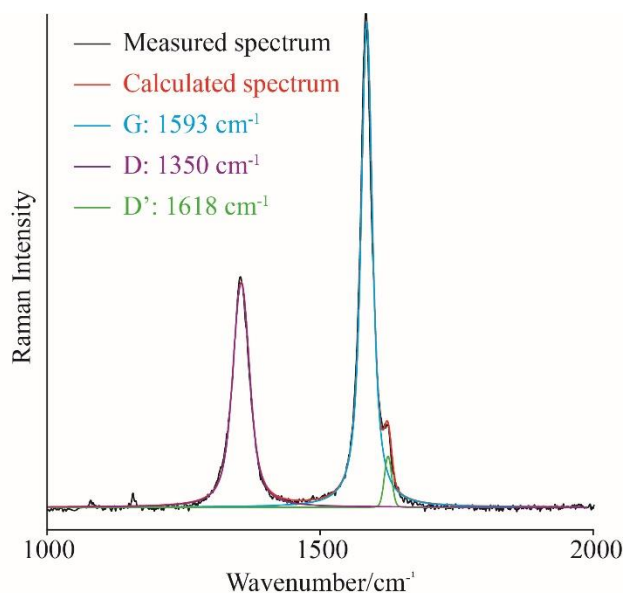


Figure III.29 : Example of the first-order region decomposition of the Raman spectrum of a natural CM taken with the laser excitation energy of 2.41 eV ($\lambda = 514.5$ nm).

III.4.2.3.2 Thermometric approach: RSCM geothermometer

In geological time, organic material undergoes two distinctive heating processes: (1) carbonization and (2) graphitization. These processes are expressed by irreversible chemical, physical and structural transformations which means that the CM progressively turns to graphite (Pasteris & Wopenka, 1991; Wopenka & Pasteris, 1993). Raman spectroscopy is a suitable technique for studying and measuring these transformations.

The Raman spectrum of CM can be divided into two regions called first-order (1100-1800 cm^{-1}) and second-order (2300-3500 cm^{-1}); (Nemanich & Solin, 1979; Tuinstra & Koenig, 1970). All the measurements were acquired in the first-order domain. The Raman spectrum of perfect graphite is formed by a single G-band at around 1580 cm^{-1} , corresponding to the Raman active E_{2g} mode: in-plane C-C vibration of aromatic carbons (Tuinstra & Koenig, 1970). Disorganized CM is characterized by the addition of two other bands D and D' at 1350 cm^{-1} and 1620 cm^{-1} respectively (Ferrari & Robertson, 2000). These bands correspond to chemical and physical defects in the aromatic skeleton of the CM and are designated as defect bands (Ferrari & Robertson, 2000). The intensity of the D-band is used to evaluate (1) the degree of disorder in the CM through the I_D/I_G intensity ratio parameter (Ferrari & Robertson, 2000; Pasteris & Wopenka, 1991; Tuinstra & Koenig, 1970; Wopenka & Pasteris, 1993) and (2) the peak temperature, for natural carbons that underwent graphitization, using the relative area of the D-band [$R_2 = D/(G + D + D')$], (Beyssac et al., 2002)

III.4.2.3.3 Sampling strategy

Table III.5 presents the details of the 17 measured samples by Raman spectroscopy. In order to have a representative sampling over a wide range of geological contexts, we used samples from several origins characterized by either a single heating cycle (Agard et al., 2001a; Agard et al., 2001b; Lemonnier, 2015; Negro et al., 2006; Plunder et al., 2012, 2015) or by polycyclic heating (Bouloton, 1992; Delchini et al., 2016). To avoid the chemical effect of the surrounding mineral matrix on the CM graphitization process, we only selected metapelitic rocks (alumina-silicates), (Wada et al., 1994; Wopenka & Pasteris, 1993). Maximum temperatures in these samples ranged between 330 and 700°C and are well constrained with a maximum uncertainty of $\pm 30^\circ\text{C}$ (Table III.5). These maximum temperatures were calculated from mineralogical data based either (1) on the determination of the mineralogical assemblage (samples DEB 02 and DS 14), or (2) on precise thermometric methods based on thermodynamic laws.

Samples	Locality	Rock type	Mineralogical-derived temperature			RSCM-derived temperature							
						R2				RSA			
			Mean value	SD	Ref.	Mean value	T°C	SD	Confidence	Mean value	T°C	SD	Confidence
TASN 943	Schistes Lustrés, Fraiteve, W Alps	Metapelite	330	30	(Agard et al., 2001a, 2001b)	0.62	372.48	5.90	2.41	43.25	330.37	7.24	2.01
MOK954	Schistes Lustrés, Assieta, W Alps		390	30		0.57	389.18	10.35	3.66	35.17	386.68	9.79	3.46
HM921b	Schistes Lustrés, median unit, W Alps		451	30	(Plunder et al., 2012)	0.41	454.78	37.60	11.89	30.08	439.58	12.67	4.01
HM0927			487	30		0.36	471.38	31.47	8.41	26.13	490.06	18.29	4.89
HM0931a			500	30		0.32	493.39	27.72	8.00	25.97	491.96	13.26	3.83
OR1006b	Tavşanlı zone, W Turkey		460	30	(Plunder et al., 2015)	0.31	480.26	11.11	4.97	26.83	480.19	10.20	4.56
OR1024			500	25		0.24	519.72	29.46	8.88	24.63	511.01	15.50	4.67
11OR22			500	25		0.26	523.98	31.29	8.08	26.22	488.71	15.64	4.04
90Ati37c	Schist belt, Brook Range, Alaska		537	25	(Lemonnier, 2015)	0.21	546.89	20.67	5.73	22.47	543.70	17.33	4.81
SWNL1351a	Kigluaik Group, Brook Range, Alaska		586	29		0.11	596.17	31.55	10.52	19.19	597.60	13.44	4.48
SWNL1351b			586	29		0.13	581.01	20.79	6.58	20.28	578.96	15.63	4.94
DS 14	Jebilet massif, Morocco		350	30	(Delchini et al., 2016)	0.67	332.17	11.86	3.42	39.15	354.73	8.88	2.56
J 2a			625	25		0.15	577.62	36.09	7.69	18.66	608.29	14.04	2.99
J 3			620	12		0.05	617.92	19.80	4.95	17.15	633.99	16.57	4.14
J 9			620	12		0.09	598.24	20.98	3.77	18.32	613.05	20.17	3.62
DEB 02			670	30	(Bouloton, 1992)	0.07	610.30	25.28	7.30	14.99	674.98	19.34	5.58
FI0302	Sebtide unit, Rif, Morocco		700	30	(Negro et al., 2006)	-	> 640	-	-	14.00	694.24	15.32	5.23

Table III.5 : Name, locality, rock type, mineralogical-derived temperature and RSCM-derived temperature calculated from the R2 parameter and from the RSA parameter for the samples investigated in this study. SD: standard deviation, RSCM: Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material.

III.4.2.4 Results

III.4.2.4.1 How Raman spectra change

All CM Raman spectra obtained in this study had three bands D, D' and G located around 1350 cm^{-1} , 1620 cm^{-1} and between $1580\text{--}1590\text{ cm}^{-1}$ respectively (depending on the CM's structural order). As shown in Figure III.30, Raman spectra exhibit significant variations in D, D' and G-bands due to the grade of the natural heating. With increased temperature, the main changes observed in CM spectra are (1) the progressive thinning of the G-band and its shift towards low frequencies (from 1590 cm^{-1} to 1580 cm^{-1}), and (2) the appearance of additional bands called defect bands (D and D'). These defect bands reflect not only the structural disorder in CM but could increase under other parameters like edge effect (Ferrari, 2007; Pimenta et al., 2007), laser polarization orientation (Tan et al., 2004) or breaks in crystal symmetry (polishing effect), (Ammar & Rouzaud, 2012; Pasteris, 1989).

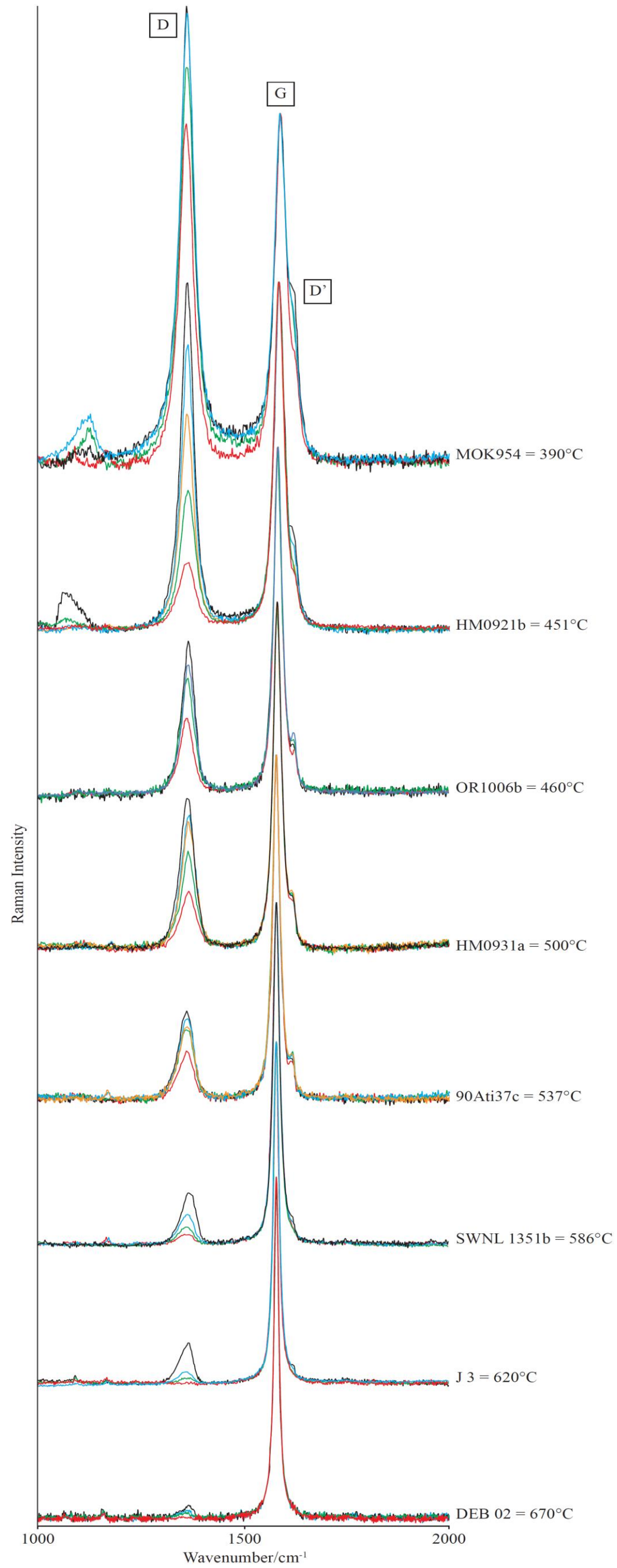


Figure III.30 : Representative Raman spectra of ordered CM from various samples and their corresponding temperatures.

III.4.2.4.2 How G-band width changes with maximum rock temperature: new calibration of RSCM method

As it is known, G-band is related to only the contribution of the bond stretching of sp² atoms and so it is interpreted as characteristic of local CM order (Tuinstra & Koenig, 1970). For this reason, we investigated how G width changes with temperature so as propose a new calibration for the RSCM geothermometer.

In Table III.5, the G-band width of each sample corresponds to a mean value obtained from at least 15 measurements.

G-band width mean values change as maximum temperature increases. This parameter varies from $43.25 \pm 1.5 \text{ cm}^{-1}$ for $330 \pm 30^\circ\text{C}$ to $14 \pm 1.2 \text{ cm}^{-1}$ for $700 \pm 30^\circ\text{C}$ (Table III.5 and Figure III.31) with good correlation. Consequently G-band widths could be a reliable Raman parameter for determining the maximum temperature of natural OCM. Hereafter the G-band width parameter is referred to as the “RSA”.

The correlation observed between RSA and the maximum temperature of 17 samples is well described by the following quadratic equation:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 0.2577(\text{RSA})^2 - 27.212(\text{RSA}) + 1024.7 \text{ (correlation coefficient } R^2 = 0.9906\text{)}.$$

From this equation we can calculate the maximum temperature of rocks with an absolute uncertainty of 30°C . This uncertainty is due to the mineralogical geothermometric data used for this calibration.

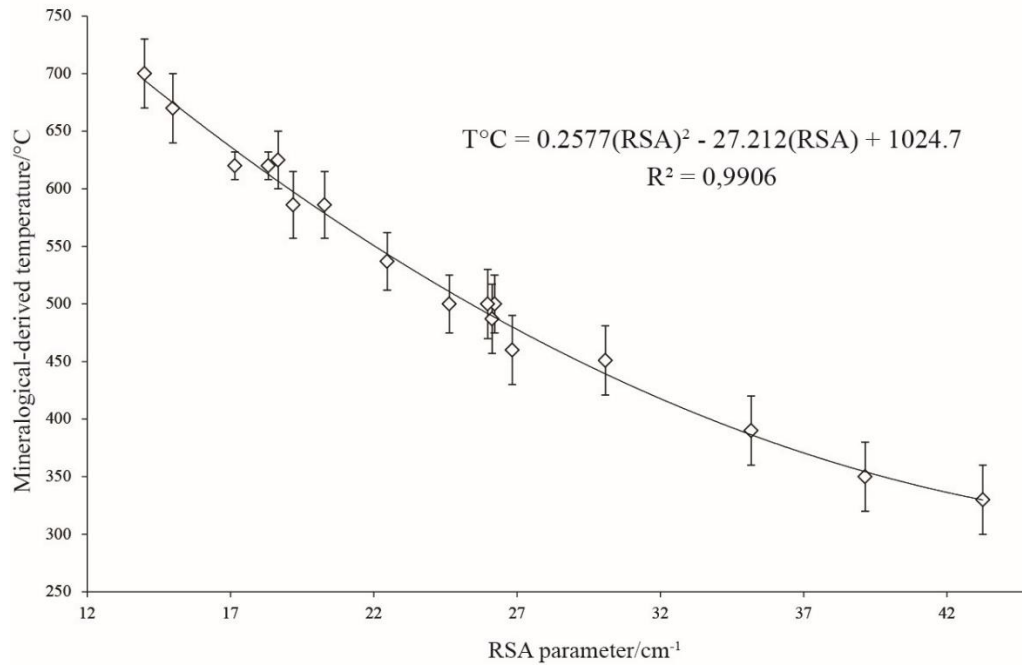


Figure III.31 : RSA parameter versus peak temperature of samples listed in Table 1.

III.4.2.5 Discussion

Beyssac et al. (2002) proposed the R2 parameter to quantify the structural order of CM based on the relative area of the D-band. However, as previously described (Aoya et al., 2010; Ferrari, 2007; Pimenta et al., 2007; Tan et al., 2004), the R2 parameter can be highly heterogeneous, either at the sample or at the CM particle scale, due to heterogeneities in D-band characteristic parameters: relative intensity and area. The occurrence of defect bands does not depend solely on the degree of CM structural order, but can be induced by polarization orientation, the polishing effect and intrinsic structural properties such as edges of CM particles that always can be seen as defects (known as edge effect). So when the laser spot includes edges, even if the bulk sample is perfect, a D peak will appear (Ferrari, 2007; Pimenta et al., 2007).

We confirmed this phenomenon. In many samples, we observed D-band heterogeneities either at the thin section scale or within a given CM particle. The RSA parameter was therefore calculated as the mean value from at least 15 measurements in order to minimize heterogeneity problems (Figure III.28d, Figure III.30).

To avoid this effect, Beyssac et al. (2002) proposed to follow a strict analytical protocol when applying the RSCM geothermometry approach. Aoya et al. (2010), later noted that heterogeneity is still observed even following this analysis protocol. They therefore proposed increasing the number of measurements from 10-15 (shoulder proposed by Beyssac et al. (2002)) to > 50 per sample.

We propose another solution to overcome this intra-sample artifact: to investigate the G-band width, as the RSA parameter is known to be practically insensitive to the analytical constraints such as polarization, polishing and edge effects (Ferrari, 2007; Pimenta et al., 2007; Tan et al., 2004).

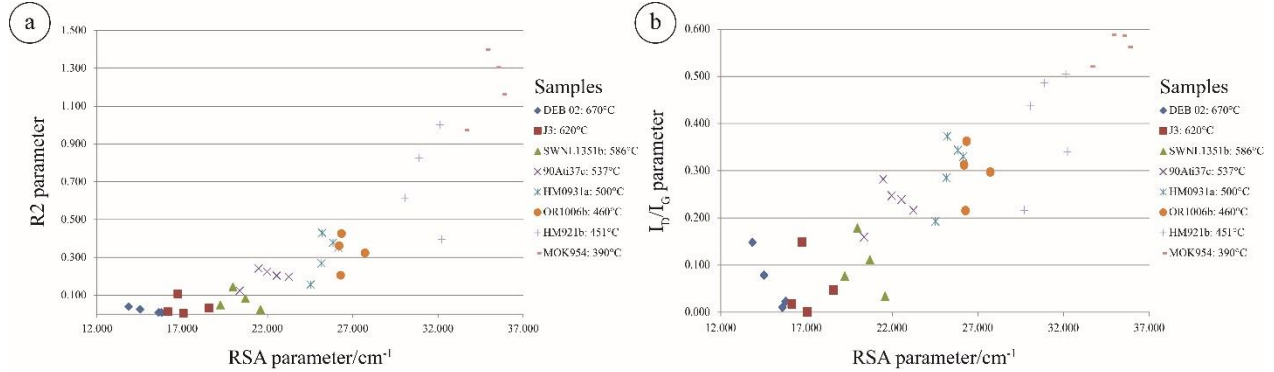


Figure III.32 : Results of the decomposition of Raman spectra versus the peak temperature of selected samples: (a) comparison of the R2 parameter with the RSA parameter and (b) comparison of the I_D/I_G parameter with the RSA parameter.

Two parameters were proposed in the literature to analyze the CM crystallinity: I_D/I_G qualitative parameter (Tuinstra & Koenig, 1970; Wopenka & Pasteris, 1993) and R2 quantitative parameter (Beyssac et al., 2002). These Raman parameters were compared to the RSA parameter in order to examine its accuracy (Figure III.31). Generally, all these parameters show a negative correlation with temperature. However, Figure III.31 shows that I_D/I_G and R2 parameters display wide variability within the same sample, whereas the RSA values are more homogeneous. This indicates that the uncertainty is decreased using the G-band width. To confirm this observation, we have calculated the maximum temperature of 17 rock samples using the R2 and RSA parameters and compared these values to the mineralogical-derived temperatures (Table III.5 and Figure III.33). The RSA parameter is more accurate than the R2 parameter as shown by the fact that standard deviations obtained for the same number of acquired spectra are lower for the RSA parameter than the R2 ones.

Secondly, as shown in Figure III.33, in the case of well-organized CM (temperatures > 500°C), the R2-derived maximum temperatures are less precise than the ones derived either from mineralogy or from the RSA parameter. Figure III.33 also demonstrates that the RSA parameter can reliably be used to estimate maximum rock temperatures up to 700°C. So, the possibility to quantify the graphitization process allows determination with the RSA parameter of maximum rock temperatures in the range 330° to 700°C.

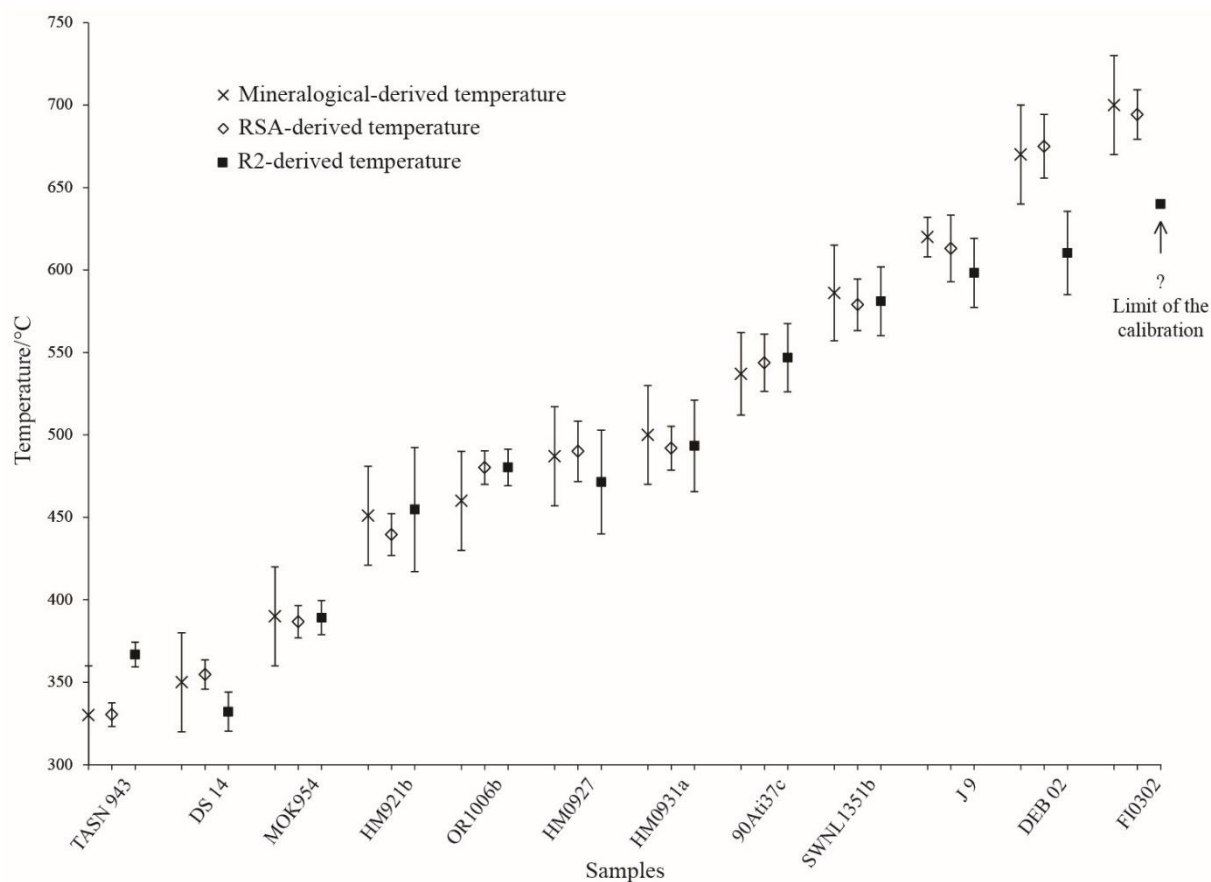


Figure III.33 : Comparison between mineralogy-derived temperatures, RSA-derived temperature and R2-derived temperatures for the selected samples in this study.

III.4.2.6 Conclusion

We have clearly demonstrated the efficiency of the Raman G-band width for estimating maximum rock temperatures. This parameter, we named RSA, is known to be insensitive to many natural and analytical artifacts such as polishing and edge effects. Consequently using RSA-based RSCM calibration, we can characterize the degree of graphitization of a crystalline CM particle, and thus calculate maximum temperatures in the range 330°-700°C. Thereby, extending the accessible temperature range of RSCM thermometry above 640°C, compare to R2-based RSCM thermometry. Also RSA-derived maximum temperatures are more precise than R2-derived ones above 550°C.

III.4.3 Données quantitatives

Les spectres Raman de matériaux carbonés représentatifs (Figure III.26) de l'ensemble des échantillons sont soit composés de cinq bandes Raman typiques des échantillons qui n'ont subi que les processus de carbonisation (échantillons BAS 57 et J 1) ou sont constitués de trois bandes Raman caractéristiques des échantillons transformés par les phénomènes de graphitisation (échantillons KET 2.1, KET 7, M 3, KET 11, J 3 et DEB 02). Par conséquent, les températures RSCM (noté T_{RSCM}) ont été calculées à partir (1) de la calibration proposée par Lahfid et al. (2010) via le paramètre Raman RA1 pour les spectres de matériaux carbonés caractérisés par cinq bandes Raman (G, D1, D2, D3 et D4) ou par (2) la calibration de Beyssac et al. (2002) et celle développée dans cette étude, respectivement via les paramètres Raman R2 et RSA pour les spectres de matériaux carbonés composés de trois bandes Raman (G, D1 et D2). La quantification de la carbonisation et de la graphitisation de la matière carbonée par spectroscopie Raman nécessite une bonne évaluation de ces paramètres Raman. Afin d'atteindre cet objectif, la première étape consiste à décomposer les spectres Raman en différentes bandes qui les composent. Les spectres Raman des échantillons analysés ont été décomposés selon les procédures d'ajustement proposées par Beyssac et al. (2002) et par Lahfid et al. (2010) pour les phénomènes de graphitisation et de carbonisation respectivement. La décomposition des spectres Raman permet de déterminer les paramètres de ces bandes à savoir : la position, l'intensité relative, la largeur à mi-hauteur (FWHM) et la surface, qui sont indispensables pour le calcul des T_{RSCM} . L'ensemble des T_{RSCM} sont présentées dans la Table VIII.3 (Annexe VII.2) et montrent des variations de 304 à $635 \pm 6^\circ\text{C}$ en utilisant les calibrations de Lahfid et al. (2010) et Beyssac et al. (2002, noté $T_{RSCM-R2}$) et de 304 à 674°C en utilisant la calibration de Lahfid et al. (2010) et notre calibration (notée $T_{RSCM-RSA}$), (Figure III.26 et Annexe VII.2, Table VIII.3). Afin d'obtenir un suivi détaillé des variations de T_{RSCM} au sein de notre zone d'étude, un échantillonnage a été effectué le long de 4 coupes géologiques localisées sur la carte géologique (Figure III.34). La répartition de ces T_{RSCM} n'est pas aléatoire comme le montrent leurs distributions sur ces quatre coupes géologiques (Figure III.35, Figure III.36, Figure III.37 et Figure III.38).

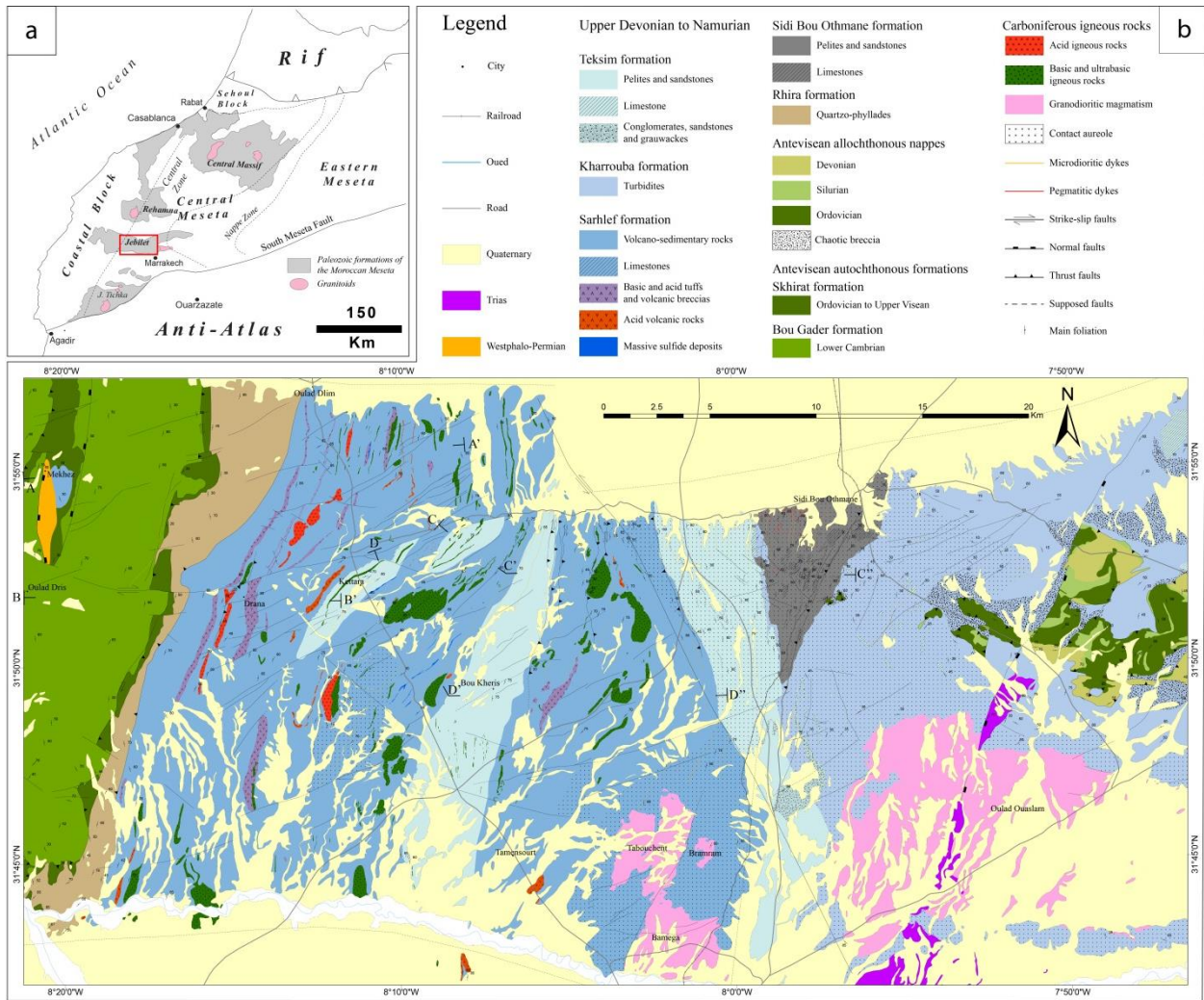


Figure III.34 : Carte géologique de notre zone d'étude dans le massif des Jebilet avec la localisation des coupes géologiques discutées (AA', BB', CC'C'' et DD'D'').

III.4.3.1 Coupes géologiques AA' et BB' (Figure III.35 et Figure III.36)

Ces coupes géologiques réalisées dans la partie nord-ouest de notre zone d'étude (Figure III.34) mettent en évidence les relations stratigraphiques et structurales entre les Jebilet Occidentales et Centrales et traversent les formations géologiques de Bou Gader, Skhirat, Rhira et Sarhleuf dont les relations stratigraphiques sont présentées dans les Figure III.35B et Figure III.36B.

III.4.3.1.1 Coupe géologique AA' depuis Mekhez jusqu'à Draa el Kmoun (Figure III.35A)

Un total de 7 échantillons a été étudié le long de cette coupe géologique. Les 3 échantillons analysés dans la formation de Bou Gader datée du Cambrien inférieur (Jebilet Occidentales ; Figure III.35B), montrent des $T_{RSCM-RSA}$ qui varient entre $492 \pm 18^\circ\text{C}$ et $521 \pm 16^\circ\text{C}$ et des $T_{RSCM-R2}$ qui varient entre $501 \pm 30^\circ\text{C}$ et $521 \pm 36^\circ\text{C}$. La formation post-rift de

Skhira située également dans les Jebilet Occidentales (Figure III.35B) est composée d'olistostromes déposés au Viséen supérieur-Namurien et caractérisée par une T_{RSCM} de $343 \pm 8^{\circ}\text{C}$ calculée à partir de la calibration RSCM proposée par Lahfid et al. (2010). Plus à l'est, dans la formation syn-rift de Sarhleuf (Jebilet Centrales ; Figure III.35B), les estimations des $T_{RSCM-RSA}$ varient entre $490 \pm 16^{\circ}\text{C}$ et $518 \pm 19^{\circ}\text{C}$ alors que les estimations des $T_{RSCM-R2}$ varient entre $531 \pm 16^{\circ}\text{C}$ et $546 \pm 11^{\circ}\text{C}$ (Figure III.35A).

La distribution des T_{RSCM} le long de cette coupe géologique montre la présence d'un « saut thermique » entre les formations de Bou Gader et de Sarhleuf, toutes deux caractérisées par des T_{RSCM} moyennes d'ordre 520°C , et la formation post-rift de Skhirat caractérisée par une T_{RSCM} plus faible inférieure à 350°C (Figure III.35A). L'absence d'échantillon dans la formation syn-rift de Rhira le long de cette coupe géologique ne nous permet pas calculer le pic thermique de cette formation.

III.4.3.1.2 Coupe géologique BB' depuis Oulad Dris jusqu'à Koudiat Delaa (Figure III.36A)

Les 4 échantillons présentés le long de cette coupe géologique sont tous localisés dans les Jebilet Centrales (Figure III.36B). Les 3 échantillons les plus à l'est situés dans la formation syn-rift de Sarhleuf enregistrent des $T_{RSCM-RSA}$ qui varient entre $516 \pm 16^{\circ}\text{C}$ et $557 \pm 19^{\circ}\text{C}$ et des $T_{RSCM-R2}$ qui varient entre $539 \pm 38^{\circ}\text{C}$ et $561 \pm 12^{\circ}\text{C}$ (Figure III.36A). A l'est de Koudiat Delaa, l'échantillon analysé plus à l'ouest dans la formation post-rift de Teksim présente une $T_{RSCM-RSA}$ de $396 \pm 16^{\circ}\text{C}$ et une $T_{RSCM-R2}$ de $395 \pm 16^{\circ}\text{C}$ (Figure III.36A).

La distribution des T_{RSCM} le long de cette coupe indique que la formation syn-rift de Sarhleuf est caractérisée par des T_{RSCM} supérieures à 500°C tandis que la formation post-rift de Teksim est caractérisée par une T_{RSCM} plus faible, inférieure à 400°C (Figure III.36). Même si la distance entre les différents échantillons est importante, cette distribution des T_{RSCM} semble indiquer la présence d'un « saut thermique » entre ces deux formations.

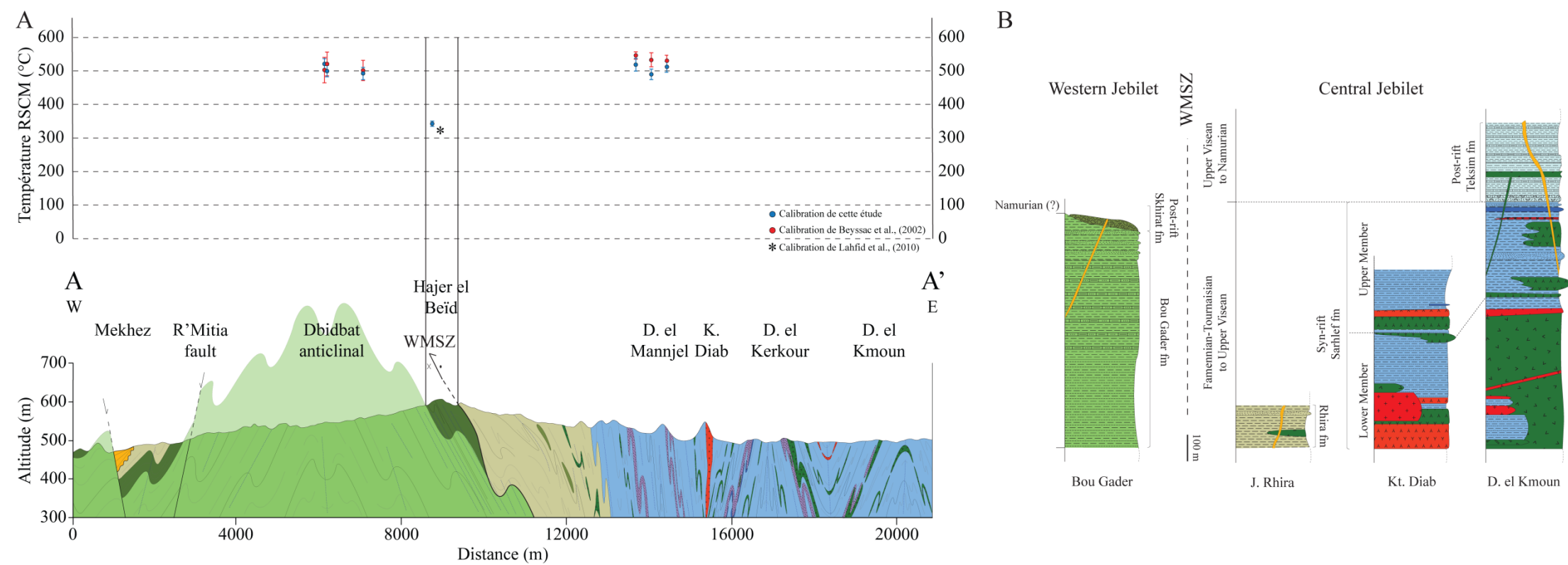


Figure III.35 : (A) Distribution des T_{RSCM} selon la coupe géologique AA' (voir Figure III.34 pour la légende). (B) Log stratigraphique des terrains concernés par la coupe A

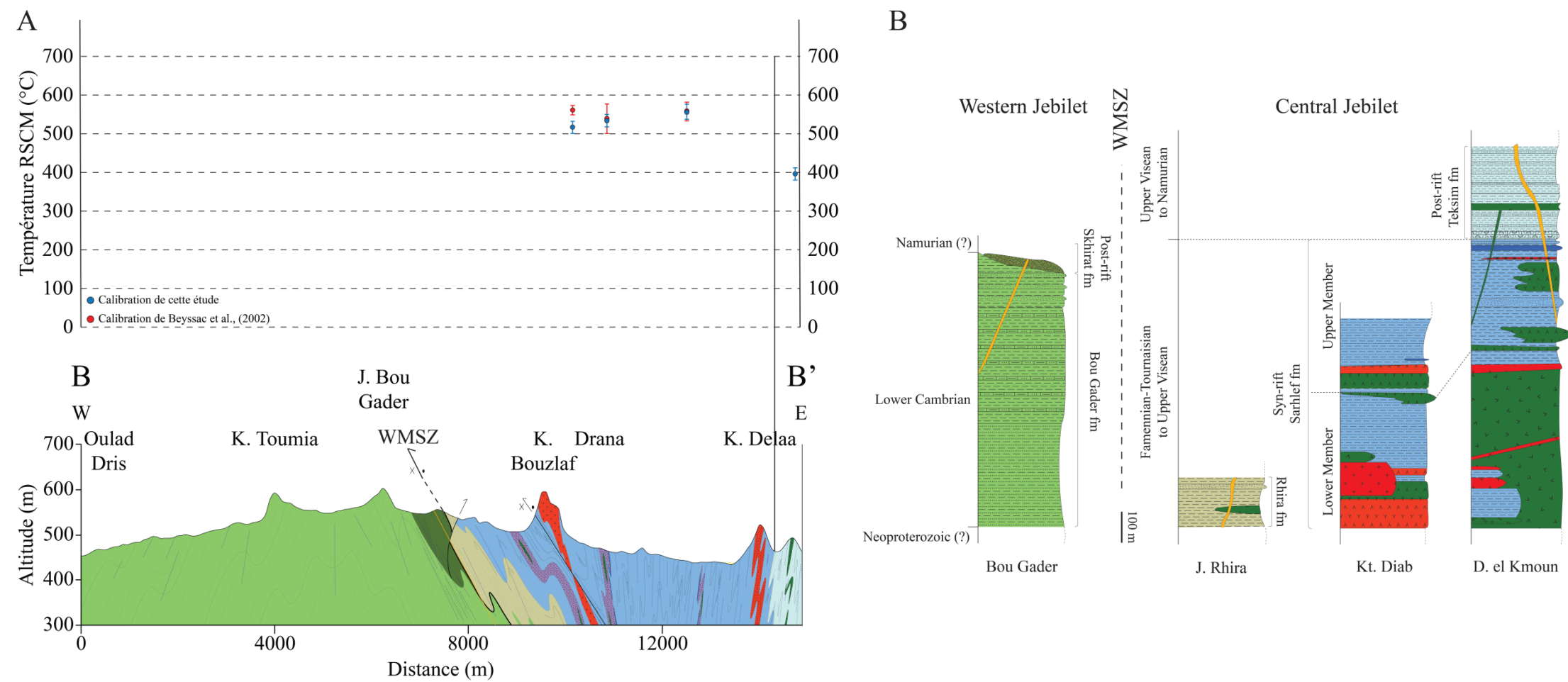


Figure III.36 : (A) Distribution des T_{RSCM} selon la coupe géologique BB' (voir Figure III.34 pour la légende). (B) Log stratigraphique des terrains concernés par la coupe BB'.

III.4.3.2 Coupes géologiques CC'C'' et DD'D'' (Figure III.37 et Figure III.38)

Ces coupes géologiques réalisées dans le secteur central de notre zone d'étude (Figure III.34) mettent en évidence les relations stratigraphiques et structurales entre les Jebilet Centrales et Orientales et traversent les formations géologiques de Sidi Bou Othmane, de Sarhlef, de Kharrouba et de Teksim dont les relations stratigraphiques sont présentées dans la Figure III.37B et la Figure III.38B.

III.4.3.2.1 Coupe géologique CC'C'' depuis la faille de Mesret jusqu'à El Kheneg (Figure III.37A)

Les 42 échantillons étudiés le long de la coupe géologique CC'C'' (Figure III.37A) présentent des $T_{RSCM-RSA}$ et des $T_{RSCM-R2}$ qui varient respectivement de $329 \pm 8^\circ\text{C}$ à $652 \pm 7^\circ\text{C}$ et de $361 \pm 7^\circ\text{C}$ à $635 \pm 6^\circ\text{C}$. Dans la partie ouest de la coupe géologique, les T_{RSCM} enregistrées par les sédiments de la formation post-rift de Teksim au niveau de Koudiat Sidi el Fatmi et de Jbel ben el Garn sont comprises entre 300 et 400°C (Figure III.37). Le secteur s'étendant depuis l'est de Jbel ben el Garn jusqu'à Jbel es Saada où affleurent les sédiments syn-rift de Sarhlef présente des $T_{RSCM-RSA}$ qui varient de $424 \pm 11^\circ\text{C}$ et $539 \pm 15^\circ\text{C}$ et des $T_{RSCM-R2}$ qui varient de $422 \pm 14^\circ\text{C}$ et $558 \pm 36^\circ\text{C}$ (Figure III.37A). Il est important de noter que dans ce secteur, l'échantillon localisé au contact de l'intrusion basique de Jbel Sarhlef atteint une $T_{RSCM-RSA}$ de $499 \pm 17^\circ\text{C}$ et une $T_{RSCM-R2}$ de $533 \pm 30^\circ\text{C}$ (Figure III.37A). Dans la partie ouest de la coupe géologique depuis Jbel es Saada jusqu'à El Kheneg, les $T_{RSCM-RSA}$ et les $T_{RSCM-R2}$ forment un plateau oscillant respectivement entre $594 \pm 20^\circ\text{C}$ et $652 \pm 7^\circ\text{C}$ et entre $595 \pm 15^\circ\text{C}$ et $635 \pm 6^\circ\text{C}$.

III.4.3.2.2 Coupe géologique DD'D'' depuis la faille de Mesret jusqu'à la MSZ (Figure III.38A)

Au total, 21 échantillons ont été analysés le long de la coupe DD'D'' dont les $T_{RSCM-RSA}$ et $T_{RSCM-R2}$ varient respectivement entre $357 \pm 25^\circ\text{C}$ et $568 \pm 21^\circ\text{C}$ et entre $353 \pm 18^\circ\text{C}$ et $578 \pm 22^\circ\text{C}$ (Figure III.38A). La partie ouest de la coupe géologique depuis la faille de Mesret jusqu'au secteur de Bou Kheris est caractérisée par des variations de T_{RSCM} importantes (« sauts thermiques ») sur de très faibles distances (Figure III.38A). Ainsi, de l'ouest vers l'est, nous observons les variations de T_{RSCM} suivantes :

- Les 2 échantillons au niveau de la faille de Mesret situés dans la formation syn-rift de Sarhleif (Figure III.38B) ont enregistré des $T_{RSCM-RSA}$ de $515 \pm 23^{\circ}\text{C}$ et $501 \pm 14^{\circ}\text{C}$ et des $T_{RSCM-R2}$ de $550 \pm 10^{\circ}\text{C}$ et $508 \pm 39^{\circ}\text{C}$ (Figure III.38A).
- Le passage entre la formation syn-rift de Sarhleif et la formation post-rift de Teksim (Figure III.38B) laisse apparaître le premier « saut thermique » indiqué par les 4 échantillons étudiés dans la formation post-rift de Teksim qui présentent des $T_{RSCM-RSA}$ et $T_{RSCM-R2}$ variant respectivement entre $357 \pm 25^{\circ}\text{C}$ et $438 \pm 11^{\circ}\text{C}$ et entre $353 \pm 18^{\circ}\text{C}$ et $416 \pm 11^{\circ}\text{C}$ (Figure III.38A).
- Dans le secteur de Koudiat Kettara-Koudiat Arhil formé par la formation syn-rift de Sarhleif (Figure III.38B), les $T_{RSCM-RSA}$ et $T_{RSCM-R2}$ calculées sur 5 échantillons varient respectivement entre $498 \pm 18^{\circ}\text{C}$ et $545 \pm 7^{\circ}\text{C}$ et entre $480 \pm 28^{\circ}\text{C}$ et $550 \pm 29^{\circ}\text{C}$ (Figure III.38A). Ces T_{RSCM} plus importantes que dans la formation post-rift de Teksim confirment le « saut thermique » d'une formation à l'autre.
- Les 4 échantillons analysés dans le secteur de Bou Kheris dans la formation post-rift de Teksim (Figure III.38B) montrent de nouveau un « saut thermique », quoique de moindre ampleur, manifesté par une baisse brutale des $T_{RSCM-RSA}$ et $T_{RSCM-R2}$ avec des valeurs qui varient respectivement entre $337 \pm 8^{\circ}\text{C}$ et $383 \pm 12^{\circ}\text{C}$ et entre $362 \pm 17^{\circ}\text{C}$ et $401 \pm 7^{\circ}\text{C}$ (Figure III.38A).

La partie est de la coupe géologique, depuis le secteur de Koudiat el Hamra jusqu'à la MSZ constitué par la formation syn-rift de Sarhleif est caractérisée des $T_{RSCM-RSA}$ et $T_{RSCM-R2}$ variant respectivement de $337 \pm 8^{\circ}\text{C}$ à $568 \pm 21^{\circ}\text{C}$ et de $362 \pm 17^{\circ}\text{C}$ à $578 \pm 22^{\circ}\text{C}$ (Figure III.38A).

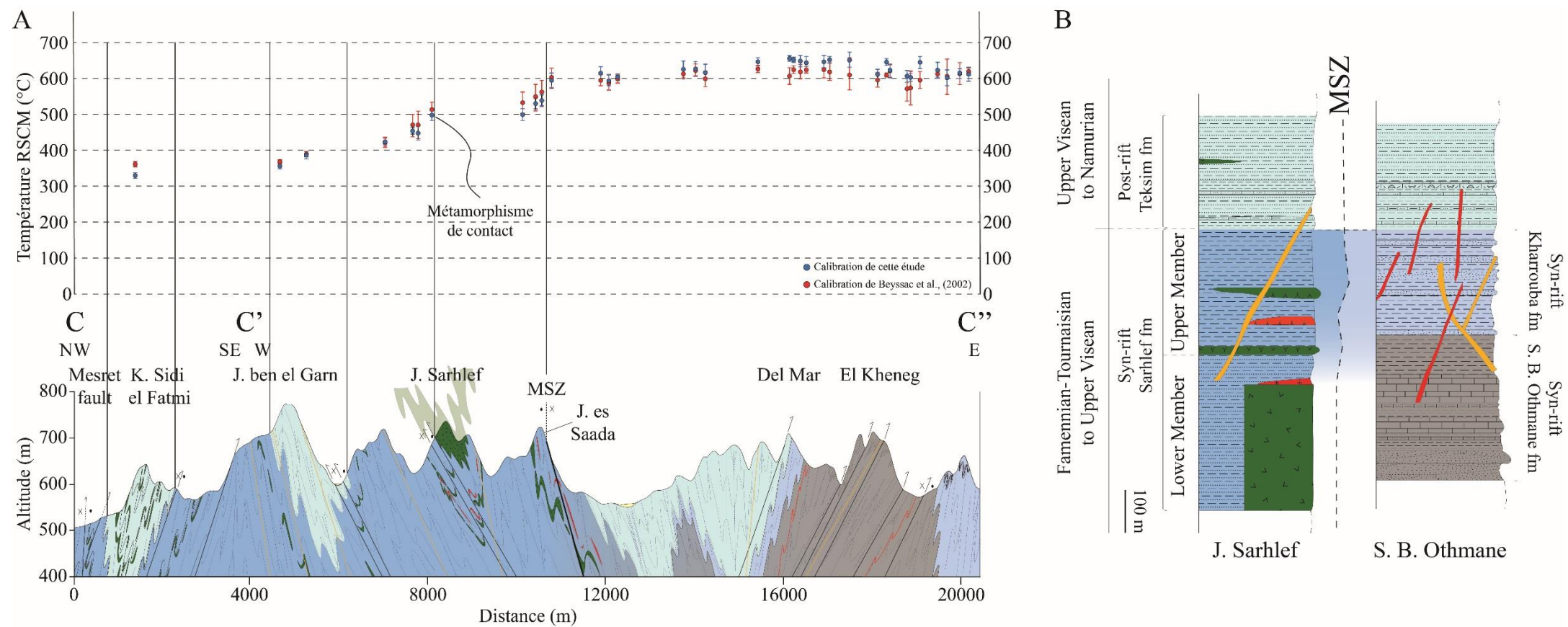


Figure III.37 : (A) Distribution des T_{RSCM} selon la coupe géologique CC'C'' (voir Figure III.34 pour la légende). (B) Log stratigraphique des terrains concernés par la coupe CC'C''.

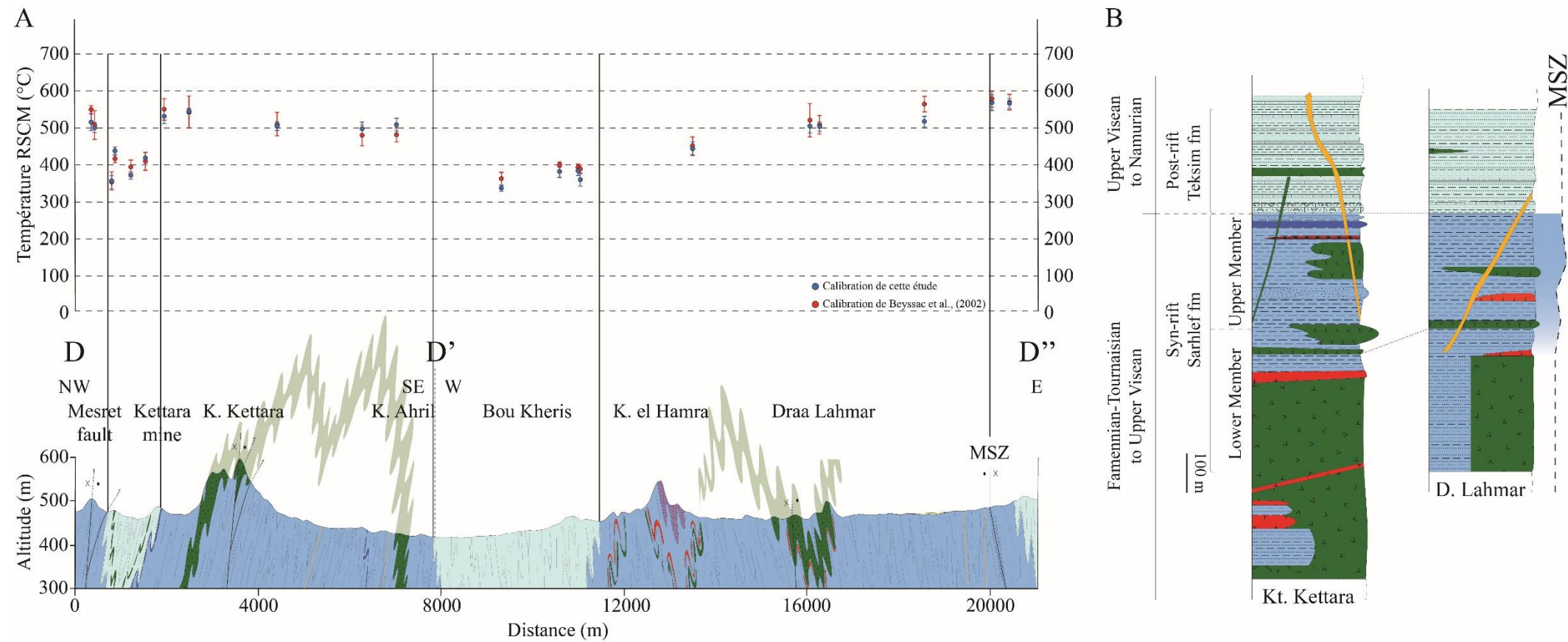


Figure III.38 : (A) Distribution des T_{RSCM} selon la coupe géologique DD'D'' (voir Figure III.34 pour la légende). (B) Log stratigraphique des terrains concernés par la coupe DD'D''.

III.4.3.3 Résultats des données de T_{RSCM} le long des coupes géologiques

La distribution des T_{RSCM} le long des coupes géologiques étudiées depuis les Jebilet Occidentales jusqu'à la partie ouest des Jebilet Orientales (secteur de Sidi Bou Othmane, Figure III.34) permet de mettre en évidence deux domaines bien distincts :

- Le premier domaine s'étend depuis la bordure occidentale de notre zone d'étude constituée par la formation de Bou Gader jusqu'à la MSZ (Figure III.34). Les T_{RSCM} de ce secteur sont visibles sur les coupes géologiques AA', BB', DD'D'' et la partie ouest de la coupe géologique CC'C'' (Figure III.35A, Figure III.36A, Figure III.37A et Figure III.38A). La distribution des T_{RSCM} reflète une structuration thermique complexe avec la présence de nombreux « sauts thermiques » toujours localisés à l'interface entre deux formations géologiques. La formation de Bou Gader datée du Cambrien inférieur et la formation syn-rift de Sarhlef datée du Carbonifère inférieur sont toutes deux caractérisées par des T_{RSCM} majoritairement comprises entre 480°C et 550°C, tandis que les formations post-rifts de Skhirat et de Teksim datées du Viséen supérieur-Namurien présentent des T_{RSCM} majoritairement inférieures à 400°C (Figure III.35A, Figure III.36A, Figure III.37A et Figure III.38A). Cette structuration thermique est bien visible sur la coupe géologique de la Figure III.37A dans le secteur de la mine de Kettara, où deux « sauts thermiques » localisés à l'interface entre la formation syn-rift de Sarhlef et la formation post-rift de Teksim sont observables. L'origine de ces « sauts thermiques » ne peut être liée à la présence de chevauchements ou de détachements car aucune discontinuité structurale majeure n'est connue dans ce secteur excepté la WMSZ entre la formation syn-rift de Rhira et la formation post-rift de Skhirat (Figure III.35A, Figure III.36A). Par contre, la présence de ces « sauts thermiques » peut être expliquée par la position stratigraphique de ces différentes formations (Figure III.35B, Figure III.36B, Figure III.37B et Figure III.38B). En effet, les T_{RSCM} les plus basses sont toujours localisées dans les formations post-rift de Skhirat et de Teksim, tandis que les T_{RSCM} les plus hautes dans ce secteur affectent la formation syn-rift de Sarhlef et la formation cambrienne de Bou Gader. Cette variation des T_{RSCM} de l'ordre de 100°C entre les

formations syn-rifts et les formations post-rifts sur de très courtes distances peuvent être interprétées de deux manières :

- soit les T_{RSCM} n'ont pas été acquises lors d'un même événement thermique mais au contraire elles reflètent la superposition de deux événements thermiques successifs. Le premier événement thermique de plus haute température ($T_{RSCM} > 500^{\circ}\text{C}$), s'est produit avant le Viséen supérieur-Namurien donc au Carbonifère inférieur. Durant cette période entre 358 ± 7 Ma et 336 ± 4 Ma, la formation syn-rift de Sarhleif se déposait dans le bassin des Jebilet centrales en même temps que se manifestait une forte activité thermique. Le second événement thermique de plus basse température (entre 300 et 400°C) est postérieur au Namurien et correspond à la phase varisque.
- Soit les T_{RSCM} ont été acquises lors d'un même événement thermique auquel cas la différence entre les températures RSCM reflète la superposition de deux catégories de roches sédimentaires : une catégorie des roches sédimentaires consolidées avant l'arrivée de la chaleur liée à l'anomalie thermique qui enregistre des températures supérieures à 500°C et une deuxième catégorie de roche gorgée d'eau, fraîchement déposée qui enregistre des températures RSCM d'ordre 350°C (entre 300 et 400°C).
- Le second domaine s'étend depuis la MSZ jusqu'au secteur d'El Kheneg (Figure III.37A). Sur cette coupe géologique, nous observons un plateau thermique avec des $T_{RSCM-RSA}$ et $T_{RSCM-R2}$ constantes et respectivement comprises entre $594 \pm 20^{\circ}\text{C}$ et $652 \pm 7^{\circ}\text{C}$ et entre $595 \pm 15^{\circ}\text{C}$ et $635 \pm 6^{\circ}\text{C}$ (Figure III.37A). Ce plateau thermique correspondant à un événement thermique de haute température sur près de 10 km, recoupe les structures géologiques issues de l'épisode de déformation D_2 . Ceci montre que cette structuration thermique est postérieure à l'épisode de déformation D_2 et constitue donc un événement thermique différent.

III.4.3.3 La carte des paléotempératures

Afin de confirmer à l'échelle de notre zone d'étude, la variation des T_{RSCM} observée sur les quatre coupes géologiques, nous avons réalisé une carte des $T_{RSCM-RSA}$ (ou carte des paléotempératures) par interpolation spatiale à partir des échantillons prélevés sur l'ensemble de notre zone d'étude. Nous avons opté pour la méthode d'interpolation spatiale par krigeage. Cette partie présente cette technique de modélisation spatiale et expose les données utilisées ainsi que la démarche suivie pour la réalisation de la carte des paléotempératures.

L'interprétation de cette carte des paléotempératures couplée à l'interprétation des T_{RSCM} le long des coupes géologiques précédemment exposées vont nous permettre de déconvoluer les différents événements thermiques enregistrés dans le massif des Jebilet.

III.4.3.3.1 Une méthode géostatistique : le krigeage

Le krigeage (Matheron, 1962) est une technique géostatistique de modélisation spatiale permettant, à partir de données dispersées discrètes, d'obtenir une représentation homogène des informations étudiées. Etant donné que ne nous disposons que d'un certain nombre de points d'échantillonnage qui ont permis de calculer les températures RSCM, la méthode de krigeage va nous permettre d'estimer les températures en dehors des zones échantillonnées. Il sera alors possible de créer une carte de température étendue à tout l'espace. D'autres techniques géostatistiques permettent de faire ce travail mais le krigeage a l'avantage de tenir compte de : (1) la distance entre les données (i.e. les points d'échantillonnage), (2) la distance entre les données et la cible (i.e. le point pour lequel on veut estimer la mesure de température) et la structure spatiale (grâce à l'analyse variographique). Les méthodes statistiques classiques telles que la régression linéaire se basent sur une hypothèse fondamentale qui est l'indépendance des variables. Or, lorsqu'une variable est spatialement autocorrélée, cette hypothèse n'est plus vérifiée. Ainsi, le krigeage va se baser sur cette nouvelle hypothèse : l'autocorrélation spatiale des données. Concrètement, cela signifie que deux données rapprochées dans l'espace tendent à posséder des caractéristiques similaires.

Pour appliquer la méthode d'interpolation spatiale par krigeage, il est nécessaire d'explorer la structure spatiale des données afin de vérifier si celles-ci sont bien autocorrélées. L'analyse variographique va nous fiabiliser cette étude. L'outil principal permettant cette analyse est le variogramme (Figure III.39) qui décrit l'évolution de la variance $\gamma(h)$ en fonction de la

distance entre les mesures et permet ainsi de d'étudier le lien spatial entre les données aléatoirement réparties. Le nuage variographique permet de représenter l'ensemble des corrélations entre deux points à une distance h (= pas). Comme le montre la Figure III.39, un variogramme possède un certain nombre de propriétés :

- Effet de pépité : il correspond à la limite du variogramme en zéro. Elle représente donc la variation entre deux mesures très proches et peut donc provenir de trois effets :
 - une variabilité naturelle du paramètre mesuré (dans le cas où il est mesuré à deux instants différents par exemple).
 - une variabilité de l'instrument de mesure : la pépité mesure donc en partie l'erreur statistique de l'instrument de mesure.
 - un réel effet pépité : une variation brutale du paramètre mesuré.
- Portée et Palier : lorsque la distance h augmente, la variance $\gamma(h)$ peut ou non atteindre un plateau. Atteindre un plateau indique qu'à partir d'une certaine distance, il n'y a plus de dépendance spatiale entre les données. Cette distance est nommée portée et le terme palier dénote la variance à laquelle le plateau se présente.

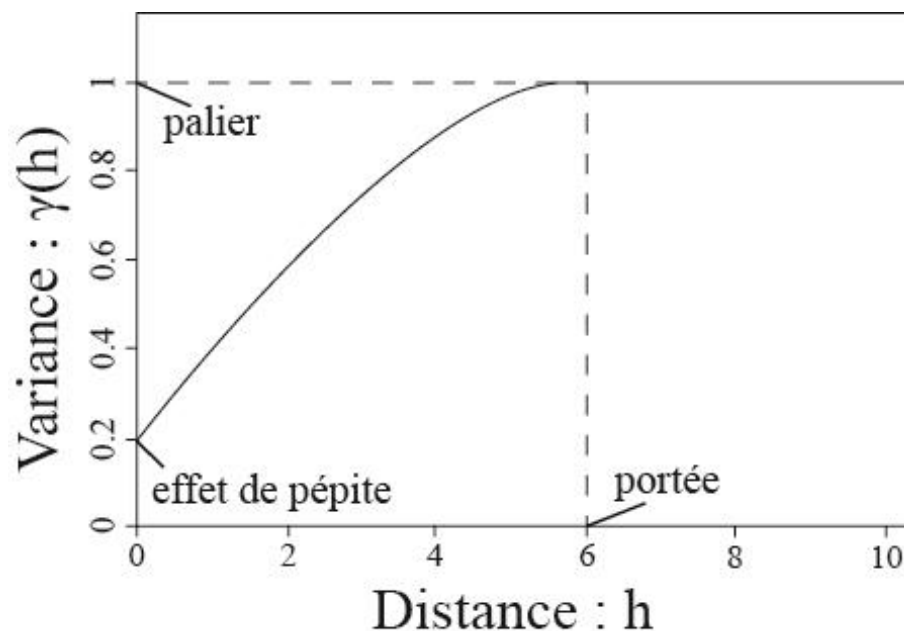


Figure III.39 : Propriété d'un variogramme

III.4.3.3.2 Présentation des données

Les données utilisées pour réaliser les cartes de paléotempératures correspondent aux 217 T_{RSCM} (Annexe VII.2, Table VIII.3) réparties sur l'ensemble de la zone d'étude comme le montre la carte de la Figure III.40 sur laquelle est géoréférencé chacun des échantillons utilisés.

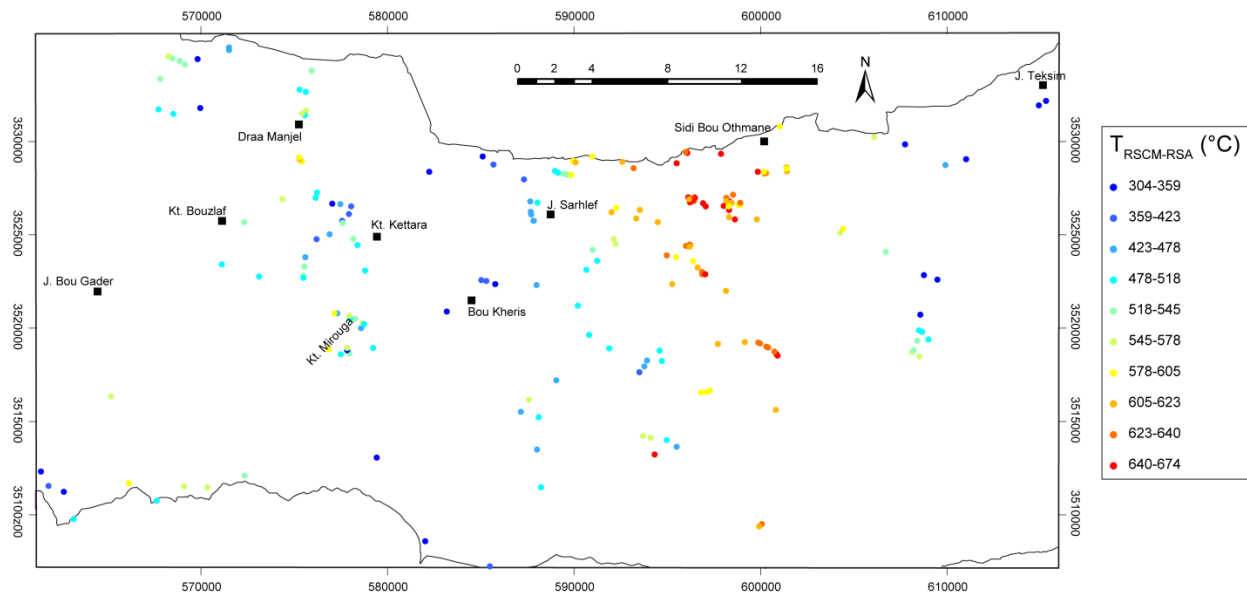


Figure III.40 : Carte présentant la répartition des échantillons géoréférencés ainsi que la gamme de température RSCM associée.

L'histogramme de répartition des $T_{RSCM-RSA}$ laisse apparaître un maximum de données sur trois gammes de $T_{RSCM-RSA}$: 320-360°C ; 460-520°C et 600-660 °C (Figure III.41). Cette répartition de la donnée peut être liée à plusieurs facteurs : (1) un échantillonnage plus important dans les secteurs correspondant aux gammes de $T_{RSCM-RSA}$, ou (2) ces gammes de $T_{RSCM-RSA}$ représentent statistiquement les gammes les plus rencontrées dans notre secteur d'étude. Cette dernière hypothèse signifierait que la grande majorité des roches dans le massif des Jebilet ont été affectées par des paléotempératures se situant dans ces gammes de température et que potentiellement chacun de ces intervalles de température est relié à au moins un événement thermique. Une explication de la répartition des données de $T_{RSCM-RSA}$ sera discutée dans la section III.4.4.6.

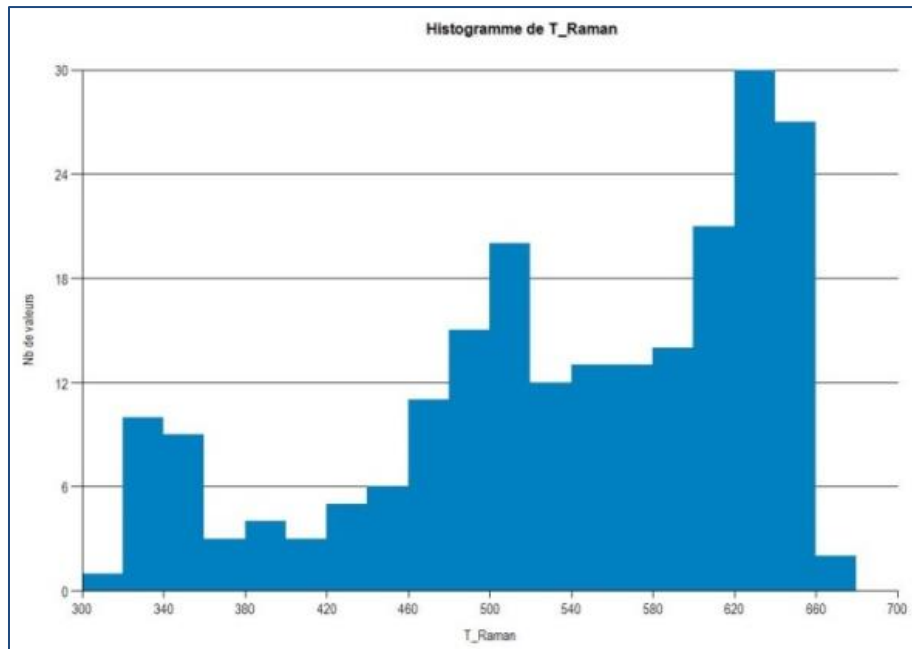


Figure III.41 : Histogramme de répartition des températures RSCM sur les échantillons analysés

Le jeu de données utilisé intègre les $T_{RSCM-RSA}$, et plusieurs fichiers de forme correspondant à des données géologiques extraites du schéma structural du massif des Jebilet (Figure III.42). Ces données permettront de contraindre le plus précisément possible la carte des paléotempératures et sont présentées dans la Figure III.43 :

- un fichier polyligne des « contours géologiques » qui correspond à la limite spatiale simplifiée dans laquelle les données de T_{RSCM} seront interpolées (Figure III.43A).
- Un fichier polyligne des « unités géologiques » contenant les contours géologiques des formations post-rifts de Skhirat et de Teksim au nord de Kettara. Ce fichier va nous permettre d'interpoler chaque T_{RSCM} dans l'unité à laquelle elle appartient afin d'affiner notre interpolation (Figure III.43B).
- Un fichier polyligne des contours des « roches magmatiques » nécessaires pour l'interprétation de la carte des paléotempératures générée (Figure III.43C).
- Un fichier polyligne des « failles » correspondant aux principales discontinuités géologiques telles que les failles majeures qui vont être prises en compte dans l'interprétation de la carte des paléotempératures générée (Figure III.43D).

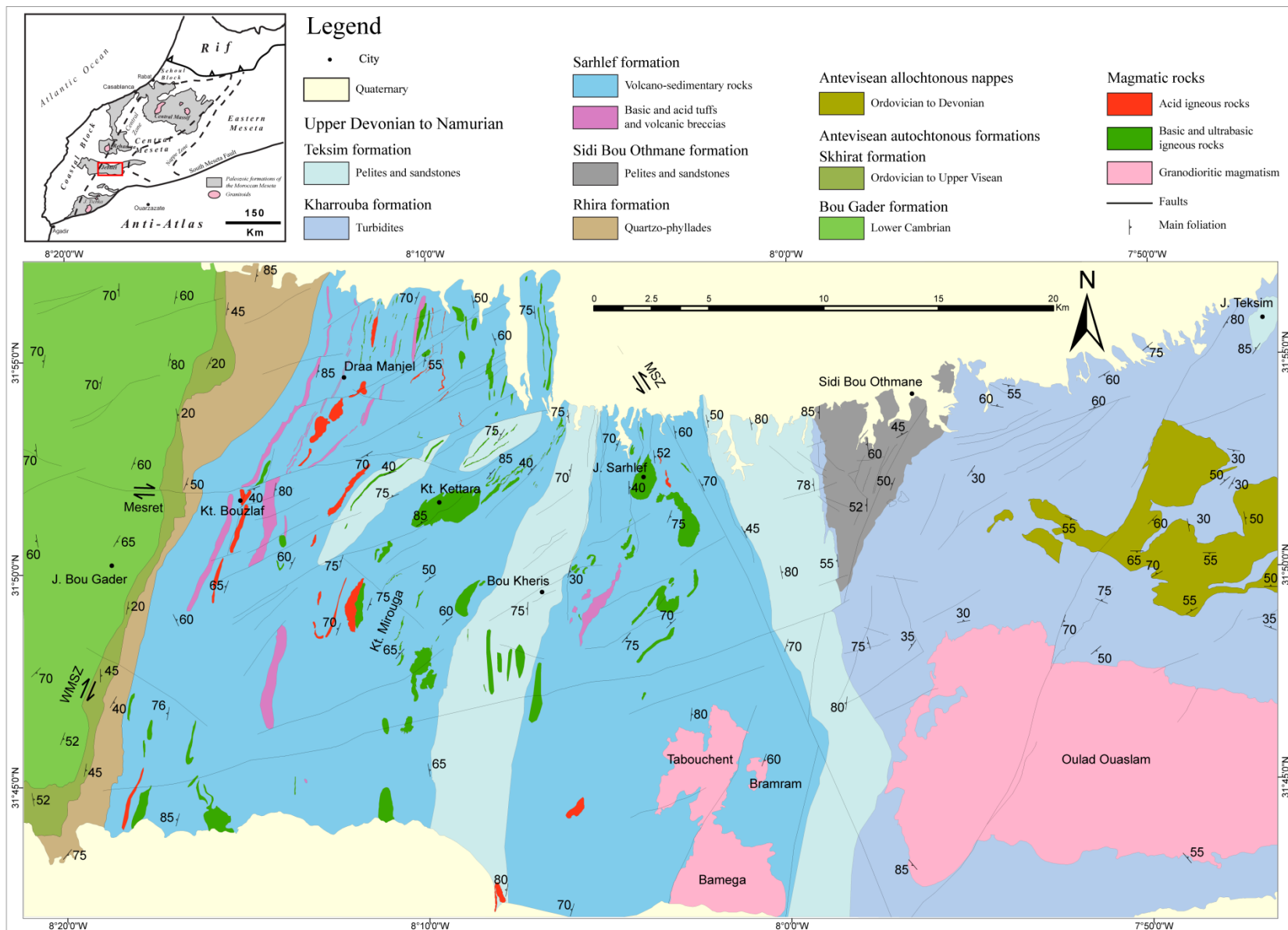


Figure III.42 : Schéma structural du massif des Jebilet

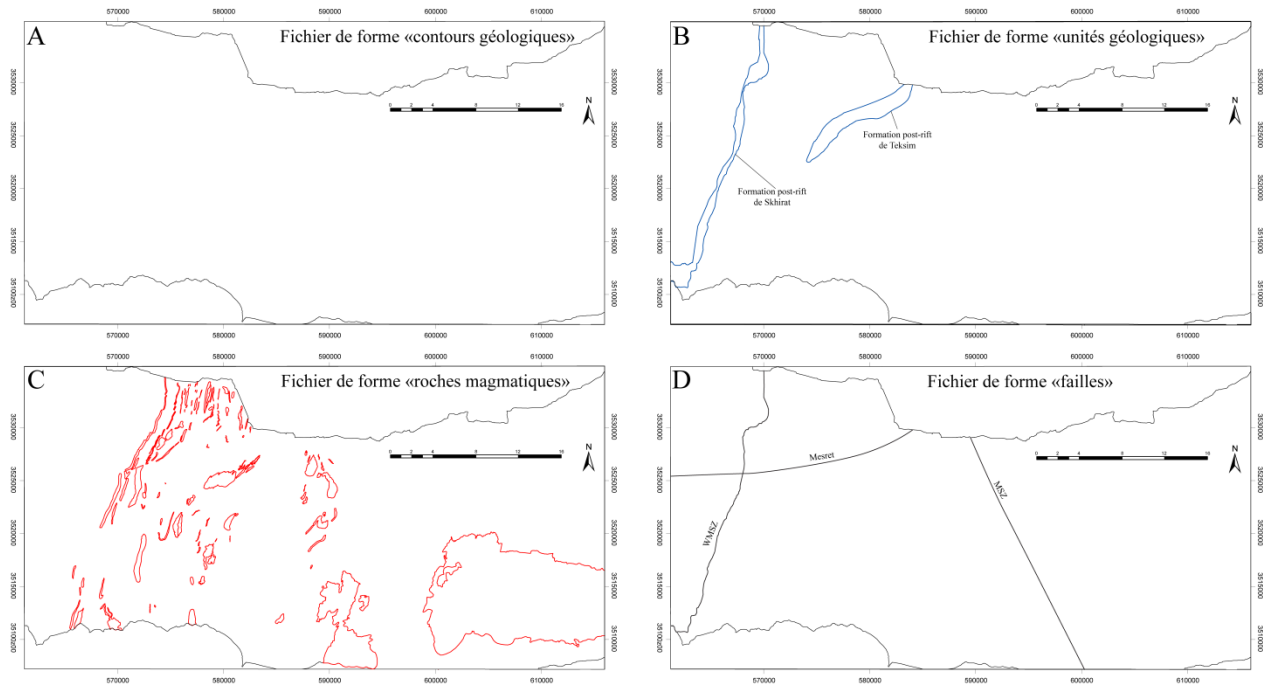


Figure III.43 : Fichiers de forme utilisés pour la construction de la carte des paléotempératures. A : contours géologiques. B : unités géologiques. C : roches magmatiques. D : failles.

L'ensemble de ces données vont permettre de construire efficacement et par étape la carte des paléotempératures. Avant de réaliser l'interpolation spatiale par krigeage, une analyse géostatistique par variogramme des données de T_{RSCM} est réalisée afin d'évaluer la continuité des données et d'appliquer un modèle d'estimation correspondant au comportement mis en évidence.

III.4.3.3 Méthode : analyse géostatistique et méthode d'interpolation

L'analyse variographique a amené à réaliser plusieurs variogrammes à partir du logiciel GDM ArcGIS, afin d'obtenir une analyse géostatistique la plus robuste possible.

Le variogramme réalisé (Figure III.44) avec un pas $h = 1500$ m, permet de mettre en évidence la continuité des données à grande longueur d'onde jusqu'à environ 12000 m (portée) et ceci selon les directions N00, N045, N090, N135 et selon la direction moyenne. Le variogramme est stationnaire avec un palier de 10000 qui se rapproche de la variance.

Néanmoins, l'estimation de la température à un endroit donné, basée sur la continuité des $T_{RSCM-RSA}$ sur une grande distance, n'a pas de réel sens physique car les valeurs de température varient spatialement à faible distance ($h < 1000$ m). L'espacement moyen des données de $T_{RSCM-RSA}$ visible en carte étant d'environ 500 m, nous avons réalisé un variogramme avec un pas $h=500$

m (Figure III.45). Ce dernier présente un comportement linéaire homogène pour l'ensemble des directions calculées jusqu'à la distance $h = 6000$ m (portée) environ.

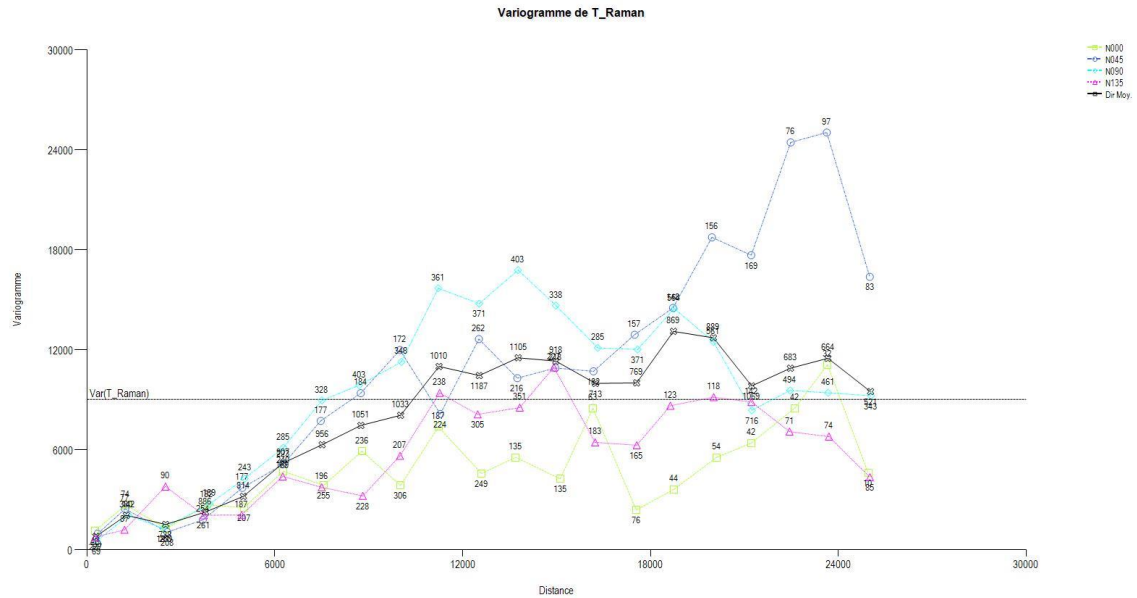


Figure III.44 : Variogramme avec un pas de 1500 m calculé selon les directions N00, N045, N090, N135 et selon la direction moyenne

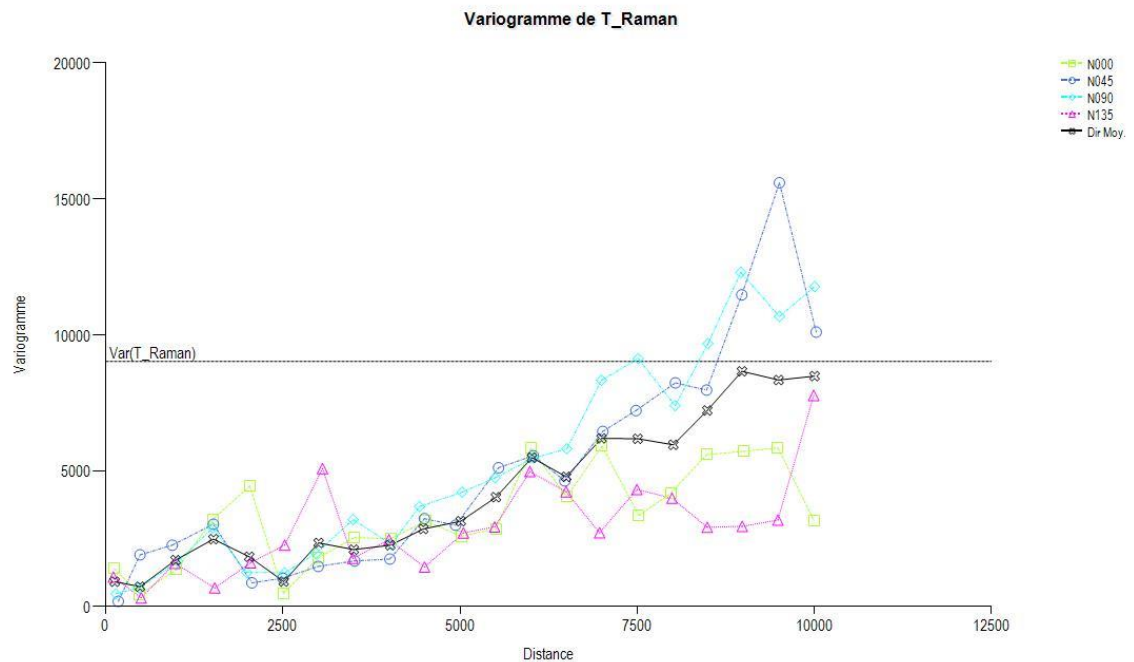


Figure III.45 : Variogramme avec un pas de 500 m selon les directions N00, N045, N090, N135 et selon la direction moyenne

Le calcul d'interpolation spatiale par krigeage avec variogramme linéaire des données de $T_{RSCM-RSA}$ est donc appliqué. Ce krigeage utilise un modèle de variogramme par défaut qui est un modèle linéaire de pente 1 (Figure III.46). Cette méthode d'estimation fournit généralement de bons résultats d'interpolation de la donnée pourvu que la variation des valeurs des données proches entre elles ne soit pas importante. Un faible effet de pépité noté sur le variogramme (Figure III.45), montre que cela n'est pas le cas et que les données sont peu affectées par des erreurs de mesure. Cette interpolation spatiale a dans un premier temps été réalisée en ne tenant compte que de la limite « contours géologiques » représenté sur la Figure III.43A. Dans un deuxième temps, les limites géologiques citées précédemment (Figure III.43B) sont prises en compte dans le calcul de l'interpolation.

III.4.3.3.4 Résultat du calcul d'estimation du champ de T_{RSCM} : interpolation spatiale par krigeage

La carte des paléotempératures obtenue sur la zone d'étude après le calcul d'interpolation sur les données de $T_{RSCM-RSA}$ est présentée sur la Figure III.46. Le champ de $T_{RSCM-RSA}$ calculé est continu et stationnaire selon une direction nord-sud et présente une évolution est-ouest comme le montre la forme et la variation des isovaleurs de $T_{RSCM-RSA}$.

Certains secteurs interpolés présentent un espacement important entre les échantillons ou même aucun échantillon (Figure III.46A). Dans ces secteurs, le champ de $T_{RSCM-RSA}$ est calculé par extrapolation sur une grande distance et peut être remis en cause. De la même manière, certains secteurs interpolés correspondent à l'emplacement de corps magmatiques (Figure III.43C). Par conséquent, dans ces secteurs, le champ de $T_{RSCM-RSA}$ calculé n'est pas viable car il ne reflète pas la réalité de terrain.

La distribution des T_{RSCM} sur les coupes géologiques a révélé la présence de « sauts thermiques » bien visibles au niveau (1) de la bande constituée par la formation post-rift de Skhirat et (2) de la formation post-rift de Teksim située au nord de l'intrusion basique/ultrabasique de Kettara (Figure III.35A, Figure III.36A, Figure III.37A et Figure III.38A). Afin d'améliorer la carte des paléotempératures, une nouvelle interpolation spatiale des données de $T_{RSCM-RSA}$ est réalisée en introduisant les contours de la formation post-rift de Skhirat et de la formation post-rift de Teksim située au nord de l'intrusion de Kettara (Figure III.43B). La nouvelle carte des paléotempératures calculées est présentée sur la Figure III.47.

Thermicité

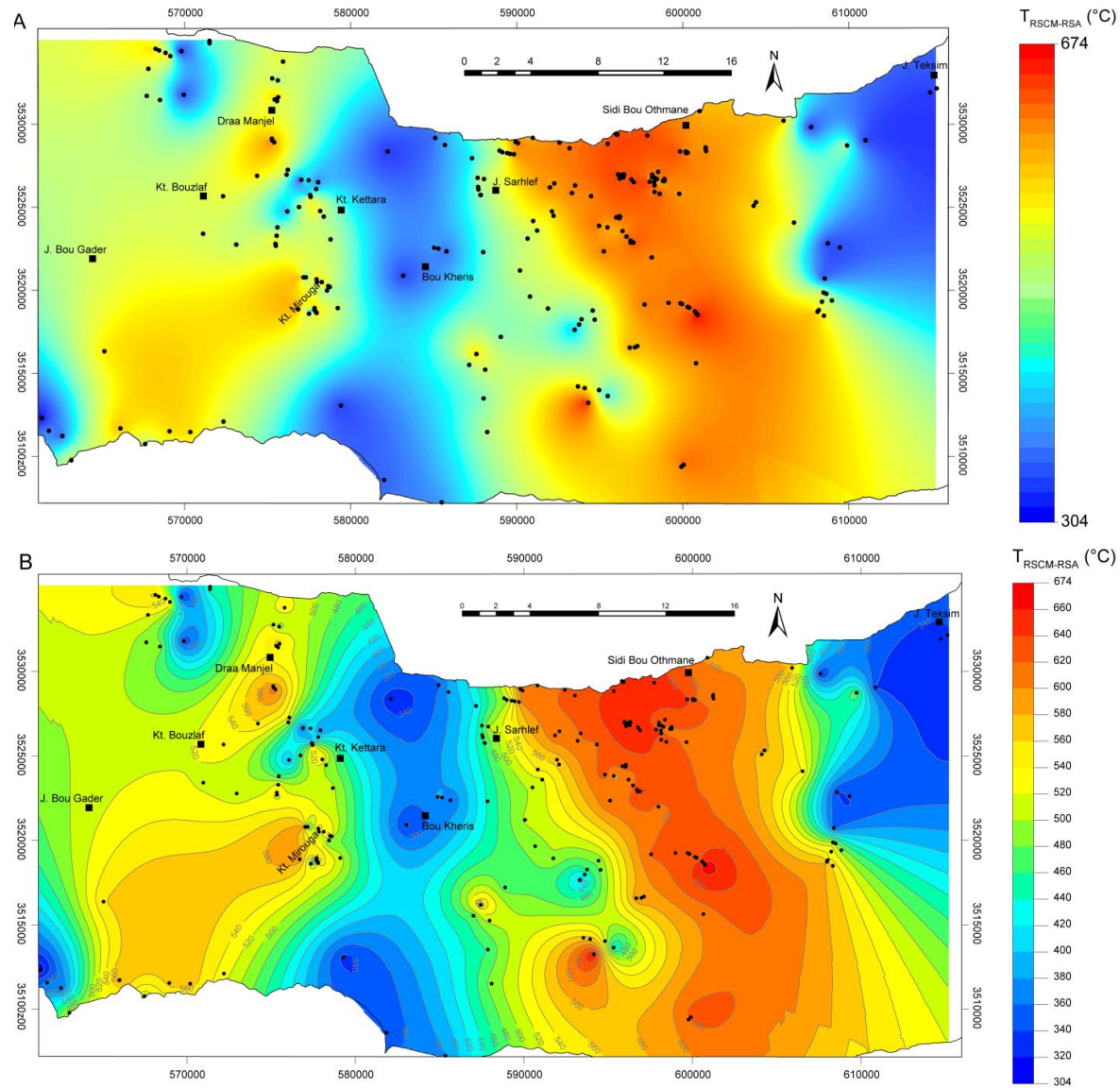
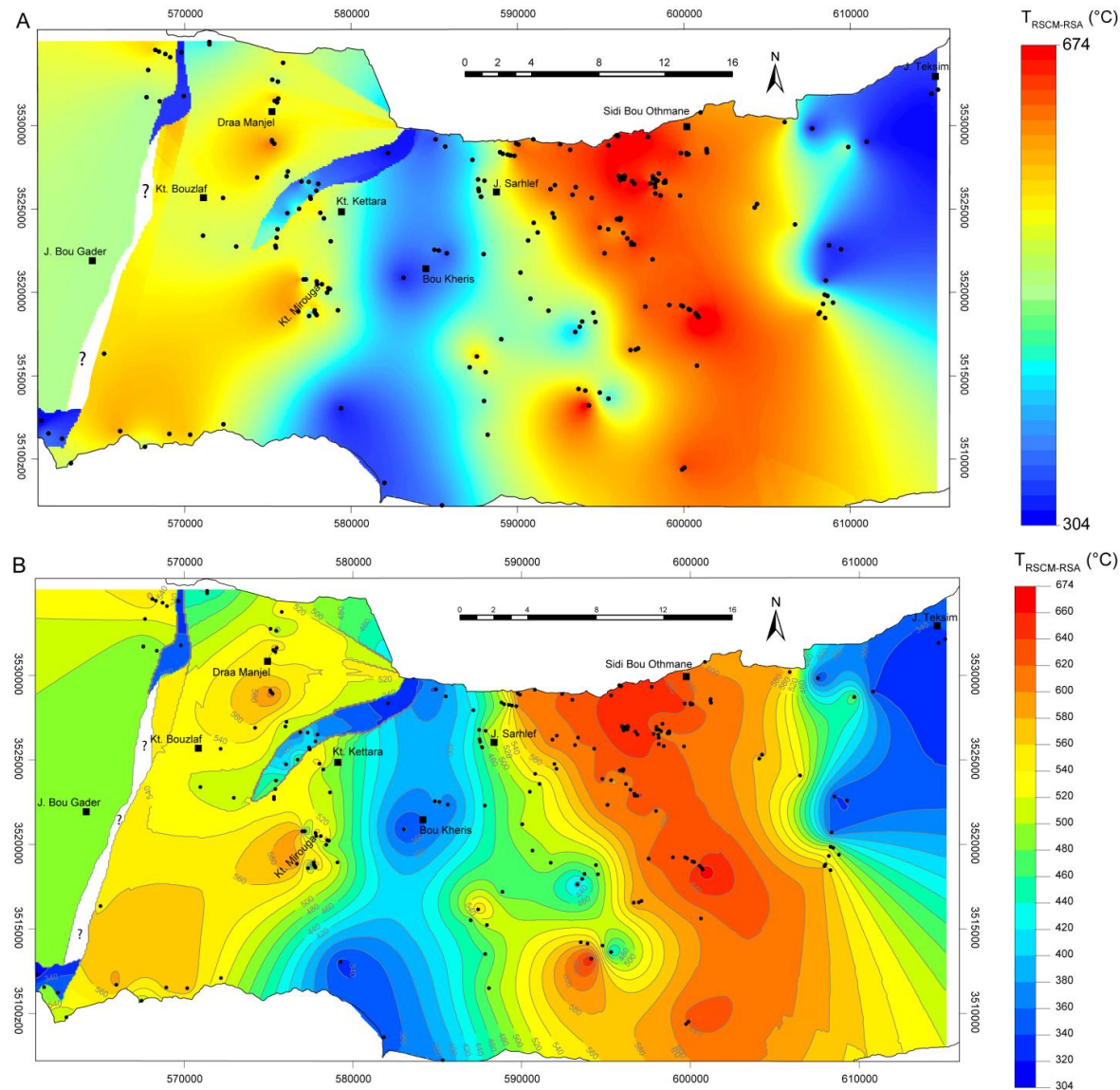


Figure III.46 : Carte des paléotempératures réalisée par la méthode d'interpolation spatiale par krigeage avec variogramme linéaire sans dérive. A : champs de $T_{RSCM-RSA}$ sans les contours des isovaleurs. B : champs de $T_{RSCM-RSA}$ avec les contours des isovaleurs tous les 20 $^{\circ}C$.

Thermicité



III.4.3.3.5 Résultats de la carte des paléotempératures

La carte des paléotempératures réalisée sur notre zone d'étude peut être subdivisée en trois secteurs bien distincts (Figure III.47) :

- La partie ouest de la carte formée principalement par la formation de Bou Gader appartenant aux Jebilet Occidentales et datée du Cambrien inférieur est caractérisée par des T_{RSCM} entre 470°C et 520°C. Cependant, le champ de T_{RSCM} calculé dans la partie sud de ce secteur n'est pas fiable étant donné l'absence de points d'échantillonnage (Figure III.47).
- La répartition des données de T_{RSCM} dans la formation post-rift de Skhirat qui appartient également aux Jebilet Occidentales est très hétérogène avec seulement cinq points d'échantillonnage répartis au nord et au sud de cette formation. L'interpolation spatiale qui a été réalisée en tenant compte des limites de cette formation, indique une homogénéité des T_{RSCM} qui varie entre 304°C et 340°C. Cette gamme de température RSCM peut être étendue à l'ensemble de la formation post-rift de Skhirat (Figure III.47).
- Le secteur correspondant aux Jebilet Centrales et Orientales présente les variations de T_{RSCM} les plus importantes avec des points répartis sur l'ensemble de ce secteur s'étalant de 300°C à 560°C. Comme précédemment expliqué, la seule contrainte induite dans ce secteur se situe au nord de l'intrusion de Kettara où les limites de la formation post-rift de Teksim ont été prises en compte dans l'interpolation spatiale (Figure III.47). Dans ce secteur, la carte des paléotempératures générée montre que les T_{RSCM} ne sont pas réparties aléatoirement. Au contraire, on observe une structuration thermique avec l'alternance de bandes nord-sud thermiquement chaudes ($T_{RSCM} > 500^\circ\text{C}$) et thermiquement plus froides (T_{RSCM} inférieures comprises entre 300°C et 400°C). Cinq sous-domaines peuvent être distingués :

- A l'ouest, le premier sous-domaine qui inclut Koudiat Bouzlaf, Koudiat Mirouga, Draa Manjel et Koudiat Kettara est constitué par les formations syn-rift de Rhira et de Sarhlef. Ce sous-domaine est caractérisé par des T_{RSCM} s'étalant de 500°C à 580°C (Figure III.47).

- Le second sous-domaine localisé au nord de Koudiat Kettara et dans le secteur de Bou Kheris, est caractérisé par des T_{RSCM} entre 300°C à 370°C (Figure III.47). Ce sous-domaine est constitué par la formation post-rift de Teksim. La diminution importante des T_{RSCM} dans ce sous-domaine par rapport au sous-domaine précédemment décrit, montre la présence de « sauts thermiques ». Ces « sauts thermiques » sont bien visibles au nord de Koudiat Kettara où les isovaleurs de T_{RSCM} sont très resserrées (Figure III.47B). Par contre, comme le montre la carte des paléotempératures dans le secteur de Bou Kheris, ces « sauts thermiques » ne sont pas visibles probablement dû à l'absence d'échantillon.
- Le troisième sous-domaine est caractérisé par une augmentation des T_{RSCM} entre la bande nord-sud passant par Bou Kheris (T_{RSCM} entre 300°C à 370°C), jusqu'à la bande NNW-SSE passant Jbel Sarhlef (T_{RSCM} atteignent environ 550°C). Cette augmentation de T_{RSCM} semble progressive probablement dû à l'absence d'échantillon.
- Le quatrième sous-domaine s'étend depuis l'est de Jbel Sarhlef jusqu'à Sidi Bou Othmane. Il est caractérisé par une faible variation des T_{RSCM} , comprises entre environ 600°C et 660°C sur une grande distance (> 10 km), comme l'indique l'écartement important des isovaleurs de T_{RSCM} (Figure III.47B).
- Enfin, en allant vers la zone la plus orientale de notre secteur d'étude, les T_{RSCM} diminuent pour atteindre une valeur minimale d'environ 300°C à Jbel Teksim. Le passage vers ce dernier sous-domaine semble progressif mais ceci est difficile à confirmer dû à la faible densité d'échantillonnage (Figure III.47).

III.4.4.6 Interprétations des variations des T_{RSCM} révélées à partir des coupes géologiques et de la carte des paléotempératures

Les variations des T_{RSCM} précédemment décrites le long des quatre coupes géologiques (Figure III.35, Figure III.36, Figure III.37 et Figure III.38) et sur la carte des paléotempératures (Figure III.47) vont nous permettre de préciser et d'améliorer la compréhension de l'histoire thermique du massif des Jebilet qui était jusqu'alors basée sur l'utilisation de méthodes

thermométriques classiques telles que la pétrographie et la cristallinité de l'illite, et dont la zonéographie est visible sur Figure III.48. Plusieurs secteurs ont été définis à partir de l'étude de la variation des T_{RSCM} qui reflètent l'existence de plusieurs épisodes thermiques successifs. Cependant, ces épisodes thermiques peuvent être reliés à différents événements tectoniques. Par conséquent, pour déconvoluer l'histoire tectono-thermique de notre zone d'étude, nous devons nous appuyer sur les données stratigraphiques, structurales et minéralogiques.

La comparaison fine entre les T_{RSCM} et les paragenèses minérales précédemment présentées (voir section III.2 et III.3.1 et Figure III.48) montre que chacune des gammes de T_{RSCM} est corrélable soit au métamorphisme anté-tectonique, soit au métamorphisme syn-tectonique, ou soit au métamorphisme post-tectonique.

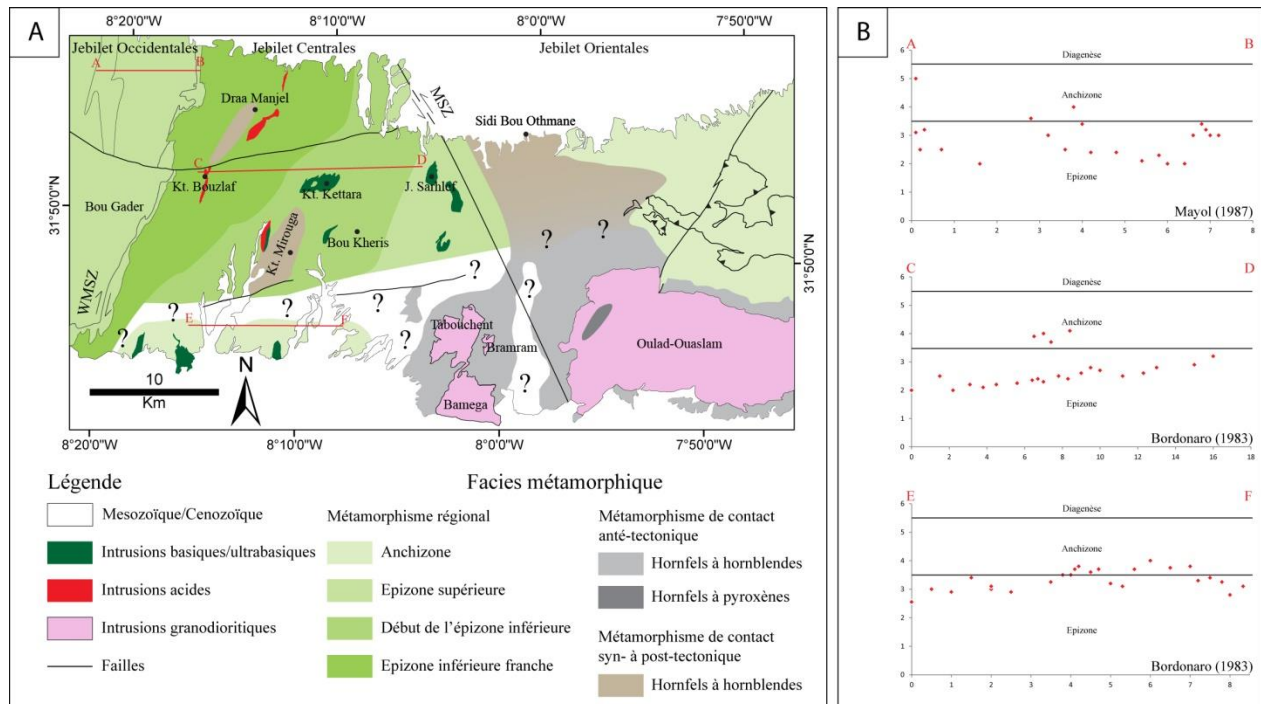


Figure III.48: Carte présentant la zonéographie du métamorphisme dans notre zone d'étude

III.4.4.6.1 L'événement thermique anté-tectonique

La superposition des roches magmatiques intrusives sur la carte des paléotempératures (Figure III.49) montre une bonne corrélation et permet d'expliquer une partie des hautes T_{RSCM} ($> 500^{\circ}\text{C}$) enregistrées par les roches dans notre zone d'étude. En effet, dans les Jebilet Centrales et Orientales, la carte des paléotempératures montre qu'une partie des hautes T_{RSCM} est localisée soit autour des intrusions granodioritiques de Bamega, Tabouchent et Oulad-Ouasslam, ou soit

dans la zone affectée par le magmatisme bimodal (Figure III.49). Notre étude tectonique et géochronologique a montré que les intrusions granodioritiques et les dykes et sills liés au magmatisme bimodales syn-sédimentaire se sont mises en place entre 358 ± 7 Ma et 336 ± 4 Ma, pendant la phase d'ouverture du bassin des Jebilet (D₀).

La carte de zonéographie du métamorphisme montre que les roches affectées par le métamorphisme de contact généré par la mise en place des intrusions granodioritiques atteignent le faciès hornfels à hornblende et à pyroxène (Figure III.48) ce que corroborent les T_{RSCM} calculées qui varient entre environ 550°C et 674°C autour de ces intrusions (Figure III.49). Il est important de noter que les isovaleurs de T_{RSCM} situées au nord-est et au sud-est d'Oulad-Ouasslam montrent une diminution des T_{RSCM} . Ces isovaleurs ne reflètent sans doute pas la réalité et reflètent plutôt l'absence d'échantillons dans ce secteur, ne permettant pas de contraindre correctement l'auréole de thermicité générée par cette intrusion. Cependant, l'influence de l'auréole de contact est visible sur la Figure III.48.

Dans la zone du magmatisme bimodal, la grande majorité des T_{RSCM} calculées sont supérieures à 500°C (Figure III.49). Ces T_{RSCM} sont en contradiction avec les études pétrographiques et de cristallinité de l'illite (Bordonaro, 1983 ; El Hassani, 1982 ; Huvelin, 1977 ; Mayol, 1987) qui ont montré que dans ce secteur le métamorphisme atteint l'épizone inférieure, soit des températures de formation ne dépassant pas 400-450°C, et attribuées au métamorphisme régional M₂ (Figure III.48). Les seules paragenèses en cohérence avec ces T_{RSCM} sont situées dans l'environnement proche des intrusions bimodales ou un métamorphisme de contact atteignant le faciès hornfels à hornblende est décrit.

Enfin, dans le secteur de Bou Gader constitué par des terrains du Cambrien inférieur, les données pétrographiques et de cristallinité de l'illite ont montré que les températures ne dépassaient pas l'épizone supérieure (Figure III.48). Les T_{RSCM} calculées varient de 475°C à 550°C et sont donc en désaccord avec les températures déduites par la minéralogie et la cristallinité de l'illite. L'âge Cambrien inférieur de la formation de Bou Gader indique une origine anté-rift. Par conséquent, la haute thermicité pré-orogénique qui a affecté les sédiments syn-rift a également affecté les terrains anté-rifts situés en-dessous comme l'indiquent les valeurs de T_{RSCM} similaires.

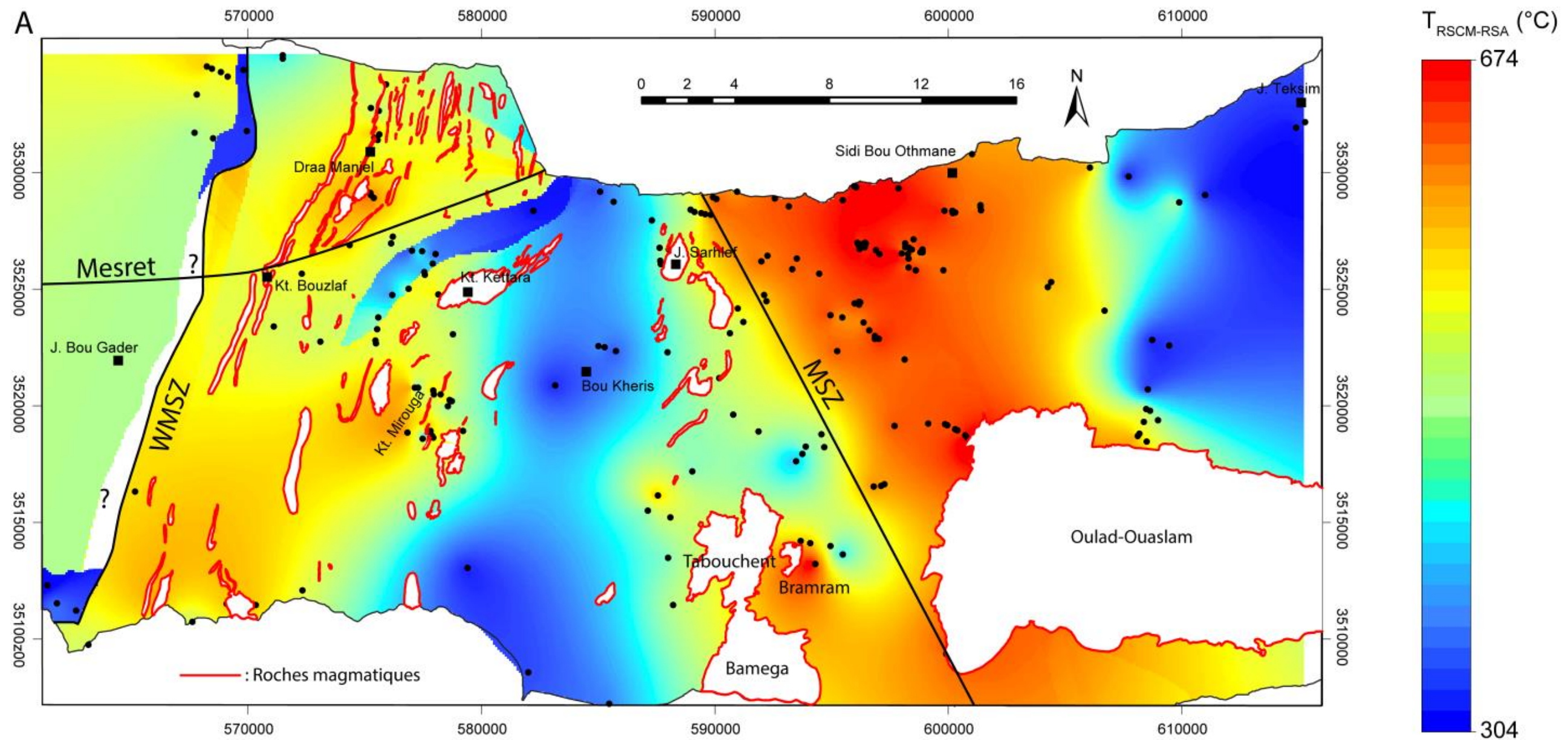


Figure III.49 : Superposition des fichiers de forme roches magmatiques et failles sur la carte des paléotempératures. A : champs de TRSCM-RSA sans les contours des isovaleurs. B : champs de TRSCM-RSA avec les contours des isovaleurs tous les 20°C

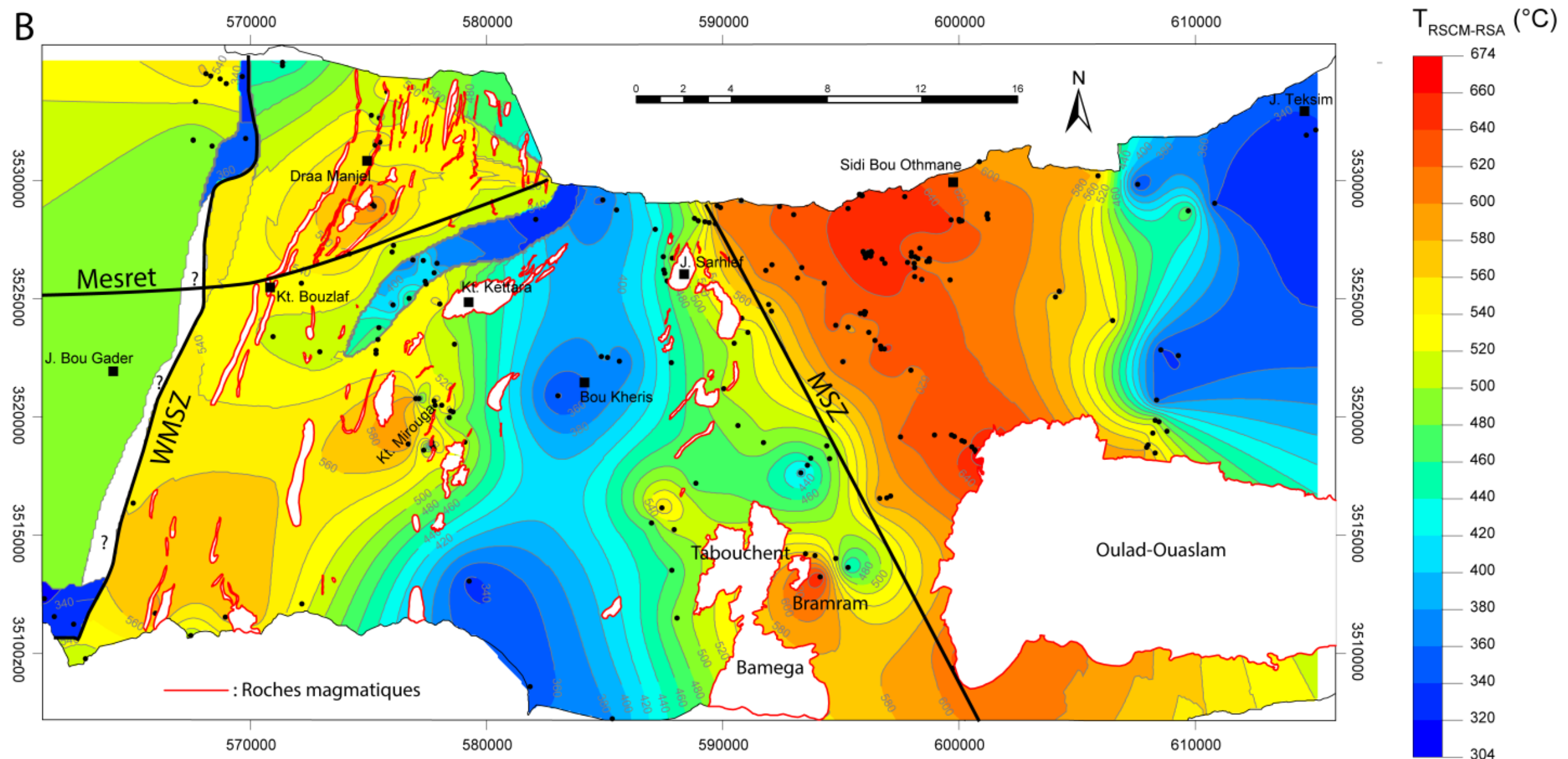


Figure III.49 (suite) : Superposition des fichiers de forme roches magmatiques et failles sur la carte des paléotempératures. A : champs de TRSCM-RSA sans les contours des isovaleurs. B : champs de TRSCM-RSA avec les contours des isovaleurs tous les 20°C.

Plusieurs arguments nous permettent de suggérer que dans les secteurs affectés par ce magmatisme bimodal (secteurs de Koudiat Kettara, Draa Manjel, Koudiat Bouzlaf, Koudiat Mirouga et Jbel Sarhlef, Figure III.49), la haute thermicité ($> 500^{\circ}\text{C}$) a été acquise durant la phase pré-orogénique, i.e. d'ouverture du bassin (D_0) :

- Les T_{RSCM} supérieures à 500°C n'affectent que les formations syn-rifts de Rhira et Sarhlef déposées du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur (Figure III.35, Figure III.36, Figure III.38 et Figure III.47).
- La sédimentation de ces formations syn-rifts s'accompagne d'un magmatisme bimodal intense au Carbonifère inférieur daté à environ 345 Ma.
- Au nord de l'intrusion de Kettara, la formation syn-rift de Sarhlef est recouverte par la formation transgressive post-rift de Teksim daté du Viséen supérieur-Namurien qui n'est pas affectée par les T_{RSCM} anormalement élevées $> 500^{\circ}\text{C}$. Au contraire, elle présente des T_{RSCM} ne dépassant pas 400°C , attribuées au métamorphisme régional M_2 comme le montrent les études pétrographiques qui décrivent un métamorphisme de faciès schiste vert (paragenèse à Qtz – Chl – Phg qui souligne la schistosité S_2), (Figure III.35, Figure III.36, Figure III.38 et Figure III.49).
- Comme le montrent les coupes géologiques (Figure III.35, Figure III.36, Figure III.38), aucune faille majeure n'est connue dans ce secteur entre la formation syn-rift de Sarhlef et la formation post-rift de Teksim. Ainsi, le « saut thermique » entre ces deux formations caractérisé par le passage brutal de T_{RSCM} supérieures à 500°C à des T_{RSCM} inférieures à 400°C ne peut être expliqué par des chevauchements ou des détachements.

En tenant compte de l'ensemble de ces arguments, nous considérons que ces T_{RSCM} supérieures à 500°C fortement corrélées au magmatisme bimodal, ont été générées par une forte anomalie thermique pré-orogénique reliée à l'épisode de déformation D_0 également responsable du magmatisme bimodal.

Un point important à discuter est l'enregistrement de cette thermicité par les roches. Dans la zone où le magmatisme bimodal est le plus intense, nous avons montré que les roches enregistrent des T_{RSCM} fortes (supérieures à 500°C), mais ne présentent pas un assemblage minéralogique en accord avec ces T_{RSCM} . La compréhension de ce phénomène sort du cadre de ce

travail de thèse, néanmoins nous pouvons proposer quelques hypothèses permettant d'apporter des pistes de réflexion :

- La composition chimique des roches est un facteur important qui va directement impacter la formation ou non de minéraux index. En effet, la présence de minéraux index dans une roche métamorphique est conditionnée par la composition chimique globale de la roche. Ainsi, les minéraux index typiques d'un faciès métamorphique peuvent-être absents si (1) les éléments chimiques qui les composent sont absents dans la roche originelle ou s'ils (2) sont présents dans des proportions très différentes de celles qui sont nécessaires à la formation de ces minéraux. Par exemple, les marbres et les quartzites sont des roches difficiles à placer dans un faciès métamorphique dû à l'absence de minéraux index. Cependant, notre zone d'étude est principalement constituée de roches pélitiques dont la composition chimique semble suffisante pour permettre la cristallisation d'une paragenèse métamorphique comme le montre les assemblages minéralogiques issus du métamorphisme régional. Il est donc difficile d'expliquer l'absence de paragenèses par cette hypothèse.
- En théorie, les transformations minéralogiques issues d'un métamorphisme prograde sont réversibles sous l'effet de changements de conditions P-T ou encore de la déformation. Dans notre cas d'étude, la déstabilisation ou la rétro-morphose complète des paragenèses établies lors cet événement de haute thermicité pré-orogénique (D₀), par un événement tectono-thermique postérieur tel que la phase majeure varisque (D₂) pourrait être une des hypothèses permettant d'expliquer l'absence de paragenèses anté-tectoniques. Cette idée est renforcée par les études pétrographiques qui ont montré que les paragenèses anté-tectoniques dans le faciès des hornfels à hornblendes établies aux abords des intrusions bimodales sont déstabilisées comme l'indique la rétro-morphose des blastes de cordiérites aux dépends de nouvelles paragenèses M₂ syn-tectoniques à Qtz – Chl – Phg – Ab ± Bt typiques du faciès schistes verts. Les fantômes de ces blastes rétro-morphosés de cordiérites sont toujours visibles dans les pourtours des intrusions bimodales et forment des témoins de cette histoire anté-tectonique. Cependant, dans le reste du secteur affecté par cette haute thermicité, aucune trace de paragenèse anté-

tectonique n'est reconnue, ce qui laisse penser que cette hypothèse de déstabilisation des assemblages minéralogiques n'est pas valable dans notre cas d'étude.

- La cinétique de réaction est également un facteur à prendre en compte. En effet, cette haute thermicité a été mise en évidence par la méthode de géothermométrie RSCM. Cette méthode est basée sur l'évolution structurale de la matière carbonée dont la transformation est considérée comme irréversible. Nous avons montré qu'aucune paragenèse minérale ne permet de confirmer ces hautes T_{RSCM} supérieures à 500°C, excepté dans l'environnement proche des intrusions bimodales. Une possibilité pour expliquer ceci, serait de considérer que la vitesse de transformation de la matière carbonée est plus rapide que la vitesse de cristallisation des minéraux métamorphiques. Ceci implique que le processus thermique responsable de ces hautes T_{RSCM} soit à la fois suffisamment long dans le temps pour permettre la transformation de la matière carbonée, mais également suffisamment court dans le temps pour ne pas former des minéraux métamorphiques ou ne pas permettre leurs croissances. Ce processus pourrait s'apparenter à un « flash thermique » à l'échelle des temps géologiques.

III.4.4.6.2 L'événement thermique syn-tectonique

L'événement thermique anté-tectonique ne permet pas d'expliquer la répartition de l'ensemble des T_{RSCM} . Notre étude structurale a montré que cet épisode anté-tectonique (D_0) est suivi par la phase varisque majeure (D_2). Cette phase varisque majeure est caractérisée par un raccourcissement NW-SE à WNW-ESE développant une déformation D_2 qui se traduit par la formation de plis kilométriques synschisteux orientés principalement N000 à N020, mais également N160 le long de la MSZ ou encore N070 le long de la faille de Mesret comme le montre la Figure III.50. Cette déformation s'accompagne d'un métamorphisme M_2 principalement dans le faciès schiste vert (Figure III.48). La forte relation spatiale entre la position des principaux synclinaux et les secteurs (Bou Kheris, nord de Kettara, Jbel Teksim) caractérisés par des T_{RSCM} comprises entre 300°C et 400°C (Figure III.50), nous permettent de suggérer que l'épisode de déformation D_2 est responsable de cette thermicité. Cette interprétation

est renforcée par la bonne corrélation entre les assemblages minéralogiques décrits et rattachés au métamorphisme M_2 et les T_{RSCM} calculées dans ces secteurs (Figure III.48 et Figure III.50).

Les données de T_{RSCM} sont également en accord avec les données pétrographiques au niveau de la bande nord-sud formée par la formation post-rift de Skhirat qui se caractérise par un métamorphisme régional ne dépassant l'épizone supérieure (Figure III.48) et des T_{RSCM} comprises entre 304°C et 325°C (Figure III.50).

III.4.4.6.3 L'événement thermique post-tectonique

Dans le secteur de Sidi Bou Othmane, la distribution des T_{RSCM} comprises entre environ 600°C et 660°C montre la présence d'un plateau thermique s'étendant sur plus de 10 km (Figure III.50). Cette structuration thermique n'est pas affectée par l'épisode de déformation D_2 comme l'indique la sub-horizontalité des isovaleurs de T_{RSCM} qui recoupe les structures D_2 (Figure III.50A). Par conséquent, cet épisode de thermicité est soit postérieur à la phase de déformation D_2 , ou soit que la diffusion de la chaleur dans les roches est lente ce qui peut expliquer le fait que la thermicité se poursuive au-delà de D_2 .

Comme le montre la carte de zonéographie du métamorphisme (Figure III.48), le secteur de Sidi Bou Othmane est affecté par un métamorphisme de contact syn- à post-tectonique qui atteint le facies hornfels à hornblende. Ce métamorphisme de contact est donc responsable de cet épisode de haute thermicité dont le pic thermique a été atteint après l'épisode de déformation D_2 .

Ce plateau thermique s'atténue très rapidement vers l'ouest le long de la zone de cisaillement de la MSZ (Figure III.50). Ceci montre que le jeu décro-chevauchant de la MSZ est postérieur à cette structuration thermique et confirme qu'elle correspond à une discontinuité structurale majeure comme l'ont proposé Essaifi et al., 2001 et Lagarde & Choukroune, 1982. Par contre, il est difficile d'interpréter l'atténuation vers l'est de ce plateau thermique étant donné le manque de données de T_{RSCM} .

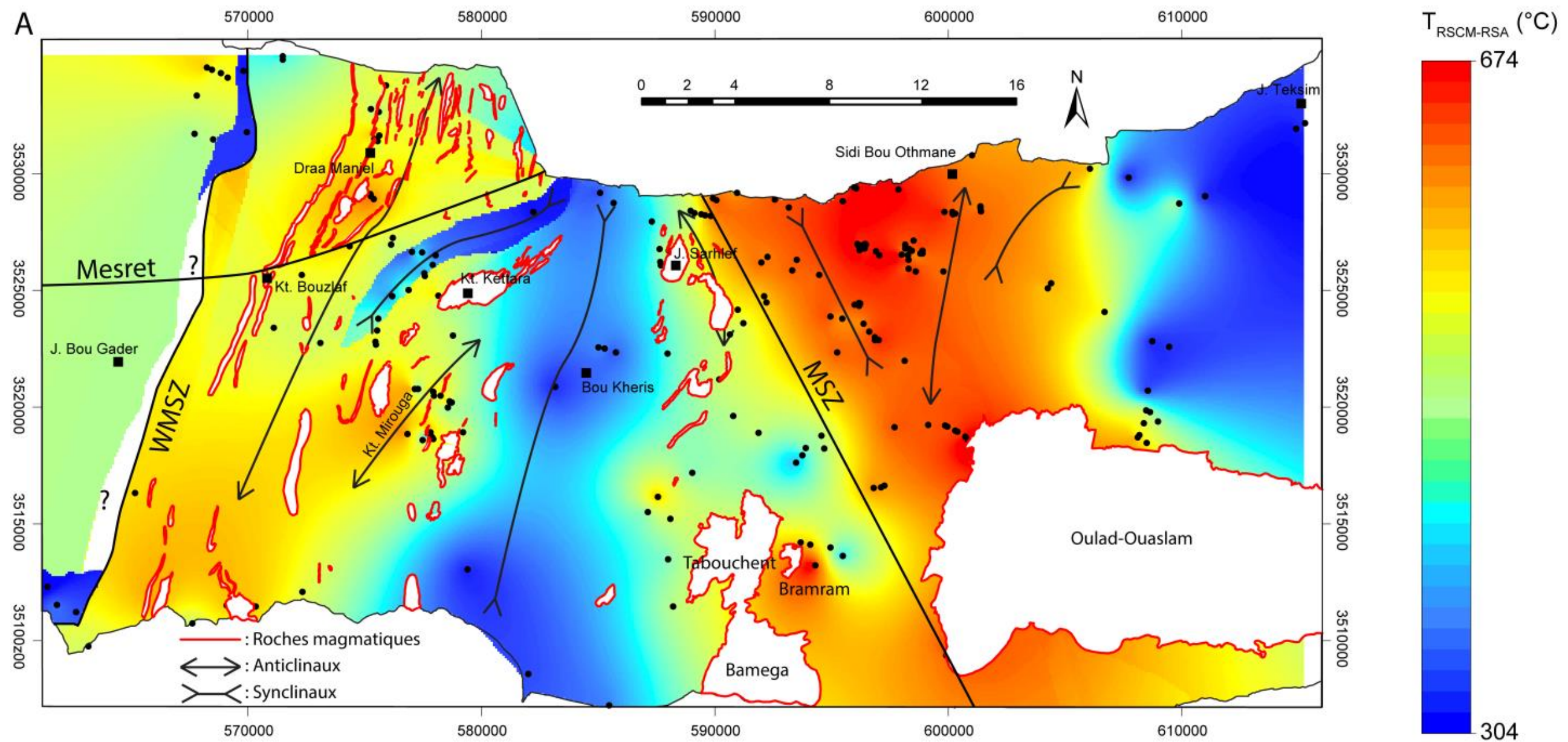


Figure III.50 : Superposition des fichiers de forme roches magmatiques et failles sur la carte des paléotempératures ainsi que des principaux anticlinaux et synclinaux. A : champs de $T_{RSCM-RSA}$ sans les contours des isovaleurs. B : champs de $T_{RSCM-RSA}$ avec les contours des isovaleurs tous les 20°C.

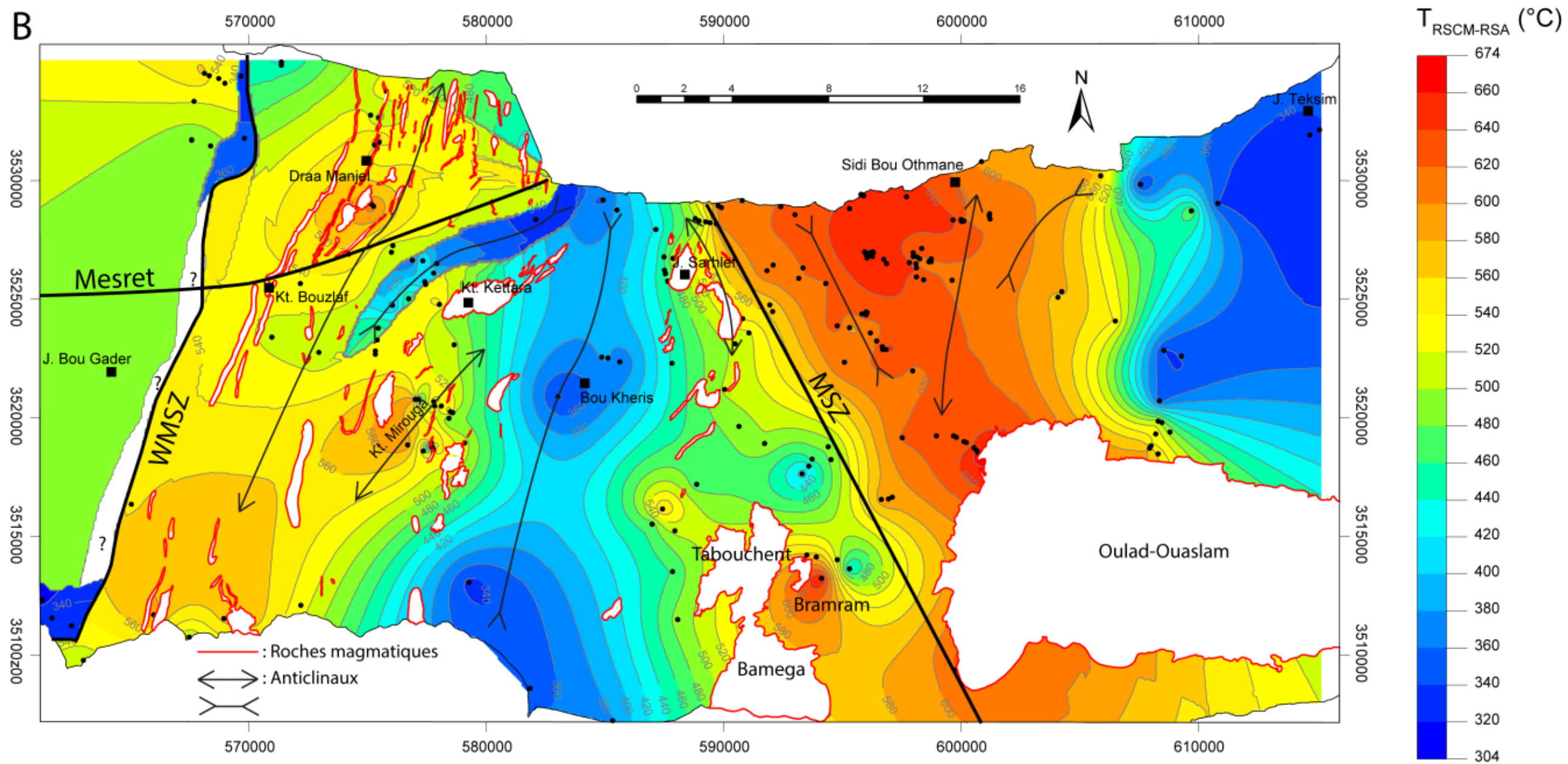


Figure III. 50 (suite) : Superposition des fichiers de forme roches magmatiques et failles sur la carte des paléotempératures ainsi que des principaux anticlinaux et synclinaux. A : champs de $T_{RSCM-RSA}$ sans les contours des isovaleurs. B : champs de $T_{RSCM-RSA}$ avec les contours des isovaleurs tous les 20°C.

III.4.4.7 Synthèse de l'analyse thermique par géothermométrie RSCM

L'interprétation de la distribution des T_{RSCM} sur les coupes géologiques et sur la carte des paléotempératures, associée à nos observations de terrain et aux données de la bibliographie, a permis de montrer que :

- La répartition des T_{RSCM} n'est pas aléatoire, au contraire plusieurs structures thermiques sub-méridiennes existent.
- Ces structures thermiques ne sont pas toutes liées au même événement géologique.
- Une partie de cette thermicité est liée à la phase pré-orogénique D_0 comme le montre la forte corrélation spatiale entre les T_{RSCM} et les corps magmatiques dont les âges s'étalent de 358 ± 7 Ma et 336 ± 4 Ma.
- Cette thermicité pré-orogénique n'est pas seulement localisée dans l'environnement proche des intrusions mais affecte également (1) l'ensemble des roches localisées dans la zone du magmatisme bimodal et (2) les terrains de la formation anté-rift de Bou Gader comme le montrent les T_{RSCM} élevées supérieures à 500°C ne pouvant être expliquées par les assemblages minéralogiques.
- Ces T_{RSCM} élevées dans ce secteur sont les témoins d'un événement thermique pré-orogénique de grande ampleur qui serait également responsable de la mise en place des intrusions magmatiques.
- L'absence de paragenèses cohérentes avec ces T_{RSCM} pourrait être expliquée par la cinétique de réaction qui impliquerait que la vitesse de transformation de la matière carbonée est plus rapide que la vitesse de cristallisation des minéraux métamorphiques.
- Un second épisode thermique est enregistré dans les formations post-rifts de Skhirat et de Teksim comme le montre la présence de « sauts thermiques ». La bonne corrélation entre les T_{RSCM} comprises entre 300°C et 400°C et entre les structures géologiques et les paragenèses minérales développées lors de la phase varisque majeure (D_2), suggère que cette thermicité est liée à cet épisode.

- La présence d'un plateau thermique de haute T_{RSCM} (600 à 660°C) qui recoupe les structures D_2 montre l'existence d'un troisième épisode thermique post-déformation D_2 lié à la mise en place d'intrusion post-tectonique (leucogranites).

Chapitre III.5 Synthèse et discussions des contraintes structurales, géochronologiques et thermiques obtenues sur notre zone d'étude

III.5.1 La phase extensive D_0 : ouverture du bassin des Jebilet

La phase D_0 correspond à l'ouverture du bassin des Jebilet qui a débuté au Dévonien supérieur (Faménien ~ 370 Ma) avec le dépôt des formations syn-rifts de Rhira et de Sidi Bou Othmane. La sédimentation se poursuit durant le Carbonifère inférieur avec les formations syn-rifts de Sarhlef et Kharrouba et se termine au Viséen supérieur-Namurien avec les formations post-rift de Teksim et de Skhirat (~ 325 Ma), (Figure III.51 et Figure III.52). Cette phase d'ouverture et de sédimentation est contrôlée par le jeu de failles normales N20 et transcurrentes N70 senestres selon un schéma de bassin en pull-apart (Figure III.52). Durant cette période d'extension, l'approfondissement maximal est associé à un magmatisme important nouvellement daté entre 358 ± 7 Ma et 336 ± 4 Ma (Figure III.51). Ce magmatisme est représenté par deux grandes familles de roches magmatiques :

- Le magmatisme bimodal dans les Jebilet Centrales caractérisé par des sills et des dykes acides et basiques/ultrabasiques de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur dans certains cas (intrusions de Kettara, de Sarhlef, de Bouzlaf...). Les intrusions acides sont représentées par des granophyres tandis que les roches basiques et ultrabasiques correspondent principalement à des gabbros et des troctolites qui possèdent des signatures géochimiques tholéïtiques typiques d'un contexte d'extension intracontinental.
- Le magmatisme granodioritique à signature calco-alkaline représenté par les intrusions de Baméga, Tabouchent et Oulad-Ouaslami. La mise en place de ces intrusions s'accompagne d'un métamorphisme de contact qui atteint le faciès hornfels à pyroxène et dont l'auréole s'étend sur environ 3 km.

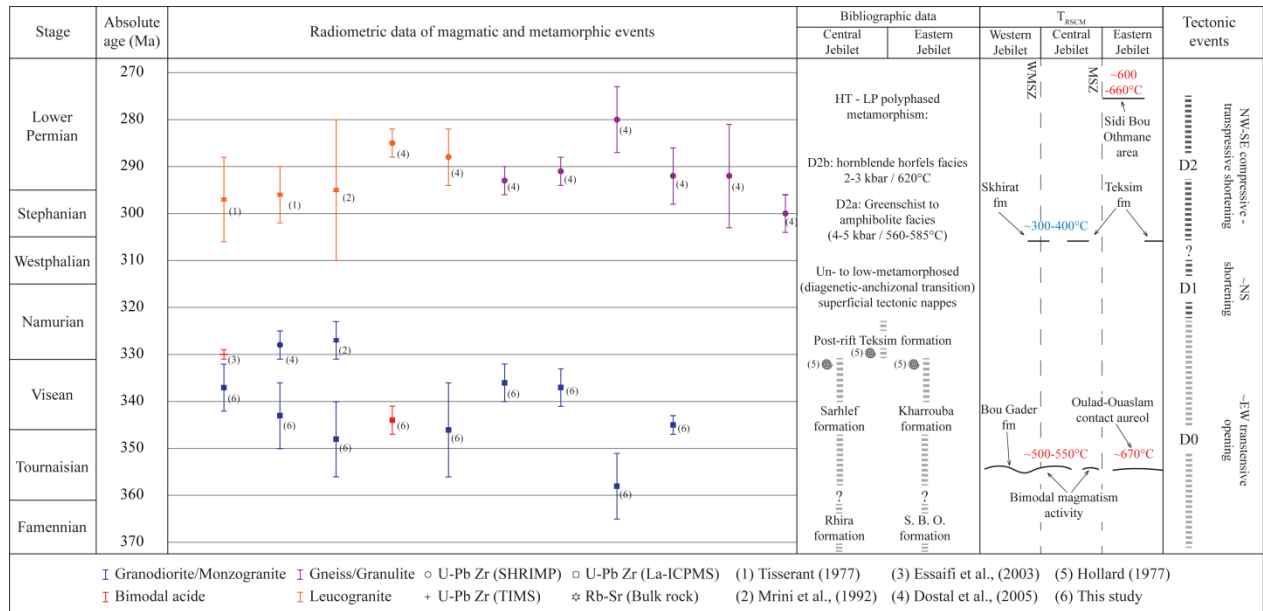


Figure III.51 : Compilation des données stratigraphiques, géochronologiques, structurales et de T_{RSCM} dans le massif des Jebilet,

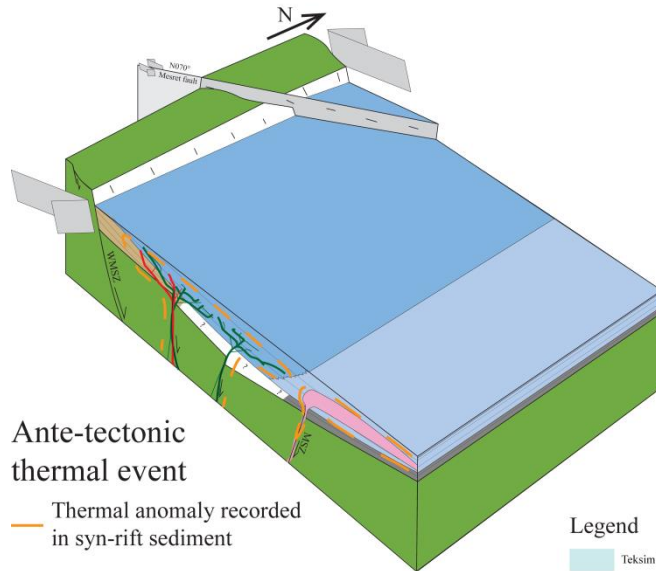
La présence d'un magmatisme représenté principalement par (1) des rhyolites datées de 331.7 ± 7.9 Ma (Marcoux et al., 2008), et (2) de dyke basique dans la partie la plus occidentale de la formation post-rift de Teksim montre la poursuite de l'activité magmatique syn-sédimentaire au Viséen supérieur-Namurien (Figure III.51). Ce magmatisme est l'expression d'un épisode de haute thermicité associé à la tectonique extensive et qui a affecté au moins une partie du bassin des Jebilet au Carbonifère inférieur.

Les sédiments localisés autour des intrusions dans le bassin des Jebilet ont également enregistré cet épisode de haute thermicité comme le montre notre étude par la géothermométrie RSCM (Figure III.51). En effet, autour des intrusions granodioritiques, les T_{RSCM} supérieures à 500°C traduisent l'influence de l'auréole de contact. Dans les Jebilet Centrales, autour des sills et dykes bimodales, les sédiments montrent également des T_{RSCM} majoritairement supérieures à 500°C (Figure III.51). Etant donné que ces T_{RSCM} : (1) affectent les sédiments des formation syn-rift de Sarhleif et Rhira dans lesquelles se mettent en place le magmatisme bimodal, mais (2) n'affectent pas les sédiments post-rift des formation de Teksim et de Skhirat déposés au Viséen supérieur-Namurien qui eux sont métamorphisés par la phase tectono-métamorphique varisque (D₂), on en déduit que cette thermicité a été acquise pendant la période d'extension et de dépôt de la formation syn-rift de Sarhleif (D₀), i.e. au Carbonifère inférieure. Cette interprétation est renforcée par le fait que notre étude de la thermicité par la géothermométrie RSCM montre une diminution brutal (« saut thermique » des T_{RSCM} entre la formation syn-rift de Sarhleif (T_{RSCM}

supérieures à 500°C) et la formation post-rift de Teksim (T_{RSCM} inférieures à 400°C). Ces « sauts thermiques » ne peuvent être expliqués par un contact tectonique puisqu'aucune faille majeure n'est décrite entre ces deux formations. La formation post-rift de Teksim étant transgressive sur la formation de Sarhlef (Bordonaro, 1983), ceci montre que son dépôt s'opère lors d'un approfondissement du milieu au Viséen supérieur-Namurien donc d'une nouvelle phase de sédimentation ce qui pourrait expliquer le fait qu'elle n'enregistre pas ces T_{RSCM} (Figure III.52).

Le dépôt de la formation post-rift de Teksim daté du Viséen supérieur-Namurien marque le comblement du bassin des Jebilet et annonce un changement de régime tectonique représenté par le début de la phase varisque (Figure III.52).

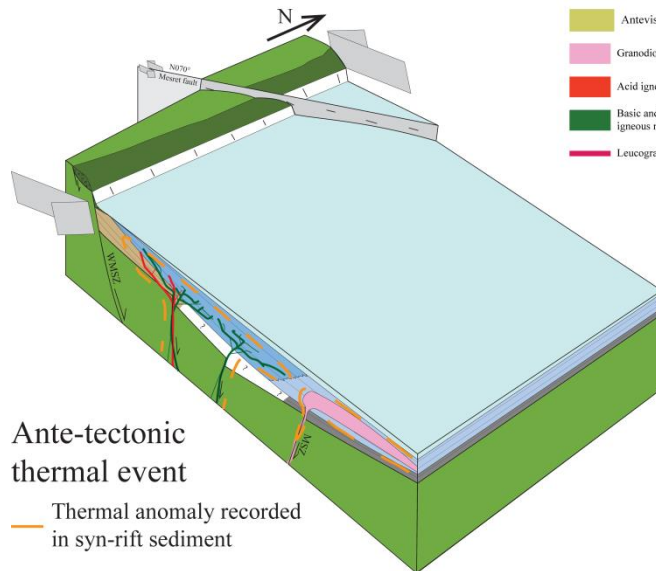
D0: 370 Ma - ~330 Ma
Syn-rift sedimentation



Ante-tectonic
thermal event

— Thermal anomaly recorded
in syn-rift sediment

D0: ~330 Ma - 325 Ma
Post-rift Teksim formation
sedimentation



Ante-tectonic
thermal event

— Thermal anomaly recorded
in syn-rift sediment

Legend

- Teksim fm
- Kharrouba fm
- Sarhlef fm
- Sidi Bou Othmane fm
- Rhira fm
- Skhirat fm
- Antevisean autochthonous nappes
- Antevisean allochthonous nappes
- Granodioritic magmatism
- Acid igneous rocks
- Basic and ultrabasic igneous rocks
- Leucogranite

Figure III.52 : Blocs diagrammes 3D schématiques présentant l'évolution du massif des Jebilet du Faménien au Viséen supérieur-Namurien.

III.5.2 Les phases compressives D_1 et D_2 : structuration varisque du massif des Jebilet

Les premiers signes de la compression varisque, correspondant à la phase D_1 , nous sont donnés dans les Jebilet Orientales par la mise en place de nappes superficielles composées de terrains datés de l'Ordovicien au Dévonien (Figure III.51 et Figure III.53). Ces nappes viennent recouvrir la formation de Teksim et la formation de Kharrouba via un niveau de brèches chaotiques dont les éléments les plus jeunes sont datés du Viséen supérieur-Namurien (~325 Ma). La mise en place de ces nappes s'accompagne d'une déformation représentée par (1) des plis couchés à vergence principalement vers l'ouest qui s'accompagne d'une rare schistosité S_1 localisée principalement dans les charnières des plis, (2) un boudinage subhorizontal dans certains niveaux lié à un contraste de compétence et causé par l'étirement des sédiments non lithifiés, (3) un réseau de veines extensives subverticales et (4) la présence de structures de pression-dissolution liée aux effets de la compaction. L'ensemble de ces structures sont caractéristiques d'une déformation dans des sédiments peu ou pas lithifiés ce qui montre une mise en place à faible profondeur. Les données de cristallinité de l'illite, localisées à la transition des domaines diagénétique-anchizonal confirment la mise en place superficielle de ces nappes qui n'aurait pas dépassé des températures de 150-200°C (Bamoumen, 1988)

La phase de déformation D_1 est suivit par la phase varisque majeure D_2 responsable de la structuration du massif des Jebilet (Figure III.51 et Figure III.53). La phase D_2 correspond à une déformation polyphasée :

- La déformation D_{2a} est caractérisée par la mise en place de plis kilométriques isoclinaux droits à déversés orientés N0-N30. Ces plis possèdent une foliation de plan axial S_{2a} à laquelle sont associées des paragenèses métamorphiques M_{2a} allant du faciès schiste vert au faciès amphibolite (Figure III.51). L'absence de linéations indique un régime de déformation coaxial par aplatissement.
- Dans les secteurs où l'intensité de la déformation D_2 augmente apparaît un composante cisailante dextre orientée N20 et correspondant à la déformation D_{2b} transpressionnelle. D_{2b} développe des couloirs de cisaillement à toutes les échelles telle que la MSZ et la WMSZ qui reprennent les plis D_{2a} et qui génère des plis de second ordre hectométriques à métriques ainsi qu'une schistosité de crénulation orientée N0-N30. La zone de cisaillement N160 de la MSZ qui développe une

schistosité de crénulation orienté NNW-SSE recoupant la foliation S_{2a} est à intégrer dans ce schéma (Lagarde & Choukroune, 1982; Le Corre & Saquaue, 1987). L'épisode de déformation D_{2b} se produit dans des conditions métamorphiques rétrogrades comme le montre la présence d'une schistosité de fracture, et s'accompagne de la mise en place d'intrusions leucogranitiques syn- à post-tectoniques comme le pluton de Bramram (Figure III.51 et Figure III.53). Ces dernières induisent un métamorphisme de contact M_{2b} atteignant le faciès hornfels à hornblende (Figure III.51 ; Delchini et al., 2016; El Hassani, 1980). Certaines de ces intrusions sont considérées comme cachées à faible profondeur (secteurs de Sidi Bou Othmane, Mirouga et Bouzlaf), comme le montre la présence de paragenèses typiques de M_{2b} à l'affleurement (El Hassani, 1980).

- L'ensemble des structures D_{2a} et D_{2b} sont recoupées ou réorientées par la déformation D_{2c} correspondant au dernier incrément de D_2 . D_{2c} est caractérisée par la localisation progressive de la déformation le long (1) de failles inverses et (2) d'un réseau anastomosé de zones de cisaillement conjuguées N70 et N130 (Figure III.53).

L'ensemble de ces structures révèlent une évolution progressive du régime de déformation de D_2 depuis une déformation en compression coaxiale à une déformation en transpression dextre. Ce schéma est compatible avec un raccourcissement horizontal WNW-ESE à NW-SE et peut être décrit comme une déformation continue conduisant au développement d'une structure en fleur asymétrique (Figure III.53 ; Bordonaro, 1983 ; Essaifi et al., 2001, Lagarde, 1985, Lagarde et Choukroune, 1982, Le Corre et Bouloton, 1987). Les datations des minéraux métamorphiques et des intrusions syn-tectoniques associés à la déformation D_2 , montre qu'elle s'est produite au Carbonifère supérieur-Permien inférieur (310-280 Ma).

Les T_{RSCM} obtenues dans les formations post-rifts de Skhirat et Teksim varient entre 300 et 400°C et sont en accord avec les paragenèses du métamorphisme M_2 établies qui atteint le faciès schiste vert dans ces secteurs. Ceci montre que ces T_{RSCM} ont été acquises pendant l'épisode de déformation D_2 (Figure III.53).

Les isovaleurs des T_{RSCM} dans le secteur de Sidi Bou Othmane, comprises entre 600°C et 660°C, recoupent les structures D_2 ce qui montre que le pic thermique a été atteint après la phase

de déformation D₂ dans ce secteur. Cet épisode thermique est relié à la mise en place des intrusions syn- post-tectoniques datées vers 295 Ma (Figure III.53).

D1: 325 Ma - 310 Ma?

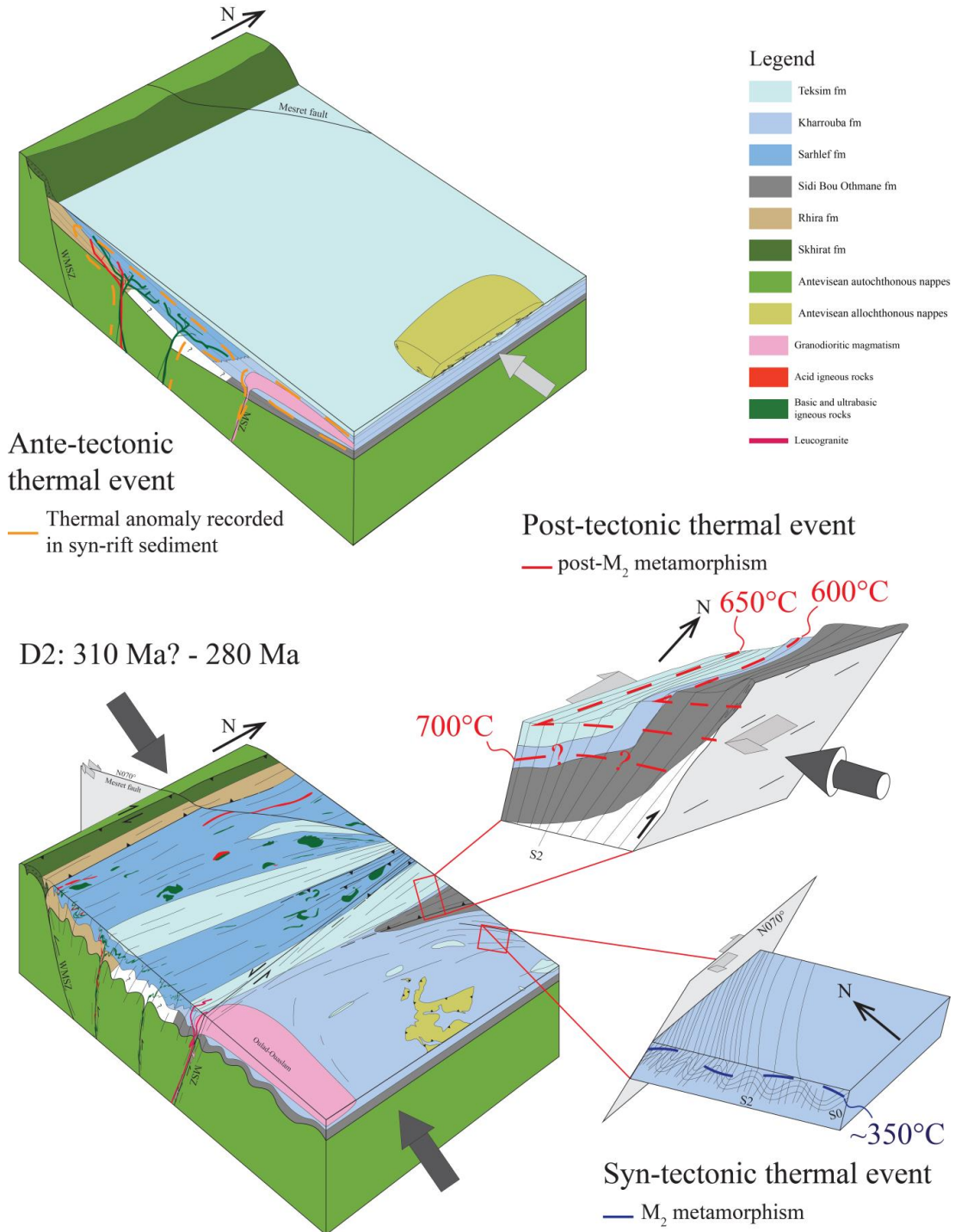


Figure III.53 : Blocs diagrammes 3D schématiques présentant l'évolution du massif des Jebilet du Viséen supérieur-Namurien au Permien inférieur.

Les données de T_{RSCM} montrent la présence de « sauts thermiques » au niveau des principales zones de décro-chevauchements correspondant à la MSZ et à la WMSZ.

Il est important de noter que malgré cette déformation D_2 , il est possible de suivre sur de grandes distances les repères stratigraphiques mais également les isothermes révélés par les T_{RSCM} et liés au métamorphisme M_2 ce qui montre également l'absence de discontinuité structurale majeure. La localisation ultime de la déformation dans des zones de cisaillement d'échelle crustale et dans des failles inverses ne modifie pas non plus la structure d'ensemble du massif. Ce style de déformation indique que la croûte du massif des Jebilet a subi un épaissement distribué et modéré. Ceci permet également d'expliquer que les isothermes acquis lors de la thermicité pré-orogénique associée à la phase extensive D_0 n'apparaissent pas plissés.

Trois pseudosections ont été réalisées dans ce travail dans le secteur de Sidi Bou Othmane (Figure III.20) et nous permettent de raffiner les conditions P-T maximales atteintes dans notre zone d'étude en calculant les gradients géothermiques :

- Le métamorphisme régional M_{2a} associé à la phase de déformation D_{2a} , a atteint ponctuellement le faciès amphibolite (paragenèse à Grt – St). Les conditions P-T obtenues sur la pseudosection sont de 4-5 kbar et 560-585°C. Donc à 4.5 kbar, soit à ~15 kms (considérant un géotherme moyen de 33°C/km), la température est de ~570°C, ce qui donne un gradient géothermique chaud de 38°C/km.
- Le métamorphisme M_{2b} , associé à la phase de déformation D_{2b} et lié à la mise en place d'intrusion syn- à post-tectonique, a atteint le faciès des hornfels à hornblende. Les conditions P-T obtenues sur les pseudosections pour M_{2b} varient entre 2 ± 0.5 kbar et $625 \pm 25^\circ\text{C}$ et entre 3 ± 0.5 kbar et $620 \pm 12^\circ\text{C}$. Considérant un géotherme moyen de 33°C/km, le gradient géothermique correspondant varie entre 95°C/km et 62°C/km.

Ces gradients géothermiques calculés et associés aux déformations D_{2a} ou D_{2b} , indiquent un régime thermique de haute température pour des pressions relativement basses et ceci sur un vaste secteur comme l'a montré notre étude de la thermicité par la géothermométrie RSCM ou dans la partie ouest des Jebilet Orientales, les T_{RSCM} sont supérieures à 600°C sur près de 10 km (Figure III.50).

III.5.3 Bilan de notre travail dans le massif des Jebilet

L'acquisition de nouvelles données structurales, géochronologiques et thermiques dans le massif des Jebilet nous a permis de mieux contraindre son évolution tectono-thermique depuis le Dévonien supérieur jusqu'au Permien inférieur. Nous avons pu notamment montrer l'existence d'un événement extensif (D_0) du Faménnien au Viséen supérieur-Namurien suivi par un événement compressif majeur (D_2) du Viséen supérieur-Namurien au Permien inférieur auxquels sont associés des gradients métamorphiques respectivement de haute ($50^\circ\text{C}/\text{km}$) et de très hautes températures ($38^\circ\text{C}/\text{km}$ et entre $62^\circ\text{C}/\text{km}$ et $95^\circ\text{C}/\text{km}$). Ces gradients métamorphiques témoignent de l'existence d'une anomalie thermique de haute température qui a perduré dans le temps et qui a également généré une importante activité magmatique (magmatisme bimodal et granodioritique au Carbonifère inférieur, et leucogranitique au Carbonifère supérieur-Permien inférieur).

Ces gradients géothermiques chaud calculés pour les événements tectoniques D_0 et D_2 dans le massif des Jebilet amènent une discussion intéressante concernant la source de cette chaleur ainsi que son effet sur l'évolution tectonique du massif des Jebilet depuis le Dévonien supérieur jusqu'au Permien inférieur.

III.5.4 Aspects thermiques sur l'évolution tectonique du massif des Jebilet

Thompson et al. (2001) ont montré à partir de modèles thermomécaniques que lors des phénomènes d'inversion tectonique, les rifts intracontinentaux jeunes possédant une croûte thermiquement ramollie par un apport de chaleur externe tel que des injections magmatiques ou un panache mantellique, sont caractérisés par un épaissement crustal modéré. En d'autres termes, les structures thermiques et rhéologiques acquises pendant l'épisode de rifting sont responsables de l'évolution thermomécanique du bassin pendant le raccourcissement et contrôlent à la fois l'épaissement crustal mais également l'exhumation lorsque le domaine épaissi se refroidit et se rigidifie.

Un point important est de tenir compte de la période pendant laquelle le domaine aminci va rester chaud et ramolli après l'arrêt de l'anomalie thermique. Pour répondre à cette question, Thompson et al. (2001) se sont basés sur des bassins intracontinentaux actuels tel que les rifts Est africain et Baikal, le graben du Rhin, la mer de Salton Trough et la mer Tyrrhénienne. Les mesures de flux de chaleur dans les rifts actifs et cénozoïques montrent des valeurs de surface

fortes, entre 110 et 130 mW/m². Les données sismiques dans ces secteurs indiquent que (1) la lithosphère est fortement amincie, (2) le Moho est exceptionnellement haut et (3) l'activité magmatique basique-ultrabasique est importante. L'ensemble de ces données leur ont permis de montrer que le budget thermique de la région amincie persistait pendant 30-40 Ma après l'arrêt de l'anomalie thermique.

L'évolution tectonique et thermique du massif des Jebilet précédemment présentée est cohérente avec ce type de scénario. En effet, l'événement compressif D₂ peut être corrélé avec l'anomalie thermique héritée et développée pendant la phase de rifting intracontinental D₀ du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur. La durée de relaxation thermique entre la phase de rifting à laquelle sont associés les derniers pulses magmatiques entre environ 340-330 Ma et le début de la phase compressive D₂ vers environ 310 Ma est de 20 à 30 Ma au maximum (Figure III.51 et Figure III.53). Cette durée de 20 à 30 Ma suggère que la croûte sous le massif des Jebilet était suffisamment chaude pour générer un domaine modérément épaissi lors du raccourcissement, caractérisé par un métamorphisme de haute température de type Buchan comme le montre les gradients géothermiques du métamorphisme régional de 38°C/km.

Cet héritage thermique de la croûte était également suffisant pour maintenir le domaine orogénique tectoniquement actif pendant encore 30 Ma (de 310 à 280 Ma) même lors d'événements tectoniques polyphasés superposés comme le montre la mise en place des intrusions leucogranitiques syn- à post-tectoniques qui ont généré un métamorphisme de très haute température comme l'indique les gradients géothermiques compris entre 62°C/km à 95°C/km. En tenant compte de ce scénario, nous considérons que la source de chaleur responsable des trois événements thermiques (syn-rift D₀, syn-déformation D₂ et post-déformation D₂) identifiés dans notre étude est continue et que par conséquent, ces trois événements thermiques ne sont pas si dissociés les uns des autres.

IV. Evolution géodynamique



Vue vers le nord-ouest du synclinal perché de la mine de graphite Saint-Louis (Jebilet)

Plusieurs modèles géodynamiques ont été proposés pour expliquer l'évolution de la Meseta marocaine y compris le massif des Jebilet. Les quatre modèles proposés (Essaifi et al., 2013; Michard et al., 2008, 2010; Pique & Michard, 1989; Roddaz et al., 2002) ont été déjà discutés dans la section II.2.2. Dans ce chapitre nous ne rappelons que les deux modèles proposés par Michard et al. (2008, 2010) et Essaifi et al. (2013) (Figure IV.1) car les modèles de Pique & Michard (1989) et de Roddaz et al. (2002) décrits dans la section II.2.2, ne tiennent pas compte de la présence de la zone de subduction de l'océan Rhéïque entre l'Afrique (Meseta et craton ouest africain) et Laurussia (Michard et al., 2008, 2010).

Le modèle de Michard et al. (2008, 2010) propose une subduction vers l'est de la lithosphère Rhéïque sous le domaine mésétien au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur (Figure IV.1A). Cette subduction aurait permis l'ouverture des bassins de la Meseta (bassins d'avant-arc au-dessus de la subduction Rhéïque) par le recul de la plaque plongeante (« slab roll-back ») permettant la remontée de courants asthénosphériques (Figure IV.1A). Ce phénomène engendrerait un magmatisme de nature alcaline-transitionnelle et tholéïitique associé à un contexte extensif/transtensif depuis le Faménno-Tournaisien jusqu'au Viséen, traduisant un amincissement crustal qui n'atteint pas l'océanisation. Ce modèle décrit aussi la présence d'un magmatisme calco-alcalin qui se développe du Tournaisien au Namurien avec des laves (andésites, rhyolites, ignimbrites) et des granites. Il faut noter que dans ce modèle, la suture Rhéïque est localisée à plusieurs centaines de kilomètres à l'ouest de la Meseta Occidentale, cachée sous les eaux de l'Atlantique (Figure IV.1A).

Le modèle d'Essaifi et al. (2013) propose une subduction vers l'ouest sous le domaine mésétien qui débute au Tournaisien responsable de la fusion partielle du manteau lithosphérique et de la genèse du magmatisme calco-alcalin dans la Meseta Orientale à partir de 350 Ma qui forme un arc magmatique (Figure IV.1B). Selon ce modèle, cette subduction se serait arrêtée au Viséen (330 Ma) et aurait subi un phénomène de « slab break-off » responsable la remontée de courants asthénosphériques chauds et de la genèse du magmatisme bimodal dans les bassins pull-apart de la Meseta Occidentale dans un contexte régional compressif. Cette érosion progressive de la lithosphère et son remplacement par l'asthénosphère chaude se poursuit jusqu'au Carbonifère supérieur (300 Ma) produisant une anomalie thermique responsable du

métamorphisme BP-HT et de la fusion crustale dont sont issus les magmas leucogranitiques dans la Zone Centrale de la Meseta Occidentale (Figure IV.1B).

IV.1 Discussion des différents modèles

Le modèle proposé par Michard et al. (2008, 2010) est un modèle idéalisé permettant de synthétiser l'ensemble des observations existantes dans le domaine Mésétien.

L'évolution tectono-thermique du massif des Jebilet que nous proposons dans ce travail est en accord avec un grand nombre de points illustrés par le modèle proposé par Michard et al. (2008, 2010). En effet, selon ce modèle, la formation des bassins de la zone centrale comprenant le bassin des Jebilet, débute au Dévonien inférieur-moyen (~400 Ma) et se termine au Viséen supérieur (330 Ma), (Figure IV.1A). Cette période est en accord avec les âges que nous avons obtenus dans cette étude qui vont de ~370 à ~325 Ma. Selon ces auteurs, l'ouverture de ces bassins ainsi que l'activité magmatique importante serait liée à un processus de délamination lithosphérique par « slab roll-back » permettant la remontée d'un courant asthénosphérique chaud (Figure IV.1A). Cette remontée d'un courant asthénosphérique chaud pourrait être responsable de la haute thermicité enregistrée par des sédiments (> 500°C) révélée par la géothermométrie RSCM.

L'inversion de ces bassins liés à la phase compressive varisque débute à 320 Ma et se termine à 300 Ma selon ce modèle (Figure IV.1A). Notre évolution tectono-thermique du massif des Jebilet montre que cette phase compressive varisque se fait en plusieurs étapes et sur un laps de temps plus long. En effet, les prémices de cette phase varisque majeure se font ressentir au Viséen supérieur-Namurien (~325 Ma) avec la mise en place des nappes superficielles (D₁) dans les Jebilet Orientales et correspondant à la zone des nappes sur le modèle de la Figure IV.1A ou aucun âge n'est proposé. Selon, le modèle de Michard et al. (2008, 2010) la mise en place de ces nappes serait reliée à des chevauchements crustaux, ce que nous ne pouvons confirmer ou infirmer à partir de nos travaux. La phase de déformation majeure D₂ dans le massif des Jebilet débute vers 310 Ma et se termine au Permien inférieur vers 280 Ma selon nos travaux donc bien après le Carbonifère supérieur comme le propose Michard et al. (2008, 2010) dans ce modèle. Cette phase de déformation D₂ est associée à un magmatisme et un métamorphisme de BP-HT. Ces données montrent que le massif des Jebilet n'a pas été impliqué dans la zone interne d'un orogène mais qu'au contraire, il correspond à un domaine externe plissé. Par conséquent, ce

modèle ne propose pas d'explication concernant l'origine de la haute thermicité qui a affecté un domaine externe plissé.

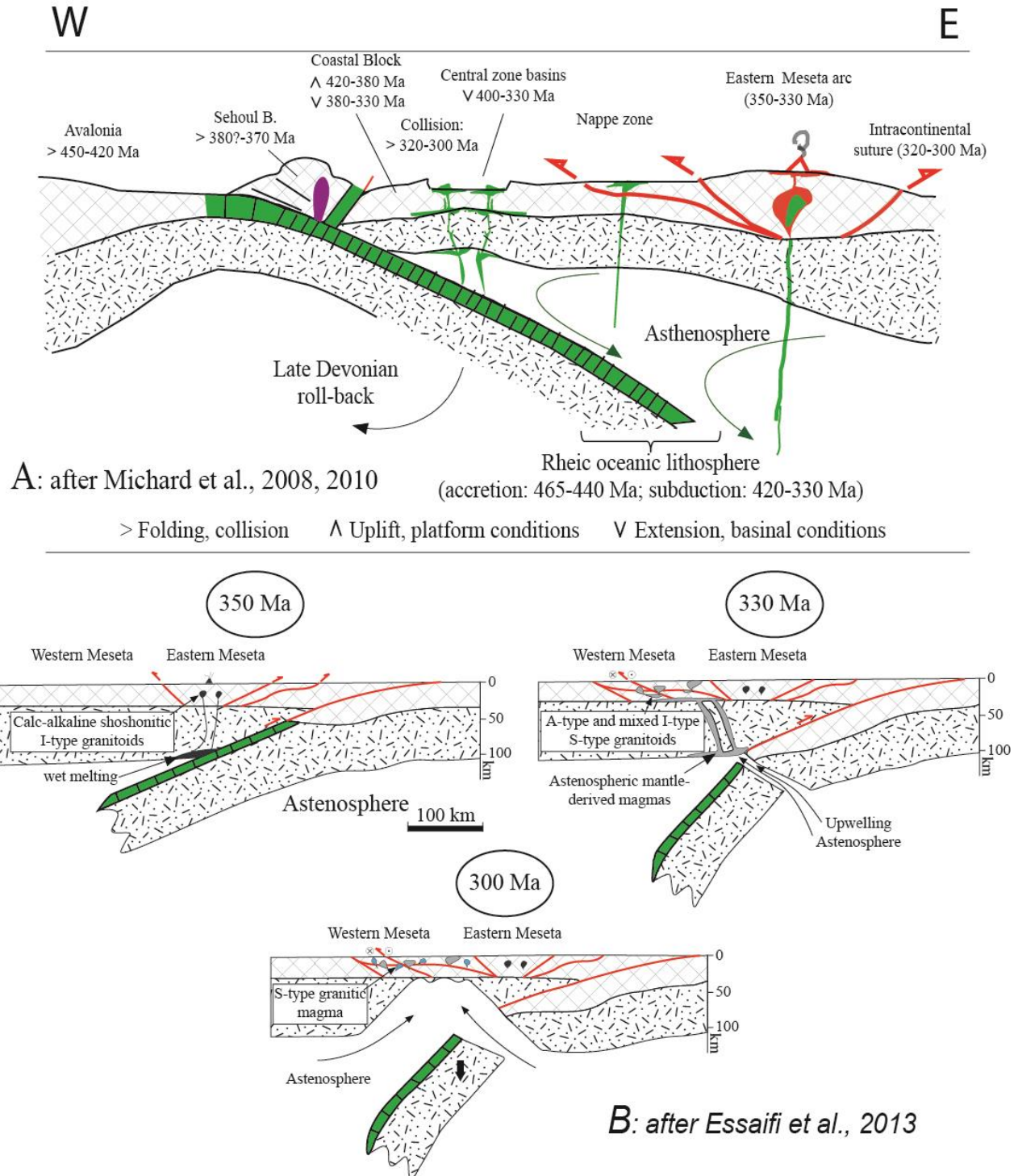


Figure IV.1: Modèles géodynamiques proposés pour expliquer l'évolution de la Meseta du Dévonien supérieur au Permien inférieur. (A) Subduction de l'océan Rhéique vers l'Est entraînant la formation de bassins avant et arrière arcs dans le bloc mésétien (modifié d'après Michard et al., 2008, 2010). (B) Evolution de la Meseta durant le Carbonifère impliquant une subduction vers l'ouest suivit par un « slab break-off » induisant la remontée de courants asthénosphériques chauds érodant la lithosphère (modifié d'après Essaifi et al., 2013)

Le modèle proposé par Essaifi et al. (2013) est principalement basé sur l'évolution géochimique des magmas mises en place dans la Meseta. Les différents stades présentés sont par conséquent contrains par les âges obtenus autour de 330 Ma et de 300 Ma sur différentes roches magmatiques qui proviennent principalement du massif des Jebilet (Essaifi et al., 2003; Mrini et al., 1992; Tisserant, 1977). Cependant, les âges autour de 330Ma ne représente que la partie finale de la période de l'activité magmatique que nous avons datée de 358 ± 7 Ma et 336 ± 4 Ma, ce qui modifie par conséquent l'âge de 330 Ma du stade 2 du modèle d'Essaifi et al. (2013), (Figure IV.1B).

Pour expliquer la diversité géochimique des magmas dans les différents secteurs de la Meseta, Essaifi et al. (2013) font intervenir une subduction au Tournaisien suivie par une délamination lithosphérique par « slab break-off » à 330 Ma permettant la remontée d'un courant chaud asthénosphérique qui se poursuit jusqu'à 300 Ma (Figure IV.1B). Selon ces auteurs, ce courant asthénosphérique chaud induit une anomalie thermique de haute température responsable du métamorphisme BP-HT et de la fusion crustale. Notre étude suggère que cette anomalie thermique a eu lieu bien avant les 330 Ma mais à partir d'environ 360 Ma comme l'indique l'âge le plus vieux daté de 358 ± 7 Ma que nous avons obtenue dans ce travail. Les courants asthénosphériques chauds qui génèreraient une importante activité magmatique permettrait également d'expliquer l'événement de haute thermicité pré-orogénique ($> 500^{\circ}\text{C}$) que nous avons déterminée à partir de l'analyse géothermométrie par la méthode RSCM.

Cependant le modèle d'Essaifi et al. (2013) présente également un certain nombre de points discutables :

- Ces auteurs proposent que la structuration de la Meseta marocaine est liée à une subduction vers l'ouest probablement pour justifier la présence du magmatisme calco-alcalin assimilé à un arc magmatique dans les Jebilet Orientales (Figure IV.1B). Or comme l'avait signalé les travaux de Michard et al. (2008, 2010), Essaifi et al. (2013) ne tiennent pas compte de la présence de la zone de subduction de l'océan Rhéique entre l'Afrique (Meseta et craton ouest africain) et Laurussia. De plus, ces derniers ne précisent pas l'origine de la lithosphère océanique subductée vers l'ouest. Etant donné que dans les auteurs se réfèrent aux reconstitutions paléogéodynamique réalisées par von Raumer et al. (2009); von

Raumer & Stampfli (2008), nous supposons donc que cette lithosphère océanique subduite vers l'ouest appartient à l'océan Paléotéthys. Dans ces reconstructions, la Meseta serait séparée de l'Anti-Atlas (marge nord du Gondwana) par l'océan Paléotéthys au cours du Paléozoïque moyen pour se situer à environ 1 000 km de distance vers le NW (coordonnées actuelles) au Dévonien moyen-supérieur. Cependant, les données stratigraphiques, géochronologiques et paléomagnétiques les plus récentes plaident, en faveur d'une contiguïté permanente au cours du Paléozoïque entre la Meseta et l'Anti-Atlas (à l'exception du Bloc de Sehoul). La Meseta serait restée gondwanienne malgré le rifting cambrien, qui n'a permis l'ouverture de l'océan Rhéique qu'à l'ouest de la Meseta correspondant ainsi à une marge étirée et fragmentée de l'Anti-Atlas (Michard et al., 2008, 2010). Dans ce contexte, la subduction vers l'ouest de la lithosphère océanique paléotéthysienne n'est pas possible.

Essaifi et al. (2013) montrent que la mise en place du magmatisme bimodal et granodioritique à 330 Ma se fait dans un contexte transpressionnelle lié à la phase de déformation majeure varisque (D_2) permettant l'ouverture localisée de bassins en pull-apart (Figure IV.1B). Dans ce schéma, la mise en place de ces magmas datée de 330 Ma est synchrones du pic tectono-métamorphique dans le massif des Jebilet. Nous sommes en désaccord avec ce point du modèle. En effet, un certain nombre d'auteurs ont proposé à partir d'arguments structuraux, stratigraphiques et géophysiques que la mise en place du magmatisme bimodal et granodioritique est associé à un contexte extensionnel (Aarab, 1995; Aarab & Beauchamp, 1987; Bordonaro, 1983; Boummane & Olivier, 2007), contrairement à ce que proposaient (Essaifi et al., 2001; Lagarde & Choukroune, 1982). Notre étude géochronologique et structurale associé aux données stratigraphiques montrent clairement que le magmatisme bimodal et granodioritique dont les âges s'étalent entre 358 ± 7 Ma et 336 ± 4 Ma s'est mis en place dans un contexte extensionnel entre le Dévonien supérieur (~ 370 Ma) et le Viséen supérieur-Namurien (~ 325 Ma). Par conséquent, la Meseta Occidentale (1) est caractérisée par un régime tectonique extensif au Carbonifère inférieur.

IV.1.5 Synthèse

Dans l'état actuel des connaissances, les deux modèles précédemment discutés apportent des informations pertinentes permettant d'expliquer l'évolution tectono-thermique du massif des Jebilet.

D'un point de vue tectonique le modèle proposé par Michard et al. (2008, 2010) nous semble le plus complet pour expliquer l'évolution tectonique du massif des Jebilet contrairement au modèle d'Essaifi et al. (2013) qui montre de nombreux désaccords avec l'évolution tectonique du massif des Jebilet que nous proposons dans cette étude.

D'un point de vue thermique, il est important de noter que malgré les nombreuses différences entre le modèle de Michard et al. (2008, 2010) et le modèle d'Essaifi et al. (2013), ces auteurs font intervenir des même processus géodynamique de délamination lithosphérique similaire avec respectivement un « slab roll-back » et un « slab break-off » pour expliquer la structuration de la Meseta marocaine du Dévonien supérieur au Permien inférieur. Il semble donc que ce processus soit à l'heure actuelle le plus pertinent pour expliquer à la fois l'ouverture des bassins de la Meseta, l'activité magmatique importante pré-orogénique et orogénique dans ces bassins et la présence d'une anomalie de haute température qui génère un métamorphisme pré-orogénique et orogénique BP-HT.

IV.2 Discussion des modèles géodynamiques à grande échelle

L'évolution de la Meseta Marocaine s'intègre dans un schéma tectono-thermique plus global faisant par conséquent intervenir des processus géodynamiques à bien plus grande échelle impliquant une réorganisation des plaques tectoniques.

En effet, le Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur est connu pour présenter des processus tectoniques contrastés comprenant le début de la collision varisque en Europe (phase éovarisque) au niveau des marges des continents Laurussia et Gondwana, tandis que l'intérieur de ces continents est soumis à une déformation extensionnelle représentée par d'importants mouvements verticaux et une activité magmatique importante. Ces événements contrastés posent la question des causes globales à l'origine au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur, du développement au même moment de chaînes de montagne (phase éovarisque) et de rift dans les secteurs adjacents dont certains sont par la suite inversée lors de la compression varisque (s.s.) au Carbonifère supérieur-Permien inférieur comme c'est le cas au Maroc.

Plusieurs modèles de reconstructions paléogéodynamiques ont été proposés pour expliquer cette évolution tectono-thermique du Dévonien supérieur au Permien inférieur. Pour chacune des reconstructions paléogéodynamiques discutées, nous avons localisé le massif des Jebilet.

IV.2.2 Modèle proposé par Frizon de Lamotte et al. (2013)

A partir de leur travail sur la marge nord gondwanienne, Frizon de Lamotte et al. (2013) ont proposé une reconstruction paléogéographique globale du Dévonien supérieur (Figure IV.2). Durant cette période, l'ouverture naissante de la Paléotéthys à l'est le long de la marge nord gondwanienne associé à la fermeture de l'océan Rhéique à l'ouest permet la rotation horaire de Gondwana. La relation entre ces processus Cette rotation entraîne d'importants mouvements verticaux comme l'illustre la structuration en « arche et bassin » et une activité magmatique importante. Selon Frizon de Lamotte et al. (2013), cette structuration serait liée à une anomalie mantellique de grande échelle dont la nature n'est pas précisée.

Plusieurs travaux récents en Arabie (correspondant à la marge nord-est gondwanienne) ont proposé que cette structuration en « arche et bassin » associé à un magmatisme important représente les premiers épisodes d'un événement de rupture continental fortement influencé par l'activité activité de plume mantellique au Carbonifère inférieur (Golan et al., 2018; Saccani et al., 2013; Shakerardakani et al., 2017)

La localisation du massif des Jebilet dans ce modèle montre qu'il se situe au nord de la région affecté par la dislocation extensive (Figure IV.2). Michard et al. (2010) montrent que la Meseta correspond à la marge étirée et fragmentée de l'Anti-Atlas. Cette continuité, suggère donc que la Meseta Occidentale a également subi cette dislocation extensive à partir du Dévonien supérieur. Dans le bassin des Jebilet, l'enregistrement sédimentaire qui débute au Dévonien supérieur avec le dépôt des formations syn-rift de Rhira et Sidi Bou Othmane confirme cette hypothèse.

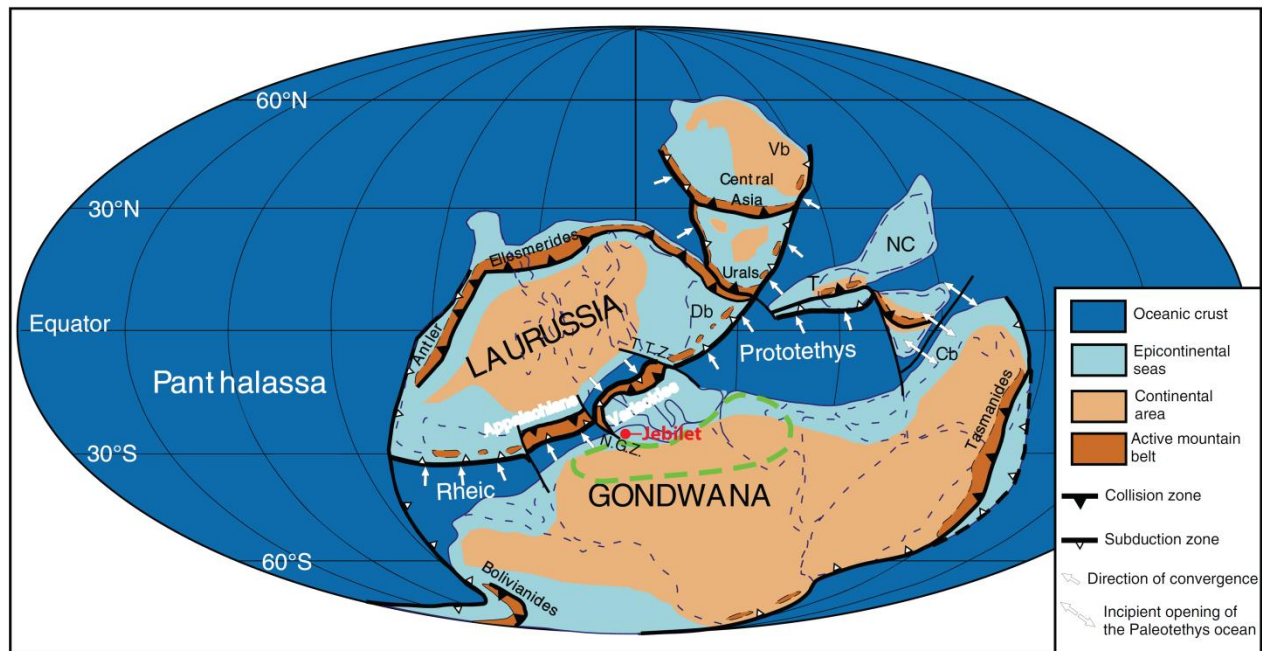


Figure IV.2 : Reconstruction paléogéographique globale au Dévonien supérieur d'après Frizon de Lamotte et al. (2013). La région entourée d'un tireté vert au nord du Gondwana est affectée par la dislocation extensive dès le Dévonien moyen, tandis que plus au nord-ouest se développent les prémices de l'orogénèse varisque, à la marge de l'océan Rhéïque qui se referme. NGC : Newfoundland-Gibraltar transfert zone.

IV.2.3 Modèle proposé par Kroner and Romer (2013) et Kroner et al. (2016)

Kroner & Romer (2013; Kroner et al. (2016) ont proposé un modèle basé sur la relocalisation des pôles d'Euler pour chacun des stades présentés sur la Figure IV.3. Ils montrent que le début de la collision varisque (phase éovarisque) au Dévonien supérieur (370 Ma) entre les terrains péri-gondwanien (tel que le microcontinent Armorica) et Laurussia forme le point de départ de la réorganisation des plaques tectoniques (Figure IV.3A). A l'ouest, la poursuite de la subduction de l'océan Rhéïque sous Laurussia initie la rotation horaire de Gondwana et est responsable de l'ouverture de l'océan Paléotéthys à l'est à partir du Dévonien supérieur (Figure IV.3A) et l'ouverture probable du bassin des Jebilet. La poursuite de la fermeture progressive de l'océan Rhéïque entraîne l'amalgamation progressive et diachronique de Gondwana avec Laurussia à partir de 320 Ma jusqu'à 250 Ma, et est responsable (1) de la formation des chaînes des Alleghanides, des Mauritanides et d'Ouachita–Sonora–Marathon donnant naissance au mégacontinent de la Pangée, (2) de la formation de la province extensionnelle d'Europe Central (CEEP), et (3) de l'ouverture de la Néotéthys à partir de 300 Ma (Figure IV.3B et C). Les principaux moteurs géodynamiques invoqués par ces auteurs pour expliquer cette réorganisation des plaques tectoniques correspondent : (1) à la force de traction du slab (« slab pull ») lié à la

fermeture de l'océan Rhéique à l'ouest, et (2) à la force de poussée de la ride médio-océanique de l'océan Paléotéthys (« ridge push »).

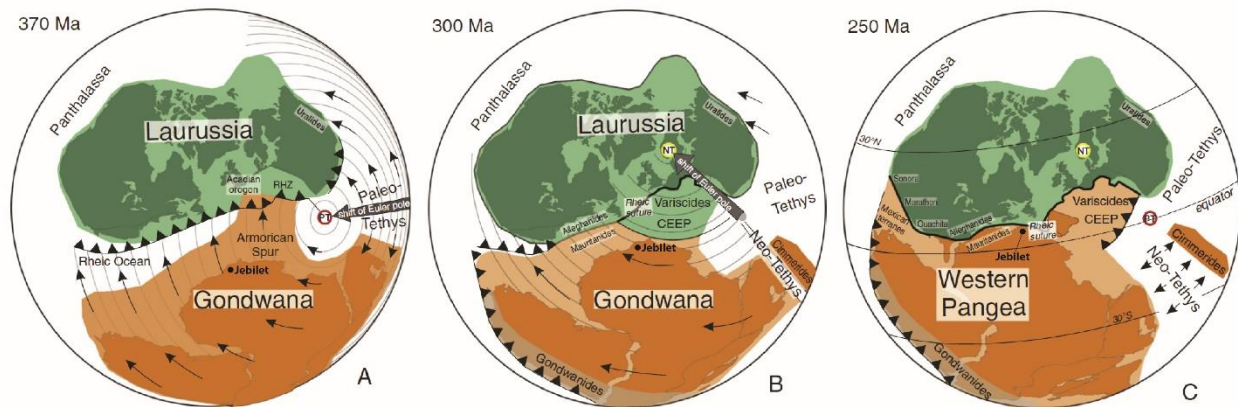


Figure IV.3: Modèle de reconstruction paléogéodynamique pour la formation par étape de la chaîne varisque – alléghanienne (modifié d'après Kroner et al., 2016). (A) A 370 Ma, la collision entre Gondwana et Laurussia initie l'édification de la chaîne varisque européenne et induit un changement dans la cinématique des plaques conduisant à la rotation horaire de Gondwana et à l'ouverture de la Paléotéthys. (B) La fermeture progressive de l'océan rhéique entraîne la poursuite de la rotation horaire de Gondwana et son amalgamation progressive avec Laurussia responsable de la formation des chaînes Alléghanides-Mauritanides. (C) A la fin du Paléozoïque (250 Ma), l'amalgamation entre Gondwana et Laurussia est complète formant le supercontinent de la Pangée. Abréviations: PT : Euler pole of the Paléotethys System; NT : Euler pole of the Neo-Tethys System; CEEP : Central European Extensional Province.

IV.2.4 Synthèse

Malgré quelques divergences sur la position des continents et/ou des océans, ou encore sur l'âge des événements, les deux reconstructions paléogéodynamiques convergent vers les points suivant : (1) la rotation horaire de Gondwana par rapport à Laurussia, (2) à l'est, l'ouverture de l'océan Paléotéthys, et (3) à l'ouest, la fermeture de l'océan Rhéique (Figure IV.2, Figure IV.3). Les principaux processus invoqué pour expliquer cette structuration, sont à l'ouest le « slab pull » lié à la subduction Rhéique et/ou à l'est le « ridge push » lié à l'ouverture de la Paléotéthys. Ces reconstructions paléogéodynamiques sont intéressantes car elles permettent de bien comprendre dans l'espace et dans le temps l'évolution pré-orogénique et orogénique de la chaîne varisque ainsi que les mécanismes responsables de cette structuration.

Elles permettent également d'expliquer la présence de processus tectonique contrasté au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur avec (1) le début de l'orogénèse varisque le long de la marge Gondwana-Laurussia (événement éovarisque) et (2) le développement d'un magmatisme et de rifts à l'intérieur de ces continents.

Cependant, des zones d'ombre demeurent, notamment concernant l'événement de haute thermicité. En effet, nous avons vu qu'à l'échelle de la Meseta marocaine, cette thermicité

caractérisée par un métamorphisme BP-HT associé à la mise en place de roches magmatiques depuis le Carbonifère inférieur jusqu'au Permien inférieur peut être expliquée par un processus de délamination de la lithosphère Rhéïque.

Cet épisode thermique BP-HT associé à un magmatisme important est également connu dans de nombreux autres domaines de la chaîne varisque. Cependant, comme le précisent Franke (2014) et Franke et al. (2017), la distribution dans le temps et dans l'espace du magmatisme et du métamorphisme BP-HT depuis le Carbonifère inférieur jusqu'au Permien inférieur ne sont pas toujours compatibles avec la géodynamique varisque de collision-subduction.

Au contraire, la présence de cet épisode thermique de haute température anorogénique associé à un épisode extensif et à une forte activité magmatique sous la forme de pulses, semble refléter l'activité d'un plume mantellique alimenté par la zone de génération de plumes TUZO. En effet, Torsvik et al. (2014), ont réalisé des reconstructions paléogéodynamiques qu'ils confrontent à la position des provinces LLSVP (large low shear-wave velocity province) TUZO et JASON (Figure IV.4). La position de ces provinces LLSVP est déduite à partir de la position dans l'espace et dans le temps des kimberlites et des provinces ignées litées (LIP) dont la formation est corrélée aux bordures de ces provinces LLSVP. La bordure de ces provinces LLSVP (trait rouge sur la Figure IV.4) correspondent donc à des zones de génération de plume mantellique.

Ces reconstructions paléogéodynamiques montrent (Figure IV.4) :

- Au Dévonien supérieur (370 Ma), le début de la collision (phase éovarisque) est imminente comme l'indique la position des terrains péri-gondwaniens (tel que Armorica) qui sont très proches de Laurussia ainsi que l'élargissement de l'océan Rhéïque dans ce secteur (Figure IV.4A). La province LLSVP TUZO se situe en dessous de la Paléotéthys et sa bordure sud se trouve au niveau de la Meseta marocaine (Figure IV.4A). Cette position de la zone de génération des plumes mantelliques proche de la marge nord gondwaniennne pourrait induire une anomalie thermique à grande échelle et permettre d'expliquer que ce secteur soit affecté à partir du Dévonien supérieur par une structuration en « arche et bassin » associé à une importante activité magmatique comme l'ont montré Frizon de Lamotte et al. (2013).

- Au Carbonifère supérieur (320 Ma), l'amalgamation entre Laurussia et Gondwana est complète formant la chaîne varisque-alléghanienne et donnant naissance au supercontinent de la Pangée (Figure IV.4B). La bordure sud de TUZO affecte l'ensemble de la marge gondwanienne ainsi que la partie nord de la chaîne varisque-alléghanienne (Figure IV.4B). Cette configuration pourrait permettre d'expliquer l'existence d'un événement thermique HT anorogénique qui affecte ces secteurs comme l'ont signalé Franke (2014) et Franke et al. (2017).
- Au Permien inférieur (280 Ma), TUZO se trouve en dessous de la Pangée (Figure IV.4C).

Les positions successives de TUZO sur ces reconstructions paléogéodynamiques depuis le Dévonien supérieur jusqu'au Permien inférieur montrent que la zone de génération de plumes mantelliques a pu induire une anomalie thermique et donc jouer un rôle dans la structuration de la marge gondwanienne et de la chaîne varisque-alléghanienne comme l'ont proposé Franke (2014) et Franke et al. (2017).

A partir de ces informations et dans l'état actuel des connaissances nous pourrions très bien imaginer que l'ouverture des bassins de la Meseta marocaine ainsi que le magmatisme associé correspondent à une province ignée litée causée par une plume mantellique qui a pu jouer un rôle dans l'extension de la marge nord gondwanienne. Cette anomalie thermique induite par la plume pourrait être responsable de cet épisode thermique BP-HT que nous avons mis en évidence, grâce à la géothermométrie RSCM, dans le massif des Jebilet depuis le Carbonifère inférieur jusqu'au Permien inférieur. Nous sommes bien conscients que ce modèle est très hypothétique et va à l'encontre de tous les modèles proposés, mais ceci montre que des études supplémentaires sont nécessaires pour comprendre l'origine de cette thermicité HT qui affecte le massif des Jebilet, la Meseta marocaine, la marge Gondwanienne et la chaîne varisque-alléghanienne.

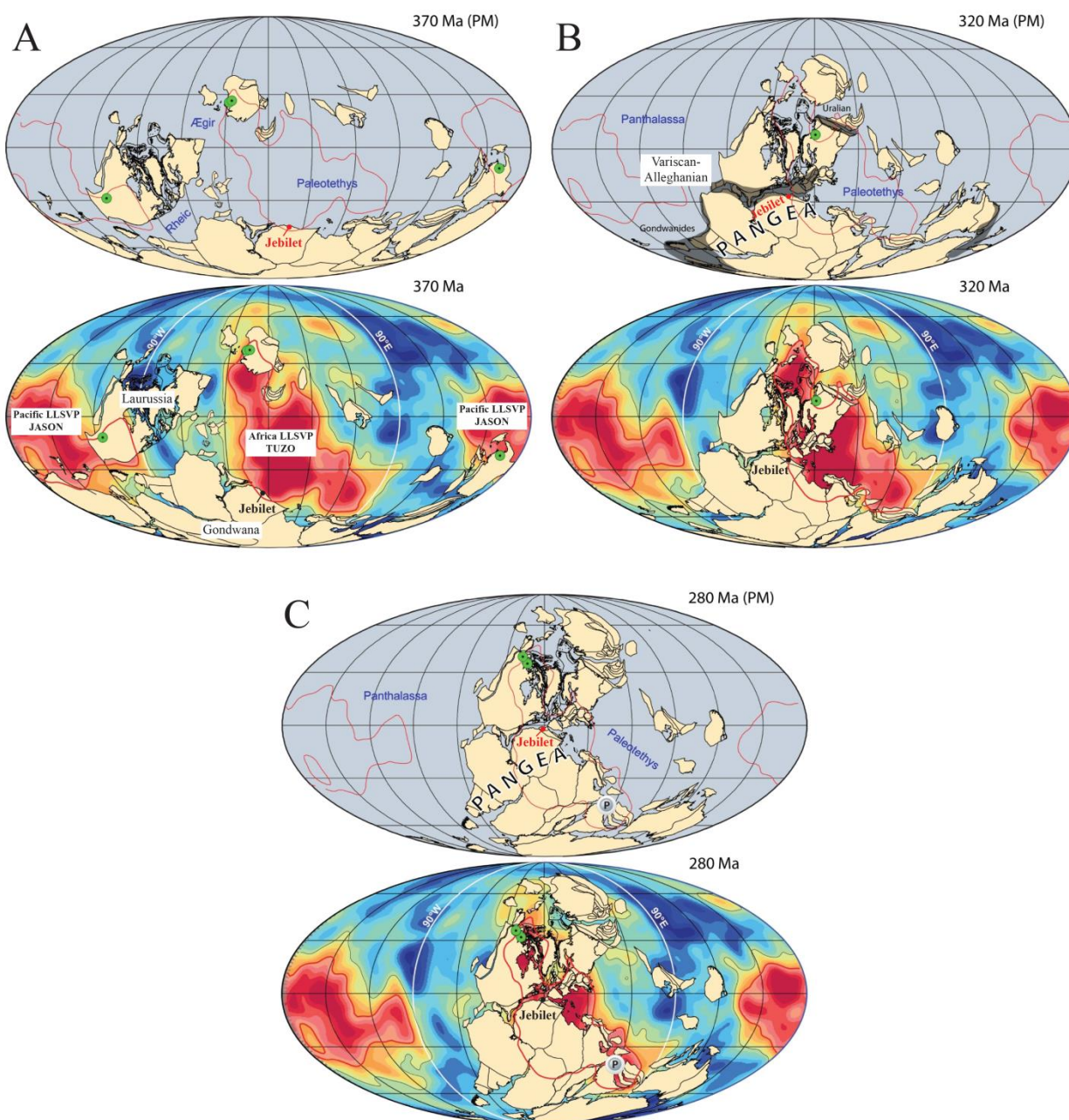


Figure IV.4 : Modèle de reconstruction paléogéodynamique pour la formation par étapes de la chaîne varisque – alléghanienne (modifié d'après Torsvik et al., 2014). Le panneau du haut représente la position des continents calculée à partir des données paléomagnétiques (PM). Le panneau du bas présente la localisation des provinces LLSVP (large low shear-wave velocity province) TUZO et JASON sur la reconstruction paléogéodynamique. Les cercles verts localisent les kimberlites. La ligne rouge correspond à la zone de formation des plumes mantelliques.

V. Conclusion générale



Pegmatite syn- à post-tectonique plissée lors de la phase de déformation majeure varisque dans le secteur de Sidi-Bou-Othmane (Jebilet)

Ce travail pluridisciplinaire de thèse comporte deux volets. Le premier volet est purement métrologique, il concerne la validation et l'amélioration de l'approche géothermométrique RSCM pour des contextes géologiques varisques à histoire thermique complexe. Le deuxième volet concerne la reconstitution de l'histoire tectono-thermique d'un segment orogénique varisque : le massif des Jebilet.

Trois résultats majeurs métrologiques ont été obtenus dans cette étude. Le premier résultat porte sur la validation du géothermomètre RSCM dans un contexte métamorphique polyphasé caractérisé par une superposition de plusieurs événements thermiques, type un contexte varisque tel que le massif des Jebilet. Aucun effet accumulatif du métamorphisme polyphasé sur la structuration de la MC n'a été détecté. Les données thermiques issues de la pétrographie, des calculs thermodynamiques et de l'approche géothermométrique RSCM sont en bon accord ce qui plaide en faveur de l'applicabilité de la méthode RSCM dans un contexte varisque à histoire géologique complexe.

Le deuxième résultat concerne la proposition d'un nouveau paramètre Raman RSA (Raman Spectroscopy Analysis). Le calcul des T_{RSCM} à partir de ce paramètre donne des valeurs similaires à celles obtenues par le paramètre R2. Cependant, nous avons montré que le paramètre RSA permet, d'une part, de mieux préciser les températures maximales supérieures à 500°C et d'autre part, d'étendre l'applicabilité de la méthode en calculant avec fiabilité des températures maximales qui atteignent les 700°C, tandis qu'auparavant, avec le paramètre R2 proposé par Beyssac et al. (2002), les températures maximales calculées ne dépassées pas 640°C (limite du paramètre R2).

Le troisième résultat est la validation de l'applicabilité de la méthode RSCM pour des roches carbonatées et des skarns similaires à ceux des Jebilet à condition que les carbonates ne soient pas d'origine hydrothermale.

Au sujet du deuxième volet de cette étude, l'analyse structurale, thermique et géochronologique du massif des Jebilet a permis d'améliorer notre connaissance sur l'évolution tectono-thermique de ce massif.

Plusieurs épisodes tectono-métamorphiques ont été décrits. Le premier épisode D_0 correspond à une tectonique extensive/transtensive permettant la mise en place du bassin dévono-carbonifère (entre le Faménien et le Viséen supérieur-Namurien) comme en témoigne l'analyse des dépôts sédimentaires. Cet épisode est caractérisé par une anomalie thermique élevée

responsable (1) d'une importante activité magmatique bimodale et granodioritique nouvellement datée entre 358 ± 7 Ma et 336 ± 4 Ma et (2) de la haute thermicité enregistrée par les roches avec des T_{RSCM} supérieures à 500°C . Le deuxième épisode correspond à deux principales phases de déformation D_1 et D_2 (phases compressives) liées à la fermeture du bassin. Cet épisode débute au Viséen supérieur-Namurien (~ 325 Ma). L'analyse structurale réalisée au cours de ce travail a révélé que la phase D_1 s'est manifestée par la mise en place de nappes superficielles et a été suivie par la phase varisque majeure (D_2) caractérisée par une évolution progressive du régime de déformation en allant d'une déformation en compression coaxiale à une déformation en transpression dextre. Cette analyse indique que la phase D_2 décrite comme une déformation, fort probablement, continue qui développe une structure en fleur asymétrique, résulte d'un raccourcissement horizontal WNW-ESE à NW-SE.

D'un point de vue thermique la phase D_1 a été accompagnée d'un métamorphisme de bas degré (diagénétique-anchizonal) alors que la phase D_2 a enregistré un événement thermique de haute température, traduit principalement par un métamorphisme de contact qui atteint le faciès hornfels à hornblende comme en témoigne la paragenèse Crd – And – Bt et les T_{RSCM} qui dépassent les 600°C .

L'analyse quantitative de la thermicité des roches par la méthode RSCM a permis de distinguer trois familles de températures RSCM. Une famille avec des valeurs dont la moyenne est d'ordre 500°C enregistrée à grande échelle du bassin dans les dépôts dits « syn-rift » et non seulement aux alentours des corps magmatiques pré-orogéniques comme cela a été décrit dans les travaux antérieurs. Les valeurs T_{RSCM} de la deuxième famille varient entre 350 et 400°C . Ces températures sont enregistrées dans des sédiments dits « post-rift ». La troisième famille des températures RSCM dont les valeurs sont supérieures à 550°C correspondrait à la mise en place des granites syn- à post-varisques.

Les pics thermiques de 500°C des dépôts syn-rift et de 350 - 400°C des sédiments peuvent être liés à un seul événement thermique. Dans ce cas-là, nous expliquons l'écart entre les températures par la nature des roches ayant subi cet événement thermique. En effet, nous pouvons imaginer que les dépôts syn-rift auraient été plus consolidés et compacts alors que les dépôts post-rift auraient été plus frais et en contact direct avec l'eau de mer. Une deuxième hypothèse est que les pics thermiques de 500°C des dépôts syn-rift et de 350 - 400°C des dépôts post-rift ont été acquis suite à deux événements thermiques différents dont le premier est en lien

avec l'anomalie thermique qui aurait régné à l'échelle du bassin alors que le deuxième est lié à l'enfouissement des sédiments pendant la fermeture du bassin.

L'événement de haute thermicité ayant lieu pendant la phase extensive pourrait représenter l'expression de la délamination du manteau lithosphérique Rhéïque soit par « slab break-off », soit par « slab roll back » qui aurait débuté au Carbonifère inférieur et aurait continué à s'exprimer pendant la phase compressive via des couloirs de cisaillement comme en témoigne la mise en place du magmatisme syn à post-varisque.

L'évolution tectono-thermique du massif des Jebilet proposée dans cette étude a été également discutée à la lumière de différents modèles de reconstruction paléogéodynamiques réalisés à l'échelle de la chaîne varisque-alléghanienne. La succession des différents événements tectoniques (D_0 , D_1 et D_2) déterminée à l'échelle du massif des Jebilet depuis le Dévonien supérieur jusqu'au Permien inférieur s'accorde avec l'évolution tectonique à grande échelle (à l'échelle de la chaîne varisque-alléghanienne).

VI. Références bibliographiques

- Aarab, E. M. (1984). *Mise en évidence du caractère co-génétique des roches magmatiques basiques et acides dans la série volcano-sédimentaire de Sarhlef (Jebilet, Maroc Hercynien)*. Université Nancy I.
- Aarab, E. M. (1995). *Genèse et différenciation d'un magma tholéiitique en domaine extensif intracontinental: exemple du magmatisme pré-orogénique des Jebilet (Maroc hercynien)*. Thèse de 3ème Cycle, Université Cadi Ayad, Marrakech.
- Aarab, E. M., & Beauchamp, J. (1987). Le magmatisme carbonifère pré-orogénique des Jebilet centrales (Maroc). Précisions pétrographiques et sédimentaires. Implications géodynamiques. *CR Acad. Sci. Paris*, 304, 169–174.
- Agard, P., Jolivet, L., & Goffe, B. (2001). Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustres Complex; implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 172(5), 617–636.
- Agard, P., Vidal, O., & Goffé, B. (2001). Interlayer and Si content of phengite in HP–LT carpholite-bearing metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 19(5), 479–495.
- Aghzer, A. M., & Arenas, R. (1995). Detachments and extensive tectonics in the hercynian Rehamna massif (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 21(3), 383–393.
- Aghzer, A. M., & Arenas, R. (1998). Metamorphic evolution of the metapelites of the Hercynian Massif in Rehamna (Morocco): Tectonothermal implications. *Journal of African Earth Sciences*, 27(1), 87–106.
- Allary, A., Lavenue, A., & Ribeyrolles, M. (1976). *Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central*. Service géologique du Maroc.
- Ammar, M. R., & Rouzaud, J. N. (2012). How to obtain a reliable structural characterization of polished graphitized carbons by Raman microspectroscopy. *Journal of Raman Spectroscopy*, 43(2), 207–211. <https://doi.org/10.1002/jrs.3014>
- Aoya, M., Kouketsu, Y., Endo, S., Shimizu, H., Mizukami, T., Nakamura, D., & Wallis, S. (2010). Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(9), 895–914. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00896.x>
- Arthaud, F., & Matte, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals.

- Geological Society of America Bulletin*, 88(9), 1305–1320.
- Baldwin, J. A., Powell, R., Brown, M., Moraes, R., & Fuck, R. A. (2005). Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis-Itauçu Complex, central Brazil. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(7), 511–531. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00591.x>
- Ballèvre, M., Bosse, V., Dabard, M.-P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., & Pitra, P. (2013). Histoire géologique du Massif armoricain: actualité de la recherche. *Bulletin de La Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 500, 5–96.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., & Pitra, P. (2009). Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2), 174–201.
- Bamoumen, H. (1988). *Géométrie et cinématique de la déformation dans les nappes hercyniennes des Jebilet centre-orientales, Maroc*. Thèse de 3ème Cycle, Université de Marrakech.
- Bamoumen, H., Aarab, E. M., & Soulaïmani, A. (2008). Tectono-Sedimentary and magmatic evolution of the Upper Visean basins of Azrou-Khénifra and eastern Jebilet (Moroccan Meseta). *Estudios Geológicos*, 64(2), 107–122.
- Bartholomew, P. R. (2013). Comparing the success rate of Raman spectroscopy and powder XRD for routine mineral identification. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 37(3), 353–359.
- Baudin, T., Chèvremont, P., Razin, P., Youbi, N., Andries, D., Hoepffner, C., & Tegye, M. (2003). Carte géologique du Maroc au 1/50 000, feuille de Skhour des Rehamna, Mémoire explicatif. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 435, 1–114.
- Beauchamp, J. (1984). Le Carbonifère inférieur des Jebilet et de l'Atlas de Marrakech (Maroc); migration et comblement d'un bassin marin. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 7(6), 1025–1032.
- Beauchamp, J., & Izart, A. (1987). Early Carboniferous basins of the Atlas-Meseta domain (Morocco); sedimentary model and geodynamic evolution. *Geology*, 15(9), 797–800.
- Beauchamp, J., Izart, A., & Piqué, A. (1991). Les bassins d'avant-pays de la chaîne hercynienne au Carbonifère inférieur. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 2024–2041.
- Becker, R. T., & Kirchgasser, W. T. (2007). Devonian events and correlations—a tribute to the

- lifetime achievements of Michael Robert House (1930–2002). *Geological Society, London, Special Publications*, 278(1), 1–8.
- Belkabir, A., Gibson, H. L., Marcoux, E., Lentz, D., & Rziqi, S. (2008). Geology and wall rock alteration at the Hercynian Draa Sfar Zn-Pb-Cu massive sulphide deposit, Morocco. *Ore Geology Reviews*, 33(3–4), 280–306.
- Ben Abbou, M., Soula, J. C., Brusset, S., Roddaz, M., N'Tarmouchant, A., Driouch, Y., Christophoul, F., Bouabdelli, M., Majesté-Menjoulas, C., Béziat, D., Debat, P., & Déramond, J. (2001). Contrôle tectonique de la sédimentation dans le système de bassins d'avant-pays de la Meseta marocaine. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences de Paris*, 332, 703–709.
- Bensalah, M. K. (1989). *Etude pétrographique, géochimique et structurale des massifs granitiques de Baméga-Tabouchent-Brambram et Ouled Ouaslam (Jebilet, Maroc)*. Thèse 3ème Cycle, Université Marrakech.
- Beny-Bassez, C., & Rouzaud, J. N. (1985). Characterization of carbonaceous materials by correlated electron and optical microscopy and Raman microspectroscopy. *Scanning Electron Microscopy*, 1, 119–132.
- Bernard, A. J., Maier, O. W., & Mellal, A. (1988). Aperçu sur les amas sulfurés massifs des Hercynides marocaines. *Mineralium Deposita*, 23(2), 104–114.
- Bernardin, C., Cornée, J. J., Corsini, M., Mayol, S., Muller, J., & Tayebi, M. (1988). Variations d'épaisseur du Cambrien moyen en Meseta marocaine occidentale: signification géodynamique des données de surface et de subsurface. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25(12), 2104–2117.
- Beyssac, O., Bollinger, L., Avouac, J.-P., & Goffé, B. (2004). Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *Earth and Planetary Science Letters*, 225(1–2), 233–241. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.023>
- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., & Rouzaud, J. N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: A new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(9), 859–871. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- Beyssac, O., & Lazzeri, M. (2012). Application of Raman spectroscopy to the study of graphitic carbons in the Earth Sciences. *Applications of Raman Spectroscopy to Earth Sciences and*

- Cultural Heritage. EMU Notes in Mineralogy*, 12, 415–454.
- Beyssac, O., Rouzaud, J.-N., Goffé, B., Brunet, F., & Chopin, C. (2002). Graphitization in a high-pressure, low-temperature metamorphic gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 19–31. <https://doi.org/10.1007/s00410-001-0324-7>
- Bishop, J. L., & Murad, E. (2004). Characterization of minerals and biogeochemical markers on Mars: A Raman and IR spectroscopic study of montmorillonite. *Journal of Raman Spectroscopy*, 35(6), 480–486.
- Bollinger, L., Avouac, J. P., Beyssac, O., Catlos, E. J., Harrison, T. M., Grove, M., Goffé, B., & Sapkota, S. (2004). Thermal structure and exhumation history of the Lesser Himalaya in central Nepal. *Tectonics*, 23(5), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003TC001564>
- Bordonaro, M. (1983). *Tectonique et pétrographie du district à pyrrhotine de Kettara*. Université Strasbourg.
- Bordonaro, M., Gaillet, J., & Michard, A. (1979). Le géosynclinal carbonifère sud-mésétien dans les Jebilet (Maroc); une corrélation avec la province pyriteuse du Sud de l'Espagne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 233, 707–710.
- Bosse, V., Ballèvre, M., Féraud, G., & Peucat, J. J. (2000). Petrological and geochronological constraints in the Ile de Groix blueschists (Armorican Massif, France). *Basement Tectonics*, 15, 63–66.
- Bosse, V., Féraud, G., Ballèvre, M., Peucat, J.-J., & Corsini, M. (2005). Rb–Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): implications for closure mechanisms in isotopic systems. *Chemical Geology*, 220(1), 21–45.
- Boulton, J. (1992). Mise en évidence de cordiérite héritée des terrains traversés dans le pluton granitique des Oulad Ouaslam (Jebilet, Maroc). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(4), 658–668.
- Boulton, J., & Gasquet, D. (1995). Melting and undercooled crystallisation of felsic xenoliths from minor intrusions (Jebilet massif, Morocco). *Lithos*, 35(3–4), 201–219.
- Boulton, J., & Le Corre, C. (1985). Le problème de la tectonique tangentielle dans les Jebilet (Maroc hercynien): données et hypothèses. *Hercynica*, 1, 121–129.
- Boummane, M. H., & Olivier, P. (2007). The Oulad Ouaslam Variscan granitic pluton (Jebilets Massif, Southwestern Moroccan Meseta): A forcibly emplaced laccolithic intrusion

- characterized by its magnetic and magmatic fabrics. *Journal of African Earth Sciences*, 47(1), 49–61. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.10.004>
- Burg, J.-P., Van Den Driessche, J., & Brun, J.-P. (1994). Syn-to post-thickening extension: mode and consequences. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences. Série 2. Sciences de La Terre et Des Planètes*, 319(9), 1019–1032.
- Burg, J. P., & Matte, P. J. (1978). A Cross Section through the French Massif Central and the Scope of its Variscan Geodynamic Evolution. *Zeitschrift Der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 429–460.
- Burke, E. A. J. (2001). Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos*, 55(1–4), 139–158.
- Catalán, J. R. M., Arenas, R., García, F. D., & Abati, J. (1997). Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology*, 25(12), 1103–1106.
- Chemsseddoha, A. (1986). *Cisaillement ductile et granites syntectoniques dans les Jebilet centrales: L'exemple du pluton hercynien des Oulad-Ouasslam (massif des Jebilet, Meseta Sud-marocaine)*. Univ. Rennes.
- Chopin, F., Corsini, M., Schulmann, K., El Houicha, M., Ghienne, J. F., & Edel, J. B. (2014). Tectonic evolution of the Rehamna metamorphic dome (Morocco) in the context of the Alleghanian-Variscan orogeny. *Tectonics*, 33(6), 1154–1177. <https://doi.org/10.1002/2014TC003539>
- Clauer, N., Jeannette, D., & Tisserant, D. (1980). Datation isotopique des cristallisations successives d'un socle cristallin et cristallophyllien (Haute Moulouya, Moyen Maroc). *Geologische Rundschau*, 69(1), 63–83.
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Pujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., & de St Blanquat, M. (2015). High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the north Pyrenean paleo-passive margin. *Solid Earth Discussions*, 7(1), 797–857. <https://doi.org/10.5194/sed-7-797-2015>
- Cochelin, B., Chardon, D., Denèle, Y., Gumiaux, C., & Le Bayon, B. (2017). Vertical strain partitioning in hot Variscan crust: Syn-convergence escape of the Pyrenees in the Iberian-Armorican syntax. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 188(6), 39.
- Coggon, R., & Holland, T. J. B. (2002). Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-

- phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(7), 683–696.
<https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00395.x>
- Compston, W., Williams, I. S., Kirschvink, J. L., Zichao, Z., & Guogan, M. A. (1992). Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *Journal of the Geological Society*, 149(2), 171–184.
- Corsini, M., Cornée, J. J., Muller, J., & Vauchez, A. (1988). Cisaillement ductile synmétamorphe et déplacement tangentiel vers le SW dans les Rehamna (Maroc hercynien). *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de L'univers, Sciences de La Terre*, 306(19), 1389–1394.
- Couzinié, S., Laurent, O., Poujol, M., Mintrone, M., Chelle-Michou, C., Moyen, J.-F., Bouilhol, P., Vezinet, A., & Marko, L. (2017). Cadomian S-type granites as basement rocks of the Variscan belt (Massif Central, France): Implications for the crustal evolution of the north Gondwana margin. *Lithos*, 286, 16–34.
- Couzinié, S., Moyen, J.-F., Villaros, A., Paquette, J.-L., Scarrow, J. H., & Marignac, C. (2014). Temporal relationships between Mg-K mafic magmatism and catastrophic melting of the Variscan crust in the southern part of Velay Complex (Massif Central, France). *Journal of Geosciences*, 59, 1–18.
- de Capitani, C., & Brown, T. H. (1987). The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(1959), 2639–2652. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90145-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90145-1)
- de Capitani, C., & Petrakakis, K. (2010). The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95(7), 1006–1016.
<https://doi.org/10.2138/am.2010.3354>
- Delchini, S. (2013). *Etude de l'applicabilité du géothermomètre RSCM dans le massif hercynien des Jebilet à histoire tectono-métamorphique complexe.*
- Delchini, S., Lahfid, A., Plunder, A., & Michard, A. (2016). Applicability of the RSCM geothermometry approach in a complex tectono-metamorphic context: The Jebilet massif case study (Variscan Belt, Morocco). *Lithos*, 256, 1–12.
- Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J.-L., Olivier, P., Gleizes, G., & Barbey, P. (2014). Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications*, 405(1), 265–287.

- Dostal, J., Keppie, J. D., Hamilton, M. A., Aarab, E. M., Lefort, J. P., & Murphy, J. B. (2005). Crustal xenoliths in Triassic lamprophyre dykes in western Morocco: tectonic implications for the Rheic Ocean suture. *Geological Magazine*, 142(2), 159–172. <https://doi.org/10.1017/S0016756805000440>
- Doublier, M. P., Potel, S., & Wemmer, K. (2015). The tectono- metamorphic evolution of the very low- grade hangingwall constrains two- stage gneiss dome formation in the Montagne Noire (Southern France). *Journal of Metamorphic Geology*, 33(1), 71–89.
- Eddif, A., Gasquet, D., Hoepffner, C., & Levresse, G. (2007). Age of the Wirgane granodiorite intrusions (Western High-Atlas, Morocco): New U–Pb constraints. *Journal of African Earth Sciences*, 47(4–5), 227–231.
- El Attari, A., Hoepffner, C., & Jouhari, A. (1997). Nouvelles données magmatiques et structurales en relation avec la cinématique de l’ouverture du bassin cambrien de la Meseta occidentale (Maroc). *Gaia*, 14, 11–21.
- El Hassani, A. (1980). *Etude lithostratigraphique, tectonique et pétrographique de la région de Sidi Bou-Othmane (Maroc). Contribution à la connaissance de l’évolution du segment hercynien des Jebilets centrales*. Université Aix-Marseille.
- El Hassani, A. (1982). Contribution à la connaissance de l’évolution structurale et métamorphique du segment hercynien des Jebilet centrales (région de Sidi Bou Othmane). *Bulletin de L’institut Scientifique*, (6), 1–43.
- El Kamel, F., Remmal, T., & Mohsine, A. (1998). Mise en évidence d’un magmatisme alcalin d’intraplaque post-calédonien dans le bassin silurien des Ouled Abbou (Meseta côtière, Maroc). *Comptes Rendus de l’Académie Des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 327(5), 309–314.
- El Mahi, B., Zahraoui, M., Hoepffner, C., Meunier, A., Beaufort, D., Mahi, B. El, Zahraoui, M., Hoepffner, C., Boushaba, A., & Meunier, A. (2000). Kyanite-quartz synmetamorphic veins : Indicators of post-orogenic thinning and metamorphism (Western Meseta, Maroc). *Pangea*, 33–34, 27–47.
- Essaifi, A., Ballèvre, M., Marignac, C., & Capdevila, R. (2001). Découverte et signification d’une paragenèse à ilménite zincifère dans les métapélites des Jebilet centrales (Maroc). *Comptes Rendus de l’Académie Des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 333(7), 381–388.

- Essaifi, A., Capdevila, R., & Lagarde, J. L. (1995). Transformation de leucogabbros en chloritoschistes sous l'effet de l'altération hydrothermale. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences: Earth & Planetary Sciences. Sciences de La Terre et Des Planètes. Série II*, 320, 189.
- Essaifi, A., Capdevila, R., & Lagarde, J. L. (2004). Metasomatic trondhjemites and tonalites: Examples in Central Jebilet (Hercynian, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 39(3–5), 369–374. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.07.031>
- Essaifi, A., & Hibti, M. (2008). The hydrothermal system of Central Jebilet (Variscan Belt, Morocco): A genetic association between bimodal plutonism and massive sulphide deposits? *Journal of African Earth Sciences*, 50(2–4), 188–203. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.09.012>
- Essaifi, A., Lagarde, J. L., & Capdevila, R. (2001). Deformation and displacement from shear zone patterns in the Variscan upper crust, Jebilet, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 32(3), 335–350. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(01\)90101-0](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(01)90101-0)
- Essaifi, A., Potrel, A., Capdevila, R., & Lagarde, J. L. (2003). Datation U-Pb : age de mise en place du magmatisme bimodal des Jebilet centrales (chaîne Varisque, Maroc). Implications géodynamiques. *Comptes Rendus - Geoscience*, 335(2), 193–203. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(03\)00030-0](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00030-0)
- Essaifi, A., Samson, S., & Goodenough, K. (2013). Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenesis and geodynamic significance of the Jebilet magmatism (Variscan Belt, Morocco). *Geological Magazine*, 151(4), 666–691. <https://doi.org/10.1017/S0016756813000654>
- Faure, M., Bé Mézème, E., Cocherie, A., Rossi, P., Chemenda, A., & Boutelier, D. (2008). Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricain. *Tectonics*, 27(2).
- Faure, M., Lardeaux, J.-M., & Ledru, P. (2009). A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2), 202–213.
- Fernández, R. D., Arenas, R., Pereira, M. F., Sánchez-Martínez, S., Albert, R., Parra, L.-M. M., Pascual, F.-J. R., & Matas, J. (2016). Tectonic evolution of Variscan Iberia: gondwana–Laurussia collision revisited. *Earth-Science Reviews*, 162, 269–292.
- Ferrari, A. C. (2007). Raman spectroscopy of graphene and graphite: Disorder, electron–phonon

- coupling, doping and nonadiabatic effects. *Solid State Communications*, 143(1–2), 47–57.
<https://doi.org/10.1016/j.ssc.2007.03.052>
- Ferrari, A. C., & Robertson, J. (2000). Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. *Physical Review B*, 61(20), 14095–14107. Retrieved from <https://link.aps.org/doi/10.1103/PhysRevB.61.14095>
- Franke, W. (2000). The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, 179(1), 35–61. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.05>
- Franke, W. (2014). Topography of the Variscan orogen in Europe: failed–not collapsed. *International Journal of Earth Sciences*, 103(5), 1471–1499.
- Franke, W., Cocks, L. R. M., & Torsvik, T. H. (2017). The Palaeozoic Variscan oceans revisited. *Gondwana Research*, 48, 257–284.
- Franke, W., Doublier, M. P., Klama, K., Potel, S., & Wemmer, K. (2011). Hot metamorphic core complex in a cold foreland. *International Journal of Earth Sciences*, 100(4), 753–785.
- Frezzotti, M. L., Tecce, F., & Casagli, A. (2012). Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 1–20.
- Frizon de Lamotte, D., Tavakoli- Shirazi, S., Leturmy, P., Averbuch, O., Mouchot, N., Raulin, C., Leparmentier, F., Blanpied, C., & Ringenbach, J. (2013). Evidence for Late Devonian vertical movements and extensional deformation in northern Africa and Arabia: integration in the geodynamics of the Devonian world. *Tectonics*, 32(2), 107–122.
- Gaillet, J. (1980). Données sur la lithologie et la tectonique des formations dinantiennes du domaine Sud Mésétien (Jebilet-Haouz et Haut Atlas de Marrakech. *Mines, Géologie et Energie*, 48, 63–67.
- Gaillet, J., & Bordonaro, M. (1981). La tectogenèse hercynienne dans le massif Dinantien des Jebilet centrales (Maroc). *Sci. Géol., Bull.*, 34, 117–122.
- Gaillet, J. L. (1979). Sur les relations entre les Schistes du Sarhlef et le Flysch de Kharrouba dans le massif hercynien des Jebilet (Maroc). *CR Acad Sci Paris Sér D*, 288, 791–794.
- Gapais, D., Brun, J.-P., Gumiaux, C., Cagnard, F., Ruffet, G., & De Veslud, C. L. C. (2015). Extensional tectonics in the Hercynian Armorican belt (France). An overview. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 186(2–3), 117–129.
- Ghorbal, B., Bertotti, G., Foeken, J., & Andriessen, P. (2008). Unexpected Jurassic to Neogene

- vertical movements in “stable” parts of NW Africa revealed by low temperature geochronology. *Terra Nova*, 20(5), 355–363. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00828.x>
- Golan, T., Katzir, Y., & Coble, M. A. (2018). Early Carboniferous anorogenic magmatism in the Levant: implications for rifting in northern Gondwana. *International Geology Review*, 60(1), 101–108.
- Graham, J. R. (1982a). Transition from basin-plain to shelf deposits in the Carboniferous flysch of Southern Morocco. *Sedimentary Geology*, 33(3), 173–193.
- Graham, J. R. (1982b). Wave-dominated shallow-marine sediments in the Lower Carboniferous of Morocco. *Journal of Sedimentary Research*, 52(4).
- Gutiérrez- Alonso, G., Fernández- Suárez, J., Jeffries, T. E., Johnston, S. T., Pastor- Galán, D., Murphy, J. B., Franco, M. P., & Gonzalo, J. C. (2011). Diachronous post- orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics*, 30(5).
- Hafid, M. (2006). Styles structuraux du Haut Atlas de Cap Tafelney et de la partie septentrionale du Haut Atlas occidental: tectonique salifère et relation entre l’Atlas et l’Atlantique. *Notes et Mémoire Du Service Géologique Du Maroc*, 465, 172.
- Hafid, M., Tari, G., Bouhadioui, B., Moussaid, El I. Eccharfaoui, H., Aït Salem, A., Nahim, M., & Dakki, M. (2008). Atlantic Basins. In *Continental Evolution: The Geology of Morocco*. (pp. 301–329).
- Hatcher, R. D. (1978). Tectonics of the western Piedmont and Blue Ridge, Southern Appalachians; review and speculation. *American Journal of Science*, 278(3), 276–304.
- Hatcher, R. D. (2002). Alleghanian (Appalachian) orogeny, a product of zipper tectonics: Rotational transpressive continent-continent collision and closing of ancient oceans along irregular margins. *Special Paper-Geological Society of America*, (364), 199–208.
- Hatcher, R. D. (2010). The Appalachian orogen: A brief summary. *Geological Society of America Memoirs*, 206, 1–19.
- Hoepffner, C., Houari, M. R., & Bouabdelli, M. (2006). Tectonics of the North African Variscides (Morocco, western Algeria): an outline. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1), 25–40.
- Hoepffner, C., Jeannette, D., Jenny, P., Michard, A., & Piqué, A. (1975). Relations entre une tectonique de décrochement et un métamorphisme à disthène dans le massif hercynien des

- Rehamna (Maroc). *Bulletin de La Societe Geologique de France*, 7(17), 3.
- Hoepffner, C., Soulaïmani, A., & Piqué, A. (2005). The Moroccan Hercynides. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1–3), 144–165. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.09.002>
- Holland, T., Baker, J., & Powell, R. (1998). Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *European Journal of Mineralogy*, 10, 395–406.
- Holland, T. J. B., & Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(3), 309–343. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>
- Hollard, H., Huvelin, P., & Mamet, B. (1977). Stratigraphie du Viséen supérieur des Jebilet et âge de la mise en place de la Nappe des Jebilet orientales (Maroc). *Notes Service Géologique Maroc*, 37(267), 7–22.
- Huon, S., Piqué, A., & Clauer, N. (1987). Etude de l'orogénèse hercynienne au Maroc par la datation K/Ar de l'évolution métamorphique de schistes ardoisiers. *Bulletin Des Sciences Géologiques*, 40, 273–284.
- Huvelin, P. (1972). Carte géologique et des minéralisations des Jebilet centrales au 1: 100,000. *Notes Mém Serv Géol Maroc*.
- Huvelin, P. (1977). *Etude géologique et gîtologique du Massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental)*. *Notes Mém Serv Géol Maroc* (Vol. 232 bis).
- Izart, A., Beauchamp, J., Vachard, D., Tourani, A. I., & Essamani, M. (1997). Stratigraphie séquentielle du Carbonifère inférieur du haut Atlas central et des Jebilet (Maroc): un exemple de bassins à turbidites contrôlées par la tectonique. *Journal of African Earth Sciences*, 24(4), 445–454.
- Jadid, M. (1989). *Etude des processus de différenciation des roches magmatiques pré-organiques des Jbilet centrales sur l'exemple du massif stratiforme de Koudiat Kettara (Maroc Hercynien)*. Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences-Semlalia, Marrakech.
- Jehlička, J., Vitek, P., Edwards, H. G. M., Hargreaves, M. D., & Čapoun, T. (2009). Fast detection of sulphate minerals (gypsum, anglesite, baryte) by a portable Raman spectrometer. *Journal of Raman Spectroscopy*, 40(8), 1082–1086.
- Khattach, D., Robardet, M., & Perroud, H. (1995). A Cambrian pole for the Moroccan coastal meseta. *Geophysical Journal International*, 120(1), 132–144.

- Kroner, U., Hahn, T., Romer, R. L., & Linnemann, U. (2007). The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone—heterogenous overprint of Cadomian/Paleozoic peri-Gondwana crust. *Geological Society of America Special Papers*, 423, 153–172.
- Kroner, U., & Romer, R. L. (2013). Two plates—many subduction zones: the Variscan orogeny reconsidered. *Gondwana Research*, 24(1), 298–329.
- Kroner, U., Roscher, M., & Romer, R. L. (2016). Ancient plate kinematics derived from the deformation pattern of continental crust: Paleo-and Neo-Tethys opening coeval with prolonged Gondwana–Laurussia convergence. *Tectonophysics*, 681, 220–233.
- Kubler, B. (1967). La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In *étages tectoniques, Colloque de Neuchâtel*. Université Neuchâtel a la Baconnière.
- Lagarde, J. L. (1985). Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post-viséenne de la Meseta marocaine. *Hercynica*, 1(1), 29–37.
- Lagarde, J. L., Ait Ayad, N., Ait Omar, S., Chemsseddoha, A., & Saquaque, A. (1989). Les plutons granitiques tardi carbonifères marqueurs de la déformation crustale. L'exemple des granitoïdes de la méseta marocaine. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences*, 309(3), 291–296.
- Lagarde, J. L., & Choukroune, P. (1982). Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques l'exemple du massif hercynien des Jebilet. *Bull. Soc. Géol. France*, 24(2), 299–307.
- Lahfid, A. (2008). Géothermomètres dans des séries argileuses très matures. Paris 7.
- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., & Goffé, B. (2010). Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). *Terra Nova*, 22(5), 354–360. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x>
- Lahfid, A., Goffé, B., Saddiqi, O., & Michard, A. (2005). Première occurrence du staurotide dans le massif hercynien des Jebilet (Meseta marocaine): signification régionale. *3Ma Intern. Coll., Fes*.
- Lardeaux, J. M., Schulmann, K., Faure, M., Janoušek, V., Lexa, O., Skrzypek, E., Edel, J. B., & Štípská, P. (2014). The moldanubian zone in the French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: differences and similarities. *Geological Society, London, Special Publications*, 405(1), 7–44.

- Laurent, O., Couzinié, S., Zeh, A., Vanderhaeghe, O., Moyen, J.-F., Villaros, A., Gardien, V., & Chelle-Michou, C. (2017). Protracted, coeval crust and mantle melting during Variscan late-orogenic evolution: U–Pb dating in the eastern French Massif Central. *International Journal of Earth Sciences*, 106(2), 421–451.
- Le Corre, C., & Bouloton, J. (1987). Un modèle de “structure en fleur” associant décrochement et convergence : les Jebilet centro-occidentales (Maroc hercynien). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 304(13), 751–754.
- Le Corre, C., & Saquaque, A. (1987). Comportement d’un système pluton-encaissant dans un champ de déformation régional; le granite du Bramram (Jebilet, Maroc hercynien). *Bulletin de La Société Géologique de France*, 3(4), 665–673.
- Le Heron, D. P., Ghienne, J.-F., El Houicha, M., Khoukhi, Y., & Rubino, J.-L. (2007). Maximum extent of ice sheets in Morocco during the Late Ordovician glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245(1–2), 200–226.
- Lemonnier, N. (2015). *Evolution géodynamique et paléogéographique mésozoïque du nord de l’Alaska: du bassin amérasien à l’orogénèse brookienne*. Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- Lespade, P., Marchand, A., Couzi, M., & Cruege, F. (1984). Caractérisation de matériaux carbonés par microspectrométrie Raman. *Carbon*, 22(4–5), 375–385. [https://doi.org/10.1016/0008-6223\(84\)90009-5](https://doi.org/10.1016/0008-6223(84)90009-5)
- Ludwig, K. R. (2003). *User’s manual for Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Kenneth R. Ludwig.
- Marcoux, E., Belkadir, A., Gibson, H. L., Lentz, D., & Ruffet, G. (2008). Draa Sfar, Morocco: A Viséan (331 Ma) pyrrhotite-rich, polymetallic volcanogenic massive sulphide deposit in a Hercynian sediment-dominant terrane. *Ore Geology Reviews*, 33(3–4), 307–328. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.03.004>
- Martínez, F. J., Dietsch, C., Aleinikoff, J., Cirés, J., Arboleya, M. L., Reche, J., & Gómez-Gras, D. (2016). Provenance, age, and tectonic evolution of Variscan flysch, southeastern France and northeastern Spain, based on zircon geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 128(5–6), 842–859.
- Matheron, G. (1962). *Traité de géostatistique appliquée. 1 (1962) (Vol. 1)*. Editions Technip.
- Mattauer, M., Proust, F., & Tapponnier, P. (1972). Major strike-slip fault of late Hercynian age in

- Morocco. *Nature*, 237(5351), 160.
- Matte, P. (2001). The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13(2), 122–128. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x>
- Mayol, S. (1987). Géologie de la partie occidentale de la boutonnière paléozoïque des Jebilet, Maroc: un exemple d'évolution structurale hercynienne de bassins intercontinentaux cambrien et carbonifère. Faculté des sciences Saint-Jérôme, Laboratoire de géologie dynamique.
- Michard, A. (1968a). La zone à staurotide et disthène des Rehamna (Maroc hercynien). Une échine tarditectonique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1813–1816.
- Michard, A. (1968b). Une zone à staurotide et disthène dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 266, 1639–1642.
- Michard, A. (1976). *Eléments de géologie marocaine* (Vol. 252). Éditions du Service géologique du Maroc.
- Michard, A., Hoepffner, C., Soulaïmani, A., & Baidder, L. (2008). The Variscan Belt. In *Continental Evolution: The Geology of Morocco* (p. 424). Springer Verl.
- Michard, A., Soulaïmani, A., Hoepffner, C., Ouanaïmi, H., Baidder, L., Rjimati, E. C., & Saddiqi, O. (2010). The South-Western Branch of the Variscan Belt: Evidence from Morocco. *Tectonophysics*, 492(1–4), 1–24. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2010.05.021>
- Michard, A., Yazidi, A., Benziane, F., Hollard, H., & Willefert, S. (1982). Foreland thrusts and olistromes on the pre-Sahara margin of the Variscan orogen, Morocco. *Geology*, 10(5), 253–256.
- Moreno, C., Sáez, R., González, F., Almodóvar, G., Toscano, M., Playford, G., Alansari, a., Rziqi, S., & Bajddi, a. (2008). Age and depositional environment of the Draa Sfar massive sulfide deposit, Morocco. *Mineralium Deposita*, 43(8), 891–911. <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0199-x>
- Mrini, Z., Rafi, A., Duthou, J. L., & Vidal, P. (1992). Chronologie Rb–Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc: conséquences. *Bull. Soc. Géol. France*, 163(3), 281–291.
- Mullis, J. (1979). The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. *Bull. Mineral.*, 102, 526–536.
- N'diaye, I., Essaifi, A., Dubois, M., Lacroix, B., Goodenough, K. M., & Maacha, L. (2016). Fluid

- flow and polymetallic sulfide mineralization in the Kettara shear zone (Jebilet Massif, Variscan Belt, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 119, 17–37.
- Nance, R. D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., Strachan, R. A., & Woodcock, N. H. (2010). Evolution of the Rheic ocean. *Gondwana Research*, 17(2), 194–222.
- Negro, F., Beyssac, O., Goffé, B., Saddiqi, O., & Bouybaouène, M. L. (2006). Thermal structure of the Alboran Domain in the Rif (northern Morocco) and the Western Betics (southern Spain). Constraints from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *Journal of Metamorphic Geology*, 24, 309–327. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00639.x>
- Nemanich, R. J., & Solin, S. A. (1979). First and second order Raman scattering from finite-size crystals of graphite. *Physical Review B*, 20(2), 392–401.
- Oberlin, A. (1989). High-resolution TEM studies of carbonization and graphitization. *Chemistry and Physics of Carbon*, 22(1).
- Onézime, J., Charvet, J., Faure, M., Bourdier, J., & Chauvet, A. (2003). A new geodynamic interpretation for the South Portuguese Zone (SW Iberia) and the Iberian Pyrite Belt genesis. *Tectonics*, 22(4).
- Ouabid, M., Ouali, H., Garrido, C. J., Acosta-Vigil, A., Román-Alpiste, M. J., Dautria, J.-M., Marchesi, C., & Hidas, K. (2017). Neoproterozoic granitoids in the basement of the Moroccan Central Meseta: correlation with the Anti-Atlas at the NW paleo-margin of Gondwana. *Precambrian Research*, 299, 34–57.
- Oukemeni, D., Bourne, J., & Krogh, T. E. (1995). Geochronologie U-Pb sur zircon du pluton d'Aouli, Haute Moulouya, Maroc. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 166(1), 15–21.
- Paquette, J.-L., Ballèvre, M., Peucat, J.-J., & Cornen, G. (2017). From opening to subduction of an oceanic domain constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Variscan belt, Southern Armorican Massif, France). *Lithos*, 294, 418–437.
- Pasteris, J. D. (1989). In Situ Analysis in Geological Thin-Sections by Laser Raman Microprobe Spectroscopy: A Cautionary Note. *Applied Spectroscopy*, 43(3), 567–570. Retrieved from <http://as.osa.org/abstract.cfm?URI=as-43-3-567>
- Pasteris, J. D., & Wopenka, B. (1991). Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. *The Canadian Mineralogist*, 29, 1–9. Retrieved from

- <http://canmin.geoscienceworld.org/content/29/1/1.full.pdf%5Cnpapers2://publication/uuid/83325F48-D1B6-4F0C-9DB4-451FCAA8B6DB>
- Pimenta, M. A., Dresselhaus, G., Dresselhaus, M. S., Cancado, L. G., Jorio, A., & Saito, R. (2007). Studying disorder in graphite-based systems by Raman spectroscopy. *Physical Chemistry Chemical Physics*, 9(11), 1276–1290. <https://doi.org/10.1039/B613962K>
- Pin, C. (1990). Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics*, 177(1–3), 215–227.
- Piqué, A. (1975). Différenciation des aires de sédimentation au Nord-Ouest de la Meseta marocaine; la distension Devono-Dinantienne. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences de Paris*, 281, 767–770.
- Piqué, A. (1979). *Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: la Meseta marocaine nord occidentale*. Université Strasbourg.
- Piqué, A., Bouabdelli, M., & Darboux, J.-R. (1995). Le rift cambrien du Maroc occidental. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences. Série 2. Sciences de La Terre et Des Planètes*, 320(10), 1017–1024.
- Piqué, A., Corneé, J.-J., Muller, J., & Roussel, J. (1991). The Moroccan Hercynides. In *The West African Orogens and Circum-Atlantic correlatives* (pp. 229–263). Springer.
- Piqué, A., Jeannette, D., & Michard, A. (1980). The Western Meseta Shear Zone, a major and permanent feature of the Hercynian belt in Morocco. *Journal of Structural Geology*, 2(1/2), 55–61. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90034-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90034-6)
- Pique, A., & Michard, A. (1989). Moroccan Hercynides; a synopsis; the Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *American Journal of Science*, 289(3), 286–330.
- Playford, G., González, F., Moreno, C., & Alansari, A. (2008). Palynostratigraphy of the Sarhlef Series (Mississippian), Jebilet Massif, Morocco. *Micropaleontology*, 54(2), 89–124.
- Plunder, A., Agard, P., Chopin, C., Pourteau, A., & Okay, A. I. (2015). Accretion, underplating and exhumation along a subduction interface: From subduction initiation to continental subduction (Tavşanlı zone, W. Turkey). *Lithos*, 226, 233–254. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.007>
- Plunder, A., Agard, P., Dubacq, B., Chopin, C., & Bellanger, M. (2012). How continuous and precise is the record of P-T paths? Insights from combined thermobarometry and

- thermodynamic modelling into subduction dynamics (Schistes Lustrés, W. Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, 30, 323–346. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2011.00969.x>
- Poole, F. G., Perry, W. J., Madrid, R. J., & Amaya-Martínez, R. (2005). Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. *Geological Society of America Special Papers*, 393, 543–596.
- Poucllet, A., El Hadi, H., Bardintzeff, J.-M., Benharref, M., & Fekkak, A. (2017). Devonian to Early Carboniferous magmatic alkaline activity in the Tafilalt Province, Eastern Morocco: An Eovariscan episode in the Gondwana margin, north of the West African Craton. *Journal of African Earth Sciences*, 129, 814–841.
- Robert, A., Pubellier, M., de Sigoyer, J., Vergne, J., Lahfid, A., Cattin, R., Findling, N., & Zhu, J. (2010). Structural and thermal characters of the Longmen Shan (Sichuan, China). *Tectonophysics*, 491(1–4), 165–173. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.03.018>
- Robinson, D., & Frey, M. (1999). Low-grade metamorphism. Blackwell Science Oxford, UK.
- Roddaz, M., Brusset, S., Soula, J., Béziat, D., Ben Abbou, M., Debat, P., Driouch, Y., Christophoul, F., Ntarmouchant, A., & Déramond, J. (2002). Foreland basin magmatism in the Western Moroccan Meseta and geodynamic inferences. *Tectonics*, 21(5).
- Rosé, F. (1987). *Les types granitiques du Maroc hercynien*. Université Paris VI.
- Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y., & Jahangiri, A. (2013). Geochronology and petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and implications for the melt evolution of Paleo-Tethyan rifting in Western Cimmeria. *Lithos*, 162, 264–278.
- Saddiqi, O., El Haimer, F. Z., Michard, A., Barbarand, J., Ruiz, G. M. H., Mansour, E. M., Leturmy, P., & Frizon de Lamotte, D. (2009). Apatite fission-track analyses on basement granites from south-western Meseta, Morocco: Paleogeographic implications and interpretation of AFT age discrepancies. *Tectonophysics*, 475(1), 29–37. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.007>
- Sapin, F., Pubellier, M., Lahfid, A., Janots, D., Aubourg, C., & Ringenbach, J. C. (2011). Onshore record of the subduction of a crustal salient: Example of the NW Borneo Wedge. *Terra Nova*, 23, 232–240. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01004.x>
- Shakerdakani, F., Neubauer, F., Bernroider, M., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Liu, X., Genser, J., Monfaredi, B., & Masoudi, F. (2017). Geochemical and isotopic evidence for

- Carboniferous rifting: mafic dykes in the central Sanandaj-Sirjan zone (Dorud-Azna, West Iran). *Geologica Carpathica*, 68(3), 229–247.
- Sillitoe, R. H. (1972). A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 67(2), 184–197.
- Simancas, J. F., Azor, A., Martínez-Poyatos, D., Tahiri, A., El Hadi, H., González-Lodeiro, F., Pérez-Estaún, A., & Carbonell, R. (2009). Tectonic relationships of Southwest Iberia with the allochthons of Northwest Iberia and the Moroccan Variscides. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2), 103–113.
- Simancas, J. F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., & Almodovar, G. R. (2003). Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics*, 22(6).
- Simancas, J. F., Tahiri, A., Azor, A., Lodeiro, F. G., Poyatos, D. J. M., & El Hadi, H. (2005). The tectonic frame of the Variscan–Alleghanian orogen in Southern Europe and Northern Africa. *Tectonophysics*, 398(3), 181–198.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., & Norberg, N. (2008). Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1), 1–35.
- Sougy, J. (1976). *Existence d'une importante tectonique tangentielle avec nappes repliées, dans les Jebilet occidentales et centrales, Méséta marocaine hercynienne: rapport de tournée, mars 1976*. Laboratoire de géologie dynamique.
- Soulaimani, A., Michard, A., Ouanaïmi, H., Baidder, L., Raddi, Y., Saddiqi, O., & Rjimati, E. C. (2014). Late Ediacaran–Cambrian structures and their reactivation during the Variscan and Alpine cycles in the Anti-Atlas (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 98, 94–112.
- Spear, F. S. (1993). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America.
- Tahiri, A. (1982). *Lithostratigraphie, structure et métamorphisme de la partie sud des Jebilet occidentales autochtones et allochtones*. Université Aix-Marseille.
- Tahiri, A., Montero, P., El Hadi, H., Martínez Poyatos, D., Azor, A., Bea, F., Simancas, J. F., & González Lodeiro, F. (2010). Geochronological data on the Rabat-Tiflet granitoids: Their

- bearing on the tectonics of the Moroccan Variscides. *Journal of African Earth Sciences*, 57(1–2), 1–13. <https://doi.org/Doi 10.1016/J.Jafrearsci.2009.07.005>
- Tan, P., Dimovski, S., & Gogotsi, Y. (2004). Raman scattering of non-planar graphite: arched edges, polyhedral crystals, whiskers and cones. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 362(1824), 2289–2310. Retrieved from <http://rsta.royalsocietypublishing.org/content/362/1824/2289.abstract>
- Tera, F., & Wasserburg, G. J. (1972). U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 14(3), 281–304.
- Tisserant, D. (1977). *Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Etude de quelques massifs atlasiques et mésétiens*. Université Strasbourg.
- Torsvik, T. H., van der Voo, R., Doubrovine, P. V., Burke, K., Steinberger, B., Ashwal, L. D., Trønnes, R. G., Webb, S. J., & Bull, A. L. (2014). Deep mantle structure as a reference frame for movements in and on the Earth. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(24), 8735–8740.
- Tuinstra, F., & Koenig, J. L. (1970). Raman Spectrum of Graphite. *The Journal of Chemical Physics*, 53(3), 1126–1130. <https://doi.org/10.1063/1.1674108>
- von Raumer, J. F., Bussy, F., & Stampfli, G. M. (2009). The Variscan evolution in the External massifs of the Alps and place in their Variscan framework. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2–3), 239–252.
- von Raumer, J. F., & Stampfli, G. M. (2008). The birth of the Rheic Ocean—Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent tectonic plate scenarios. *Tectonophysics*, 461(1–4), 9–20.
- Wada, H., Tomita, T., Matsuura, K., Tuchi, K., Ito, M., & Morikiyo, T. (1994). Graphitization of carbonaceous matter during metamorphism with references to carbonate and pelitic rocks of contact and regional metamorphisms, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(3), 217–228. <https://doi.org/10.1007/BF00306643>
- Wernert, P., Schulmann, K., Chopin, F., Štípská, P., Bosch, D., & El Houicha, M. (2016). Tectonometamorphic evolution of an intracontinental orogeny inferred from P–T–t–d paths of the metapelites from the Rehamna massif (Morocco). *Journal of Metamorphic Geology*, 34(9), 917–940. <https://doi.org/10.1111/jmg.12214>

- Wernert, P., Stipskas, P., Chopin, F., Schulmann, K., Bosch, D., Bruguier, O., El Houicha, M., Corsini, M., & Ghienne, J. . (2015). Tectonometamorphic evolution of the intracontinental orogeny exemplified by the Rehamna massif (Morocco, Variscan belt). *The Variscan Belt: Correlations and Plate Dynamics - Special Meeting of the French & Spanish Geological Societies - Rennes, 9-11 June 2015 - Program and Abstracts Volume, 1*, 143.
- White, R. W., Powell, R., & Holland, T. J. B. (2007). Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(5), 511–527. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00711.x>
- White, S. N. (2009). Laser Raman spectroscopy as a technique for identification of seafloor hydrothermal and cold seep minerals. *Chemical Geology*, 259(3–4), 240–252.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F. V, Quadt, A. von, Roddick, J. C., & Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U- Th- Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 19(1), 1–23.
- Wopenka, B., & Pasteris, J. D. (1993). Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist*, 78(5–6), 533–557.
- Wright, J. B. (1977). *Mineral deposit, continental drift and plate tectonics*. Dowden, Hutchinson and Ross Inc.
- Yardley, B. W., MacKenzie, W. S., & Guilford, C. (1990). *Atlas of metamorphic rocks and their textures*. Longman Scientific & Technical.
- Yoshida, A., Kaburagi, Y., & Hishiyama, Y. (2006). Full width at half maximum intensity of the G band in the first order Raman spectrum of carbon material as a parameter for graphitization. *Carbon*, 44(11), 2333–2335.
- Youbi, N., Bellon, H., Marzin, A., Piqué, A., Cotten, J., & Cabanis, B. (2001). Du cycle orogénique hercynien au pré-rifting de l’Atlantique central au Maroc occidental : les microdiorites des Jbilet sont-elles des marqueurs magmatiques de ce passage ? *Comptes Rendus de l’Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 333(5), 295–302. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01643-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01643-3)
- Yui, T. F., Huang, E., & Xu, J. (1996). Raman spectrum of carbonaceous material: a possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic*

Geology, 14(4), 115–124. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.1996.05792.x>

Zahraoui, M. (1981). *Etude lithostratigraphique et structurale des nappes de la région du Jbel Tekzim (Jebilet centrales, Maroc): contribution à la connaissance de l'évolution de la chaîne hercynienne de la Meseta marocaine*. Thèse de 3ème Cycle, Université Aix-Marseille.

VII. Liste des figures

Figure II.1: Configuration possible de la chaîne varisque – alléghanienne au Carbonifère supérieur (300 Ma)	18
Figure II.2 : Carte des principales zones structurales de la Meseta marocaine.....	20
Figure II.3: Représentation schématique 3D des structures et cinématiques varisques de la Meseta du Maroc	25
Figure II.4: Modèles géodynamiques proposés pour expliquer l'évolution de la Meseta du Dévonien supérieur au Permien inférieur.....	28
Figure II.5 : (a) Localization of the Jebilet massif in the Variscan of Morocco. (b) Geological map of the studied area based on our field observations and on previous studies and localization of the cross-sections of Figure II.8.	36
Figure II.6 : Synthetic lithostratigraphic logs of the Jebilet massif for each tectonic domain (western, central and eastern Jebilet) based on previous studies and refined by our field observations.....	40
Figure II.7 : Field photographs presenting deformation structures in the Jebilet massif..	42
Figure II.8 : Interpretative geological cross-sections through the Jebilet massif.....	44
Figure II.9 :Three-dimensional sketch and stereographic diagrams show equal area, lower hemisphere projections of planar and linear structures	46
Figure II.10 : Microphotographs illustrating crystallization–deformation relationships..	48
Figure II.11 : Cathodoluminescence images of representative zircons showing their internal structures	50
Figure II.12 :Concordia diagrams of LA-ICP-MS U–Pb zircon data from the studied samples	51
Figure II.13 :Interpretative temporal evolution of tectono-metamorphic events in the Jebilet massif from the upper Devonian to the Lower Permian (see text for discussion).....	59
Figure II.14 :Three-dimensional idealized model for the evolution of the Jebilet Massif from the upper Devonian to the Lower Permian (see text for discussion).....	63
Figure III.1 : Quelques images de différents matériaux carbonés observées par MET et schémas structuraux correspondants (d'après Oberlin, 1989). A : kérogène immature de type II ; B : kérogène mature de type I ; C : graphite.	73
Figure III.2 : Effet Raman lors de la traversée d'un cristal.	74

Figure III.3 : Schéma du spectromètre Raman confocal Renishaw (BRGM-ISTO)	76
Figure III.4 : Spectres Raman de matière carbonée ordonnée (A) et désordonnée (B) dans le premier et second ordre et modes impliqués dans les bandes Raman du 1er ordre: G (A) et D (B) de matériaux carbonés (modifié d'après Beyssac & Lazzeri, 2012)	77
Figure III.5 : A : Courbe de corrélation entre le paramètre rapport d'aire de $(D1/(D1+G))$ et les diamètres des domaines cohérents (L_a) (d'après Wopenka & Pasteris, 1993). B : Schéma illustrant les domaines cohérents de graphènes (L_a).	79
Figure III.6 : Corrélation linéaire entre le rapport d'aire R2 et les pics thermiques des échantillons étudiés ; représentés dans la figure I.8 (d'après Beyssac et al., 2002).	80
Figure III.7 : Conditions métamorphiques des échantillons utilisés par Beyssac et al. (2002) pour la calibration du RSCM.	80
Figure III.8 : Corrélation linéaire entre le rapport d'aire RA1 et les pics thermiques des échantillons étudiés Lahfid et al. (2010).	81
Figure III.9 : Corrélations linéaire (en pointillé) et quadratique (trait plein) entre le rapport d'aire R2 et les pics thermiques des échantillons étudiés ; représentés dans la figure I.7 (Aoya et al., 2010).	82
Figure III.10 : Comparaison entre (1) le spectre Raman d'un carbone mesuré en surface d'une lame mince et (2) le spectre Raman d'un carbone mesuré à l'intérieur de la même lame mince (Lahfid, 2008).	82
Figure III.11 : Spectre Raman d'un carbone remanié de haute température (rouge) en contraste des autres spectres Raman des carbones représentatifs d'un échantillon de basse température.	83
Figure III.12 : A : zonéographie des faciès métamorphique dans notre zone d'étude. B : Variation de l'indice de cristallinité de l'illite le long de transects localisés sur la figure A (modifié d'après Bordonaro (1983), El Hassani (1980), Huvelin (1977), Mayol (1987)).	87
Figure III.13 : Microphotographies permettant d'illustrer les principales relations de cristallisation-déformation des minéraux métamorphiques dans notre zone d'étude.	89
Figure III.14 : (a) Sketch map of the Meseta domain (modified from Michard et al., 2008). (b) Geological map of the Jebilet Massif with sample locations (modified from Huvelin, 1977).	99
Figure III.15 : Photomicrographs of typical greenschist-facies pelitic samples..	104

Figure III.16 : Photomicrographs of typical hornfels/amphibolite facies metapelitic samples	105
Figure III.17 : Photomicrographs and SEM images of hornfels/amphibolite facies metapelites J 2a and J 2.5 (Sidi Bou Othmane area) showing crystallization–deformation relationships..	106
Figure III.18 : Representative microprobe analysis of (a) biotite and (b) garnet for J 3, J 9 and J 2a samples in the Oulad–Ouaslam area	107
Figure III.19 : Selection of representative Raman spectra of carbonaceous materials and the corresponding temperatures for the greenschist-facies pelitic samples J 1 and KET 2.1 and the hornfels/amphibolite facies pelitic samples KET 7, M3, KET 11 and J 3.....	108
Figure III.20 : P–T pseudosections calculated with THERIAK/DOMINO for samples J 3, J 9 and J 2a in the Oulad–Ouaslam area. Two superimposed paragenesis were identified in sample J 2a: (1) garnet–staurolite due to regional metamorphism and (2) andalusite–cordierite–biotite formed during contact metamorphism	113
Figure III.21 : Geological map of the central part of the Jebilet massif (see location on Figure III.14) showing temperatures estimated by the RSCM method and by pseudosection modelling. The absolute uncertainty on RSCM temperatures is ± 50 °C.	115
Figure III.22 : Photographies et microphotographies permettant d’illustrer les minéraux des roches carbonatées de types skarns dans notre zone d’étude.....	119
Figure III.23 : Graphiques ternaires présentant : (A) et (b), la chimie des grenats. (C), la chimie des pyroxènes.	122
Figure III.24 : Comparaison entre un spectre Raman de roche pélitique et un spectre Raman de roche carbonatée de type skarn dans le secteur de Sidi Bou Othmane.	123
Figure III.25 : localisation des 217 échantillons analysés par géothermométrie RSCM sur la carte structurale de notre zone d’étude.....	125
Figure III.26 : Spectres Raman des matériaux carbonés représentatifs des échantillons mesurés dans notre zone d’étude.....	127
Figure III.27 : Exemple de spectres Raman de MC ordonnée présentant une forte hétérogénéité spectrale mesurés dans un échantillon métapélitiques et dans un échantillon de type skarn	128

Figure III.28 : Crystal structure of graphite with indication of laser beam incident directions for C-axis-parallel and C-axis-normal measurements and the corresponding Raman spectra.....	132
Figure III.29 : Example of the first-order region decomposition of the Raman spectrum of a natural CM taken with the laser excitation energy of 2.41 eV ($\lambda = 514.5$ nm).....	134
Figure III.30 : Representative Raman spectra of ordered CM from various samples and their corresponding temperatures.	138
Figure III.31 : RSA parameter versus peak temperature of samples listed in Table 1.....	140
Figure III.32 : Results of the decomposition of Raman spectra versus the peak temperature of selected samples: (a) comparison of the R2 parameter with the RSA parameter and (b) comparison of the I_D/I_G parameter with the RSA parameter.	141
Figure III.33 : Comparison between mineralogy-derived temperatures, RSA-derived temperature and R2-derived temperatures for the selected samples in this study.	142
Figure III.34 : Carte géologique de notre zone d'étude dans le massif des Jebilet avec la localisation des coupes géologiques discutées (AA', BB', CC'C'' et DD'D'').	144
Figure III.35 : (A) Distribution des T_{RSCM} selon la coupe géologique AA' (voir Figure III.34 pour la légende). (B) Log stratigraphique des terrains concernés par la coupe A	146
Figure III.36 : (A) Distribution des T_{RSCM} selon la coupe géologique BB' (voir Figure III.34 pour la légende). (B) Log stratigraphique des terrains concernés par la coupe BB'	146
Figure III.37 : (A) Distribution des T_{RSCM} selon la coupe géologique CC'C'' (voir Figure III.34 pour la légende). (B) Log stratigraphique des terrains concernés par la coupe CC'C''. ...	149
Figure III.38 : (A) Distribution des T_{RSCM} selon la coupe géologique DD'D'' (voir Figure III.34 pour la légende). (B) Log stratigraphique des terrains concernés par la coupe DD'D''	149
Figure III.39 : Propriété d'un variogramme	153
Figure III.40 : Carte présentant la répartition des échantillons géoréférencés ainsi que la gamme de température RSCM associée.....	154
Figure III.41 : Histogramme de répartition des températures RSCM sur les échantillons analysés	155
Figure III.42 : Schéma structural du massif des Jebilet	156

Figure III.43 : Fichiers de forme utilisés pour la construction de la carte des paléotempératures. A : contours géologiques. B : unités géologiques. C : roches magmatiques. D : failles.	157
Figure III.44 : Variogramme avec un pas de 1500 m calculé selon les directions N00, N045, N090, N135 et selon la direction moyenne	158
Figure III.45 : Variogramme avec un pas de 500 m selon les directions N00, N045, N090, N135 et selon la direction moyenne	158
Figure III.46 : Carte des paléotempératures réalisée par la méthode d'interpolation spatiale par krigeage avec variogramme linéaire sans dérive. A : champs de $T_{RSCM-RSA}$ sans les contours des isovaleurs. B : champs de $T_{RSCM-RSA}$ avec les contours des isovaleurs tous les 20°C.	160
Figure III.47 : Carte des paléotempératures réalisée par la méthode d'interpolation spatiale par krigeage avec variogramme linéaire sans dérive en tenant compte du fichier de forme unités géologiques. A : champs de $T_{RSCM-RSA}$ sans les contours des isovaleurs. B : champs de $T_{RSCM-RSA}$ avec les contours des isovaleurs tous les 20°C.	161
Figure III.48: Carte présentant la zonéographie du métamorphisme dans notre zone d'étude	164
Figure III.49 : Superposition des fichiers de forme roches magmatiques et failles sur la carte des paléotempératures. A : champs de $T_{RSCM-RSA}$ sans les contours des isovaleurs. B : champs de $T_{RSCM-RSA}$ avec les contours des isovaleurs tous les 20°C.....	166
Figure III.50 : Superposition des fichiers de forme roches magmatiques et failles sur la carte des paléotempératures ainsi que des principaux anticlinaux et synclinaux. A : champs de $T_{RSCM-RSA}$ sans les contours des isovaleurs. B : champs de $T_{RSCM-RSA}$ avec les contours des isovaleurs tous les 20°C.....	172
Figure III.51 : Compilation des données stratigraphiques, géochronologiques, structurales et de T_{RSCM} dans le massif des Jebilet,	177
Figure III.52 : Blocs diagrammes 3D schématiques présentant l'évolution du massif des Jebilet du Faménien au Viséen supérieur-Namurien.....	179
Figure III.53 : Blocs diagrammes 3D schématiques présentant l'évolution du massif des Jebilet du Viséen supérieur-Namurien au Permien inférieur.	182

Figure IV.1: Modèles géodynamiques proposés pour expliquer l'évolution de la Meseta du Dévonien supérieur au Permien inférieur.....	190
Figure IV.2 : Reconstruction paléogéographique globale au Dévonien supérieur d'après Frizon de Lamotte et al. (2013).....	195
Figure IV.3: Modèle de reconstruction paléogéodynamique pour la formation par étape de la chaîne varisque – alléghanienne (modifié d'après Kroner et al., 2016).....	196
Figure IV.4 : Modèle de reconstruction paléogéodynamique pour la formation par étapes de la chaîne varisque – alléghanienne (modifié d'après Torsvik et al., 2014).....	199

VIII. Annexes

Annexe VII.1 : Données d'analyse U-Pb par LA-ICP-MS pour chacun des échantillons datés



Tectonics

Supporting Information for

A review of the geological evolution of the Variscan Jebilet massif, inferred from structural and geochronological analysis.

S. Delchini^{1,2,3}, A. Lahfid^{1,2,3}, B. Lacroix⁴, T. Baudin¹, C. Hoepffner⁵, C. Guerrot¹, P. Lach¹, O. Saddiqi⁶, C. Ramboz²

¹ BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans, France.

² CNRS, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France.

³ Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France.

⁴ Department of Geology, Kansas State University, 108 Thompson Hall, Manhattan, KS 66506, USA

⁵ Hon. Pr. Mohamed V University, Rabat, Morocco.

⁶ Department of Geology, Faculty of Sciences Ain Chock, Hassan II University of Casablanca, B.P.5366, Maarif, Casablanca, Morocco

Additional Supporting Information (Files uploaded separately)

Tables VIII.1 and VIII.2

Introduction

This supporting information provides Tables S1 to S2 that contain the LA-ICP-MS U-Pb analyses for each dated sample.

Table VIII.1 : LA-ICP-MS U-Pb analyses for dated samples. Data in *italic* are contaminated with lead (^{204}Pb greater than or equal to 10 counts per second and/or $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} < 500$). Data in **bold** are reported on the Tera-Wasserburg diagrams. The correlation factor Rho is calculated according to the simplified equation of Schmitz and Schoene (2007). The concordance is calculated according to the equation: $\text{conc} = 100 * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U age}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb age})$. Uncertainties reported at 1σ (absolute), calculated by propagation of all known sources of error.

JG01	Isotopic ratios							Ages (Ma)													
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ		Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	con c	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U (ppm)	Pb (ppm)	U/Th	
JG01-01	0,0515	0,0062	0,4141	0,0487	0,0583	0,0018	0,2551	263,4	255,2	351,8	34,97	365,4	10,66	104	4	285,5	136,7293	7,0856	2,8058		
JG01-02	0,0557	0,0036	0,4149	0,0259	0,0541	0,0010	0,3022	438,5	136,9	352,4	18,59	339,5	6,21	96	1	3240	418,7083	20,1026	5,9876		
JG01-03	0,0565	0,0040	0,4310	0,0295	0,0553	0,0011	0,2797	473,1	148,6	363,8	20,96	346,9	6,46	95	2,70831	677,17621	232,3966	11,3791	3,4544		
JG01-04	0,0679	0,0050	0,5140	0,0368	0,0549	0,0012	0,2924	865,7	145,2	421,2	24,7	344,5	7,03	82	2,70831	577,48287	200,2024	9,7039	1,5281		
JG01-05	0,0710	0,0054	0,5055	0,0373	0,0517	0,0012	0,3046	956,6	147,6	415,4	25,13	324,7	7,11	78	3,46919	661,24954	312,4563	14,2331	5,8583		
JG01-06	0,1751	0,0099	1,6563	0,0907	0,0686	0,0013	0,3541	2607,1	90,89	992	34,67	427,7	8,01	43	29,0887	169,92825	507,6076	30,6689	8,9888		
JG01-07	0,0527	0,0066	0,4187	0,0510	0,0576	0,0017	0,2424	317,3	260,3	355,1	36,49	360,9	10,38	102	2,61956	439,76886	141,1420	7,1476	7,8667		
JG01-08	0,0721	0,0063	0,5078	0,0430	0,0511	0,0013	0,2962	987,6	168,2	416,9	28,92	321,2	7,86	77	5	312,2	289,9296	13,2137	2,2311		
JG01-09	0,0746	0,0053	0,5769	0,0397	0,0561	0,0012	0,3087	1058,2	137	462,4	25,54	351,5	7,27	76	3,76993	545,36875	348,0271	17,4039	5,0240		
JG01-10	0,0563	0,0054	0,4276	0,0400	0,0551	0,0013	0,2601	462,1	200,2	361,4	28,44	345,7	8,19	96	1	1522	262,1269	12,8836	6,9915		
JG01-11	0,1667	0,0164	1,4623	0,1354	0,0636	0,0024	0,4024	2524,8	156,6	915	55,85	397,5	14,38	43	1	938	139,9705	7,9401	3,3463		
JG01-12	0,0502	0,0051	0,3974	0,0398	0,0574	0,0014	0,2508	204,5	221,4	339,7	28,89	359,7	8,76	106	1	1521	251,4005	12,8751	3,1246		
JG01-13	0,0505	0,0059	0,3403	0,0388	0,0488	0,0014	0,2427	220,1	248,8	297,4	29,38	307,2	8,31	103	1	1430	278,0269	12,1048	1,6234		
JG01-14	0,0867	0,0089	0,6587	0,0655	0,0551	0,0016	0,2992	1353,3	186,6	513,8	40,11	345,7	10,02	67	1	700	120,5813	5,9254	2,2754		
JG01-15	0,0532	0,0053	0,3840	0,0376	0,0524	0,0013	0,2575	337	212,8	330	27,59	328,9	8,1	100	2	940	340,7300	15,9140	1,9831		
JG01-16	0,0568	0,0075	0,4161	0,0535	0,0531	0,0017	0,2502	482,6	268,1	353,3	38,38	333,7	10,45	94	1	1235	220,5076	10,4542	3,2259		
JG01-17	0,0706	0,0038	0,4442	0,0232	0,0456	0,0008	0,3446	945,1	105,6	373,2	16,29	287,7	5,06	77	3	1584	790,6632	31,9893	2,3062		
JG01-18	0,0842	0,0032	0,5809	0,0214	0,0500	0,0008	0,4184	1297	71,32	465	13,73	314,7	4,75	68	8,30978	784,13638	989,1622	43,8642	3,8844		
JG01-19	0,0602	0,0027	0,4329	0,0189	0,0522	0,0008	0,3610	609,6	92,73	365,3	13,36	327,8	5,05	90	1	4430	644,7847	29,8217	10,0768		
JG01-20	0,0536	0,0032	0,4128	0,0243	0,0558	0,0010	0,3020	355,5	129	350,9	17,43	350,1	6,07	100	2,16845	1432,3577	422,6854	20,9089	4,2813		

Annexes

JG01-21	0,0550	0,0045	0,4076	0,0322	0,0537	0,0012	0,2801	413,1	171,3	347,1	23,26	337,2	7,31	97	1	1737	245,6096	11,6931	3,5169
JG01-22	0,0615	0,0049	0,4223	0,0328	0,0498	0,0011	0,2873	657,1	161,8	357,7	23,4	313,2	6,84	88	2	1201,5	366,7063	16,1764	4,0916
JG01-23	0,0602	0,0069	0,6304	0,0712	0,0760	0,0022	0,2564	609,2	231,7	496,3	44,33	472,1	13,2	95	0,07971	17928,546	142,9180	9,6197	1,5157
JG01-24	0,0602	0,0049	0,4441	0,0353	0,0535	0,0012	0,2873	611,4	166,6	373,2	24,79	335,8	7,46	90	5,30978	274,5877	207,1557	9,8149	3,1008
JG01-25	0,0619	0,0049	0,4688	0,0366	0,0549	0,0012	0,2825	670,7	162	390,3	25,27	344,6	7,42	88	3	496	205,9612	10,0169	4,0000
JG01-26	0,0606	0,0039	0,4547	0,0289	0,0545	0,0010	0,2975	623,4	133,8	380,6	20,18	341,8	6,27	90	1	2358	329,0679	15,8735	3,2297
JG01-27	0,1767	0,0064	1,7778	0,0625	0,0730	0,0012	0,4796	2621,7	59,15	1037,4	22,84	454	7,38	44	47	157,48936	770,5950	49,8285	7,0075
JG01-28	0,0736	0,0041	0,5198	0,0281	0,0512	0,0010	0,3426	1030,1	108,2	425	18,8	322	5,85	76	1	2587	383,8333	17,4151	2,2747
JG01-29	0,0625	0,0043	0,4567	0,0308	0,0530	0,0011	0,2971	692,2	140,2	382	21,44	332,7	6,48	87	1	1839	263,8348	12,3797	2,9264
JG01-30	0,0533	0,0040	0,3917	0,0290	0,0533	0,0011	0,2865	340,9	162,2	335,6	21,14	334,8	6,92	100	1	2084	297,1899	14,0290	2,8755
JG01-31	0,0652	0,0059	0,4893	0,0434	0,0544	0,0013	0,2692	781,3	179,9	404,4	29,61	341,5	7,95	84	2	576	161,0148	7,7550	2,0567
JG01-32	0,0536	0,0034	0,3930	0,0244	0,0532	0,0010	0,2999	355,1	136,3	336,6	17,79	333,8	6,06	99	0,6286	7349,6644	660,7430	31,1008	2,2450
JG01-33	0,0647	0,0034	0,4756	0,0244	0,0533	0,0009	0,3438	764,8	106,6	395,1	16,79	334,8	5,75	85	3,53985	1185,9251	598,7401	28,2599	7,5832
JG01-34	0,0667	0,0029	0,4623	0,0197	0,0503	0,0008	0,3787	828,5	87,75	385,9	13,66	316,1	4,95	82	8,07971	710,91702	868,9518	38,6673	9,6645
JG01-35	0,0587	0,0036	0,4375	0,0259	0,0540	0,0010	0,3062	557	126,9	368,5	18,31	339,1	5,98	92	1	1829	254,1546	12,1453	4,3858
JG01-36	0,0614	0,0033	0,4455	0,0230	0,0526	0,0009	0,3310	652,9	109,6	374,1	16,17	330,6	5,5	88	1	2000	285,3048	13,2808	3,7946
JG01-37	0,0556	0,0035	0,4322	0,0267	0,0564	0,0010	0,2903	435,4	134,6	364,7	18,91	353,6	6,17	97	1	2252	299,8781	14,9542	3,7540
JG01-38	0,0664	0,0045	0,5022	0,0330	0,0548	0,0010	0,2835	819,6	134	413,2	22,28	344	6,25	83	1	1429	195,7537	9,4891	3,8680
JG01-39	0,0698	0,0039	0,5362	0,0288	0,0557	0,0010	0,3371	922	109,6	435,9	19,06	349,4	6,16	80	1	2985	402,2213	19,8216	3,2474
JG01-40	0,0544	0,0040	0,3835	0,0275	0,0511	0,0010	0,2674	388,8	156,3	329,6	20,2	321,2	5,99	97	1	1609	236,4913	10,6844	3,5285
JG01-41	0,0662	0,0023	0,4781	0,0162	0,0523	0,0007	0,4127	813,6	70,24	396,8	11,1	328,8	4,48	83	15,009	930,23924	2002,0659	92,7132	2,1287
JG01-42	0,1095	0,0083	0,8908	0,0646	0,0590	0,0015	0,3576	1790,2	131,8	646,8	34,68	369,6	9,3	57	10,009	138,87443	176,7612	9,2302	2,1489
JG01-43	0,0642	0,0068	0,5138	0,0531	0,0580	0,0017	0,2805	749,5	209,8	421	35,6	363,4	10,25	86	1	1267	164,0096	8,4134	2,1032
JG01-44	0,0722	0,0086	0,5850	0,0680	0,0588	0,0018	0,2579	991,1	224,8	467,7	43,53	368	10,71	79	2	312	79,7615	4,1436	0,8414
JG01-45	0,0668	0,0051	0,5475	0,0404	0,0594	0,0013	0,2944	831,4	150,2	443,4	26,49	372,2	7,85	84	1,84963	1030,4755	240,7080	12,6566	2,1344

Annexes

JG01-46	0,0607	0,0047	0,4609	0,0352	0,0551	0,0012	0,2783	628	160	384,9	24,46	345,5	7,17	90	1	1839	250,6327	12,2117	3,6708
JG01-47	0,0892	0,0069	0,6683	0,0496	0,0543	0,0014	0,3347	1408,7	140,8	519,7	30,21	340,9	8,26	66	5,30978	296,81085	217,8631	10,4653	2,5010
JG01-48	0,0913	0,0076	0,6675	0,0538	0,0530	0,0014	0,3349	1452,5	151,6	519,2	32,74	333	8,74	64	3,78801	494,45478	265,1587	12,4375	3,0125
JG01-49	0,0588	0,0036	0,4301	0,0261	0,0530	0,0009	0,2925	559,4	129,3	363,3	18,5	333,2	5,78	92	1	1592	225,2914	10,5715	3,9814
JG01-50	0,0734	0,0043	0,6088	0,0349	0,0601	0,0011	0,3310	1025,1	114,8	482,8	22,01	376,4	6,95	78	4	443,25	221,3175	11,7734	12,6263
JG01-51	0,0536	0,0051	0,3922	0,0361	0,0530	0,0013	0,2581	355,2	199,7	336	26,34	333	7,72	99	4	363,25	205,7728	9,6485	1,9379
JG01-52	0,0584	0,0054	0,9358	0,0840	0,1162	0,0028	0,2711	543,6	188,9	670,7	44,08	708,9	16,36	106	1	2469	159,3948	16,3951	6,3304
JG01-53	0,0901	0,0072	0,6996	0,0537	0,0563	0,0014	0,3333	1428,3	145,1	538,5	32,09	352,9	8,82	66	7	171,14286	159,7524	7,9552	3,3279
JG01-54	0,0689	0,0029	0,5026	0,0204	0,0529	0,0008	0,3719	895,7	83,41	413,5	13,81	332,2	4,92	80	8	686,125	778,8518	36,4491	1,5573
JG01-55	0,0540	0,0030	0,4094	0,0223	0,0550	0,0009	0,3108	368,8	119,9	348,4	16,04	345,2	5,7	99	4	1347	734,9702	35,7785	1,4557
JG01-56	0,0587	0,0053	0,4417	0,0388	0,0546	0,0013	0,2778	555,8	185,1	371,4	27,3	342,4	8,11	92	1	926	127,3674	6,1490	1,6946
JG01-57	0,0524	0,0046	0,3549	0,0304	0,0491	0,0011	0,2687	303	187,8	308,4	22,78	309	6,97	100	1	1065	162,8087	7,0720	1,9058
JG01-58	0,0587	0,0049	0,4314	0,0353	0,0533	0,0011	0,2573	556	172	364,2	25,01	334,7	6,85	92	1	1137	160,1437	7,5501	4,8156
JG01-59	0,0832	0,0055	0,6076	0,0386	0,0529	0,0011	0,3303	1274,4	122,9	482	24,37	332,4	6,82	69	1	2321	329,1258	15,4124	2,2005
JG01-60	0,0560	0,0046	0,4171	0,0335	0,0540	0,0012	0,2702	452,4	172,7	353,9	23,96	338,9	7,17	96	1	1382	192,1576	9,1770	3,5306
JG01-61	0,0547	0,0053	0,4035	0,0384	0,0535	0,0014	0,2674	400,1	205,3	344,2	27,77	335,8	8,32	98	1	1567	220,0559	10,4055	8,1013

Annexes

JG03	Isotopic ratios						Rho	Ages (Ma)											
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	conc	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U (ppm)	Pb (ppm)	U/Th
JG03-01	0,1078	0,0052	0,9305	0,0428	0,0626	0,0011	0,3925	1762,1	85,39	667,9	22,5	391,5	6,86	59	11	317,90909	320,7433	17,8668	2,2538
JG03-02	0,0785	0,0035	0,6236	0,0272	0,0576	0,0009	0,3587	1159,8	86,77	492,1	16,99	361	5,51	73	10	312,1	311,2119	15,9457	5,9782
JG03-03	0,1927	0,0111	1,7623	0,0941	0,0663	0,0017	0,4743	2765	91,6	1031,7	34,58	414,1	10,16	40	13	105,69231	118,9500	7,0200	12,1856
JG03-04	0,1512	0,0067	1,3202	0,0549	0,0633	0,0012	0,4481	2360	73,47	854,6	24,03	395,7	7,17	46	40,0797	75,77401	275,5827	15,5166	4,7709
JG03-05	0,0738	0,0043	0,6251	0,0350	0,0614	0,0011	0,3260	1036,3	112,5	493	21,85	384,2	6,83	78	1	3218	300,9844	16,4413	11,7347
JG03-06	0,0700	0,0037	0,5178	0,0263	0,0536	0,0009	0,3306	929,5	103,9	423,7	17,59	336,7	5,51	79	1	4357	466,6884	22,2607	6,9773
JG03-07	0,0769	0,0035	0,5879	0,0260	0,0554	0,0009	0,3588	1119,7	88,66	469,5	16,64	347,7	5,37	74	5,00904	1018,9573	529,0251	26,0772	2,3873
JG03-08	0,1118	0,0034	0,8038	0,0234	0,0522	0,0007	0,4681	1828	53,97	599	13,16	327,8	4,32	55	38,0887	258,44903	1083,7107	50,2947	1,3956
JG03-09	0,0617	0,0032	0,4603	0,0233	0,0541	0,0009	0,3177	662,8	107,6	384,4	16,19	339,8	5,33	88	12,3098	392,53345	512,7406	24,6875	3,1319
JG03-10	0,0635	0,0045	0,4956	0,0338	0,0566	0,0012	0,2974	724,2	142,4	408,7	22,98	355,1	6,99	87	1	1646	166,9867	8,4097	2,7116
JG03-11	0,0569	0,0027	0,4349	0,0200	0,0555	0,0008	0,3253	485,4	101,5	366,7	14,15	348	5,08	95	1	3928	406,7158	20,0688	1,1823
JG03-12	0,0601	0,0043	0,4771	0,0336	0,0576	0,0011	0,2635	605,5	148,6	396,1	23,12	361,1	6,52	91	1,38948	2122,3702	294,0070	15,0669	2,3581
JG03-13	0,0508	0,0036	0,4000	0,0276	0,0571	0,0011	0,2688	230,6	155,2	341,7	20,03	358,2	6,44	105	1	1965	197,5712	10,0395	3,1491
JG03-14	0,0627	0,0022	0,4898	0,0169	0,0567	0,0008	0,3830	698,1	73,83	404,8	11,54	355,3	4,56	88	1	19152,365	601,4396	30,3127	1,8418
JG03-15	0,0795	0,0039	0,6456	0,0307	0,0589	0,0010	0,3497	1184,7	94,08	505,8	18,95	368,9	6	73	7,30978	528,88056	377,0171	19,7521	14,1684
JG03-16	0,0554	0,0033	0,4294	0,0249	0,0562	0,0010	0,2972	427	127,7	362,8	17,7	352,7	5,9	97	9	236,77778	217,6291	10,8876	3,0966
JG03-17	0,0546	0,0035	0,4107	0,0255	0,0546	0,0010	0,2804	394,2	136,1	349,4	18,35	342,6	5,81	98	1	1533	161,2862	7,8324	2,3973
JG03-18	0,0624	0,0040	0,4765	0,0298	0,0554	0,0011	0,3031	687,3	131,7	395,7	20,49	347,5	6,4	88	1	1496	155,1544	7,6433	2,9176
JG03-19	0,1191	0,0044	0,9357	0,0328	0,0570	0,0009	0,4403	1942,1	64,27	670,6	17,21	357,4	5,34	53	21	227,14286	480,5914	24,3707	23,5814
JG03-20	0,0633	0,0026	0,5051	0,0201	0,0578	0,0008	0,3558	719,5	84,61	415,2	13,58	362,5	4,99	87	1	4547	451,5083	23,2314	3,2387
JG03-21	0,1082	0,0034	4,3677	0,1343	0,2928	0,0042	0,4700	1769	56,9	1706,3	25,4	1655,4	21,07	97	1	8986	176,2592	45,9110	1,2136
JG03-22	0,0561	0,0020	0,4428	0,0157	0,0572	0,0008	0,3707	457,4	78,23	372,2	11,02	358,6	4,57	96	10,2391	773,69961	795,3064	40,4748	1,8408

Annexes

JG03-23	0,2777	0,0085	3,2625	0,0913	0,0852	0,0014	0,5911	3350,1	46,88	1472,2	21,76	527,1	8,39	36	73,7699	60,905578	302,8999	22,9555	19,4669
JG03-24	0,0658	0,0044	0,5041	0,0330	0,0556	0,0011	0,3024	799,5	135,3	414,5	22,28	348,7	6,73	84	1	1953	201,8508	9,9782	1,4184
JG03-25	0,0592	0,0039	0,4669	0,0296	0,0572	0,0011	0,2948	572,9	135,7	389	20,5	358,8	6,54	92	6,15941	241,0945	149,0915	7,5871	1,7855
JG03-26	0,1685	0,0045	1,1582	0,0291	0,0498	0,0007	0,5356	2543	43,75	781,1	13,68	313,6	4,13	40	70,1685	142,64245	1153,2780	51,1377	3,6214
JG03-27	0,0702	0,0038	0,5332	0,0279	0,0551	0,0010	0,3474	934,8	106,1	433,9	18,46	345,5	6,14	80	2,53985	1278,4206	448,3792	21,8580	6,0467
JG03-28	0,0533	0,0037	0,4043	0,0277	0,0550	0,0011	0,2924	343,3	150,2	344,8	20,01	344,9	6,71	100	1	2129	294,5376	14,3319	11,2690
JG03-29	0,0636	0,0036	0,4828	0,0267	0,0551	0,0010	0,3254	726,9	115,1	400	18,27	345,6	6,05	86	2,69926	1076,5901	401,2108	19,5625	4,2733
JG03-30	0,1401	0,0053	5,4292	0,2002	0,2810	0,0047	0,4535	2228,4	63,7	1889,5	31,62	1596,4	23,65	84	2	2925,5	158,3433	39,3876	2,3828
JG03-31	0,1524	0,0060	1,5599	0,0593	0,0742	0,0013	0,4467	2372,7	65,2	954,4	23,51	461,6	7,58	48	96,7699	111,46025	1104,9544	72,6088	2,8369
JG03-32	0,0537	0,0037	0,4162	0,0281	0,0563	0,0011	0,2900	356,1	147,6	353,3	20,12	352,8	6,69	100	1	2665	360,3229	17,9402	5,6854
JG03-33	0,0535	0,0038	0,4223	0,0292	0,0572	0,0011	0,2879	351,8	151,7	357,7	20,88	358,5	6,93	100	1	3541	470,9006	23,8372	3,6523
JG03-34	0,0677	0,0050	0,5674	0,0411	0,0608	0,0013	0,3042	859,4	147	456,3	26,64	380,3	8,14	83	1	2850	356,6882	19,1855	4,2120
JG03-35	0,0668	0,0045	0,4496	0,0297	0,0488	0,0010	0,3135	832,8	135,1	377	20,8	307	6,23	81	7	732,57143	799,5896	34,5205	26,0701
JG03-36	0,0647	0,0047	0,5292	0,0375	0,0593	0,0013	0,3068	765,4	146,1	431,3	24,92	371,3	7,83	86	1	2210	283,5627	14,8772	5,4805
JG03-37	0,0577	0,0040	0,4439	0,0299	0,0558	0,0011	0,3007	517,4	144,6	373	21,02	350	6,9	94	1,30978	2409,5669	430,2825	21,2455	7,3841
JG03-38	0,0631	0,0036	0,4231	0,0237	0,0487	0,0009	0,3262	710,2	117,2	358,2	16,93	306,2	5,48	85	1	3924	613,4590	26,4154	3,5785
JG03-39	0,0535	0,0061	0,4015	0,0450	0,0545	0,0016	0,2623	348,1	240,4	342,7	32,57	341,9	9,78	100	1	1216	169,9604	8,1858	3,8699
JG03-40	0,0638	0,0044	0,4721	0,0316	0,0537	0,0011	0,3004	733,4	138,5	392,6	21,8	337,2	6,62	86	2,53985	590,58544	212,5372	10,0976	4,3894
JG03-41	0,0575	0,0038	0,4372	0,0281	0,0551	0,0011	0,2990	511,1	138,3	368,3	19,87	345,9	6,5	94	1	1714	236,6255	11,5382	4,2716
JG03-42	0,0848	0,0043	0,5922	0,0295	0,0507	0,0009	0,3690	1310,2	95,93	472,3	18,79	318,6	5,69	67	21	318,61905	1005,0756	45,0422	2,4705
JG03-43	0,0584	0,0036	0,4530	0,0270	0,0563	0,0010	0,3096	542,9	127,6	379,4	18,89	353,1	6,34	93	2	1071,5	289,8047	14,4262	2,9938
JG03-44	0,0643	0,0040	0,4717	0,0288	0,0532	0,0011	0,3234	752,1	126,6	392,3	19,87	334	6,4	85	1	3117	446,0802	20,9829	9,1411
JG03-45	0,0703	0,0052	0,5148	0,0373	0,0531	0,0012	0,3010	936,1	145,3	421,6	25,03	333,7	7,08	79	0,61956	2240,307	198,9807	9,3437	1,4131
JG03-46	0,0624	0,0044	0,4602	0,0314	0,0535	0,0011	0,3063	686,4	142,5	384,4	21,86	336,1	6,84	87	1	2270	322,9157	15,2811	3,3957
JG03-47	0,0547	0,0046	0,4735	0,0394	0,0628	0,0014	0,2734	397,8	179,9	393,6	27,16	392,9	8,65	100	4	580,75	281,4499	15,6379	9,0216

Annexes

JG04	Isotopic ratios						Rho	Ages (Ma)						conc	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U (ppm)	Pb (ppm)	U/Th
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ						
JG04-01	0,0784	0,0044	0,6272	0,0339	0,0580	0,0011	0,3418	1158	107,1	494,3	21,13	363,4	6,49	74	11	135,72727	147,9296	7,6280	4,2819
JG04-02	0,0569	0,0034	0,4487	0,0260	0,0572	0,0010	0,2897	487,2	126,5	376,3	18,22	358,4	5,88	95	1	1735	174,3322	8,8644	5,0319
JG04-03	0,0603	0,0051	0,4768	0,0391	0,0573	0,0013	0,2806	614,9	172,5	395,8	26,91	359,3	8,06	91	1	1574	157,7141	8,0418	5,1239
JG04-04	0,0584	0,0023	0,4524	0,0176	0,0562	0,0008	0,3532	545,5	84,7	378,9	12,27	352,2	4,72	93	3	2967,6667	910,4829	45,4869	0,9585
JG04-05	0,0668	0,0065	0,4732	0,0444	0,0514	0,0014	0,2844	832	189,6	393,4	30,59	322,9	8,42	82	13	106,76923	155,2119	7,0915	3,7807
JG04-06	0,0529	0,0029	0,3927	0,0207	0,0539	0,0009	0,3036	323,8	117,7	336,3	15,06	338,1	5,24	101	4	704,5	300,6105	14,3976	5,5407
JG04-07	0,0677	0,0039	0,7205	0,0398	0,0772	0,0014	0,3211	858,6	113,9	551	23,5	479,4	8,22	87	1	3564	265,1194	18,2091	5,8048
JG04-08	0,0729	0,0030	1,4386	0,0577	0,1432	0,0021	0,3727	1010,3	81,47	905,2	24,03	862,6	12,09	95	3	2277,3333	274,0411	34,9059	2,0855
JG04-09	0,0679	0,0044	0,5542	0,0345	0,0592	0,0011	0,3092	864	127,7	447,8	22,53	371	6,96	83	18	202,61111	353,5941	18,6331	1,3118
JG04-10	0,3469	0,0291	3,1786	0,2329	0,0665	0,0030	0,6119	3693,3	122,4	1452	56,6	414,8	17,99	29	1,15941	339,82785	34,0991	2,0130	2,5161
JG04-11	0,0539	0,0038	0,4269	0,0294	0,0574	0,0010	0,2632	367,4	150,9	360,9	20,9	359,9	6,35	100	1	1967	196,8176	10,0497	3,9284
JG04-12	0,0859	0,0042	0,6926	0,0330	0,0585	0,0010	0,3630	1335,9	92,57	534,4	19,77	366,3	6,14	69	12	193,75	228,3973	11,8788	1,2388
JG04-13	0,0597	0,0031	0,4604	0,0230	0,0559	0,0009	0,3185	594,2	107,6	384,5	16,01	350,6	5,43	91	3	1375	423,8631	21,0753	1,4982
JG04-14	0,0575	0,0052	0,4457	0,0393	0,0563	0,0014	0,2742	508,3	188	374,3	27,59	352,9	8,3	94	1	1243	126,8995	6,3507	1,5191
JG04-15	0,0539	0,0049	0,4182	0,0370	0,0563	0,0013	0,2633	367,3	192,4	354,7	26,48	352,8	8,01	99	3	631,66667	193,5619	9,6819	5,0015
JG04-16	0,0735	0,0037	0,5445	0,0263	0,0537	0,0009	0,3389	1028,8	97,71	441,4	17,31	337,2	5,38	76	4	589	251,9698	12,0372	1,8099
JG04-17	0,0803	0,0036	0,6210	0,0266	0,0561	0,0009	0,3666	1204,2	84,69	490,5	16,65	351,8	5,34	72	3,23912	931,11828	308,8132	15,4093	10,1390
JG04-18	0,0535	0,0039	0,4204	0,0295	0,0570	0,0011	0,2775	351	154,6	356,3	21,1	357,1	6,76	100	1	1920	193,6137	9,8096	4,7548
JG04-19	0,0655	0,0055	0,5140	0,0417	0,0569	0,0013	0,2906	791,8	166,1	421,1	27,95	356,6	8,17	85	7	197,57143	139,7442	7,0660	1,5318
JG04-20	0,0568	0,0041	0,4429	0,0316	0,0566	0,0010	0,2552	481,8	153,8	372,3	22,23	354,8	6,3	95	1	1679	170,4322	8,5783	3,9765
JG04-21	0,0597	0,0041	0,4533	0,0306	0,0551	0,0011	0,2901	591,2	143,8	379,6	21,4	345,8	6,6	91	5	599,6	312,4831	15,3173	4,9752
JG04-22	0,0560	0,0051	0,4220	0,0373	0,0547	0,0013	0,2712	451,8	189,2	357,5	26,64	343,1	8,02	96	3	567,66667	237,2484	11,4642	1,9631

Annexes

JG04-23	0,0605	0,0063	0,4574	0,0465	0,0548	0,0016	0,2816	622,2	210,6	382,4	32,41	344	9,58	90	3,31882	278,71342	128,5267	6,2269	4,4064
JG04-24	0,0581	0,0052	0,4403	0,0387	0,0550	0,0014	0,2880	532,8	186,3	370,4	27,25	344,9	8,47	93	1	1138	157,7011	7,6607	4,1531
JG04-25	0,0602	0,0087	0,4671	0,0659	0,0563	0,0019	0,2419	611,2	284,3	389,2	45,61	352,9	11,72	91	3	294,33333	119,6324	5,9441	2,2551
JG04-26	0,0533	0,0040	0,4021	0,0299	0,0547	0,0011	0,2806	342	162,4	343,2	21,63	343,3	6,96	100	1	1991	277,3528	13,4029	8,6499
JG04-27	0,0526	0,0055	0,3402	0,0345	0,0469	0,0013	0,2688	309,7	220,2	297,3	26,15	295,7	7,89	99	1	1189	193,0148	8,0041	3,4104

Annexes

JTB1	Isotopic ratios						Rho	Ages (Ma)						conc	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U (ppm)	Pb (ppm)	U/Th
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ						
jtb1-1	0,3926	0,0156	5,1632	0,1963	0,0954	0,0018	0,4910	3881,1	58,58	1846,6	32,33	587,3	10,46	32	115,859	39,927956	367,5887	31,0120	5,6683
jtb1-2	0,0696	0,0054	0,5339	0,0407	0,0557	0,0012	0,2828	915,7	152,5	434,4	26,94	349,2	7,33	80	13,567	164,36968	303,7863	14,9496	1,9802
jtb1-3	0,1507	0,0073	1,4359	0,0675	0,0691	0,0013	0,3974	2354,1	80,52	904	28,12	430,7	7,79	48	10,7083	176,77867	207,6470	12,6904	9,2919
jtb1-4	0,0864	0,0045	0,7159	0,0363	0,0601	0,0011	0,3441	1346,6	96,72	548,2	21,5	376,3	6,4	69	6,61956	380,99221	318,0297	16,9071	6,0880
jtb1-5	0,0717	0,0055	0,5789	0,0432	0,0585	0,0013	0,2887	978,7	148	463,7	27,76	366,6	7,68	79	2,15941	1018,7965	285,0293	14,7485	2,7753
jtb1-6	0,0852	0,0043	0,6754	0,0337	0,0575	0,0010	0,3448	1320,2	95,53	524	20,44	360,4	6,02	69	1	3088	407,1318	20,7015	4,3175
jtb1-7	0,0826	0,0047	0,9111	0,0507	0,0800	0,0015	0,3327	1260,3	107,1	657,7	26,92	496	8,83	75	5,31882	589,41632	297,1915	21,0166	8,8095
jtb1-8	0,0550	0,0036	0,4222	0,0275	0,0557	0,0010	0,2816	412,4	141,3	357,6	19,61	349,3	6,22	98	6,78801	447,40648	413,5901	20,3596	1,8155
jtb1-9	0,0594	0,0050	0,4587	0,0377	0,0560	0,0013	0,2761	583,4	172,3	383,4	26,23	351,2	7,75	92	1	2879	394,2797	19,5623	8,2416
jtb1-10	0,2187	0,0154	1,6931	0,1121	0,0562	0,0017	0,4436	2971,1	109,4	1005,9	42,26	352,3	10,06	35	10	127,3	173,7226	8,6498	2,6312
jtb1-11	0,0670	0,0067	0,5269	0,0519	0,0571	0,0014	0,2419	836,4	195,9	429,7	34,52	357,9	8,28	83	1	1154	154,2089	7,8412	2,9290
jtb1-12	0,2014	0,0152	2,4502	0,1760	0,0883	0,0025	0,3961	2837,7	117,9	1257,5	51,78	545,2	14,86	43	28,1594	75,108106	182,6716	14,3710	5,9124
jtb1-13	0,1054	0,0081	0,8309	0,0615	0,0572	0,0014	0,3237	1722	134	614,1	34,12	358,4	8,37	58	10,9384	189,60762	276,5091	14,0925	2,3540
jtb1-14	0,0681	0,0063	0,4829	0,0438	0,0515	0,0012	0,2655	870,9	181	400,1	30,01	323,5	7,59	81	1,93838	732,57084	210,3880	9,6486	2,9265
jtb1-15	0,1037	0,0087	0,9165	0,0748	0,0641	0,0016	0,3094	1690,5	147,5	660,5	39,64	400,7	9,83	61	3,00904	395,80701	141,5090	8,0926	5,2545
jtb1-16	0,0920	0,0087	0,8790	0,0803	0,0693	0,0020	0,3096	1466,9	169,2	640,4	43,38	432,1	11,82	67	18,0362	139,88558	277,2943	17,1433	14,6637
jtb1-17	0,0885	0,0109	0,6797	0,0810	0,0557	0,0019	0,2921	1392,9	219,3	526,6	48,97	349,6	11,84	66	2,54889	377,8108	131,6321	6,5434	2,1079
jtb1-18	0,0563	0,0082	0,4070	0,0579	0,0524	0,0016	0,2188	465,1	292,7	346,7	41,76	329,3	9,97	95	6,47823	149,88658	141,1586	6,5978	1,8584
jtb1-19	0,0585	0,0063	0,4134	0,0434	0,0512	0,0014	0,2603	550	218,7	351,3	31,18	322	8,59	92	8,15941	229,79601	278,8258	12,7403	2,6364

Annexes

JTB2	Isotopic ratios						Rho	Ages (Ma)											
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	conc	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U (ppm)	Pb (ppm)	U/Th
jtb2-1	0,1080	0,0094	0,8419	0,0707	0,0566	0,0015	0,3095	1765,3	150,4	620,2	38,97	354,7	8,99	57	1	961	128,8014	6,4424	3,8931
jtb2-2	0,1669	0,0115	1,4004	0,0913	0,0609	0,0016	0,4083	2527	111	889,1	38,63	380,8	9,86	43	8,02713	213,65055	213,5720	11,4971	2,5589
jtb2-3	0,4645	0,0169	7,9651	0,2776	0,1244	0,0022	0,5052	4132,4	52,77	2227,1	31,44	755,6	12,58	34	65,5489	38,444584	153,5484	16,8937	1,9201
jtb2-4	0,1581	0,0070	1,5517	0,0666	0,0712	0,0013	0,4161	2435,9	73,03	951,2	26,48	443,2	7,63	47	14,779	190,33805	299,5458	18,8580	13,2614
jtb2-5	0,1191	0,0055	0,9191	0,0415	0,0560	0,0010	0,3839	1943,4	80,52	661,9	21,96	351	5,92	53	2,01808	1252,6731	342,3604	16,9474	5,8031
jtb2-6	0,1332	0,0072	1,1940	0,0627	0,0650	0,0013	0,3869	2140,7	92,05	797,8	29	406	7,98	51	18,3188	135,8166	290,0698	16,6792	3,5249
jtb2-7	0,0542	0,0071	0,4021	0,0523	0,0538	0,0013	0,1828	377,5	271,3	343,2	37,86	338,1	7,85	99	13,0797	59,557917	109,6802	5,2223	1,8220
jtb2-8	0,0666	0,0043	0,5065	0,0323	0,0552	0,0011	0,3016	824,1	130	416,1	21,73	346,3	6,45	83	2,76993	1169,3452	444,7433	21,7138	1,4198
jtb2-9	0,1139	0,0079	0,9535	0,0641	0,0608	0,0015	0,3571	1861,9	120,8	679,9	33,34	380,4	8,88	56	1,26624	1491,0257	238,6431	12,8286	15,0651
jtb2-10	0,1007	0,0089	0,7788	0,0664	0,0561	0,0016	0,3303	1637,5	155,6	584,8	37,89	352	9,61	60	18,1685	123,78599	307,9310	15,2815	4,9948
jtb2-11	0,0518	0,0052	0,4021	0,0401	0,0563	0,0013	0,2262	277,9	215,8	343,1	29,04	353,1	7,78	103	0,16845	7064,2942	162,4115	8,0858	3,3104
jtb2-12	0,1440	0,0111	1,3073	0,0956	0,0659	0,0019	0,3963	2276	126,9	849	42,08	411,3	11,56	48	3,16845	558,63228	206,3516	12,0268	1,5279
jtb2-13	0,1603	0,0138	1,3896	0,1133	0,0629	0,0020	0,3879	2458,4	138,2	884,5	48,13	393,4	12,08	44	6,24816	185,01453	141,1131	7,8548	4,7676
jtb2-14	0,0846	0,0062	0,6630	0,0476	0,0569	0,0013	0,3135	1305,1	136,7	516,4	29,05	356,8	7,8	69	3	586,66667	237,3971	11,9589	1,8778
jtb2-15	0,0995	0,0099	0,7897	0,0756	0,0576	0,0017	0,3155	1615,3	174	591	42,91	360,9	10,62	61	1	1298	173,0283	8,8197	2,1344
jtb2-16	0,0581	0,0031	0,4143	0,0215	0,0518	0,0008	0,3128	531,9	113	352	15,43	325,2	5,14	92	5,07971	375,61234	211,7619	9,7483	1,4382
jtb2-17	0,0503	0,0037	0,3696	0,0267	0,0533	0,0010	0,2673	210,4	163	319,3	19,82	334,4	6,32	105	3,61956	480,72169	187,7464	8,8900	1,7470
jtb2-18	0,0505	0,0034	0,3691	0,0243	0,0530	0,0010	0,2747	217,3	149	319	18,05	333	5,88	104	0,92934	2675,0256	269,2782	12,7014	1,4562
jtb2-19	0,0536	0,0028	0,4163	0,0215	0,0563	0,0009	0,3056	354,6	114,8	353,4	15,44	353,2	5,42	100	15	445,6	681,6370	34,1497	4,9683
jtb2-20	0,0815	0,0050	0,5171	0,0307	0,0460	0,0009	0,3329	1233,3	116,3	423,2	20,55	290	5,6	69	2	1561	389,7238	15,9508	1,5294
jtb2-21	0,0810	0,0046	0,3616	0,0199	0,0324	0,0006	0,3376	1221,9	107,8	313,4	14,8	205,3	3,74	66	6	361	384,4663	11,0665	2,0803
jtb2-22	0,1217	0,0057	1,1677	0,0517	0,0696	0,0013	0,4123	1981,7	80,56	785,6	24,22	433,6	7,65	55	18	182,05556	270,5207	16,7428	3,7500

Annexes

jtb2-23	0,1293	0,0059	0,9400	0,0408	0,0527	0,0010	0,4235	2088,1	78,39	672,9	21,37	331,3	5,92	49	14,3895	221,41169	347,0309	16,2778	5,6797
jtb2-24	0,0582	0,0027	0,4687	0,0208	0,0584	0,0009	0,3319	536,3	97,15	390,3	14,37	366	5,25	94	17,2391	424,09367	718,7617	37,3531	2,4924
jtb2-25	0,0537	0,0041	0,4254	0,0314	0,0575	0,0012	0,2733	357	162,2	359,9	22,38	360,3	7,06	100	1	2397	239,4933	12,2467	8,4900
jtb2-26	0,0755	0,0039	0,3386	0,0167	0,0325	0,0006	0,3433	1082,4	98,93	296,1	12,65	206,3	3,4	70	3,15941	1305,9398	728,8396	21,0804	8,2804
jtb2-27	0,0933	0,0048	0,7406	0,0366	0,0576	0,0011	0,3695	1494,4	94,23	562,8	21,32	360,7	6,38	64	1,76993	871,22271	153,9292	7,8783	2,4226
jtb2-28	0,0890	0,0049	0,6285	0,0332	0,0512	0,0010	0,3545	1403,2	101,8	495,2	20,71	322,1	5,87	65	2,46919	1980,8119	548,2259	24,9890	8,6611
jtb2-29	0,0751	0,0044	0,5959	0,0338	0,0575	0,0011	0,3276	1071,9	113,6	474,7	21,53	360,6	6,54	76	12,2391	225,42478	275,4274	14,0962	4,8944
jtb2-30	0,0898	0,0045	0,7805	0,0375	0,0631	0,0011	0,3660	1420,7	92,66	585,8	21,41	394,1	6,71	67	21,3098	227,92353	442,4198	24,8152	13,5172
jtb2-31	0,0622	0,0035	0,4513	0,0248	0,0526	0,0009	0,3117	682,2	116,2	378,2	17,34	330,4	5,52	87	8,84963	442,84329	428,0968	20,0228	1,3840
jtb2-32	0,0945	0,0047	0,7045	0,0334	0,0541	0,0009	0,3634	1518,4	89,96	541,5	19,86	339,4	5,69	63	6	277,5	176,9610	8,5068	2,2243
jtb2-33	0,1990	0,0088	2,0723	0,0846	0,0755	0,0015	0,4996	2817,7	70,09	1139,7	27,95	469,4	9,22	41	23	105,21739	184,0477	12,3642	2,1689
jtb2-34	0,0625	0,0031	0,4754	0,0231	0,0552	0,0009	0,3248	690,6	103	394,9	15,88	346,2	5,35	88	4,54889	754,24913	357,0857	17,5296	9,7484
jtb2-35	0,0809	0,0093	0,5226	0,0577	0,0468	0,0016	0,3018	1219,6	209,6	426,9	38,48	295	9,62	69	0,76993	3326,2923	410,4728	17,0061	1,6113
jtb2-36	0,0968	0,0041	0,7068	0,0288	0,0529	0,0009	0,4035	1563,8	76,79	542,8	17,13	332,5	5,33	61	10	406,9	577,0395	27,0198	2,2135
jtb2-37	0,0523	0,0037	0,3642	0,0254	0,0505	0,0010	0,2812	298,8	154,5	315,4	18,91	317,5	6,06	101	5,76993	274,35359	235,3443	10,5117	2,0198
jtb2-38	0,0613	0,0038	0,4251	0,0256	0,0503	0,0010	0,3138	650	127,3	359,7	18,24	316,2	5,8	88	1,69926	923,92984	234,4200	10,4254	2,0790
jtb2-39	0,0519	0,0034	0,3839	0,0247	0,0536	0,0010	0,2754	282,6	143,1	329,9	18,13	336,5	5,84	102	1	1985	277,9643	13,1812	4,2631
jtb2-40	0,0571	0,0050	0,4055	0,0344	0,0515	0,0012	0,2683	496,3	180,9	345,6	24,83	323,4	7,15	94	2	619	180,6204	8,2208	3,9602
jtb2-41	0,0828	0,0044	0,6298	0,0323	0,0552	0,0010	0,3464	1264,3	99,65	496	20,13	346,1	6	70	4	719,25	391,4601	19,1044	2,2444
jtb2-42	0,0944	0,0043	0,7331	0,0323	0,0563	0,0010	0,3907	1515,8	83,55	558,4	18,94	353,2	5,92	63	52	203,86538	1412,7741	70,3948	1,3640
jtb2-43	0,0631	0,0048	0,4558	0,0337	0,0524	0,0012	0,2969	712	153,6	381,4	23,52	329	7,02	86	0,23912	6670,4062	228,6784	10,5914	1,8549
jtb2-44	0,0572	0,0063	0,3747	0,0403	0,0475	0,0014	0,2638	496,7	227	323,1	29,8	299,4	8,33	93	0,07971	25217,899	317,4267	13,3472	2,0537
jtb2-45	0,0628	0,0052	0,4866	0,0388	0,0562	0,0013	0,2901	702,5	165,5	402,6	26,53	352,2	7,96	87	1	1583	211,6628	10,5117	1,3663
jtb2-46	0,0609	0,0042	0,4335	0,0293	0,0516	0,0011	0,3008	636,5	142,7	365,7	20,77	324,3	6,43	89	1	1512	219,9547	10,0403	4,2744

Annexes

<i>jtb2-47</i>	0,0865	0,0035	0,6832	0,0268	0,0573	0,0009	0,4005	1349,3	75,72	528,7	16,17	359	5,46	68	11,3098	433,69548	642,7810	32,5711	1,5677
jtb2-48	0,0537	0,0059	0,3774	0,0406	0,0509	0,0014	0,2481	358,9	230,9	325,1	29,94	320,3	8,34	99	2	558,5	164,6169	7,4173	5,9020
jtb2-49	0,0585	0,0025	0,4412	0,0183	0,0547	0,0008	0,3577	549,7	89,51	371,1	12,88	343	4,96	92	6,84963	996,69594	937,5112	45,3340	1,1746
jtb2-50	0,0580	0,0032	0,4652	0,0250	0,0581	0,0010	0,3071	530,5	116,1	387,9	17,34	364,2	5,86	94	1	3343	431,6309	22,1988	6,4329
<i>jtb2-51</i>	0,0530	0,0040	0,3922	0,0292	0,0536	0,0011	0,2734	329,8	163,1	336	21,27	336,8	6,67	100	7,07971	340,69215	337,5256	16,0166	2,0456
jtb2-52	0,0546	0,0035	0,4084	0,0259	0,0542	0,0010	0,2849	397,4	138,4	347,7	18,69	340,2	6,02	98	4	809,25	448,3025	21,4950	1,9667
jtb2-53	0,0536	0,0044	0,3928	0,0316	0,0531	0,0011	0,2624	354,1	175	336,4	23,01	333,7	6,87	99	2,92934	684,11387	283,1459	13,3074	3,4961
<i>jtb2-54</i>	0,0992	0,0040	0,7738	0,0299	0,0565	0,0009	0,4114	1609,5	72,52	581,9	17,14	354,5	5,51	61	7,30978	437,22252	424,2971	21,2227	1,8356
jtb2-55	0,0795	0,0029	0,5710	0,0206	0,0521	0,0008	0,4095	1184,7	71,25	458,6	13,33	327,2	4,7	71	8,07971	564,99586	657,9749	30,3134	4,1994
jtb2-56	0,0579	0,0020	0,4317	0,0145	0,0540	0,0007	0,4089	526,9	73,01	364,4	10,26	339,2	4,5	93	1	8472	1176,8159	56,2574	1,2626
jtb2-57	0,0529	0,0047	0,3830	0,0336	0,0525	0,0012	0,2588	324,5	191,1	329,3	24,63	329,8	7,31	100	0,76993	1892,3889	208,3366	9,6751	1,4875
jtb2-58	0,0533	0,0042	0,3896	0,0297	0,0530	0,0011	0,2668	340,1	166,9	334,1	21,73	333,1	6,6	100	1	1500	212,3442	9,9606	1,8879
<i>jtb2-59</i>	0,0763	0,0056	0,5630	0,0400	0,0535	0,0012	0,3108	1104	139,6	453,5	25,97	335,8	7,22	74	9	200,88889	253,8442	12,0058	1,9607
<i>jtb2-60</i>	0,1108	0,0033	2,4549	0,0712	0,1607	0,0023	0,4911	1811,7	52,84	1258,9	20,93	960,7	12,71	76	1	15426	720,2957	102,4348	1,9432

Annexes

JTB3	Isotopic ratios						Rho	Ages (Ma)						conc	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U (ppm)	Pb (ppm)	U/Th
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ						
JTB3-01	0,0681	0,0062	0,5622	0,0494	0,0599	0,0015	0,2889	872,1	177,2	453	32,12	374,8	9,22	83	1,53985	891,64376	131,7889	7,0149	9,9139
JTB3-02	0,0690	0,0022	0,5237	0,0159	0,0550	0,0007	0,4191	900	63,09	427,6	10,59	345,2	4,26	81	10,4692	1353,782	1479,6699	72,4123	1,2230
JTB3-03	0,0611	0,0040	0,4677	0,0300	0,0555	0,0010	0,2924	643,6	135,5	389,6	20,74	348,1	6,37	89	7	423,71429	306,9610	15,1538	10,4903
JTB3-04	0,0639	0,0042	0,4796	0,0308	0,0545	0,0011	0,3004	736,7	133,8	397,8	21,11	342	6,41	86	1	2772	292,2065	14,1626	9,7186
JTB3-05	0,0742	0,0039	0,6685	0,0336	0,0653	0,0011	0,3386	1048	101,1	519,8	20,43	407,8	6,74	78	3,30978	1215,489	353,8127	20,5542	0,3084
JTB3-06	0,0679	0,0032	0,5457	0,0253	0,0583	0,0009	0,3405	864	95,95	442,2	16,61	365,5	5,59	83	1	5252	517,1352	26,8334	1,9640
JTB3-07	0,0660	0,0048	0,4981	0,0350	0,0547	0,0011	0,2965	807,4	144,6	410,4	23,73	343,3	6,96	84	1	2229	234,0977	11,3883	3,5677
JTB3-08	0,0523	0,0034	0,3890	0,0247	0,0539	0,0010	0,2833	300	141,6	333,6	18,06	338,5	5,91	101	5,53985	616,26188	363,7871	17,4427	4,2295
JTB3-09	0,0517	0,0037	0,3858	0,0269	0,0541	0,0010	0,2674	272,3	155,6	331,3	19,73	339,8	6,17	103	1	1677	178,0022	8,5681	6,8161
JTB3-10	0,0661	0,0038	0,5047	0,0283	0,0554	0,0010	0,3159	807,8	116,2	414,9	19,07	347,7	5,96	84	9,61956	374,23757	373,0884	18,3930	3,5478
JTB3-11	0,0597	0,0035	0,5050	0,0291	0,0613	0,0011	0,3030	594,2	123,4	415	19,63	383,5	6,52	92	1,30978	2813,4518	345,2764	18,8273	3,4613
JTB3-12	0,0682	0,0043	0,5158	0,0318	0,0549	0,0011	0,3131	873,4	126,5	422,3	21,32	344,4	6,46	82	0,30978	4958,3741	160,8261	7,8477	2,1853
JTB3-13	0,0636	0,0052	0,4786	0,0384	0,0546	0,0012	0,2832	727,4	165,8	397,1	26,36	342,7	7,55	86	1	1475	155,2119	7,5360	1,8254
JTB3-14	0,0553	0,0036	0,4200	0,0269	0,0551	0,0010	0,2840	424,1	140,1	356,1	19,2	345,7	6,14	97	1	2124	221,4774	10,8519	1,8890
JTB3-15	0,0504	0,0035	0,3734	0,0257	0,0537	0,0010	0,2683	214,3	154,9	322,2	18,96	337,3	6,04	105	1	2098	224,3477	10,7190	4,8038
JTB3-16	0,0519	0,0031	0,3911	0,0227	0,0547	0,0009	0,2871	280,7	130,4	335,1	16,56	343	5,55	102	7	619,14286	455,4830	22,1431	7,1530
JTB3-17	0,0539	0,0041	0,3950	0,0292	0,0531	0,0011	0,2728	367,6	161,8	338	21,22	333,7	6,54	99	1	2450	264,9296	12,5175	8,2941
JTB3-18	0,0542	0,0045	0,4011	0,0324	0,0537	0,0011	0,2628	377,7	176,2	342,5	23,48	337,2	7	98	2,38948	878,01374	224,3650	10,7190	8,1481
JTB3-19	0,0628	0,0037	0,4619	0,0262	0,0534	0,0009	0,3070	700,8	119,6	385,6	18,21	335,1	5,7	87	1	3685	396,6034	18,8273	7,8843
JTB3-20	0,0561	0,0021	0,3825	0,0137	0,0494	0,0007	0,3662	457	79,42	328,9	10,09	311	3,99	95	1	6253	726,6193	31,9476	1,2153
JTB3-21	0,0836	0,0060	0,6262	0,0435	0,0544	0,0012	0,3283	1282,2	134,7	493,7	27,17	341,2	7,56	69	1,15941	1528,3628	187,3207	9,0534	4,6323
JTB3-22	0,0514	0,0028	0,3839	0,0207	0,0542	0,0009	0,2941	256,7	122	329,9	15,2	340,3	5,28	103	10,6196	471,01772	529,9052	25,5561	2,0784

Annexes

JTB3-23	0,0659	0,0051	0,4943	0,0372	0,0544	0,0012	0,2935	803,7	154,3	407,8	25,26	341,4	7,32	84	0,61956	2918,2097	190,9791	9,2374	4,5381
JTB3-24	0,0561	0,0030	0,4462	0,0236	0,0577	0,0009	0,3086	454,6	115,4	374,6	16,54	361,7	5,73	97	1	3253	423,1164	21,6012	2,6258
JTB3-25	0,0520	0,0035	0,3893	0,0256	0,0542	0,0010	0,2884	287,2	146,6	333,9	18,74	340,5	6,27	102	1	2688	371,9212	17,8494	9,1707
JTB3-26	0,0573	0,0034	0,4425	0,0260	0,0560	0,0010	0,3005	502,8	127,5	372	18,33	351,1	6,07	94	3,53985	938,17465	445,2461	22,0528	8,4791
JTB3-27	0,0545	0,0027	0,4589	0,0227	0,0610	0,0010	0,3214	392,2	108,7	383,5	15,79	381,9	5,91	100	1	4107	505,0909	27,2721	4,2430
JTB3-28	0,0635	0,0038	0,4833	0,0283	0,0552	0,0010	0,3162	726,1	122,2	400,3	19,35	346,1	6,21	86	2	1271	345,9322	16,8799	3,6449
JTB3-29	0,0587	0,0015	0,4381	0,0111	0,0541	0,0007	0,4980	554,8	54,29	368,9	7,8	339,9	4,16	92	13,9293	1596,6302	3082,6242	147,6824	1,1739
JTB3-30	0,0582	0,0027	0,4302	0,0196	0,0536	0,0008	0,3446	537,6	99,02	363,3	13,9	336,4	5,12	93	1	4095	573,8010	27,1924	3,1780
JTB3-31	0,0587	0,0045	0,4455	0,0332	0,0550	0,0012	0,2803	557,4	158,3	374,1	23,35	345,1	7,03	92	1	2562	349,7374	17,0127	7,2257
JTB3-32	0,0603	0,0033	0,4707	0,0255	0,0566	0,0010	0,3127	613	115,2	391,7	17,62	355,1	5,87	91	1	2276	301,6120	15,1135	8,6770
JTB3-33	0,0881	0,0042	0,7167	0,0336	0,0590	0,0010	0,3655	1384	89,7	548,7	19,85	369,5	6,16	67	3,92934	590,9394	295,3577	15,4190	2,1491
JTB3-34	0,0895	0,0037	0,6397	0,0255	0,0518	0,0008	0,3977	1414,7	76,35	502,1	15,76	325,7	5,05	65	6,78801	735,26696	722,8393	33,1422	1,3261
JTB3-35	0,0555	0,0031	0,4095	0,0223	0,0535	0,0009	0,3123	431,8	119,5	348,5	16,06	336	5,54	96	7,76993	445,82147	485,9230	23,0023	5,6836
JTB3-36	0,0561	0,0040	0,3876	0,0269	0,0501	0,0010	0,2848	454	150,3	332,6	19,66	315,4	6,06	95	0,61956	5071,3578	470,3310	20,8641	2,0634
JTB3-37	0,0585	0,0058	0,4185	0,0403	0,0519	0,0013	0,2644	548,5	202	355	28,84	325,9	8,12	92	4,08875	343,62601	203,3979	9,3298	2,4938
JTB3-38	0,0576	0,0031	0,4488	0,0238	0,0565	0,0009	0,3138	513,7	114,9	376,5	16,67	354,4	5,76	94	1	4120	547,1171	27,3584	5,9213
JTB3-39	0,0620	0,0038	0,5491	0,0329	0,0643	0,0012	0,3066	672,6	125,9	444,4	21,56	401,5	7,16	90	5	932,4	544,4453	30,9575	4,2581
JTB3-40	0,0645	0,0037	0,4837	0,0268	0,0544	0,0010	0,3247	757,4	115,6	400,6	18,37	341,4	5,96	85	5,38948	793,76797	590,3173	28,4076	3,8691
JTB3-41	0,0646	0,0025	0,4579	0,0171	0,0514	0,0007	0,3866	760,9	77,96	382,8	11,87	323,1	4,56	84	6	1936,6667	1696,5272	77,1614	1,5986
JTB3-42	0,0746	0,0047	0,5734	0,0353	0,0557	0,0011	0,3240	1057,7	122,7	460,2	22,75	349,5	6,78	76	3	660,66667	266,9736	13,1613	3,3071
JTB3-43	0,0596	0,0038	0,4536	0,0281	0,0551	0,0010	0,3045	590,5	131,8	379,8	19,62	346	6,33	91	1	2710	368,8783	17,9955	6,7708
JTB3-44	0,0570	0,0021	0,4066	0,0145	0,0518	0,0007	0,3900	488,9	78,52	346,4	10,47	325,3	4,42	94	1	10190	1477,4429	67,6656	1,8959
JTB3-45	0,0736	0,0047	0,4989	0,0308	0,0491	0,0010	0,3270	1031,2	123,3	410,9	20,83	309,1	6,08	75	4,30978	611,40026	402,5924	17,4974	1,3003
JTB3-46	0,0520	0,0035	0,3808	0,0254	0,0531	0,0009	0,2654	284,3	147,7	327,7	18,67	333,7	5,76	102	2	803	226,9242	10,6645	2,7129
JTB3-47	0,0536	0,0031	0,3820	0,0218	0,0517	0,0009	0,2979	352,2	125,8	328,5	16,03	325	5,42	99	1	3762	546,0443	24,9812	2,9483

Annexes

JTB3-48	0,0537	0,0033	0,3878	0,0234	0,0524	0,0009	0,2945	358,8	132,7	332,8	17,11	328,9	5,69	99	1	3507	502,8037	23,2879	4,9380
JTB3-49	0,0648	0,0036	0,5194	0,0284	0,0581	0,0010	0,3216	768,5	113,5	424,7	18,96	364	6,21	86	2,76993	1839,3991	658,2178	33,8328	1,8827
JTB3-50	0,0608	0,0038	0,4623	0,0283	0,0551	0,0010	0,3026	632,6	129,3	385,9	19,63	345,8	6,25	90	6	427,66667	349,3731	17,0393	4,5154
JTB3-51	0,0788	0,0037	0,8882	0,0407	0,0817	0,0014	0,3683	1167,7	90,51	645,4	21,91	506,2	8,2	78	1	4259	391,2577	28,2815	15,1610
JTB3-52	0,0760	0,0039	0,5687	0,0287	0,0542	0,0009	0,3401	1095,8	100,1	457,1	18,56	340,4	5,7	74	3,38948	623,98874	292,6859	14,0444	5,5213
JTB3-53	0,0835	0,0045	0,6723	0,0354	0,0584	0,0011	0,3545	1279,7	102,5	522,1	21,5	365,9	6,62	70	6	673,33333	519,0704	26,8272	2,0047

Annexes

JTB4	Isotopic ratios						Rho	Ages (Ma)						conc	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U (ppm)	Pb (ppm)	U/Th
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ						
JTB4-01	0,0717	0,0051	0,5977	0,0420	0,0604	0,0012	0,2779	978	139,3	475,7	26,69	378,3	7,19	80	0,00904	172856,22	195,8036	10,4781	6,3838
JTB4-02	0,0606	0,0040	0,4872	0,0314	0,0583	0,0010	0,2737	624,5	135,1	403	21,46	365,4	6,28	91	1	2075	269,2706	13,9105	4,4744
JTB4-03	0,0619	0,0053	0,4676	0,0396	0,0548	0,0012	0,2610	670,4	174,5	389,5	27,37	343,9	7,42	88	7,24816	255,09929	255,4435	12,3954	2,4470
JTB4-04	0,0523	0,0045	0,3942	0,0337	0,0547	0,0011	0,2243	297,7	185,7	337,5	24,57	343,3	6,44	102	8,70831	173,62735	209,3185	10,1362	4,6549
JTB4-05	0,0556	0,0051	0,4448	0,0400	0,0580	0,0013	0,2399	437,3	191,5	373,6	28,08	363,4	7,6	97	1	1402	183,0497	9,3988	2,4856
JTB4-06	0,0846	0,0051	0,7495	0,0444	0,0643	0,0013	0,3390	1305,2	113,7	567,9	25,75	401,7	7,78	71	27,7699	249,11841	814,5173	46,3773	1,5770
JTB4-07	0,0757	0,0034	0,6721	0,0299	0,0644	0,0010	0,3593	1085,8	88	522	18,15	402,6	6,21	77	6,76993	580,36082	461,5882	26,3395	1,4111
JTB4-08	0,1786	0,0065	1,6120	0,0574	0,0655	0,0011	0,4551	2639,5	59,42	974,9	22,29	408,8	6,41	42	74,9293	128,8147	1115,8972	64,7056	1,6562
JTB4-09	0,0692	0,0050	0,5031	0,0360	0,0527	0,0010	0,2733	905,2	143,1	413,8	24,3	331,2	6,29	80	2	745	214,0598	9,9887	1,3057
JTB4-10	0,0631	0,0039	0,5158	0,0313	0,0593	0,0010	0,2892	712,8	125,7	422,3	20,97	371,1	6,32	88	1	2127	271,8656	14,2591	10,1805
JTB4-11	0,0541	0,0056	0,3730	0,0379	0,0501	0,0012	0,2322	374,5	216,9	321,9	28	314,9	7,27	98	1	1396	214,5867	9,4856	2,8721
JTB4-12	0,0593	0,0035	0,7116	0,0411	0,0871	0,0016	0,3139	578,8	122,8	545,7	24,4	538,2	9,38	99	1	4375	386,4923	29,7273	8,1775
JTB4-13	0,0572	0,0050	0,4757	0,0405	0,0603	0,0014	0,2743	500,2	181,5	395,1	27,89	377,6	8,58	96	0,23912	10752,109	327,8277	17,4695	7,0289
JTB4-14	0,0897	0,0057	0,8469	0,0521	0,0685	0,0014	0,3274	1419,2	115,9	622,9	28,64	427,2	8,34	69	18,009	99,283459	200,6798	12,1491	8,9661
JTB4-15	0,0523	0,0040	0,4273	0,0323	0,0593	0,0012	0,2720	298,2	165,9	361,2	22,99	371,4	7,44	103	1	3854	499,7008	26,1872	7,5797
JTB4-16	0,0524	0,0029	0,4015	0,0222	0,0556	0,0010	0,3130	304,7	122,5	342,8	16,05	348,7	5,87	102	6,09779	854,24396	720,6797	35,3942	11,9093
JTB4-17	0,0711	0,0053	0,5424	0,0398	0,0554	0,0012	0,2931	960,6	146	440	26,19	347,3	7,25	79	5,01808	399,55486	278,4494	13,6236	1,2819
JTB4-18	0,0685	0,0051	0,5279	0,0387	0,0559	0,0012	0,2883	884,7	147,2	430,4	25,68	350,7	7,18	81	4,30978	433,20087	256,7162	12,6859	1,8859
JTB4-19	0,1240	0,0082	1,0299	0,0664	0,0602	0,0013	0,3454	2015,1	113,3	718,9	33,19	377	8,14	52	11,6286	130,7982	191,6932	10,1966	1,9390
JTB4-20	0,0579	0,0043	0,4575	0,0335	0,0573	0,0012	0,2859	527,2	156,2	382,5	23,36	359	7,32	94	4,6286	639,9343	392,6218	19,8568	1,4745
JTB4-21	0,0416	0,0063	0,3245	0,0486	0,0566	0,0016	0,1888	0,1	90,79	285,4	37,22	355,2	9,73	124	1	1195	160,1758	8,0111	4,5272
JTB4-22	0,1234	0,0073	1,1100	0,0643	0,0653	0,0013	0,3468	2005,7	101,9	758,2	30,92	407,5	7,93	54	6,31882	287,87015	211,6339	12,1943	3,3422

Annexes

JTB4-23	0,1030	0,0072	0,8638	0,0588	0,0608	0,0013	0,3188	1678,5	123,6	632,2	32,02	380,7	7,99	60	2,55794	504,31265	161,0213	8,6480	1,6294
JTB4-24	0,0641	0,0051	0,5121	0,0404	0,0579	0,0012	0,2647	745,4	161	419,8	27,13	363	7,39	86	1	1503	197,0719	10,0759	3,5829
JTB4-25	0,0484	0,0098	0,3650	0,0733	0,0548	0,0018	0,1655	116,3	418,8	315,9	54,53	343,7	11,13	109	1	652	90,5070	4,3709	1,8508
JTB4-26	0,0686	0,0050	0,5534	0,0400	0,0585	0,0012	0,2792	886,8	144,9	447,2	26,13	366,6	7,19	82	3,61956	469,11806	220,3685	11,3832	1,4245
JTB4-27	0,0866	0,0081	0,7048	0,0643	0,0591	0,0016	0,2897	1351,1	170,7	541,6	38,28	369,8	9,51	68	1	1434	184,4610	9,6133	3,0185
JTB4-28	0,0717	0,0057	0,5762	0,0449	0,0583	0,0013	0,2817	977,2	154,1	462	28,93	365,3	7,79	79	10,4782	170,73491	233,0184	11,9932	5,5720
JTB4-29	0,0706	0,0068	0,5531	0,0518	0,0569	0,0015	0,2797	944,8	185,1	447	33,88	356,5	9,07	80	3	734,66667	295,8996	14,9758	5,5464
JTB4-30	0,0732	0,0100	0,5687	0,0760	0,0564	0,0018	0,2442	1018,4	254,3	457,2	49,18	353,7	11,24	77	1	1012	137,1092	6,8764	2,6987
JTB4-31	0,2034	0,0143	2,2788	0,1531	0,0813	0,0022	0,3992	2853,5	110,4	1205,7	47,41	503,8	13,02	42	4,85867	288,35029	131,5607	9,5195	3,8867
JTB4-32	0,0830	0,0060	0,7193	0,0511	0,0629	0,0014	0,3019	1268,3	135,7	550,2	30,2	393,2	8,2	71	1	1767	214,4634	12,0064	7,5868
JTB4-33	0,0625	0,0061	0,4588	0,0435	0,0532	0,0014	0,2676	692,6	194,1	383,4	30,27	334,3	8,27	87	5,23912	438,8145	329,6901	15,6213	5,5439
JTB4-34	0,0602	0,0060	0,4462	0,0432	0,0537	0,0014	0,2593	612,3	200,4	374,6	30,35	337,4	8,24	90	9	156,22222	199,6480	9,5535	6,6290
JTB4-35	0,0611	0,0049	0,4787	0,0379	0,0569	0,0013	0,2773	641,4	165	397,2	26,05	356,6	7,64	90	8,70831	261,01519	304,9588	15,4446	3,9015
JTB4-36	0,1306	0,0105	1,1404	0,0884	0,0633	0,0017	0,3444	2106,5	134,7	772,7	41,92	395,8	10,24	51	14,6993	98,848492	175,0789	9,8729	3,8591
JTB4-37	0,0599	0,0054	0,4318	0,0382	0,0523	0,0012	0,2656	600,1	184,5	364,5	27,12	328,6	7,56	90	1	2248	327,9185	15,2748	3,7098
JTB4-38	0,0809	0,0080	0,6166	0,0590	0,0553	0,0015	0,2853	1219,9	181,9	487,7	37,08	346,8	9,24	71	6,39853	375,7115	331,7992	16,3347	1,2648

Table VIII.2 : LA-ICP-MS U-Pb analyses for dated samples. Data in *italic* are contaminated with lead (^{204}Pb greater than or equal to 10 counts per second and/or $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 500$). Data in **bold** are reported on the Tera-Wasserburg diagrams. $f_{206}\%$: percentage of ^{206}Pb from the common Pb and allowing the correction. *Pb: Pb concentration corrected of common lead using the $^{238}\text{U}/^{206}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios measurement following Tera and Wasserburg (1972) and developed in Compston et al., (1992). Uncertainties reported at 1σ (absolute), calculated by propagation of all known sources of error.

JGO2	$f_{206}\%$	Isotopic ratios				Radiogenic		Age (Ma)				
		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	U (ppm)	Pb* (ppm)	U/Th
JGO2-01	0,4883	18,2116	0,5008	0,0576	0,0060	0,0550	0,0015	344,9627	9,7267	73,6597	3,6325	1,9097
JGO2-02	0,6392	18,0603	0,4730	0,0586	0,0061	0,0553	0,0015	347,1951	9,3405	103,5784	5,1418	3,2169
JGO2-03	2,7011	17,8063	0,3741	0,0776	0,0052	0,0549	0,0012	344,7626	7,6023	241,4698	11,9008	1,6120
JGO2-04	4,1955	17,3883	0,3175	0,0914	0,0049	0,0554	0,0011	347,3223	6,7652	213,2422	10,5898	1,6580
JGO2-05	0,4162	19,1168	0,3435	0,0567	0,0035	0,0523	0,0009	328,6323	6,0568	273,9108	12,8518	6,4644
JGO2-06	0,3322	18,1719	0,4227	0,0559	0,0050	0,0550	0,0013	345,3297	8,2461	153,3089	7,5686	9,2232
JGO2-07	6,3832	16,8663	0,4779	0,1120	0,0092	0,0556	0,0017	348,8452	10,8209	93,0814	4,6433	2,2539
JGO2-08	-	18,2249	0,3953	0,0503	0,0042	0,0550	0,0012	344,9978	7,6667	237,1997	11,6985	5,2728
JGO2-09	0,5508	18,1028	0,4227	0,0581	0,0051	0,0550	0,0013	345,0315	8,3105	154,3891	7,6151	1,6135
JGO2-10	17,3266	17,7399	0,3462	0,2335	0,0093	0,0466	0,0011	293,8048	7,0872	464,8018	19,4441	4,6090
JGO2-11	3,5480	17,5685	0,5803	0,0849	0,0094	0,0547	0,0019	343,4947	12,1079	107,3224	5,2694	2,1343
JGO2-12	4,3729	17,2563	0,3782	0,0927	0,0064	0,0552	0,0013	346,3057	8,1818	98,5335	4,8785	3,1914
JGO2-13	1,4984	18,8857	0,3317	0,0657	0,0038	0,0519	0,0009	326,3116	5,9924	263,7136	12,2838	1,3947
JGO2-14	1,9404	18,4604	0,3715	0,0696	0,0047	0,0528	0,0011	331,8775	7,0228	150,4414	7,1302	2,7179
JGO2-15	0,8463	19,1791	0,4377	0,0599	0,0050	0,0514	0,0012	323,0455	7,6667	156,7023	7,2243	3,6982
JGO2-16	0,3278	18,6916	0,3599	0,0555	0,0038	0,0530	0,0010	332,7542	6,6364	263,8041	12,5369	12,5657
JGO2-17	1,0944	17,9986	0,4827	0,0626	0,0064	0,0545	0,0015	342,2936	9,5980	119,1428	5,8288	3,4181
JGO2-18	5,3750	17,5994	0,5018	0,1018	0,0088	0,0533	0,0016	334,8728	10,4347	158,8232	7,5971	1,8305

Annexes

JGO2-19	0,5223	17,3611	0,3948	0,0578	0,0049	0,0568	0,0013	356,1298	8,4393	171,8143	8,7548	3,5287
JGO2-20	1,2596	18,5048	0,4897	0,0637	0,0061	0,0528	0,0014	331,9331	9,2118	154,6153	7,3293	2,1762
JGO2-21	1,4564	17,8476	0,6466	0,0643	0,0099	0,0544	0,0020	341,5329	13,0730	48,0451	2,3451	2,0465
JGO2-22	10,3499	16,4582	0,3792	0,1513	0,0093	0,0537	0,0014	337,3946	9,0187	99,9700	4,8189	2,1425
JGO2-23	7,8345	16,7280	0,3386	0,1256	0,0071	0,0543	0,0012	340,8442	7,7954	235,9611	11,4936	2,3193
JGO2-24	3,0086	17,5932	0,3436	0,0792	0,0049	0,0543	0,0011	340,8456	7,1516	411,0048	20,0200	6,4265
JGO2-25	8,9305	16,8152	0,5174	0,1364	0,0114	0,0533	0,0018	334,8194	11,7862	128,9668	6,1680	5,9882
JGO2-26	1,1773	9,4357	0,1861	0,0708	0,0045	0,1030	0,0021	632,1323	13,4589	402,7192	37,2225	1,4847
JGO2-27	2,3486	17,6149	0,3972	0,0730	0,0055	0,0545	0,0013	341,9125	8,2461	215,2217	10,5171	2,9893
JGO2-28	0,4023	18,9430	0,4557	0,0554	0,0050	0,0516	0,0013	324,5649	8,1818	242,5896	11,2378	4,1660
JGO2-29	-	18,0148	0,3732	0,0523	0,0038	0,0545	0,0012	341,9338	7,4091	287,1791	14,0343	5,3892
JGO2-30	-	18,5048	0,3904	0,0505	0,0038	0,0530	0,0011	332,9516	7,3447	384,4344	18,2808	5,1596

Annexes

KH	$f_{206}\%$	Isotopic ratios				Radiogenic		Age (Ma)				
		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	U (ppm)	Pb* (ppm)	U/Th
KH-01	0,6345	18,1785	0,3040	0,0580	0,0032	0,0550	0,0009	345,2071	5,9280	248,2998	11,9547	1,5288
KH-02	0,9295	18,2815	0,3142	0,0605	0,0036	0,0547	0,0009	343,3126	6,0568	196,9289	9,3972	1,7845
KH-03	-	17,9308	0,3151	0,0505	0,0033	0,0558	0,0010	349,8492	6,3144	287,5745	14,1222	1,4436
KH-04	0,8418	17,9051	0,4360	0,0600	0,0056	0,0559	0,0014	350,3377	8,7612	137,9844	6,7277	1,4956
KH-05	0,2881	18,0701	0,3820	0,0550	0,0046	0,0553	0,0012	347,2231	7,5379	152,8890	7,4295	1,3487
KH-06	1,1286	18,2183	0,3518	0,0620	0,0043	0,0549	0,0011	344,4738	6,8296	155,2421	7,4179	1,6737
KH-07	6,2804	17,0387	0,3048	0,1103	0,0052	0,0587	0,0011	367,6538	6,7652	246,8868	11,9577	1,7979
KH-08	3,9097	17,4764	0,3390	0,0877	0,0051	0,0572	0,0011	358,6967	7,1516	225,2542	10,9057	1,4536
KH-09	0,2382	18,1127	0,2526	0,0550	0,0022	0,0552	0,0008	346,4290	4,9618	1365,6846	66,2446	1,1652
KH-10	0,1965	18,2415	0,2462	0,0545	0,0020	0,0548	0,0007	344,0460	4,7686	1166,6332	56,2181	0,6160
KH-11	0,2491	18,1094	0,2492	0,0550	0,0022	0,0552	0,0008	346,4901	4,8974	893,3012	43,3376	1,0839
KH-12	0,1455	18,0571	0,2804	0,0541	0,0028	0,0554	0,0009	347,4675	5,5415	351,0713	17,0973	1,6233
KH-13	4,0773	17,4307	0,3342	0,0890	0,0051	0,0574	0,0011	359,6112	7,0872	204,9162	9,9307	1,4364
KH-14	6,2531	16,9549	0,4628	0,1104	0,0086	0,0590	0,0016	369,4194	10,3704	149,1644	7,2610	2,3582
KH-15	0,5777	18,2349	0,4422	0,0578	0,0053	0,0548	0,0013	344,1682	8,5680	151,0208	7,2488	1,9699
KH-16	1,7185	17,8859	0,2815	0,0679	0,0032	0,0559	0,0009	350,7040	5,6703	634,3181	30,6973	1,1201
KH-17	0,6312	18,3587	0,3573	0,0578	0,0040	0,0545	0,0011	341,9067	6,8296	210,2549	10,0207	1,8435
KH-18	-	18,1917	0,3144	0,0523	0,0033	0,0550	0,0010	344,9626	6,1212	214,5768	10,3890	1,5819
KH-19	0,7151	17,8603	0,3541	0,0590	0,0043	0,0560	0,0011	351,1924	7,1516	212,9686	10,4275	1,8061
KH-20	0,6411	17,9598	0,4548	0,0580	0,0056	0,0557	0,0014	349,2997	9,0830	153,7640	7,4904	1,7441
KH-21	-	18,3857	0,4023	0,0500	0,0046	0,0544	0,0012	341,4176	7,6667	170,6256	8,1738	1,5157
KH-22	3,8722	17,6491	0,2959	0,0874	0,0041	0,0567	0,0010	355,2812	6,1212	319,2992	15,3176	1,5372

Annexes

KH-23	-	18,0832	0,3761	0,0526	0,0043	0,0553	0,0012	346,9788	7,4091	204,0058	9,9346	1,8694
KH-24	3,3903	17,5932	0,3745	0,0826	0,0056	0,0568	0,0012	356,3792	7,7954	121,7850	5,8864	1,3991
KH-25	5,6949	16,9262	0,3209	0,1047	0,0054	0,0591	0,0011	370,0281	7,2159	273,6868	13,4300	1,4041
KH-26	0,4440	18,0799	0,2811	0,0567	0,0028	0,0553	0,0009	347,0399	5,5415	843,9995	40,9345	1,2117
KH-27	1,0584	18,5598	0,2997	0,0618	0,0032	0,0539	0,0009	338,2987	5,6059	880,2708	41,3358	1,0820
KH-28	2,6924	17,6897	0,3161	0,0767	0,0043	0,0565	0,0010	354,4880	6,5076	193,4111	9,3707	1,9238
KH-29	1,6714	17,5500	0,3326	0,0677	0,0044	0,0570	0,0011	357,2331	6,9584	151,7007	7,4838	1,9378
KH-30	7,3591	17,1792	0,3394	0,1205	0,0063	0,0582	0,0012	364,7304	7,4091	198,7025	9,4379	1,6774

Annexe VII.2 : Données de TRSCM pour chacun des échantillons

Table VIII.3 : Table présentant la localisation ainsi que les données de $T_{RSCM-RSA}$ et de $T_{RSCM-R2}$ pour chacun des échantillons étudiés dans notre travail de thèse

Echantillon	Latitude	Longitude	TRSCM-RSA	Erreur	TRSCM-R2	Erreur
MSL14-01	31,871	-7,966	655	15	609	32
AB15-21	31,853	-8,027	566	13	569	21
AB15-22	31,870	-8,026	603	9	598	11
AB15-23	31,845	-8,037	517	14	564	23
AB15-24	31,840	-8,043	504	18	521	45
AB15-25	31,833	-8,072	444	18	451	24
AB15-26	31,835	-8,100	383	12	393	10
AB15-27	31,821	-8,123	337	8	362	17
ABD15-01	31,735	-8,340	357	14	369	16
ABD15-04	31,739	-8,303	584	26	555	31
ABD15-07a	31,737	-8,272	566	20	572	19
ABD15-09	31,737	-8,259	569	20	575	29
ABD15-10	31,742	-8,238	528	13	533	34
ABD15-11	31,751	-8,163	334	8	351	9
AS15D1	31,836	-8,103	382	16	401	7
BK14-01	31,846	-7,993	596	11	610	12
BK14-09	31,844	-7,983	598	15	620	18
BK14-10	31,841	-7,980	622	19	594	6
BK14-11	31,838	-7,978	627	13	611	15
BK14-12	31,839	-7,978	630	18	603	6
BK14-13	31,838	-7,976	645	8	559	19
BKh15D	31,834	-8,095	360	17	389	11
BR 15-48	31,760	-8,012	563	22	554	56
BR 15-49	31,759	-8,008	573	15	572	18
BR 05-01	31,751	-8,006	663	15	594	28
DEB14-02	31,798	-7,936	674	19	610	25
DEB14-03	31,799	-7,936	659	24	625	16

Annexes

DEB14-04	31,800	-7,938	641	17	611	20
DEB14-05	31,802	-7,941	637	16	579	26
DEB14-06	31,802	-7,942	628	18	612	17
DEB14-07	31,804	-7,946	626	18	609	22
DEB14-08	31,805	-7,947	628	18	618	16
DEB14-09	31,805	-7,954	622	17	556	20
DEB14-11	31,804	-7,970	622	17	577	41
DM-15-11	31,873	-7,982	640	15	630	6
DM-15-12	31,874	-7,982	634	17	629	11
DM-15-13	31,875	-7,982	644	17	618	16
DM-15-14	31,875	-7,982	644	17	624	9
DM-15-30	31,875	-7,983	627	18	630	5
DM-15-31	31,873	-7,984	652	7	624	11
DM-15-32	31,875	-7,986	649	15	636	6
DM-15-44	31,872	-7,977	646	17	624	22
DRA15A	31,692	-8,102	379	19	352	7
DRA-Mine	31,710	-8,136	352	10	332	12
JOS14-01	31,857	-7,900	572	15	576	21
JOS14-03	31,848	-7,874	538	12	531	38
JOS14-04	31,836	-7,853	339	8	387	16
JOS 10	31,903	-7,880	577	17	556	37
JOS 1	31,859	-7,898	585	14	560	21
JOS 7	31,892	-7,828	340	12	365	11
JSM14-03	31,817	-7,855	352	12	373	12
JSM 1	31,834	-7,845	341	25	341	25
KET13-02	31,868	-8,178	418	17	409	24
KET13-03	31,853	-8,173	493	14	518	42
KET13-05	31,841	-8,169	505	12	510	32
KET13-07	31,804	-8,164	509	17	481	19
KET13-08	31,801	-8,178	542	19	506	29
KET13-09	31,802	-8,179	543	22	511	4
KET13-10	31,802	-8,179	332	13	342	6

Annexes

KET13-11	31,804	-8,179	563	15	554	15
KET13-13	31,801	-8,183	508	17	488	44
KET13-14	31,803	-8,190	591	21	531	40
KET14-01	31,873	-8,182	438	11	416	11
KET14-03	31,872	-8,176	372	10	394	18
KET-15-35	31,856	-8,175	545	7	543	43
KET-15-43	31,864	-8,181	402	9	379	35
KETSYLAB	31,820	-8,185	454	15	426	20
KET-16-01	31,894	-8,204	606	21	583	22
KET-16-02	31,895	-8,205	614	17	565	28
KET-16-03	31,896	-8,206	585	16	589	27
KHA14-01	31,900	-7,862	337	18	337	18
KHA14-02	31,909	-7,933	595	17	597	26
M1	31,813	-8,171	478	10	480	30
M2	31,815	-8,171	559	15	541	25
M3	31,815	-8,169	498	18	480	28
M4	31,818	-8,175	526	15	447	18
M5	31,818	-8,178	512	13	513	46
M12	31,819	-8,178	559	15	583	30
M15	31,820	-8,186	584	22	579	20
M17	31,839	-8,204	539	15	536	36
M20	31,844	-8,203	525	10	475	11
M21	31,848	-8,203	465	21	429	24
M23	31,859	-8,189	467	13	478	22
M24	31,873	-8,187	357	25	353	18
M26	31,876	-8,196	501	14	508	39
M27	31,876	-8,215	557	19	557	24
NOU15-18	31,717	-7,946	632	15	593	40
NOU15-22	31,716	-7,947	610	19	610	29
OM15-24	31,772	-7,937	607	1	595	64
OM15-26	31,781	-7,979	591	17	600	13
OM15-27	31,782	-7,974	585	17	588	20

Annexes

OM15-28	31,781	-7,976	596	31	557	7
OO14-02	31,797	-7,856	553	17	561	27
OO14-05	31,799	-7,860	579	11	561	43
OO14-06	31,800	-7,859	542	17	549	15
OO14-08	31,805	-7,857	533	7	548	12
OO14-09	31,805	-7,850	493	14	484	40
OO14-10	31,809	-7,856	509	12	511	31
OO14-11	31,809	-7,854	491	17	475	40
PEG13-01	31,896	-7,986	653	23	617	17
PEG13-02	31,896	-7,986	647	24	610	27
PEG13-03	31,896	-7,986	652	9	609	24
PEG13-04	31,897	-7,986	642	20	621	10
PEG13-05	31,897	-7,986	658	21	591	68
PEG13-07	31,897	-7,987	639	21	614	21
PEG13-08	31,897	-7,987	632	18	610	41
AIL13-01	31,889	-8,016	627	20	624	16
RB15-12	31,791	-8,014	412	10	481	22
RB15-13	31,794	-8,011	427	12	478	13
RB15-14	31,796	-8,010	468	20	471	22
RB15-16	31,801	-8,002	485	15	507	20
RB15-17	31,796	-8,001	485	10	496	19
RB15-18	31,802	-8,031	498	11	487	18
RB15-19	31,809	-8,042	488	16	480	26
RB15-20	31,823	-8,048	503	13	508	25
RH13-01	31,938	-8,198	531	14	564	25
RH13-02	31,949	-8,245	431	23	399	11
RH13-03	31,948	-8,245	450	21	419	7
RH13-05	31,941	-8,270	541	14	549	19
RH13-06	31,943	-8,273	520	18	461	19
RH13-07	31,944	-8,277	544	18	531	16
RH13-08	31,934	-8,284	521	16	503	38
RH13-09	31,945	-8,279	563	14	472	14

Annexes

RH15-39	31,918	-8,201	569	13	537	33
RH15-40	31,916	-8,202	512	16	531	16
RH15-41	31,917	-8,204	559	18	571	18
RH15-50	31,944	-8,263	332	12	357	16
RH15-51	31,920	-8,261	343	8	343	8
RH15-53	31,917	-8,277	492	18	501	30
RH15-54	31,920	-8,285	471	9	497	13
RH15-55	31,919	-8,285	499	17	521	36
SAR14-01	31,864	-8,073	448	19	470	39
SAR14-02	31,864	-8,073	474	3	512	11
SAR14-05	31,867	-8,074	467	20	467	43
SAR14-06	31,869	-8,075	454	9	469	31
SAR14-07	31,874	-8,075	454	10	475	19
SAR14-08	31,887	-8,059	492	22	522	25
SAR14-09	31,887	-8,056	530	15	546	37
SAR14-10	31,887	-8,054	539	15	558	36
SAR14-11	31,886	-8,052	594	20	600	28
SAR14-12	31,888	-8,061	499	17	533	30
SAR14-14	31,893	-8,051	603	20	596	21
SAR14-15	31,892	-8,049	619	20	615	7
SAR14-16	31,892	-8,023	623	25	613	12
SAR14-17	31,891	-7,992	646	11	627	10
SAR15-15	31,873	-8,071	499	17	514	20
SBO13-01	31,887	-7,946	644	17	596	23
SBO13-05	31,887	-7,930	619	24	624	15
SBO13-06	31,889	-7,930	612	20	619	10
SBO13-07	31,888	-7,930	601	25	611	20
SBO13-08	31,886	-7,942	653	7	619	9
SBO13-09	31,886	-7,942	623	22	612	8
SBO13-10	31,886	-7,941	622	18	621	12
SBO13-11	31,864	-7,959	644	17	616	10
SBO13-12	31,865	-7,962	621	19	620	18

Annexes

SBO13-13	31,869	-7,962	646	9	609	5
SBO13-14	31,873	-7,962	644	13	602	18
SBO13-15	31,876	-7,960	627	18	582	49
JEB 02 7a	31,886	-7,942	635	23	598	27
JEB 02 4d	31,887	-7,943	602	22	605	49
JL 9	31,874	-7,964	627	16	616	21
JBO 5	31,852	-7,985	624	19	601	32
JBO 6	31,851	-7,987	626	21	581	26
JBO 1	31,847	-7,998	629	16	609	24
JBO 2	31,851	-7,985	645	18	609	29
JBO 3	31,852	-7,985	634	16	618	20
JBO 4	31,851	-7,985	615	22	600	27
JBO 7	31,833	-7,995	622	21	611	19
JBO 9	31,863	-8,003	619	20	599	22
JBO 10	31,869	-8,013	620	21	611	13
JBO 11	31,865	-8,015	618	18	606	8
JBO 12	31,868	-8,029	615	18	595	15
JBO 13	31,855	-8,028	568	21	578	22
JBO 15	31,850	-8,040	542	19	556	38
JELI 02 xa	31,871	-7,957	606	17	571	34
JELI 02 xb	31,871	-7,956	603	11	573	47
JELI 02 1	31,872	-7,956	636	29	616	31
JELI 02 5a	31,872	-7,961	613	7	619	9
Jb 9	31,873	-7,964	611	14	596	20
SZ15-46	31,755	-7,993	434	13	409	18
TB15-28	31,736	-8,070	488	17	485	40
TB15-32	31,754	-8,072	462	25	423	64
TB15-34	31,770	-8,071	506	15	525	19
TB15-36	31,787	-8,061	468	14	519	18
TB15-37	31,778	-8,077	564	24	506	50
TB15-38	31,772	-8,081	471	18	521	17
BAS7	31,870	-7,963	593	17	591	26

Annexes

BAS09a	31,875	-7,986	656	8	606	23
BAS10	31,874	-7,985	650	3	616	16
BAS12	31,873	-7,983	648	15	619	20
BAS14	31,870	-7,976	652	9	618	24
BAS15	31,874	-7,985	623	10	563	21
BAS17a	31,889	-7,840	476	14	477	17
BAS18	31,895	-8,040	595	15	589	22
BAS19	31,884	-8,078	424	11	422	14
BAS20	31,892	-8,096	386	10	389	8
BAS21a	31,895	-8,102	356	8	368	6
BAS22	31,888	-8,132	329	8	361	7
BAS24	31,927	-8,201	490	16	533	21
BAS25	31,928	-8,205	518	19	546	11
BAS26	31,879	-8,196	515	23	550	10
BAS27	31,864	-8,181	531	19	550	29
BAS32	31,896	-7,967	652	21	613	45
BAS33	31,830	-7,965	617	15	613	15
BAS35	31,864	-7,947	614	14	613	31
BAS36	31,920	-7,782	339	7	364	15
BAS37	31,918	-7,787	329	4	350	9
BAS38	31,856	-8,196	396	16	395	16
BAS40	31,838	-8,204	511	20	502	54
BAS42	31,865	-8,237	534	16	539	38
BAS46	31,758	-7,999	516	16	559	23
BAS50	31,838	-8,229	507	18	560	12
BAS52	31,844	-8,250	516	16	561	12
BAS53	31,814	-8,282	353	12	372	12
BAS54	31,781	-8,313	558	19	583	20
BAS55	31,731	-8,287	503	14	515	41
BAS56	31,722	-8,335	509	14	527	29
BAS57	31,740	-8,365	305	19	305	19
BAS58	31,738	-8,348	372	16	382	17

Etude tectono-thermique d'un segment orogénique varisque à histoire géologique complexe : analyse structurale, géochronologique et thermique du massif des Jebilet, de l'extension à la compression

Résumé : Cette thèse présente la reconstruction de l'histoire tectono-thermique du massif varisque des Jebilet (Maroc) à fort potentiel minier, depuis son évolution pré-orogénique au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur jusqu'à sa structuration pendant l'orogénèse varisque-alléghanienne au Carbonifère supérieur-Permien inférieur. Pour répondre à cette problématique, ce travail s'organise autour de deux approches : (1) l'une métrologique appliquée à la géothermométrie Raman sur la matière carbonée (RSCM) et (2) l'autre intégrant une étude structurale, géochronologique et une analyse de la thermicité.

L'approche métrologique a permis de valider l'applicabilité du géothermomètre RSCM (1) dans un contexte de métamorphisme polyphasé, (2) pour des roches carbonatées et des skarns des Jebilet et (3) de proposer un nouveau paramètre Raman RSA permettant de mieux préciser les températures supérieures à 500°C et d'étendre l'applicabilité de la méthode jusqu'à des températures maximales qui atteignent les 700°C.

A partir de l'approche intégrée, trois épisodes tectono-thermiques ont été mis en évidence. Le premier épisode D₀ correspond à une tectonique extensive permettant l'ouverture du bassin des Jebilet au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur. Cette tectonique extensive est accompagnée par une anomalie thermique supérieure à 500°C déduites des mesures de géothermométrie RSCM (T_{RSCM}) et par une importante activité magmatique bimodale et granodioritique datée dans ce travail entre 358 ± 7 et 336 ± 4 Ma. Au Carbonifère supérieur débute la phase compressive structurant le massif des Jebilet avec la mise en place de nappes superficielles au Namuro-Westphalien (D₁), suivie par la phase varisque majeure (D₂). L'analyse structurale a permis de montrer une évolution progressive du régime de déformation de D₂ depuis une compression coaxiale à une transpression dextre compatible avec un raccourcissement horizontal WNW-ESE à NW-SE. D₂ est associée à deux événements thermiques, le premier syn-tectonique de moyenne température ($300^\circ < T_{RSCM} < 400^\circ\text{C}$), et le second syn- à post-tectonique de haute température ($600^\circ < T_{RSCM} < 660^\circ\text{C}$).

Ce contexte tectono-thermique serait l'expression de processus géodynamiques impliquant à partir du Dévonien supérieur une délamination de la lithosphère rhéique par « slab break-off » ou « slab roll-back » qui entrainerait (1) la remontée de courant asthénosphérique chaud, et (2) la rotation horaire de Gondwana et son amalgamation progressive avec Laurussia structurant au Carbonifère supérieur-Permien inférieur la chaîne varisque-alléghanienne.

Mots clés : Jebilet, chaîne varisque-alléghanienne, évolution tectono-thermique, analyse structurale, géochronologique et thermique, géothermomètre RSCM, spectroscopie Raman, FWHM-G, carte de paléotempératures

Tectono-thermal study of a variscan orogenic segment with a complex geological history: structural, geochronological and thermal analysis of the Jebilet massif, from extension to compression

Abstract: This thesis presents the reconstruction of the tectono-thermal history of the Paleozoic Jebilet massif (Morocco), from its pre-orogenic evolution at the Upper Devonian-Lower Carboniferous to its structuration during the variscan-alleghanian orogeny at the Upper Carboniferous-Lower Permian. To address this issue, this work is organized around two approaches: (1) one metrological applied to the Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material (RSCM) and (2) the other integrating a structural and geochronological study and a thermicity analysis.

The metrological approach allowed to validate the applicability of the RSCM geothermometer (1) in a context of polyphase metamorphism, (2) for carbonate rocks and skarns of Jebilet and (3) to propose a new parameter Raman RSA allowing to better specify temperatures above 500°C and extend the applicability of the method to maximum temperatures of up to 700°C.

From the integrated approach, three tectono-thermal episodes were highlighted. The first episode D₀, corresponds to an extensive tectonic allowing the opening of the Jebilet basin at the Upper Devonian-Lower Carboniferous. This opening is accompanied by a HT thermal anomaly as shown by the important bimodal and granodioritic magmatic activity dated between 358 ± 7 Ma and 336 ± 4 Ma and the T_{RSCM} higher than 500°C recorded by the rocks. During Upper Carboniferous, the compressive phase structuring the Jebilet massif begins with the emplacement of superficial nappes (D₁), followed by the variscan major phase (D₂). Structural analysis showed a gradual evolution of D₂ deformation regime from coaxial compression to dextral transpression consistent with WNW-ESE to NW-SE horizontal shortening. D₂ is associated with two thermal events, the first is syn-tectonic with T_{RSCM} between 300 and 400°C, and the second is syn- to post-tectonic with T_{RSCM} between 600 and 660°C.

This tectono-thermal context would be the expression of geodynamic processes involving from the Upper Devonian a delamination of the Rheic lithosphere by "slab break-off" or "slab roll-back" which would induce (1) the rise of hot asthenospheric current, and (2) the clockwise rotation of Gondwana and its gradual amalgamation with Laurussia structuring the variscan-alleghanian belt during the Upper Carboniferous-Lower Permian.

Key words: Jebilet, variscan-alleghanian belt, tectono-thermal evolution, structural, geochronological and thermal analysis, RSCM geothermometer, Raman spectroscopy, FWHM-G, paleotemperatures map