

Université Ferhat Abbas, Sétif 1
Institut d'Architecture et des Sciences de la Terre
Département des Sciences de la Terre
Unité de Recherche en Matériaux Emergents



Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle (LMD)

Domaine : Sciences de la terre
Filière : Géologie
Spécialité : Géoressources

Thème

Étude pétrologique et géochronologique des pipes doléritiques de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) dans le bassin de Tindouf

Présentée par :

Mr HACHEMAOUI Oubaida

Soutenue le 04 octobre 2022, devant le jury composé de :

Mr DEMDOUM Abdeslam	Professeur à l'Université Ferhat Abbas, Sétif 1	Président
Mr CHABOU Moulley Charaf	Professeur à l'Université Ferhat Abbas, Sétif 1	Directeur de Thèse
Mme VERATI Chrystèle	Professeur à l'Université Côte d'Azur (France)	Co-directrice de Thèse
Mr MARZOLI Andrea	Professeur à l'Université de Padova (Italie)	Examineur
Mr LAOUAR Rabah	Professeur à l'Université Badji Mokhtar, Annaba	Examineur
Mr BENDAOUD Abderrahmane	Professeur à l'USTHB, Alger	Examineur
Mr HERVÉ Bertrand	Professeur à l'ENS Lyon (France)	Invité
Mr BERSI Mohand	MCA à l'Université Ferhat Abbas, Sétif 1	Invité

Année universitaire : 2021-2022

La science, un moyen de déchiffrer l'histoire
écrite non par les humains, mais par la nature.

Christophe Galfard

Remerciements

Cette thèse ne serait pas celle qu'elle est actuellement sans le soutien de nombreuses personnes au cours de ces années de travail. Toute personne et organisme qui m'ont aidé dans ce travail (chacun.e à sa manière), qu'elles.ils trouvent leurs noms ici en guise de remerciement.

Mes deux encadrants : Moulley Charaf Chabou et Chrystèle Verati,

Ma famille : Djamal(أبي), Habiba(أمي), Soraya, Djebbar, Nassima, Abbas, Rokaya, Hassiba, Fofa, Tibou, Meriem, Djouher, Safia, Ibrahim, Slimane, Asma, Maroua, Meriem.

L'équipe de l'UFAS : Mohand Bersi, Touffik Bounaadja, Nassim Atmane, Sabah, Takfa, Moh, Tayeb Bouima, Omar, Lotfi, Anissa, Sarah, Amar, Said, Abdelkader, Abdou « bozboz », Hamdi,

L'équipe Geoazur : Pierre « chouchou », Alexita, Maria José, Albane, Asmae, Alexiane, Sara, Caro, Christophe, Magalie, Sylvain, Marc, Zoé, Valérie, Jelena, Caroline, Jean-Baptiste, jenny, Cédric, Laurie, Nico, Florian, Carlo, Hector, Hans, Théa, Lise. Andrea, Guillaume,

Amis : Lotfi, Saber, L'yacine, Fares, Didou, Yakoub, Ammar, Ali, Bilal « zekzouk », Farouk Hachemaoui.

Organisme : UFAS, URME, GEOAZUR, MESRS, Ambassade de France en Algérie (PROFAS B+), MDN (Agents de GGF Tindouf).

Je remercie également les personnes impliquées dans l'examen et le jugement de ce travail : Andrea MARZOLI, Rabah LAOUAR, Abderrahmane BENDAOUD, Mohand BERSI, Bertrand HERVÉ, Salim DEMDOUM.

†.|C|C|X|O| - Tanemmirt – شكرا - Merci - Thanks

Résumé

L'existence d'un magmatisme mésozoïque dans le sud-ouest algérien est connue depuis longtemps. Les études récentes ont montré que ce magmatisme est constitué principalement de dolérites tholéitiques mises en place à la fin de Trias, lors de l'ouverture de l'océan l'Atlantique il y'a 200 millions d'années. Ces dolérites font partie d'une grande province magmatique, baptisée Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP). Aujourd'hui, les vestiges préservés du magmatisme de la CAMP sont principalement constitués de formations intrusives (sills et dykes) et quelques coulées de laves dans les bassins triasiques. Dans le bassin de Tindouf en Algérie, les roches préservées de cette activité magmatique, affleurent essentiellement sous forme de grands sills et dykes notamment dans le flanc nord du bassin de Tindouf. Des massifs doléritiques décrits comme étant des cheminées (pipes) sont associés à ces dykes et sills du bassin de Tindouf et sont supposés appartenir à la CAMP. Ils n'ont jamais fait l'objet d'une investigation détaillée auparavant. Dans cette étude, nous présentons de nouvelles données de terrain, pétrographiques, géochimiques et géochronologiques sur les dolérites des pipes, des sills et des dykes du bassin de Tindouf. Les sills et les dykes étudiés présentent des caractéristiques pétrographiques homogènes typiques des tholéiites de la CAMP, tandis que les pipes doléritiques présentent des caractéristiques plus évoluées avec une texture granophyrique hypovolcanique, contenant des feldspaths alcalins et du quartz. De plus, nous décrivons pour la première fois la présence d'abondantes xénolites carbonatitiques dans les dolérites des pipes. Géochimiquement, toutes les roches étudiées sont des tholéiites à faible teneur en Ti qui peuvent être subdivisées en quatre groupes, dont trois sont bien corrélés avec les unités intermédiaire, supérieure et récurrente des quatre unités définies dans le Haut Atlas du Maroc, tandis que le quatrième groupe, représenté par les dolérites de pipes, présente des caractéristiques géochimiques qui n'ont jamais été signalées auparavant. Cette étude démontre que les pipes du bassin de Tindouf appartiennent à la CAMP et représentent les produits évolués issus des magmas de l'unité récurrente. Nous avons réalisé des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des biotites extraites de 4 échantillons du bassin de Tindouf (1 pipe, 1 sill de l'unité récurrente et 2 cornéennes en contact avec un sill doléritique). Ces datations ont fourni un âge-plateau de $193,7 \pm 3,4$ Ma pour le pipe, $197,6 \pm 3,3$ Ma pour le sill et $202,5 \pm 7,3$ Ma et $199,8 \pm 1,9$ Ma pour les cornéennes. Notre étude suggère que les petits anticlinaux du flanc nord du bassin de Tindouf qui abritent des pipes doléritiques dans leurs cœurs sont des plis forcés formés au-dessus des intrusions de pipes. Les xénolithes de carbonatites et les sulfures abondants dans les pipes doléritiques sont probablement le résultat de la digestion des roches

sédimentaires encaissantes (riches en carbonates) par les conduits magmatiques des pipes. Enfin, les teneurs élevées en CO₂ et en soufre des pipes doléritiques, combinées à la mise en place de grands sills dans les schistes riches en matières organiques du Dévonien supérieur du bassin de Tindouf, indiquent une émission importante de CO₂ et de gaz sulfuriques dans l'atmosphère, qui ont pu contribuer au changement climatique à la limite Trias-Jurassique.

Mots-clés : CAMP ; Pipes doléritiques ; Xénolites carbonatitiques ; Plis forcé, Bassin de Tindouf.

Abstract

The presence of Mesozoic mafic rocks in southwestern Algeria has long been known. Recent studies indicate that this rock is mainly composed of tholeiitic dolerites emplaced at the end of Triassic, during the opening of the central Atlantic Ocean, 201 million years ago. These dolerites are part of a large magmatic province, called the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP). Today, remnants of CAMP plumbing system include huge intrusive bodies (doleritic sills and dykes) and some lava flows preserved in Triassic basins. In the Tindouf Basin (Southwestern Algeria), CAMP rocks occur mainly as large sills and dykes especially in the northern flank of the basin. Doleritic pipes, that have never been studied so far, are spatially associated with these sills and dykes and thus supposed of CAMP origin. In this study, we present new field, petrographic, geochemical and geochronological data on the pipe, sills and dyke dolerites of the CAMP plumbing system of the northern flank of the Tindouf basin. The sills and dykes studied display homogeneous petrographic features, typical of CAMP tholeiites, whereas the doleritic pipes show more evolved characteristics with a hypovolcanic granophyric texture, containing alkali feldspars and quartz. Furthermore, we report for the first time the presence of abundant carbonatitic xenoliths in the pipe dolerites. Geochemically, all the investigated rocks are low-Ti tholeiites that can be subdivided into four groups, three of which correlate well with the intermediate, upper and recurrent units defined in the High Atlas of Morocco, whereas the fourth group, represented by the pipe dolerites, presents geochemical features that have never been reported before. However, their tholeiitic nature, their association in the field at the same geographic location with CAMP sills, and their trace element patterns, all indicate that pipe dolerites are of CAMP origin, representing the evolved products of Recurrent magmas. We performed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite dating on four samples from the Tindouf basin (1 pipe, 1 sill of the recurrent unit and two hornfels in contact with doleritic sill). Plateau-ages of 193.7 ± 3.4 Ma, 197.6 ± 3.3 Ma, 202.5 ± 7.3 Ma and 199.8 ± 1.9 Ma was respectively obtained for the pipe, the recurrent sill and the two hornfels. Our study suggests that the small anticlines on the northern flank of the Tindouf Basin that host doleritic pipes in its cores can be explained as forced folds above igneous intrusions. Furthermore, we can explain the occurrence of carbonatitic xenoliths and sulphides in the pipe dolerites as the possible consequence of crustal assimilation of wall rocks by magma of the pipe conduits. Finally, the high CO_2 and sulfur contents of the pipe dolerites, combined with the emplacement of large sills within Upper Devonian organic-rich shales of the Tindouf Basin, indicate a potentially

significant emission of CO₂ and sulfuric gases that may have contributed to climate change at the Triassic-Jurassic boundary.

Keywords : CAMP ; Doleritic pipes ; Carbonatitic xenoliths ; Forced flod ; Tindouf basin.

إن وجود الصخور المغماتية من حقبة الوسطى في جنوب غرب الجزائر معروف منذ فترة طويلة. أظهرت الدراسات الحديثة أن هذه الصخور تتكون أساساً من دوليريت وضعت في نهاية العصر الترياسي، أثناء إنفتاح المحيط الأطلسي قبل 200 مليون سنة. هذه الدوليريت هي جزء من مقاطعة صخرية كبيرة تسمى مقاطعة وسط المحيط الأطلسي الصخرية. تتكون بقايا هذه المقاطعة المحفوظة بشكل أساسي من تكوينات على شكل صبات وقواطع وتدفقات قليلة من الحمم البركانية في أحواض العصر الترياسي. في حوض تندوف بالجزائر، تنبثق الصخور المحفوظة من هذا النشاط الصخري بشكل رئيسي على شكل على شكل صبات وقواطع، لا سيما في الجانب الشمالي لحوض تندوف. وصفت كتل صخرية دوليريتية على شكل مداخل مرتبطة بهذه الصبات والقواطع في حوض تندوف ويفترض أنها تنتمي إلى مقاطعة وسط المحيط الأطلسي الصخرية. لم يكونوا قط موضوع دراسة مفصلة من قبل. في هذه الدراسة، نقدم بيانات ميدانية وبتروغرافية وجيوكيميائية وتاريخية جديدة عن دوليريت المداخل، صبات وقواطع في حوض تندوف.

تُظهر الصبات والقواطع التي تمت دراستها خصائص صخرية متجانسة نموذجية للثولييت CAMP ، بينما تُظهر المداخل خصائص أكثر تطوراً مع نسيج حبيبي بركاني، يحتوي على الفلسبار والكوارتز. بالإضافة إلى ذلك، وصفنا لأول مرة وجود صخور حبيسة للكربونات في صخور المداخل. من الناحية الجيوكيميائية، جميع الصخور المدروسة عبارة عن ثولييت منخفض التيتانيوم يمكن تقسيمه إلى أربع مجموعات، ثلاث منها مرتبطة جيداً بالوحدات الوسيطة والعليا والمتكررة للوحدات الأربع المحددة في الأطلس الكبير للمغرب، بينما المجموعة الرابعة، ممثلة بصخور المداخل، تعرض خصائص جيوكيميائية لم تلاحظ من قبل. توضح هذه الدراسة أن مداخل حوض تندوف تنتمي إلى CAMP وتمثل المنتجات المتطورة من الصحارة للوحدة المتكررة. أجرينا التأريخ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ على البيوتيتات المستخرجة من 4 عينات من حوض تندوف. قدمت هذه التواريخ عمر المدخنة من 3.4 ± 193.7 مليون سنة، 3.3 ± 197.6 مليون سنة للصبة و 7.3 ± 202.5 مليون سنة و 1.9 ± 199.8 مليون سنة للصخور المتحولة. تشير دراستنا إلى أن الطيات الصغيرة في شمال حوض تندوف التي تحتوي على المداخل في قلبها هي طيات تشكلت عندما تداخلت المداخل في هذه الصخور. من المحتمل أن تكون الكبريتيدات الكربونية والكبريتيدات الوفيرة في صخور المداخل ناتجة عن هضم الصخور الرسوبية المحيطة (الغنية بالكربونات) بواسطة القنوات الصخرية للمداخل. أخيراً، تشير المحتويات العالية لثاني أكسيد الكربون والكبريت للمداخل، مع تموضع صبات كبيرة في صخور الديفوني الأعلى الغني بالمواد العضوية في حوض تندوف، إلى انبعاث كبير لغازات ثاني أكسيد الكربون والغازات الكبريتية في الحوض. ساهمت في تغير المناخ على حدود العصر الترياسي-الجوراسي.

الكلمات المفتاحية: مقاطعة وسط المحيط الأطلسي الصخرية؛ المداخل؛ صخور حبيسة للكربونات؛ طيات اضطرابية؛ حوض تندوف.

Sommaire

Remerciement	1
Résumé.....	2
Abstract.....	4
الملخص	6
Sommaire	7
Liste des figures	10
Liste des tableaux.....	15

Introduction générale 16

Chapitre I.

Synthèse bibliographique sur la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP)..... 20

I.1 Introduction	21
I.2 La province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP)	24
I.2.1 Mode de mise en place des magmas de la CAMP	27
I.2.2 Données géochimiques sur la CAMP	28
I.2.3 Données géochronologiques sur la CAMP	33
I.2.4 Origine de la CAMP	35
I.2.5 Impact sur la crise Trias-Jurassique (TJB <i>Trias/Jurassique Boundary</i>)	36
I.3 La CAMP en Algérie.....	37
I.3.1 Historique	37
I.3.2 Mode d'affleurement	40
I.3.2.1 Les sills	40
I.3.2.2 Les dykes	40
I.3.2.3 Les coulées de laves.....	40
I.3.2.4 Massifs doléritiques (pipes ou cheminées).....	40
I.3.3 Aperçu pétrographique et géochimique	41

Chapitre II.

Contexte géologique de la région d'étude..... 43

II.1 Introduction	44
II.1.1 Le Craton Ouest Africain (WAC West African Craton).....	44
II.1.2 L'Anti-Atlas.....	46
II.2 Le bassin de Tindouf.....	46
II.2.1 Historique des travaux sur le bassin de Tindouf.....	47
II.2.2 Lithostratigraphie du bassin de Tindouf	49
II.2.2.1 Cambrien.....	49
II.2.2.2 Ordovicien.....	49
II.2.2.3 Silurien.....	49
II.2.2.4 Dévonien	50
II.2.2.5 Carbonifère	50
II.2.2.6 Méso-cénozoïque	51
II.2.3 Aspect et évolution structural du bassin	53
II.2.3.1 L'orogénèse Panafricain (730-550 Ma)	53
II.2.3.2 L'orogénèse Hercynienne (400-250 Ma).....	53
II.2.3.3 Phase post-hercynienne.....	54
II.2.3.4 Les principaux éléments structuraux du flanc Nord du bassin.....	57
a) Anticlinal de Zemoul	57
a) Anticlinal de Ouadeï El Gahoune	57
b) Anticlinal d'Oum El Ksi	58
c) Anticlinal d'Igma.....	59
d) Anticlinal de Dra El-Kelba	59
e) Les anticlinaux de Lotfi – Tinfouchy.....	60
II.2.4 Les dolérites du bassin de Tindouf	61

Chapitre III.

Cartographie, étude de terrain et échantillonnage..... 63

III.1 Télédétection et cartographie.....	64
III.1.1 Méthodologie.....	65
III.1.2 Principe et acquisition des données.....	66
III.1.3 Prétraitement des images.....	68
III.1.3.1 Correction géométrique.....	68
III.1.3.2 Correction atmosphérique.....	69
III.1.3.3 Calibration radiométrique.....	69
III.1.4 Traitement des données.....	70
III.1.4.1 Combinaison de bandes.....	70
III.1.4.2 Classification.....	74
a) Extraction des signatures spectrales et classification.....	74
III.1.4.3 Détection semi-automatique des pipes.....	75
III.2 Etude de terrain et échantillonnage.....	78
III.2.1 La région de Zemoul.....	78
III.2.1 La région d'Oum El-Ksi.....	81
III.2.2 La région d'Igma.....	83
III.2.3 La région de Tinfouchy.....	85
III.2.4 Région de Dfeif et Oum Soba.....	89
III.2.5 La région de Djfeïrat et le sill de Hassi Mahmoud.....	90
III.2.6 La région du flanc Sud du bassin de Tindouf.....	90
III.2.7 Conclusion sur l'étude de terrain.....	92

Chapitre IV.

Étude pétrographique et géochimique..... 95

IV.1 Étude pétrographique.....	96
IV.1.1 Les sills.....	96
IV.1.1.1 Les sills massifs : (SOS, HM, TIF6).....	96
a) Le sill de Oum Soba (SOS).....	97
b) Le sill de Hassi Mahmoud (HM).....	98
c) Le sill TIF 6.....	99
IV.1.1.2 Les petits sills.....	100
IV.1.2 Le dyke de Dfeif (DN).....	102
IV.1.3 Les pipes.....	103
IV.1.4 Les dolérites du flanc sud.....	107
IV.1.5 Le métamorphisme de contact.....	108
IV.2 Étude géochimique.....	109
IV.2.1 Effets de l'altération.....	109
IV.2.2 Géochimie des éléments majeurs.....	110
IV.2.3 Géochimie des éléments en traces.....	120
IV.2.3.1 Les Terres Rares.....	122

Chapitre V.

Étude géochronologique..... 129

V.1 Introduction.....	130
V.2 Principe et bases théoriques.....	130
V.2.1 La technique Ar/Ar.....	131
V.2.1.1 Les mesures au spectromètre de masse ARGUS VI.....	135
V.3 Préparation des échantillons.....	136
V.3.1 Broyage et tamisage.....	136
V.3.2 Nettoyage.....	136
V.3.3 Séparation et trie.....	136
V.4 Analyse des échantillons.....	137
V.4.1 Échantillons datés.....	137
V.5 Résultats.....	138
V.5.1 Echantillon Z01 :.....	138

V.5.2	Échantillon IG03	139
V.5.3	Échantillon B01 et B02	141

Chapitre VI.

Discussions des résultats 143

VI.1	Caractéristiques géochimiques et corrélations avec la CAMP.....	144
VI.1.1	Sills et dyke.....	144
VI.1.2	Les pipes	146
VI.2	Age de mise en place.....	147
VI.2.1	Les sills	147
VI.2.2	Les pipes	147
VI.3	Rôle de la cristallisation fractionnée	148
VI.4	Rôle de la contamination crustale	149
VI.5	Source du manteau et processus de fusion	152
VI.6	Relation entre la mise en place des pipes et la structuration du flanc Nord du bassin de Tindouf.....	154
VI.7	La signification des xénolithes carbonatitiques et des sulfures associés aux pipes doléritiques	156
VI.8	Implications géodynamiques.....	158
VI.9	Existe-t-il un lien entre les sills du bassin de Tindouf et l'extinction de masse à la limite Trias/Jurassique ?	161
VI.10	Les pipes du bassin de Tindouf ont-ils contribué à la crise de la limite Trias/Jurassique ?.....	162

Conclusion générale 164

Références bibliographiques 167

Annexe 194

1.	Procédures analytiques pour les volatiles	195
2.	Le granite de Tinfouchy (TIF05)	197
2.1	Géochimie du granite de Tinfouchy	198
3.	Tableaux d'analyse Ar/Ar	200
3.1	Echantillon Z01	200
3.2	Echantillon IG03	201
3.3	Echantillon B01	202
3.4	Echantillon B02.....	203
4.	Travaux de recherche publié par l'auteur	204

Liste des figures

Figure I.1: Distribution des grandes provinces ignées (LIPs) sur Terre depuis le Cambrien, modifiée d'après (Ernst et al., 2021).....	23
Figure I.2 : Carte schématique de la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) d'après (Marzoli et al., 2018), replacée sur le continent pangéen (~200 Ma) reconstitué par (Scotese, 2016). Les champs colorés correspondent aux groupes géochimico-stratigraphiques (voir partie II-2-2), notons que le groupe prévalent est omniprésent dans l'ensemble de la province. ① dyke de Kerforne, ② dyke de Messejana, ③ dyke de Ksi-Ksou, ④ dyke de Foun Zguid, ⑤ Taoudenni dyke swarm, ⑥ Liberia, Sierra Leone et Côte d'Ivoire dyke swarm. ⑦ Cassiporé dyke swarm, ⑧ Guyane française, Surinam et Guyane dyke swarm, ⑨ Roraima dyke swarm, ⑩ Sud-est USA dyke swarm, ⑪ dyke de Caraquet, ⑫ dyke de Shelburne, ⑬ dyke d'Avalon.....	26
Figure I.3 : Classification des roches intrusives (dykes et sills) et effusives (coulées de lave) de la CAMP dans le diagramme de TAS (Le Bas et al., 1986). Données de GEOROC (<i>Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents</i> , http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/).....	29
Figure I.4: diagramme TiO ₂ vs La/Yb des échantillons de la CAMP sur les quatre continents. Les champs des groupes d'après (Marzoli et al., 2018), Données de GEOROC (<i>Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents</i> , http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/).....	31
Figure I.5: Compilation des âges Ar/Ar filtrés et U-Pb de la CAMP (Marzoli et al., 2018).....	33
Figure I.6: Distribution des formations de la CAMP dans le Sud-Ouest de l'Algérie.....	39
Figure I.7: différentes textures des dolérites du bassin de Tindouf (Bersi et al., 2021). a : texture intergranulaire (unité récurrente). b : texture ophitique (unité supérieure). c : texture granophyrique (cheminées). 41	41
Figure I.8: Diagramme Zr/Y vs Nb/Y des dolérites de la CAMP en Algérie (Données de Chabou, 2008; Meddah, 2010; Bersi et al., 2021), les domaines correspondent aux roches de la CAMP du Maroc (Marzoli et al., 2019) et du Mali (Verati et al., 2005).....	42
Figure II.1: Carte géologique simplifiée de l'Afrique de l'Ouest montrant les grands ensembles géologiques, modifiée d'après la carte géologique d'Afrique (BRGM, 2004).....	45
Figure II.2: Carte lithologique du bassin de Tindouf dessinée à partir de la carte géologique de l'Afrique BRGM, 2004, le fond de topographie terrestre et la bathymétrie océanique sont d'après ETOPO1 Global Relief Model NOAA®, NASA®.....	48
Figure II.3: Colonne stratigraphique simplifiée du bassin de Tindouf. D'après les données de sondage... 52	52
Figure II.4: Coupe stratigraphique N-S à travers le bassin de Tindouf. (Chabou, 2008). Voir la localisation sur la Figure II.2.....	55
Figure II.5: Carte lithostructurale montrant les principaux éléments structuraux du flanc septentrional du bassin de Tindouf.....	56
Figure II.6: Carte lithostructurale de l'anticlinal de Zemoul.....	58
Figure II.7: Carte lithostructurale de l'anticlinal d'Oum El-Ksi (même légende que la figure II.6).....	59
Figure II.8: Carte lithostructurale du double anticlinal d'Igma et Dra El-kelba (même légende que la figure II.6).....	60
Figure II.9: Carte lithostructurale de la région de Tinfouchy (même légende que la figure II.6).....	61
Figure III.1: Carte montrant la couverture cartographique du bassin de Tindouf sur un fond d'image satellite (Google Earth®).....	65
Figure III.2: Organigramme de la méthodologie.....	66

Figure III.3: Signatures spectrales de différents types de roches (<i>Leverington, 2009</i>) avec une représentation des différentes bandes spectrales des images Sentinel 2. VIS : visible, NIR : proche infrarouge, SWIR : infrarouge court.....	67
Figure III.4: Position des images Sentinel 2 utilisée dans cette étude. Les cadres en vert pour les images prise le 13 juin 2019 à 10 ^h 56 ^m 29 ^s , les cadres en bleu pour les images prises le 11 juin 2019 à 11 ^h 06 ^m 21 ^s . Les inscriptions à l'intérieur des cadres correspondent à leurs noms.....	68
Figure III.5: Visualisation des différentes bandes spectrales en niveaux de gris, et deux visualisations en mode RVB en combinaisons des bandes (4-3-2) et (8-11-12).....	71
Figure III.6 : Affichage en fausses couleurs (R :8 V :11 B :2), montrant les sills avec des teintes de violet et bleu foncé.....	72
Figure III.7 : Affichage en fausses couleurs de la combinaison 8-12-11 dans la région d'Igma et Oum El-Ksi. b et c) discrimination des pipes dans la région d'Oum El-Ksi et Dra El-Kelba respectivement avec des teintes bleues à bleu saphir.	73
Figure III.8 : Affichage en fausses couleurs de la combinaison 8-12-11 dans la région de Zemoul. b et c) dykes de la région nord de Zemoul, d) pipe de Zemoul.....	73
Figure III.9 : Collection des signatures spectrales extraite à partir de l'image Sentinel 2.	74
Figure III.10 : Classification SAM du flanc nord du bassin de Tindouf, à partir des familles de signatures spectrales.	75
Figure III.11 : Signatures spectrales des pixels de pipe dans la région de Zemoul et d'Igma.	76
Figure III.12 : Résultat de détection semi-automatique des pipes doléritiques dans le bassin de Tindouf. a) flanc septentrional. b) flanc méridional. Les étoiles montrent les zones détectées comme susceptible d'être des pipes.....	77
Figure III.13: Carte géologique simplifiée montrant le pipe et les sills environnants dans les régions de Zemoul avec localisation des échantillons (Z), et une coupe schématique détaillée.	79
Figure III.14: Photos de terrain dans la région de Zemoul. a) Vue sur le terrain de l'intrusion du pipe de Zemoul dans le Dévonien. b) Vue sur le terrain montrant le redressement des roches sédimentaires au contact du pipe. c et d) Détail du faciès doléritique du pipe au contact de l'encaissant.	80
Figure III.15: Photos de terrain des affleurements dans la région de Zemoul. a) Dolérite de pipe, montrant la patine et la couleur de la roche en cassure fraîche (photo de <i>Bersi, 2016</i>) b) Aspect scoriacé des dolérites des pipes. c) Le grand sill autour du pipe de Zemoul. d et e) Filons traversant le grand sill dans la région de Zemoul. f) Filon dans la région de Hassi el Haouéïrra.....	82
Figure III.16: Image satellite (<i>GeoEye, ArcGIS®</i>) montrant les deux structures de Oum El Ksi.	82
Figure III.17: Carte géologique simplifiée montrant les pipes et les sills environnants dans les régions de Draa el Kelba avec localisation des échantillons (IG), et une coupe schématique détaillée (<i>même légende de la figure IV.14</i>).	83
Figure III.18: Photos de terrain du pipe de Draa El Kelba. a) Vue panoramique du pipe DK2 en intrusion dans les formations sédimentaires paléozoïques. b) Faciès doléritique du pipe montrant les autolithes doléritiques. c) Faciès doléritique du pipe avec des xénolites calcitiques. d) Faciès doléritique du pipe montrant les cavités d'échappement des gaz. e et f) Filon (IGO1) traversant un sill doléritique (avec quartz).	85
Figure III.19: Carte géologique simplifiée du pipe d'Assejmi avec localisation des échantillons (TIF), et une coupe schématique détaillée (<i>même légende de la figure IV.14</i>).	86
Figure III.20: Photos de terrain dans la région de Tinfouchy. a) Image satellite du pipe d'Assejmi. b) Vue panoramique du pipe d'Assejmi en intrusion au sein des formations sédimentaires paléozoïques. c) Faciès doléritique du pipe. d) Faciès de filon traversant le pipe. e) Filon de nature ferrugineuse dans la région de Tinfouchy. f) Sill doléritique.	87

Figure III.21: a) Image satellite montrant une structure circulaire dans la région de Tinfouchy et un sill doléritique. b) Faciès doléritique d'un sill. c) Structure conique. d) Intrusion filonienne du granite de Tinfouchy. e) Zoom sur le faciès granitique de Tinfouchy.	88
Figure III.22 : a) Photo de terrain du grand sill d'Oum Soba. b) Zoom sur le cœur du sill. c) Vue panoramique sur le dyke de Dfeif. e) Vue rapprochée du dyke de Dfeif.	90
Figure III.23: a) Carte géologique d'une partie du flanc sud du bassin de Tindouf. b) Affleurement de la dolérite ST-2. c) sill doléritique en contact des grès carbonifères. d) zoom sur le faciès de métamorphisme de contact (échantillons B). e) Photo satellite de la structure S-28. f) Affleurement de dolérites dans la structure ST1. g) Zoom sur la dolérite de la structure ST 1.....	92
Figure IV.1: microphotographie de lame mince en LPA du sill d'Oum Soba, a) texture gabbroïque du cœur du sill, b) texture intergranulaire doléritique de la périphérie.....	97
Figure IV.2: microphotographie de lame mince en LPA du sill de Hassi Mahmoud, a) portion avec une texture gabbroïque, b) texture ophitique.	98
Figure IV.3 : microphotographie de lame mince en LPA du sill TIF O6.....	99
Figure IV.4 : microphotographie de lame mince en LPA des petits sills avec une texture intergranulaire. a) échantillon Z13, b) échantillon Z04, c) échantillon IG09, d) échantillon IG12.....	100
Figure IV.5 : microphotographie de lame mince en LPA des petits sills avec une texture intergranulaire à grains fins à intersertale. a) échantillon TIF07a, b) échantillon IG14, c) échantillon IG11, d) échantillon TIF04. cpx : clinopyroxène, plag : plagioclases, mt : magnétite.	101
Figure IV.6 : microphotographie de lame mince en LPA de dyke DN.	102
Figure IV.7: microphotographie des lames minces des pipes en LPA, a) échantillon Z03a, b) échantillon Z02, c) échantillon IG19, d) échantillon IG20, e) échantillon TIF13, f) échantillon TIF13 avec xénolite. plag : plagioclases, cpx : clinopyroxène, bt : biotite, fds : feldspath alcalin, qtz : quartz, amph : amphibole, slf : sulfure, cal : calcite, ap : apatite.	104
Figure IV.8 : microphotographie des lames minces des autolithes dans les pipes en LPA pour a, c et d et LPNA pour b. a et b) échantillon IG 17, c) échantillon IG18, d) échantillon TIF13. cpx : clinopyroxène, bt : biotite, slf : sulfures.....	105
Figure IV.9 : microphotographie des lames minces des xénolites carbonatitiques en LPA, a) échantillon IG18, b) échantillon Z02, c) échantillon IG19. cal : calcite, ap : apatite, bt : biotite, chl : chlorite, plag : plagioclases.	106
Figure IV.10: microphotographie de lame mince en LPA des dolérites du flanc sud du bassin de Tindouf. a) échantillon ST1-2, b) échantillon ST1-4 (contact avec l'encaissant), c) échantillon ST2, d) échantillon V2. cpx : clinopyroxène, plag : plagioclases, mt : magnétite.	107
Figure IV.11 : microphotographie des lames minces du métamorphisme de contact en LPA pour a, c et d et LPNA pour b. a et b) échantillon B01, c et d) échantillon B02. bt : biotite, sil : sillimanite, and : andalousite, crd : cordiérite, qz : quartz, crn : corindon.....	108
Figure IV.12: Diagramme de TAS (<i>Le Bas et al., 1986</i>) des dolérites étudiées dans ce travail, le champ en gris correspond au domaine des tholéiites de la CAMP (d'après <i>Marzoli et al., 2018</i>).....	112
Figure IV.13: Diagramme Zr/Ti vs. Nb/Y d'après (<i>Pearce, 1996</i>) des roches étudiées.....	113
Figure IV.14: Diagramme TiO ₂ vs. Zr/(P ₂ O ₅ ×10 ⁴), d'après (<i>Floyd et Winchester, 1975</i>).	114
Figure IV.15 : Diagramme AFM (d'après <i>Irvine et Baragar, 1971</i>).....	114
Figure IV.16: Variations des éléments majeurs en fonction de Mg# [Mg# = Mg/(Mg+Fe ²⁺) ; Fe ³⁺ /Fe ²⁺ =0,15]. Les champs pour les coulées de lave et les roches intrusives de la CAMP d'Algérie, du Maroc et du bassin de Taoudenni (unités récurrentes, supérieures, intermédiaires et inférieures) proviennent de (<i>Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Meddah et al., 2017; Marzoli et al., 2019; Tegner et al., 2019; Bersi et al., 2021</i>).....	116

- Figure IV.17 :** Variations de quelques éléments en trace en fonction de Mg# [$Mg\# = Mg/(Mg+Fe_{2+})$; $Fe_{3+}/Fe_{2+}=0,15$]. Les champs pour les coulées de lave et les roches intrusives du CAMP d'Algérie, du Maroc et du bassin de Taoudenni (unités récurrentes, supérieures, intermédiaires et inférieures) proviennent de (Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Meddah et al., 2017; Marzoli et al., 2019; Tegner et al., 2019; Bersi et al., 2021)..... 121
- Figure IV.18:** Spectres de REE normalisés aux chondrites selon (McDonough et Sun, 1995), des dolérites étudiées dans ce travail. Les champs pour les coulées de lave et les roches intrusives de la CAMP d'Algérie, du Maroc et du bassin de Taoudenni (unités récurrentes, supérieures, intermédiaires et inférieures) proviennent de (Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Meddah et al., 2017; Marzoli et al., 2019; Tegner et al., 2019)..... 123
- Figure IV.19:** Spider Diagrams normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995), des dolérites étudiées dans ce travail. Les champs pour les coulées de lave et les roches intrusives de la CAMP d'Algérie, du Maroc et du bassin de Taoudenni (unités récurrentes, supérieures, intermédiaires et inférieures) proviennent de (Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Meddah et al., 2017; Marzoli et al., 2019; Tegner et al., 2019)..... 125
- Figure V.1 :** (A) Nacelle : porte échantillon avec les paquets en aluminium contenant les minéraux à dater et les standards FCs, destiné à l'irradiation dans le réacteur nucléaire ; (B) Emplacement des standards FCs (U, V, W, X, Y) intercalés avec les échantillons, (C) Courbe montrant la variation du facteur J mesuré des différents standards FCs intercalés selon leur position dans le porte échantillon. 133
- Figure V.2 :** Spectres d'âge Ar-Ar. Un âge plateau est défini si les étapes consécutives sont concordantes à 2 sigma près et cumulent au moins 70% de l'Ar dégazé..... 134
- Figure V.3 :** Diagramme isochrone inverse. Pour obtenir un âge il faut obtenir une droite dont l'intercept à l'origine doit avoir une valeur atmosphérique. L'âge est obtenu par intercept de la droite avec l'axe des X..... 135
- Figure V.4:** Spectre d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ en fonction de ^{39}Ar libéré obtenus sur biotite de l'échantillon Z01, avec une marge d'erreur de 2σ 138
- Figure V.5:** Diagramme isochrone inverse des rapports $^{36}Ar/^{40}Ar$ et $^{39}Ar/^{40}Ar$ sur biotite de l'échantillon Z01, avec une marge d'erreur de 2σ 139
- Figure V.6:** Spectre d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ en fonction de ^{39}Ar libéré obtenus sur biotite de l'échantillon IG03, avec une marge d'erreur de 2σ 140
- Figure V.7:** Diagramme isochrone inverse des rapports $^{36}Ar/^{40}Ar$ et $^{39}Ar/^{40}Ar$ sur biotite de l'échantillon IG03, avec une marge d'erreur de 2σ 141
- Figure V.8:** Spectre d'âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ en fonction de ^{39}Ar libéré obtenus sur biotites des échantillons ; a) B01 et b) B02, avec une marge d'erreur de 2σ 142
- Figure V.9:** Diagrammes isochrone inverse des rapports $^{36}Ar/^{40}Ar$ et $^{39}Ar/^{40}Ar$ sur biotites des échantillons ; a) B01 et b) B02, avec une marge d'erreur de 2σ 142
- Figure VI.1 :** diagramme Zr/Yb vs Zr/Y, illustrant les similitudes géochimiques entre les roches étudiées et les unités de la CAMP définies dans le Haut Atlas marocain. Les champs pour les coulées de lave et les roches intrusives du CAMP d'Algérie, du Maroc et du bassin de Taoudenni (unités récurrentes, supérieures, intermédiaires et inférieures) proviennent de (Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Meddah et al., 2017; Marzoli et al., 2019; Tegner et al., 2019)..... 144
- Figure VI.2 :** diagramme Th/Yb vs Nb/Yb (d'après Pearce, 2008) Les roches étudiées se projettent en dehors du domaine du manteau et montrent une tendance de roches dont la source mantellique a été modifiée par métasomatisme, tout comme les autres formations CAMP du nord-ouest de l'Afrique. Certaines dolérites de pipes forment des lignes vers les compositions du granite éburnéen (Ennih et Liégeois 2008) qui est considéré comme la croûte locale. Même légende que la figure VI.1..... 150
- Figure VI.3 :** La variation des rapports (La/Yb) et (Sm/Yb) pour les roches étudiées. Les courbes en pointillés représentent la modélisation de l'AFC (cristallisation fractionnée et assimilation crustale), la première (courbe en pointillés rouges) part de la composition de l'échantillon le moins évolué (HM1) et relie

les groupes 3 (unité intermédiaire) et 4 (unité supérieure), tandis que la seconde (courbe en pointillés bleus) relie les groupes 1 (unité de pipes) et 2 (unité récurrente) avec comme point de départ la composition moyenne du groupe 2. Le contaminant utilisé dans la modélisation AFC a la composition des granites éburnéens (données d'Ennih et Liégeois, 2008) considérés comme le socle local..... 151

Figure VI.4 : La variation des rapports (La/Yb) et (Sm/Yb) pour les roches étudiées. Les courbes représentent la modélisation de la fusion discontinue non modale. Pour les groupes 3 et 4 (courbe noire), la composition modale de la lherzolite grenat-spinelle est : olivine = 0,55, orthopyroxène = 0,25, clinopyroxène = 0,15, spinelle = 0,025 et grenat = 0,025. Mode de fusion : olivine = 0,15, orthopyroxène = 0,20, clinopyroxène = 0,55, spinelle = 0,05 et grenat = 0,05 et la composition du manteau modèle est : La = 0,78 ppm, Yb = 0,34 ppm et Sm = 0,33 ppm (d'après Verati et al., (2005) et Chabou et al., (2010)). Pour les groupes 1 et 2 (courbe bleu), les modes de la source et de fusion qui reproduisent le mieux la variation sont les suivants : modes minéraux de la lherzolite spinelle-grenat (olivine = 0,50, orthopyroxène = 0,25, clinopyroxène = 0,19, spinelle = 0,05 et grenat = 0,01), les modes de fusion (olivine = 0,20, orthopyroxène = 0,20, clinopyroxène = 0,50, spinelle = 0,02 et grenat = 0,08) et la composition du manteau modèle (La = 0,7 ppm, Yb = 0,40 ppm et Sm = 0,35 ppm). Les modèles de fusion sont basés sur les équations de Shaw (1970) et les coefficients de partage proviennent de McKenzie et O'Nions (1991)..... 153

Figure VI.5 : a) Carte géologique du flanc nord du bassin de Tindouf montrant les positions des tracés des profils sismiques. b) Section sismique traversant l'anticlinal de Zemoul. c) Section sismique traversant l'anticlinal d'Oum El-Ksi. d) Section sismique traversant l'anticlinal d'Assejmi..... 156

Figure VI.6: Modèle géodynamique de l'évolution du système de plomberie magmatique de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) au sein du continent Pangéen et du bassin de Tindouf. a) Coupe transversale à l'échelle lithosphérique pendant l'événement CAMP (~201 Ma) après le rifting de la Pangée dans la Zone Atlantique Centrale. SCLM = manteau lithosphérique subcontinental, ECMA = anomalie magnétique de la côte est, WACMA = anomalie magnétique de la côte ouest africaine (d'après Labails et al., 2010). En rouge les intrusions des magmas CAMP. b) Coupe transversale à l'échelle lithosphérique dans le bassin de Tindouf pendant l'événement CAMP. La production de magmas de l'unité supérieure et intermédiaire se produit principalement à des profondeurs correspondant au champ de stabilité du grenat-spinelle, avec des composants enrichis provenant de matériel crustal recyclé et affectés par l'assimilation crustale (AFC). Les magmas de l'unité récurrente résultent d'une fusion avec une empreinte asthénosphérique à une profondeur encore plus faible (champ de stabilité du spinelle). Les magmas de pipes résultent de la cristallisation fractionnée avancée de l'unité récurrente dans des chambres magmatiques peu profondes. c) Pendant la cristallisation fractionnée avancée des magmas de l'unité récurrente, les composants carbonatitiques et les autolithes riches en sulfures sont séparés par immiscibilité. d) L'intrusion verticale des magmas de pipes avec un métamorphisme de contact affectant les sédiments paléozoïques et le développement de structures de plis, localisant les pipes au cœur des anticlinaux. 160

Figure VII.1 : Microphotographie des lames minces de l'échantillon TIF 05 en LPA. a et b) texture microgrenue et composition granitique de l'échantillon TIF 05, c) début de transformation d'un feldspath alcalin en séricite, d) zoom montrant une muscovite et un feldspath alcalin ainsi que l'altération très poussée de l'échantillon. bt : biotite, qz : quartz, fds : feldspath alcalin, ms : muscovite, ser : séricite, mt : magnétite, chl : chlorite..... 197

Figure VII.2: Spider Diagrams normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995), du granite de Tinfouchy. Le champ de la CAMP représenté par des roches qui proviennent d'Algérie, du Maroc et du bassin de Taoudenni (Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Meddah et al., 2017; Marzoli et al., 2019; Tegner et al., 2019) ainsi que les pipes provenant de ce travail sont reportés. Bertrand et al., 2019 donne le spectre du granite du Sénégal. Les granites Eburnéens et pan-africains proviennent respectivement de Ennih et Liégeois 2008 et Toummite et al., 2013..... 198

Liste des tableaux

Tableau III.1: Tableau récapitulatif de l'échantillonnage dans le bassin de Tindouf.....	94
Tableau IV.1: Teneurs en éléments volatiles (H ₂ O, CO ₂ , S) et en fer de la perte au feu de certains échantillons sélectionnés (pour les procédures analytiques voir annexe 1).....	110
Tableau IV.2: Analyses chimiques (éléments majeurs et normes CIPW) des échantillons des pipes du flanc nord du bassin de Tindouf.....	117
Tableau IV.3: Analyses chimiques (éléments majeurs et normes CIPW) des échantillons des sills de groupe 2 du flanc nord du bassin de Tindouf.....	118
Tableau IV.4: Analyses chimiques (éléments majeurs et normes CIPW) des échantillons des sills et dyke de groupe 3 et 4 du flanc nord du bassin de Tindouf.	119
Tableau IV.5: Analyses chimiques des éléments en traces (exprimées en ppm) des dolérite des pipes (groupe 1) du flanc nord du bassin de Tindouf.....	126
Tableau IV.6 : Analyses chimiques des éléments en traces (exprimées en ppm) des dolérite des sills (groupe 2) du flanc nord du bassin de Tindouf.....	127
Tableau IV.7: Analyses chimiques des éléments en traces (exprimées en ppm) des dolérite des sills et dyke (groupe 3 et 4) du flanc nord du bassin de Tindouf.....	128
Tableau VII.1: Résultats des analyses chimiques (éléments majeurs exprimés en wt.%, et éléments en traces exprimées en ppm) de l'échantillon TIF 5.....	199

Introduction générale

Depuis le début de l'exploration géologique du Sahara, des roches magmatiques de nature basique (dolérites) intrusives au sein de la série paléozoïque ont été signalées dans le Sud-Ouest algérien. Celles du bassin de Tindouf ont été les premières à être décrites depuis les travaux de Menchikoff (1930). Choubert (1951) a décrit le système gabbro-doléritique du flanc nord du bassin de Tindouf comme l'un des plus beaux au monde. Cependant, il a fallu attendre la fin des années 1970 et l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques pour replacer ces roches magmatiques dans un contexte géodynamique global de mise en place, lié à la dislocation de la Pangée et l'ouverture de l'Atlantique central au début du Jurassique. Cette activité magmatique qui s'est développée sur les marges du futur Océan Atlantique et au-delà au sein des plaques africaine et sud-américaine a été reconnue comme faisant partie d'une grande province ignée appelée Province Magmatique de l'Atlantique Central (Central Atlantic Magmatic Province ou CAMP) (Marzoli et al., 1999). Cette province est aujourd'hui connue pour être la plus vaste province ignée sur Terre, s'étendant sur une superficie d'au moins 10 millions de km². Les différentes études pétrologiques, géochimiques et géochronologiques effectuées ces trente dernières années sur les formations magmatiques de cette province qui affleurent sur les quatre continents (Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique et Sud-Ouest de l'Europe) qui étaient regroupés au sein de la Pangée, ont permis de proposer des modèles géodynamiques et de contraindre les différentes sources mantellique à l'origine de cette province, de dater avec précision l'âge de mise en place des formations magmatiques de cette province dont le pic de l'activité se situe autour 201 Ma. Cet âge coïncide avec l'une des plus sévères crises biologiques que la Terre ait connu dans son histoire (extinction massive de la limite Trias/Jurassique) suggérant une relation de cause à effet entre la mise en place du magmatisme de la CAMP et cette crise biologique.

Dans le Sud-Ouest algérien, le magmatisme de la CAMP semble être limité aux bassins occidentaux du Sahara (Tindouf, Reggane, Bechar et Hank) (Chabou, 2008 ; Chabou et al., 2010). Les roches magmatiques basiques de type dolérites se sont essentiellement mises en place sous forme de dykes et de sills ; de rares coulées de laves ont aussi été signalées dans la région de Béchar et beaucoup plus au Nord dans les bassins triasiques des monts des Ksour (Meddah et al., 2017). Des documents qui datent du milieu du vingtième siècle ont indiqué la présence dans la région de manifestations magmatiques sous forme de cheminées doléritiques. Elles ont été signalées dans le bassin de Tindouf en Algérie (Hollard, 1973), et dans le bassin de Taoudenni au Mali (Villemur, 1967), mais depuis, ces structures et les roches qu'elles contiennent n'ont jamais été étudiées. Etant donné l'affleurement de ces cheminées

doléritiques au voisinage des sills et des dykes de la CAMP, elles sont supposées appartenir à la CAMP.

Lors d'une mission de terrain en 2014 menée par l'équipe de mon directeur de thèse (Chabou Moulley Charaf), un échantillon a été prélevé dans une cheminée de la région du flanc nord de bassin de Tindouf. Il s'agit d'une dolérite très différenciée qui contient du zircon. Par ailleurs, ces roches sont très riches en sulfures et peuvent représenter l'équivalent de roches différenciées des LIPs (grandes provinces magmatiques, = Large Igneous Provinces) riches en PGE (éléments du groupe du platine) comme celle de la province volcanique de Sibérie (Noril'sk). D'autres cheminées signalées dans la région du flanc sud du bassin de Tindouf n'ont jamais été échantillonnées. L'origine de ces cheminées, leur âge, leur relation avec les sills et les dykes doléritiques du bassin de Tindouf, sont parmi les problématiques abordées dans ce travail de thèse.

Ce travail s'intéresse à l'étude des cheminées doléritiques dans le bassin de Tindouf, mais également aux sills et dykes qui leur sont associés sur le terrain. Pour mener à bien cette étude, ce manuscrit de thèse est organisé en chapitres de la manière suivante :

Le premier chapitre est consacré à une synthèse bibliographique sur les connaissances actuelles sur la CAMP dans le monde et en Algérie.

Le second chapitre aborde le contexte géologique du nord-ouest de l'Afrique en général et celui du bassin de Tindouf en particulier.

Le troisième chapitre présente en première partie les résultats de la cartographie géologique par télédétection de ces cheminées, en utilisant les images satellites. La deuxième partie de ce chapitre est consacrée aux travaux de terrains et à la description des affleurements.

Le quatrième chapitre consiste à l'étude pétrographique et géochimique des échantillons récupérés lors des missions de terrain.

Dans le cinquième chapitre, je présente les résultats des datations géochronologiques effectuées sur des échantillons sélectionnés.

Le sixième et dernier chapitre est consacré aux discussions des résultats obtenus dans cette étude.

Ce travail de thèse est mené sous la direction de Moulley Charaf Chabou et Chrystele Verati, en co-encadrement entre l'université de Sétif 1 en Algérie, et l'université Côte d'Azur en France. J'ai bénéficié également d'une bourse d'étude (PROFAS B⁺) pour la moitié de mon séjour au laboratoire Geoazur à Nice. Les analyses chimiques et géochronologiques des échantillons sélectionnés ont été financées de deux BQR internes (Bonus Qualité Recherche) au laboratoire Geoazur de Nice en 2018 et 2019.

I. Synthèse bibliographique sur la Province
Magmatique de l'Atlantique Central
(CAMP)

I.1 Introduction

L'histoire de la terre est rythmée par des événements au cours desquels de grands volumes de magmas ont été générés et mis en place par des processus géodynamiques distincts. Les grandes provinces ignées (LIP pour *Large Igneous Province*) est le terme réservé à ces événements magmatiques de grande ampleur : ce sont des événements magmatiques intraplaques exceptionnels, qui se produisent à la fois dans les contextes continentaux (CFB pour *Continental Flood Basalts*) et océaniques (OFB pour *Oceanic Flood Basalts*) (Figure I.1) et qui impliquent d'énormes volumes de magma (jusqu'à 10^6 Km³). Ils sont généralement de courte durée (<5 Ma) et se mettent en place de manière épisodique sous forme de multiples impulsions. L'essentiel de l'activité magmatique se met en place en moins de 1 Ma, et des impulsions mineures peuvent s'étaler sur quelques millions d'années (Coffin et Eldholm, 1994; Bryan et Ernst, 2008; Bryan et Ferrari, 2013; Ernst et Youbi, 2017; Svensen et al., 2019; Ernst et al., 2020). Les vestiges géologiques des LIPs correspondent à des coulées de laves, des réseaux de dykes, des sills, des pipes et d'intrusions stratifiées de complexes ignés. Des événements LIPs ont été enregistrés chaque 20 à 30 Ma depuis presque 2500 Ma, avec les LIPs archéens encore mal connus en raison de leur conservation incomplète (Ernst et al., 2019). Les LIPs sont principalement de nature mafique à ultramafique mais ils peuvent également être associés au magmatisme silicique appelés Silicic LIPs (SLIPs) (Ernst, 2014), ainsi qu'à des carbonatites et des kimberlites. La carte de la Figure I.1 montre la distribution spatiale et temporelle des principales provinces sur Terre depuis le Cambrien. Voir Ernst et al. (2020; Ch.1) pour le répertoire complet de toutes les LIPs sur Terre. De nombreux progrès ont été réalisés dans notre compréhension de ces événements ignés au cours des 25 dernières années, ce qui a conduit à de nombreuses idées et modèles (Richards et al., 1989; Campbell et Griffiths, 1990; Coffin et Eldholm, 1994; Kerr et al., 2000; Ernst et Buchan, 2003; Saunders, 2005; Campbell et Kerr, 2007; Bryan et Ernst, 2008; Torsvik et al., 2009; Anderson, 2013; Bryan et Ferrari, 2013; Smith, 2013; Davies et Rawlinson, 2014; Hole, 2015; Smithies et al., 2015; Wang et al., 2016; Sharkov et al., 2017; Ernst et al., 2019). Leur origine reste controversée et une grande variété de mécanismes ont été proposée pour expliquer la genèse de ces LIPs : délamination lithosphérique, rifting au-dessus d'un manteau anormalement chaud, cellules de convection mantellique entre une lithosphère épaisse (domaine cratonique) et une lithosphère moins épaisse (zone mobile) (*Edge-driven convection*) (King et Anderson, 1998). Cependant, les panaches mantelliques provenant du manteau inférieur sont sans doute à l'origine d'une grande partie des LIPs. Il est aujourd'hui admis que plusieurs grands événements de l'histoire de la Terre sont liés aux LIPs. Il existe notamment une relation

spatio-temporelle entre les processus de rupture continentale et la mise en place des LIPs.

Beaucoup d'études ont également démontré une relation de cause à effet entre la mise en place des LIPs et les changements climatiques majeurs survenus sur Terre conduisant à des bouleversements dans la biodiversité terrestre et à des extinctions de masse ([Ernst et al., 2020](#)). La province magmatique de l'atlantique central (CAMP) par exemple est liée à la rupture du continent pangéen et l'ouverture de l'océan Atlantique central ([Bertrand, 1991](#); [Sebai et al., 1991](#); [Sahabi et al., 2004](#); [Nomade et al., 2007](#); [Labails et al., 2010](#)). Elle est également liée à l'extinction massive qui s'est produite à la limite Trias/Jurassique et qui est considérée comme l'une des cinq grandes extinctions massive survenues sur Terre ([Marzoli et al., 2004](#); [Nomade et al., 2007](#); [Schoene et al., 2010](#); [Blackburn et al., 2013](#); [Paris et al., 2016](#); [Davies et al., 2017](#)).

Plusieurs gisements de minerai sont aussi directement ou indirectement liés aux LIPs ([Ernst et Jowitt, 2013](#)). Les exemples les plus marquants sont le gisement de Noril'sk (Trapps de Sibérie) ([Naldrett, 1997](#)) qui produit la majeure partie du palladium mondial, et le complexe du Bushveld en Afrique du Sud qui est la plus grande intrusion mafique-ultramafique connue dans le monde, et qui est considéré comme le plus important gisements de platine et de chrome au monde. Les LIPs peuvent aussi avoir une influence sur la génération et la migration des hydrocarbures dans les bassins sédimentaires, ainsi que sur les aquifères.

En dehors de la Terre, des LIPs ont été signalés sur les planètes Mars et Vénus ([Head et Coffin, 1997](#)). Sur Mars, elles sont représentées par les édifices volcaniques individuels et massifs de la région de Tharsis Montes et de coulées qui peuvent atteindre 1800 km de long ([Fuller et Head, 2003](#)). Sur Vénus, elles sont associées à de grands champs de coulées de 0,2 million de km² en moyenne et à de grands édifices volcaniques de plusieurs centaines de km de diamètre. D'autres LIPs sur Vénus sont associées à des structures annulaires (diamètre 50-2600 km), qui sont interprétées comme résultant de diapirs mantellique ([Magee et Head, 2001](#)). Contrairement à la Terre, tous les systèmes magmatiques sur Mars et Vénus se produisent dans des systèmes intraplaques, ce qui reflète l'absence de tectonique des plaques sur ces deux planètes ([Ernst et Desnoyers, 2004](#); [Graff et al., 2018](#)).

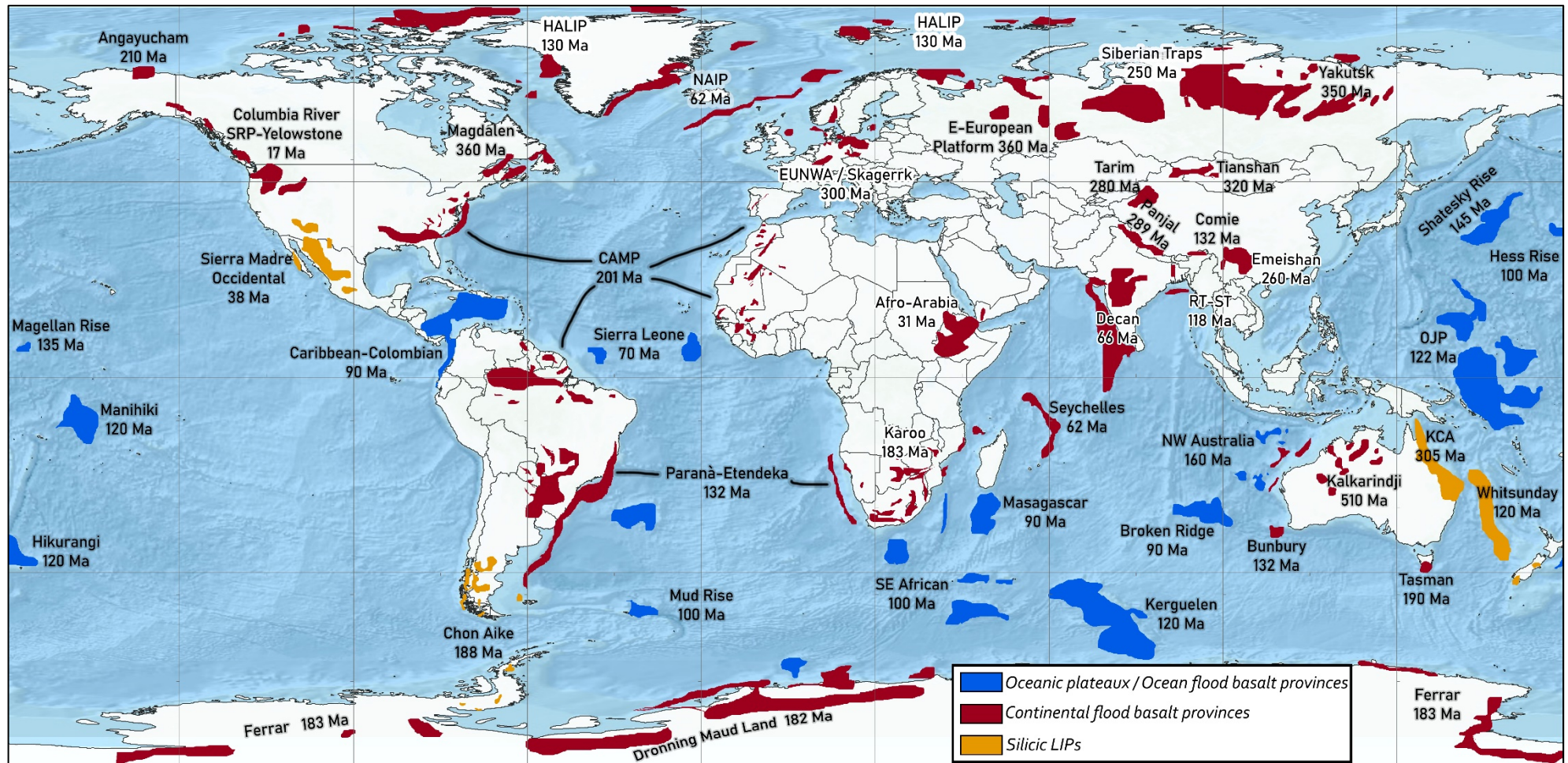


Figure I.1: Distribution des grandes provinces ignées (LIPs) sur Terre depuis le Cambrien, modifiée d'après ([Ernst et al., 2021](#))

CAMP: Central Atlantic magmatic province; NAIP: North Atlantic igneous provinces; HALIP: High Arctic Large Igneous Province; OJP: Ontong Java Plateau; KCA: Kennedy-Connors-Auburn; RT-ST: Rajmahal-Sylhet Traps.

I.2 La province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP)

La province magmatique de l'Atlantique central (CAMP pour *Central Atlantic Magmatic Province*) (Marzoli et al., 1999) est la plus vaste province ignée LIP sur Terre : elle est composée presque exclusivement de roches basiques couvrant une superficie totale dépassant 10 millions de km², avec un volume total estimé à plus de 3 millions de km³ (Marzoli et al., 2018). Les restes de cette activité magmatique sont préservés sur les quatre continents entourant l'océan Atlantique (Figure I.2) i.e. Amérique du Nord et du Sud, Sud-Ouest de l'Europe et Afrique de l'Ouest, essentiellement sous forme de dykes, de sills, de quelques intrusions et de coulées de lave (Marzoli et al., 2018).

La mise en place de cette province a eu lieu dans un environnement tectonique d'extension, précédant la fragmentation de la Pangée et l'ouverture de l'océan Atlantique central (Bertrand, 1991; Schlische et al., 2003; Sahabi et al., 2004; Nomade et al., 2007; Labails et al., 2010; Peace et al., 2020). L'âge du magmatisme CAMP est maintenant bien connu et limité autour de 201 Ma. Cet épisode est donc synchrone avec l'une des grandes crises environnementales et biotiques de l'histoire de la Terre, survenue à la transition Trias-Jurassique (Hesselbo et al., 2002; Marzoli et al., 2004; Nomade et al., 2007; Verati et al., 2007; Schoene et al., 2010; Blackburn et al., 2013; Paris et al., 2016; Davies et al., 2017; Heimdal et al., 2018; Capriolo et al., 2020; Tegner et al., 2020; Ruhl et al., 2020; Lindström et al., 2021). Des indices de concentrations de minerai sont également liés à cette activité magmatique (ex : des indices de Ni, Co et PGE dans les parties sud-ouest du dyke de Foum Zguid au Maroc (Kutina, 1992), et les indices de Pd et Pt dans les dykes de York Haven aux Etats-Unis (Gottfried et Froelich, 1988; Gottfried et al., 1990)).

La CAMP partage des aspects communs avec d'autres LIPs continentales, tels que la province de Karoo, de Paranà-Etendeka, du Deccan, les trapps d'Éthiopie et la province ignée de l'Atlantique Nord (Hofmann et al., 1997; Jourdan et al., 2007; Parisio et al., 2016; Min et al., 2018). Les caractéristiques communes de ces LIPs comprennent leur association avec des événements de rupture continentale, la brève durée du magmatisme et l'énorme volume de roches magmatiques mises en place. Cependant, contrairement aux autres LIPs citées, la CAMP ne comporte pas de magmatisme purement alcalin et silicique. Presque toutes les roches analysées jusqu'à présent sont des basaltes ou des andésites basaltiques, caractéristiques d'un magmatisme essentiellement tholéiitique. Les compositions magmatiques quasi primaires (par exemple les picrites) sont également absentes dans la CAMP, à l'exception de quelques dykes basaltiques primitifs en Caroline du Nord (Callegaro et al., 2013), et l'intrusion

Balma-Monte Capio en Italie récemment découverte, et qui représente la seule composante ultramafique connue de la CAMP ([Denyszyn et al., 2018](#)).

Une autre caractéristique particulière et importante de la CAMP est l'abondance de roches intrusives qui se sont mises en place à faible profondeur et qui possèdent des dimensions assez impressionnantes. En revanche, les coulées de laves sont relativement rares (limitées aux bassins de rift triasique), minces et dispersées et ne dépassent jamais 300 m d'épaisseur ([El Hachimi et al., 2020](#)), contrastant avec des épaisseurs de quelques kilomètres observées dans les autres LIPs.

Contrairement aux autres LIPs et malgré l'énorme volume et superficie occupée par le magmatisme de la CAMP, aucune structure de pipes ou de cheminées n'a été signalée dans la littérature, alors que presque dans la majorité des grandes LIPs, on connaît ce genre de structures, comme dans les trapps de Sibérie ([Polozov et al., 2016](#)), la province de Karoo ([Svensen et al., 2020](#)) et la province magmatique nord-atlantique ([Bell et Butcher, 2002](#)). Les pipes présentent des potentialités métallogéniques importantes, et sont le plus souvent suspectés d'avoir joué un rôle dans les extinctions de masse ([Svensen et al., 2007, 2009; Polozov et al., 2016](#)). De plus, ces structures pourraient s'enraciner dans la lithosphère, et entraîner des xénolites comme dans le cas des kimberlites. Ces xénolites sont de précieux témoins qui nous renseignent sur la composition du manteau.

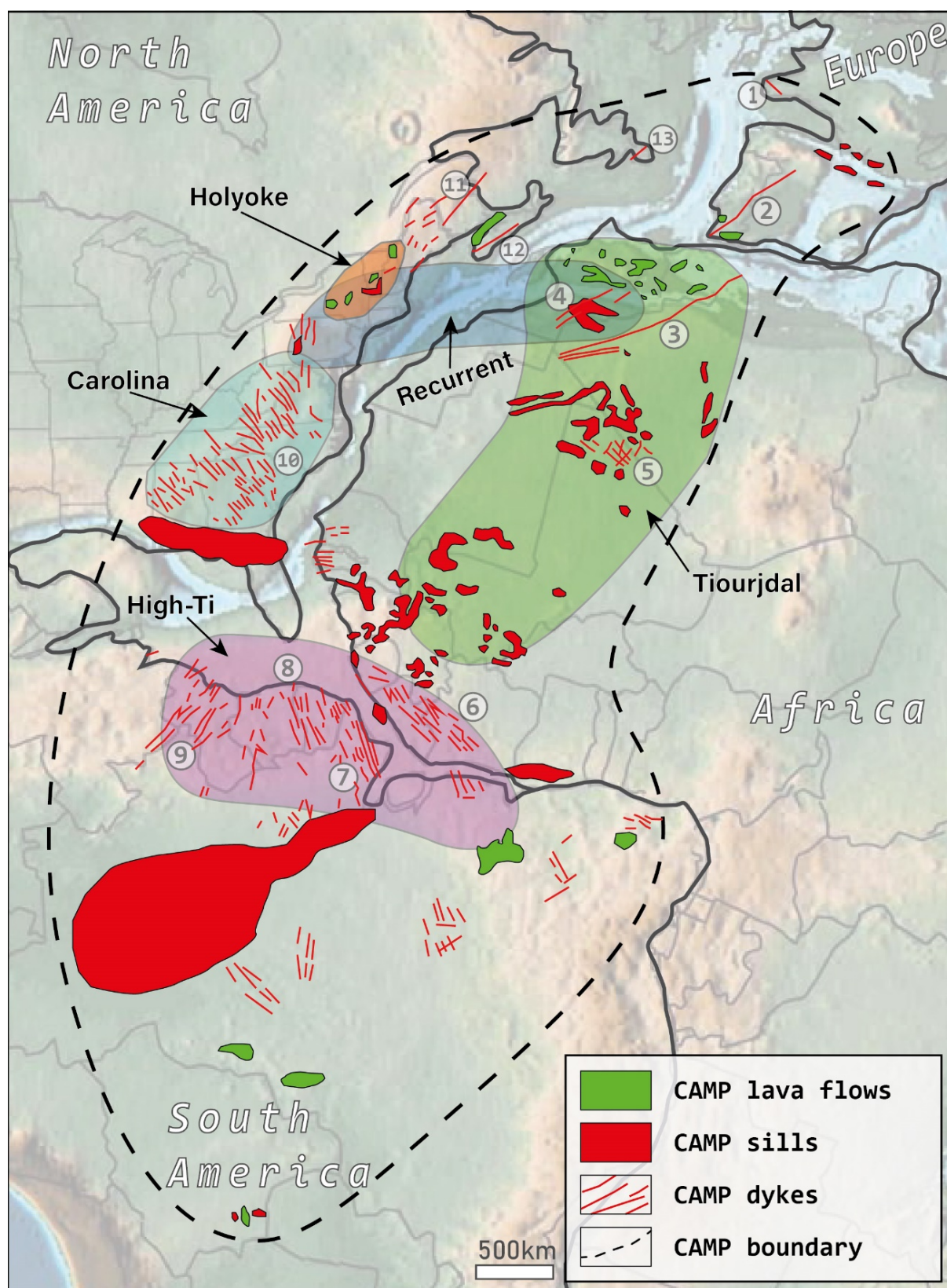


Figure 1.2 : Carte schématique de la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) d'après (Marzoli et al., 2018), replacée sur le continent pangéen (~200 Ma) reconstitué par (Scotese, 2016). Les champs colorés correspondent aux groupes géochimico-stratigraphiques (voir partie II-2-2), notons que le groupe prévalent est omniprésent dans l'ensemble de la province. ① dyke de Kerforne, ② dyke de Messejana, ③ dyke de Ksi-Ksou, ④ dyke de Foum Zguid, ⑤ Taoudenni dyke swarm, ⑥ Liberia, Sierra Leone et Côte d'Ivoire dyke swarm. ⑦ Cassiporé dyke swarm, ⑧ Guyane française, Surinam et Guyane dyke swarm, ⑨ Roraima dyke swarm, ⑩ Sud-est USA dyke swarm, ⑪ dyke de Caraquet, ⑫ dyke de Shelburne, ⑬ dyke d'Avalon.

I.2.1 Mode de mise en place des magmas de la CAMP

Dans les bassins triasico-liasiques liés au rifting de l'Atlantique central, les magmas de la CAMP ont fait éruption sous forme de coulées de lave. Aujourd'hui, ces coulées sont relativement rares et limitées aux quelques bassins triasiques au Portugal, Canada, aux États-Unis, au Maroc, en Algérie, au Brésil et en Bolivie ([Meddah et al., 2007, 2017](#); [Martins et al., 2008](#); [Chabou et al., 2010](#); [Merle et al., 2011, 2014](#); [Callegaro et al., 2014](#); [Bertrand et al., 2014](#); [Marzoli et al., 2019](#)). Dans le Haut Atlas Central marocain, une série de coulées de lave atteint 300 m d'épaisseur : il s'agit de la série la plus développée et la mieux conservée de la CAMP ([El Hachimi et al., 2020](#)).

Actuellement, les témoins préservés de la CAMP correspondent majoritairement à des processus de mise en place en subsurface, i.e. des systèmes de sills intrusifs et des réseaux de dykes dans les bassins sédimentaires. Certains systèmes de sills sont très impressionnants par leurs dimensions importantes à l'exemple de ceux observés dans les bassins amazoniens paléozoïques au Nord du Brésil ([De Min et al., 2003](#)), en Guinée et dans le bassin du Hank en Algérie ([Chabou et al., 2010](#)) ([Figure I.2](#)).

D'importants réseaux de dykes sont également connus et correspondent (1) au système complexe de dykes qui affleure sur des milliers de km² dans le bassin de Taoudenni entre l'Algérie et le Mali ([Verati et al., 2005](#)), (2) un réseau de dykes affleurant sur la côte nord-Est de l'Amérique du Sud (Cassiporé au Brésil, en Guyane et au Surinam), et dans les régions adjacentes au sein de la Pangée localisées aujourd'hui en Afrique de l'Ouest (Liberia, Sierra Leone, Guinée), (3) un réseau important de dyke dans le Sud-Est des États-Unis. Outre ces systèmes en réseaux, de longs dykes individuels appartenant à la CAMP ont été étudiés depuis longtemps. Ces dykes atteignent plusieurs centaines de kilomètres de long, comme celui de Ksi-Ksou en Algérie (800 Km) ([Chabou et al., 2010](#)), Foum Zguid au Maroc (200 Km) ([Bouiflane et al., 2017](#)) et Messejana en Espagne et au Portugal (530 Km) ([Cebriá et al., 2003](#); [de Vicente et al., 2021](#)).

Trois intrusions stratifiées sont connues dans la CAMP : (1) le laccolite de Kakoulima en Guinée ([Diallo et al., 1992](#); [Deckart et al., 2005](#)) est un complexe magmatique stratifié, basique et ultrabasique intrusif dans des granitoïdes du Protérozoïque et des grès ordoviciens, (2) le complexe stratifié de Freetown, en Sierra Leone qui est intrusif au sein du socle de la dorsale de Man (Craton Ouest Africain) ([Chalokwu, 2001](#); [Callegaro et al., 2017](#)), et (3) l'intrusion ultrabasique de La Balma-

Monte Capió (LBMC) en Italie qui représente l'unique composante de la CAMP mise en place à la base de la croûte continentale ([Denyszyn et al., 2018](#)).

I.2.2 Données géochimiques sur la CAMP

En général, les compositions géochimiques en éléments majeurs sur roche totale sont plutôt uniformes dans toute l'étendue de la CAMP. Cette dernière est caractérisée par des magmas basaltiques et andésitiques basaltiques typiques de la série tholéiitique (SiO_2 entre 48 et 55 % en poids d'oxydes) ([Figure I.3](#)). Un nombre restreint d'échantillons a donné des pourcentages relativement élevés en Na_2O et K_2O et correspond à des roches basiques modérément alcalines ([Marzoli et al., 2018](#)). Toutes les roches de la CAMP analysées jusqu'à présent sont généralement évoluées en composition (MgO compris entre 12-2 % en poids d'oxydes). Les intrusions de Kakoulima, Freetown et LBMC qui sont riches en Mg sont en fait des cumulats et ne peuvent pas représenter un liquide magmatique primitif. Cependant, certains dykes du Sud-Est des Etats-Unis et des laves du Maroc qui présentent une teneur élevée en Mg peuvent être considérés comme quasi primitifs. Toutes les roches de la CAMP sont des tholéiites soit à faible teneur en Ti (*Low-Ti group*), soit à forte teneur en Ti (*High-Ti group*) (respectivement en dessous et au-dessus de 2,0 % de TiO_2). Les tholéiites à faible teneur en Ti sont largement dominantes en volume et se développent dans toute la province, tandis que celles à forte teneur en Ti sont limitées à une zone restreinte comprenant le Nord-Est du Brésil, la Guyane, la Sierra Leone et le Libéria ([Figure I.2](#)) ([Bertrand, 1991](#); [Nomade et al., 2002](#); [De Min et al., 2003](#); [Merle et al., 2011](#)). Les teneurs en éléments traces sont semblables à celles des autres basaltes des plateaux continentaux (CFB). Typiquement, les roches de la CAMP montrent une diminution en élément à forte charge et à faible rayon ionique (HFSE pour *High Field Strength Elements*) (Ti, Hf, Nb, Zr et Ta) et un enrichissement en éléments à fort rayon ionique et à faible charge (LILE pour *Large Ion Lithophile Elements*) (K, Rb, Sr, Cs et Ba) ([Marzoli et al., 2018](#)). De telles caractéristiques géochimiques sont fréquemment rencontrées dans les basaltes des plateaux continentaux qui interagissent avec la lithosphère continentale, ce qui les différencie des basaltes des dorsales médio-océaniques (MORB pour *Mid-Ocean Ridge Basalt*) et les basaltes des îles océaniques (OIB pour *Ocean Island Basalt*).

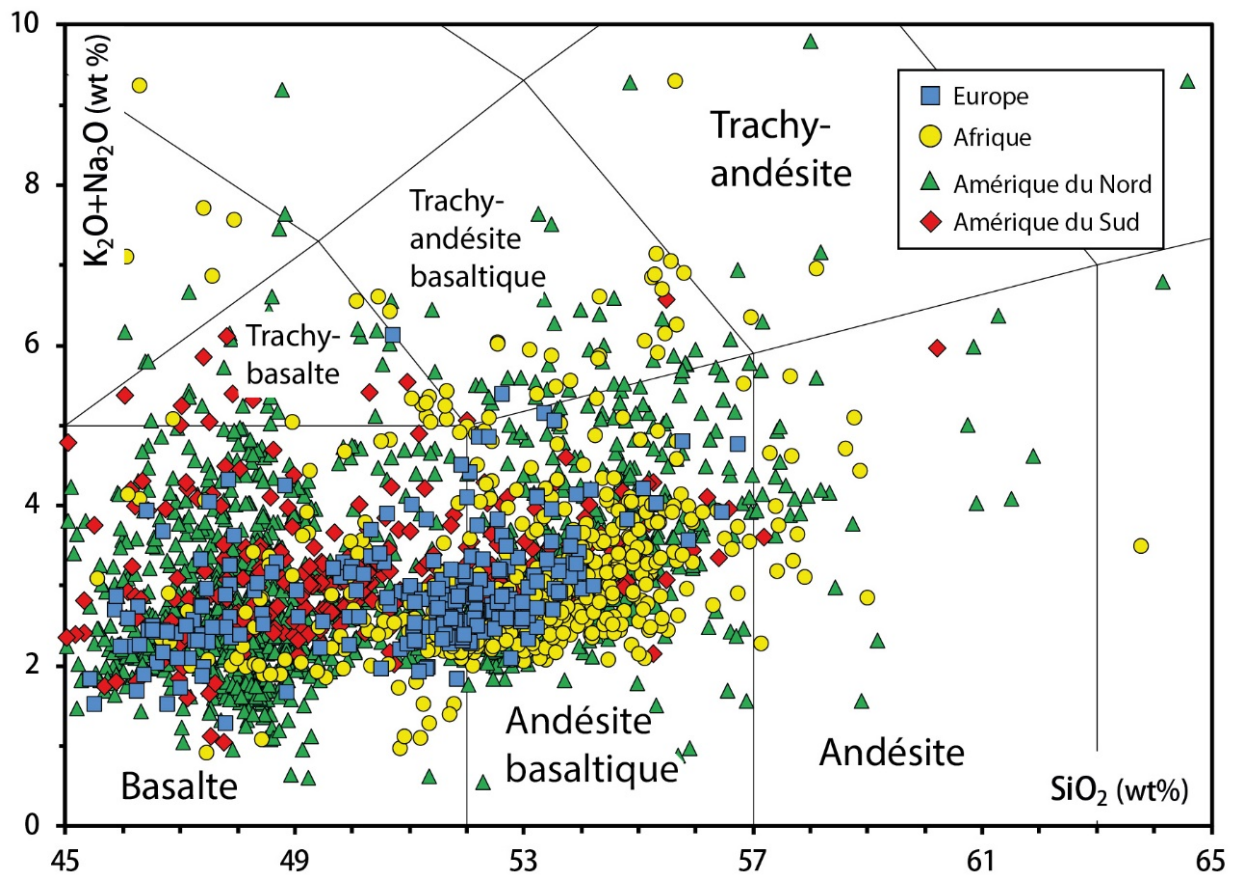


Figure I.3 : Classification des roches intrusives (dykes et sills) et effusives (coulées de lave) de la CAMP dans le diagramme de TAS (*Le Bas et al., 1986*). Données de GEOROC (*Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents*, <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>)

Les éléments majeurs, traces et les compositions isotopiques en Sr-Nd-Pb-Os indiquent que les magmas basaltiques de la CAMP ont une composition enrichie par rapport à celle des MORB, tout en étant différents des OIB des îles de l'océan Atlantique en terme notamment de leur teneur en éléments incompatibles, tels que Nb, Ti, Rb, Ba. La composition enrichie des basaltes de la CAMP n'est que partiellement attribuable à la contamination crustale (*Marzoli et al., 2019*). Les roches à forte teneur en Ti ont été décrites dans des zones proches des régions cratoniques, et proviennent probablement d'une contamination des magmas primaires par un manteau lithosphérique continental métasomatisé, par exemple les cratons de Man et de l'Amazonie (*Marzoli et al., 2019*). Au contraire, la signature enrichie des roches de la CAMP à faible teneur en Ti est attribuée à la contamination des magmas primaires par un manteau supérieur peu profond enrichi via le recyclage de la croûte continentale subduite lors de l'orogénèse hercynienne qui a construit le supercontinent de la Pangée (*Callegaro et al., 2013; Merle et al., 2014; Whalen et al., 2015*).

De plus, une évolution temporelle dans la composition géochimique du magmatisme de la CAMP a été mise en évidence dans la pile volcanique des basaltes de la CAMP du haut Atlas marocain et des bassins triasico-liasiques de la marge atlantique de l'Amérique du Nord. Sur la base de la composition en éléments majeurs TiO_2 et P_2O_5 et en traces Nb, Zr, La et Yb, quatre unités ont été définies dans le Haut Atlas marocain (Bertrand et al., 1982; Bertrand, 1991) : inférieure, intermédiaire, supérieure et récurrente. Les unités inférieures à supérieures montrent un caractère évolutif et une diminution progressive des éléments incompatibles. Ces trois unités sont enrichies par apport aux MORB. L'unité récurrente se distingue des trois premières par un faible rapport La/Yb (Figure I.4) et un enrichissement en Ti et Zr. Des unités équivalentes ont été définies dans le bassin de Newark aux USA (Unité d'Orange Mountain équivalente à l'intermédiaire et celle de Hook Mountain équivalente à la récurrente) avec une absence de l'unité inférieure et la présence d'une unité Preakness inconnue au Maroc (Tollo et Gottfried, 1992). Sur la base de ces observations, des corrélations spatio-temporelles sont rendues possibles entre les formations intrusives de la CAMP. Les compositions isotopiques en Sr-Nd-Pb-Os des roches de la CAMP affichent une large gamme de valeurs. La plupart des tholéiites à faible teneur en Ti ont des rapports isotopiques élevés en Sr et faibles en Nd. Le groupe à forte teneur en Ti présente des rapports isotopiques en Sr et Nd proches du manteau supérieur appauvri (*Depleted Mantle* DM). Les données sur les compositions isotopiques disponibles actuellement sur les roches de la CAMP suggèrent que la grande majorité des magmas sont dérivés du manteau avec une faible contamination par la croûte continentale. Néanmoins, quelques témoins enrichis en isotopes radiogéniques indiquent une assimilation crustale (Marzoli et al., 2018).

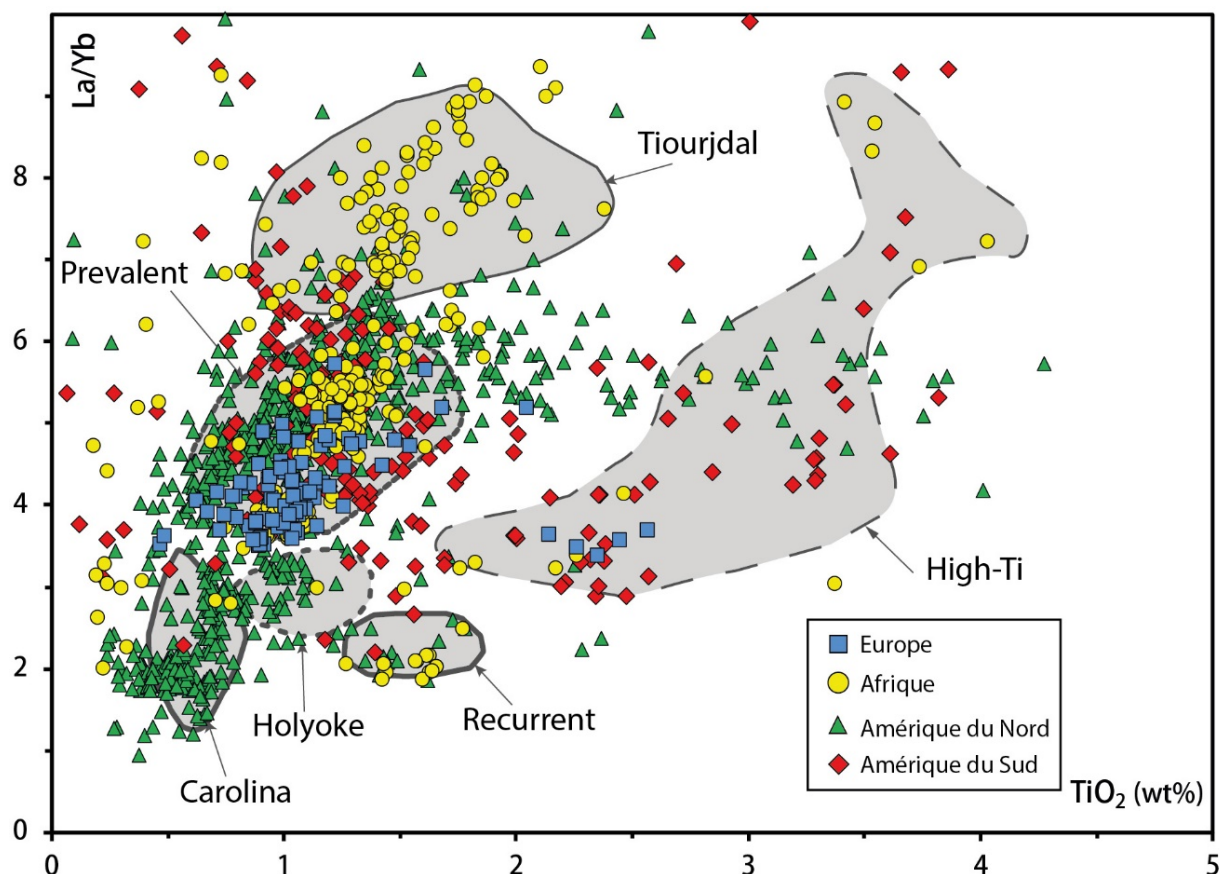


Figure I.4: diagramme TiO_2 vs La/Yb des échantillons de la CAMP sur les quatre continents. Les champs des groupes d'après (Marzoli et al., 2018), Données de GEOROC (*Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents*, <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>)

Toutes ces variations locales dans les roches de la CAMP ont récemment conduit à la mise en évidence d'une subdivision en six groupes (Figure I.4), sur la base de la composition en éléments majeurs et traces. Cette subdivision proposée en premier lieu par Marzoli et al., (2018) est résumée dans ce qui suit avec des compléments d'informations provenant d'une compilation bibliographique. On distingue les groupes suivants, des plus vieux au plus jeunes (sur la base des âges Ar/Ar pour le groupe de Caroline et U/Pb pour les autres groupes) (leur localisation est visible sur la Figure I.2) :

Le groupe Tiourjdal	TiO ₂ = 1,3 à 1,5 wt%	<i>Il est présent dans une zone plutôt restreinte du Nord-Ouest de l'Afrique, du Mali à l'Algérie et au Maroc à la limite Nord du Craton Ouest Africain, il comprend également quelques coulées de laves au Canada (East Ferry membre) (correspond aux laves marocaines de l'unité inférieure définie par Bertrand et al., 1982).</i>
201,57±0,04 Ma	MgO = 6 à 8 wt%	
	La/Yb = 6 à 8	
Le groupe Prevalent	TiO ₂ = 1,0 à 1,3 wt%	<i>Il inclut la majorité des laves marocaines, toutes les laves du Portugal et le dyke de Messejana, les basaltes de Talcott du supergroupe de Newark (USA), la plupart des laves canadiennes et la plupart des dykes et sills d'Afrique et coulées de l'Amérique du Sud, certains de l'Amérique du Nord (correspond aux unités marocaines intermédiaire et supérieure définies par Bertrand et al., 1982).</i>
201,61±0,05 à	MgO = 6 à 8 wt%	
201,44±0,04 Ma	La/Yb = 3,5 à 5,5	
Le groupe de Caroline	TiO ₂ ~ 0,5 wt%	<i>Il se localise dans une zone très limitée (Géorgie à Virginie), ils se présentent seulement en dykes.</i>
201,5 ± 0,9 Ma	MgO ~ 13 wt%	
	La/Yb = 1 à 3	
Le groupe Holyoke (Preakness group)	TiO ₂ = 0,8 à 1,0 wt%	<i>Limité aux roches de Holyoke et les laves équivalentes du Massachusetts à la Virginie aux États-Unis avec leurs dykes et sills d'alimentation.</i>
201,31±0,03 à	MgO = 6 à 8 wt%	
201,27±0,03 Ma	La/Yb = 2,5 à 3,5	
Le groupe High-Ti	TiO ₂ > 2,1 wt%	<i>Il comprend la majorité des coulées du bassin de Parnaíba (Brésil) et les dykes du Liberia, de la Guyane française, du Suriname et du nord-est du Brésil, ainsi que l'intrusion stratifiée de Freetown en Sierra Leone.</i>
201,36±0,02 Ma	MgO ~ 3 à 8 wt%	
	La/Yb = 2 à 8	
Le groupe Recurrent	TiO ₂ = 1,4 à 1,6 wt%	<i>Ce groupe est composé de coulées de laves du Maroc, du Hampden et du Hook Mountain dans le bassin de Newark (USA) et leur dyke d'alimentation et de quelques dykes et sills dans le bassin de Tindouf en Algérie.</i>
201,15±0,7 à	MgO = 4 à 6 wt%	
200,3±1,9 Ma	La/Yb ~ 2	

I.2.3 Données géochronologiques sur la CAMP

Plusieurs études ont été menées sur l'âge du magmatisme CAMP, comprenant des datations géochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et U/Pb, des études paléomagnétiques et biostratigraphiques. Au début des années 1970, lors des premières mesures K-Ar des dykes et des intrusions du Maroc ([Hailwood et Mitchell, 1971](#)) et du Libéria ([Dalrymple et al., 1975](#)), une activité magmatique associée à la fragmentation de la Pangée et l'ouverture de l'océan Atlantique à environ 190 Ma a été suggéré. Depuis, le nombre des âges sur la CAMP obtenus par les méthodes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et U-Pb ont considérablement augmentés depuis les années 1990 à nos jours (Ar-Ar : [Sebai et al., 1991](#); [Baksi et Archibald, 1997](#); [Deckart et al., 1997](#); [Marzoli et al., 1999, 2004, 2011, 2019](#); [Hames et al., 2000](#); [De Min et al., 2003](#); [Knight et al., 2004](#); [Verati et al., 2005, 2007](#); [Chabou et al., 2007](#); [Nomade et al., 2007](#); [Jourdan et al., 2009](#); [Merle et al., 2011](#)) U-Pb ([Dunning et Hodych, 1990](#); [Schoene et al., 2010](#); [Blackburn et al., 2013](#); [Davies et al., 2017](#); [Marzoli et al., 2019](#)). Avec l'augmentation de la précision des âges obtenus sur la CAMP, la durée estimée de l'événement CAMP a diminué et on pense aujourd'hui que l'essentiel de l'activité intrusive et effusive s'est mis en place en 1 million d'année autour de 201 Ma.

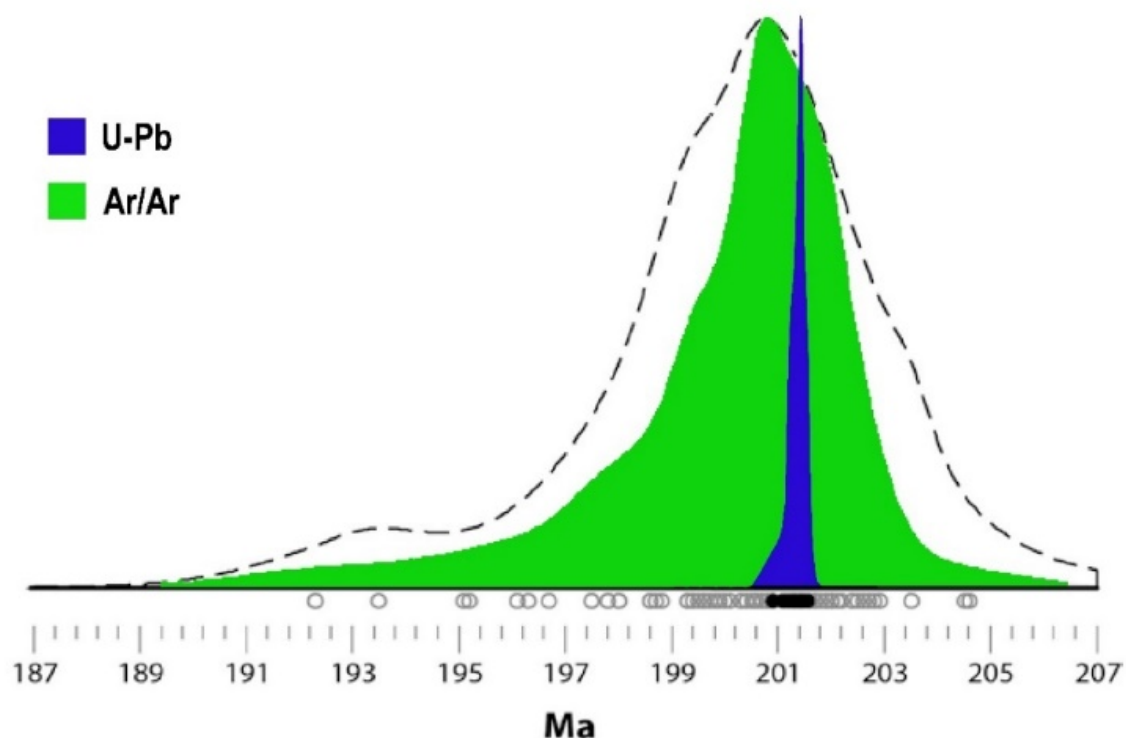


Figure I.5: Compilation des âges Ar/Ar filtrés et U-Pb de la CAMP ([Marzoli et al., 2018](#))

L'intrusion de Kakoulima en Guinée enregistre l'âge le plus ancien de la CAMP, datée à $201,635 \pm 0,029$ Ma par la méthode U/Pb ([Davies et al., 2017](#)).

Le groupe Tiourdjal (*Unité inférieure*) est daté à $201,569 \pm 0,042$ et $201,56 \pm 0,05$ Ma par la méthode U-Pb (sill d'Amelal au Maroc) ([Blackburn et al., 2013](#); [Marzoli et al., 2019](#)).

Le nombre des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur le groupe prévalent (*unités intermédiaire et supérieure*) est considérable. En Amérique du Nord, l'âge moyen est de $201,5 \pm 0,9$ Ma ([Marzoli et al., 2011](#)). Un âge plateau à $201,7 \pm 2,1$ Ma a été obtenu au Maroc sur les laves de l'unité supérieure ([Sebai et al., 1991](#) in [Marzoli et al., 2019](#)). Un âge U-Pb à $201,585 \pm 0,034$ Ma a été obtenu sur le dyke de Messejana ([Davies et al., 2017](#)).

Le groupe High-Ti, représenté par le grand sill dans le bassin de Parnaíba au Brésil, a été daté par la méthode U-Pb à $201,364 \pm 0,023$ Ma ([Davies et al., 2017](#) et [Davies et al., 2021](#)).

Le groupe de Caroline dans le nord-est de l'Amérique du Nord affiche un pic d'activité à $201,5 \pm 0,9$ Ma obtenu par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ([Nomade et al., 2007](#) in [Marzoli et al., 2011](#)). Des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plus jeunes ont également été obtenus sur des dykes en Virginie ($202,1 \pm 1,5$ et $199,4 \pm 1,7$ Ma) et ($196,1 \pm 2,2$ Ma et $195,2 \pm 2$ Ma) ([Hames et al., 2000](#); [Nomade et al., 2007](#), in [Callegaro et al., 2013](#)).

Le groupe Recurrent a été daté par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à $201,15 \pm 0,7$ Ma au Maroc (lave d'Ait Ourir) ([Marzoli et al., 2019](#)), et à $201,7 \pm 1,1$ et $200,3 \pm 1,9$ Ma sur les basaltes de Hampden (Hartford, USA) et de Hook Mountain (bassin de Newark, USA) respectivement ([Marzoli et al., 2011](#)). Ce groupe affiche les âges les plus jeunes de la CAMP. Un écart temporel entre les coulées de lave de l'unité supérieure et récurrente est évident dans le Haut Atlas marocain où des formations sédimentaires importantes séparent les deux unités ([El Hachimi et al., 2020](#)).

En général, les données géochronologique U-Pb varient entre 201.6 à 201 Ma, alors que les données Ar/Ar suggèrent une plage plus longue ([Figure I.5](#)). Cela suggère que la majeure partie du volume de la province a été mise en place à environ 201 Ma. Des évolutions spatio-temporelles pour la province ont été proposées, comme notamment la progression de l'âge du nord au sud avec l'émergence précoce du magmatisme en Afrique du Nord ([Bertrand et al., 1982](#); [Knight et al., 2004](#); [Marzoli et al., 2004](#); [Jourdan et al., 2009](#)).

I.2.4 Origine de la CAMP

L'origine de la CAMP reste à l'heure actuelle un sujet controversé, notamment en ce qui concerne la nature des sources et la géodynamique de formation de cette vaste province magmatique. Plusieurs auteurs ([May, 1971](#); [Hill, 1991](#); [Oyarzun et al., 1997](#); [Wilson, 1997](#); [Janney et Castillo, 2001](#); [Ruiz-Martínez et al., 2012](#)) ont proposé comme origine de la CAMP la remontée d'un panache mantellique associé à un point chaud qui aurait provoqué une fusion du manteau sous la Pangée provoquant un volcanisme étendu sur les quatre continents qui étaient réunis avant la rupture continentale. Cependant, les données géochimiques (données isotopiques et éléments en traces) et thermométriques (estimations des températures de fusion partielle du manteau pour la CAMP qui sont relativement basses) et l'absence de trainée de panache (*Hot Spot Tracks*) ([McHone, 2000](#); [Herzberg et Gazel, 2009](#); [Callegaro et al., 2013](#); [Whalen et al., 2015](#)) vont à l'encontre de ce scénario. De plus, la taille et la répartition du magmatisme de la CAMP et l'absence d'alignement de volcans dans l'Atlantique Central plaident contre une origine issue d'un plume mantellique provenant du manteau inférieur, voire de l'interface noyau-manteau (couche D”).

Par conséquent, [McHone \(2000\)](#) et [Coltice et al., \(2007\)](#) ont proposé des scénarios alternatifs basés sur le régime thermique particulier qui régnait sous le supercontinent de la Pangée juste avant sa fragmentation. Des travaux sur les magmas CAMP affirment qu'ils ont été produits dans le manteau lithosphérique sous-continentale (SCLM pour *SubContinental Lithospheric Mantle*) ([Cebriá et al., 2003](#); [Dorais et Tubrett, 2008](#); [Martins et al., 2008](#)) et d'autres études suggèrent que la CAMP est le résultat d'une délamination lithosphérique qui s'est produite lors du réajustement isostatique de la fin de l'orogénèse hercynienne. Après cette délamination, s'en est suivie une remontée du manteau asthénosphérique provoquant la fusion à grande échelle du manteau préalablement aux premiers indices de fragmentation continentale de la Pangée ([Merle et al., 2011, 2014](#); [Callegaro et al., 2013](#); [Whalen et al., 2015](#); [Marzoli et al., 2018, 2019](#)). Une récente étude ([Tegner et al., 2019](#)) sur les PGE (*Platinum Group Elements*), l'Or (Au) et des éléments lithophiles contenus dans les basaltes CAMP du Maroc a montré que la fusion du manteau asthénosphérique et/ou lithosphérique sous-continentale sous le mégacontinent a permis une bonne homogénéisation mantellique par convection. [Marzen et al., \(2020\)](#) par le biais des données sismiques dans le bassin de rift triasique de Géorgie aux États-Unis concluent que les magmas de la CAMP ont été générés par la fusion partielle d'un manteau chaud par décompression dans des conditions syn-rift.

I.2.5 Impact sur la crise Trias-Jurassique (TJB Trias/Jurassique Boundary)

Les grandes provinces magmatiques sont considérées comme des déclencheurs potentiels de changement climatique et environnementaux via la libération de substances volatiles tels que C, S et les halogènes. Le rejet du carbone peut notamment entraîner un réchauffement climatique (via CO₂ et CH₄). Le SO₂, HCl et HF pourraient entraîner par contre un changement environnemental important, par la toxicité, les pluies acides, le refroidissement et/ou l'appauvrissement de la couche d'ozone (Wignall, 2001; Bond et Wignall, 2014). L'extinction de masse survenue à la limite Trias-Jurassique (TJB pour *Triassic-Jurassic Boundary*) (201,564 ± 0,022 Ma) (Blackburn et al., 2013) est considérée comme l'une des cinq extinctions d'espèces les plus importantes du Phanérozoïque, et est liée temporellement à l'activité magmatique de la CAMP. La relation de cause à effet entre la CAMP et cette extinction massive a été proposée par de nombreux auteurs (Knight et al., 2004; Marzoli et al., 2004; Saunders, 2005; Nomade et al., 2007; Verati et al., 2007; Jourdan et al., 2009; Schoene et al., 2010; Blackburn et al., 2013; Davies et al., 2017; Ernst et Youbi, 2017; Heimdal et al., 2019, 2020; Capriolo et al., 2020; Tegner et al., 2020). Durant cette période, les écosystèmes marins et terrestres ont été gravement touchés et les pertes sont estimées à 80 % de toutes les espèces (McGhee et al., 2013), préparant le terrain pour la domination des dinosaures sur Terre pour les 136 Millions d'années à venir (Blackburn et al., 2013).

McHone (2003) a estimé un volume total dégazé de 5,19 milliards de tonnes de CO₂, 2,31 milliards de tonnes de S, et 1,11 milliards de tonnes de F. En plus des effets directs de ces volatils sur la composition atmosphérique et donc du climat, une étude menée dans le bassin d'Amazonie et de Solimões au Brésil (Heimdal et al., 2019) a montré que les rejets de volatils lors de la mise en place de la CAMP ont été amplifiés par l'interaction entre les sills doléritiques et les évaporites dans ces bassins sédimentaires. Une modélisation thermique (Heimdal et al., 2018) a montré qu'une grande quantité de CO₂ aurait probablement été générée à partir du métamorphisme de contact de calcaires et de schistes riches en matière organique. Ceci suggère que la partie volcanique n'est pas la seule à pouvoir impacter la composition de l'atmosphère, mais que la part de l'activité intrusive de la CAMP peut aussi être d'une importance majeure dans le changement climatique et par conséquent sur la survenue des extinctions massives.

I.3 La CAMP en Algérie

Dans le Sud-Ouest algérien, des roches magmatiques basiques sont abondantes en intrusion au sein des bassins néoprotérozoïques et paléozoïques de Tindouf, Reggane, Hank et Béchar. Ces roches sont réparties sur une superficie de plus de 500 000 Km², essentiellement sous forme de sills et de dykes ([Chabou et al., 2010](#)). De rares coulées de laves sont signalées dans la région de Béchar ([Chabou et al., 2010](#)) et dans les Monts des Ksour dans l'Atlas Saharien ([Meddah et al., 2007, 2017](#)) (Figure I.6). Les sondages réalisés dans les bassins de Tindouf, Béchar et Reggane, ont tous traversé ces formations, soit dans la série sédimentaire paléozoïque ou dans les formations triasiques préservées. Au nord de l'Algérie, à l'extrême nord-est dans la région de Sidi El-Hemissi, une étude pétrographique et géochimique ([Zanouda et al., 2019](#)) a montré que les ophites et les spilites retrouvées dans les formations triasiques présentent de nombreuses similitudes avec les basaltes de la CAMP.

I.3.1 Historique

Les premières études de ces roches magmatiques de la CAMP en Algérie remontent à 1930 lors des premières explorations de [Menchikoff \(1930\)](#). Cet auteur signala l'abondance des roches doléritiques à l'Ouest de la Daoura (les monts d'Ougarta) (Figure I.6), en décrivant leurs aspects pétrographiques, leur mode de gisement et les différentes formes d'altération. [Choubert \(1951\)](#) a décrit les dolérites du Maroc et d'une partie du flanc Nord du bassin de Tindouf. [Deleau et Jongmans \(1951\)](#) ont été les premiers à décrire les formations magmatiques du bassin de Béchar. [Durozoy \(1960\)](#) a décrit sommairement et cartographié en détail les sills et les dykes intrusifs dans la série néoprotérozoïque et cambrienne du Hank. [Gevin \(1960\)](#) inventoria et cartographia les dolérites du flanc Sud du bassin de Tindouf et signale un mode de gisement particulier qu'il rapproche à des cheminées reliées entre elles par des injections latérales. [Jacquemont \(1971\)](#) fit un inventaire de toutes les dolérites en surface et en subsurface pour les pétroliers : il présenta une description sommaire et conclut que ces roches magmatiques ont grandement détruit et empêché la formation des gisements d'hydrocarbures dans les bassins du Sud-Ouest algérien, et mentionna l'existence de massifs intrusifs assimilés à des cheminées ou pipes. [Conrad \(1972\)](#) signale l'existence des roches doléritiques dans le bassin de Reggan, datées à 166 Ma par la méthode K/Ar. [Hollard \(1973\)](#) reconnu pour la première fois l'antériorité des plissements des formations paléozoïques par rapport à la mise en place des sills et des dykes, rapportant temporellement ces derniers à la période du Lias. Ce même auteur a également mis l'accent sur la relation potentielle de ce magmatisme avec l'ouverture

de l'Atlantique central. Au voisinage du gisement de fer oolithique de Mecheri Abdelaziz, [Guerrak \(1988\)](#) décrit un corps doléritique lié aux tholéiites péri-atlantiques (CAMP) et dont les dimensions en profondeur vont de -60 mètres jusqu'à -3,5 Km avec un diamètre maximum de 200 mètres. [Chabou \(2008\)](#) a étudié ces dolérites en détail d'un point de vue géochimique (éléments majeurs et trace) et géochronologique (datation Ar/Ar). Cette étude a démontré l'existence des quatre unités volcaniques décrites au Maroc (unités inférieure, intermédiaire, supérieure et récurrente) parmi les formations intrusives et effusives du Sud-Ouest algérien. Ses données géochronologiques ont démontré l'appartenance de ces roches magmatiques à la CAMP. La suite de cette synthèse sur le magmatisme de la CAMP en Algérie est essentiellement tirée de ses travaux. [Meddah \(2010\)](#) étudia les laves intercalées dans les formations triasiques des monts des Ksour (Atlas saharien), et conclut également qu'elles appartiennent à la CAMP et qu'elles constituent les témoins les plus orientaux de cette activité sur le continent. [Bersi \(2016\)](#) a établi une cartographie détaillée des sills et des dykes du bassin de Tindouf par télédétection, et a montré que les échantillons des massifs circulaires apparentés aux cheminées ou pipes sont riches en sulfures et peuvent avoir un intérêt économique.

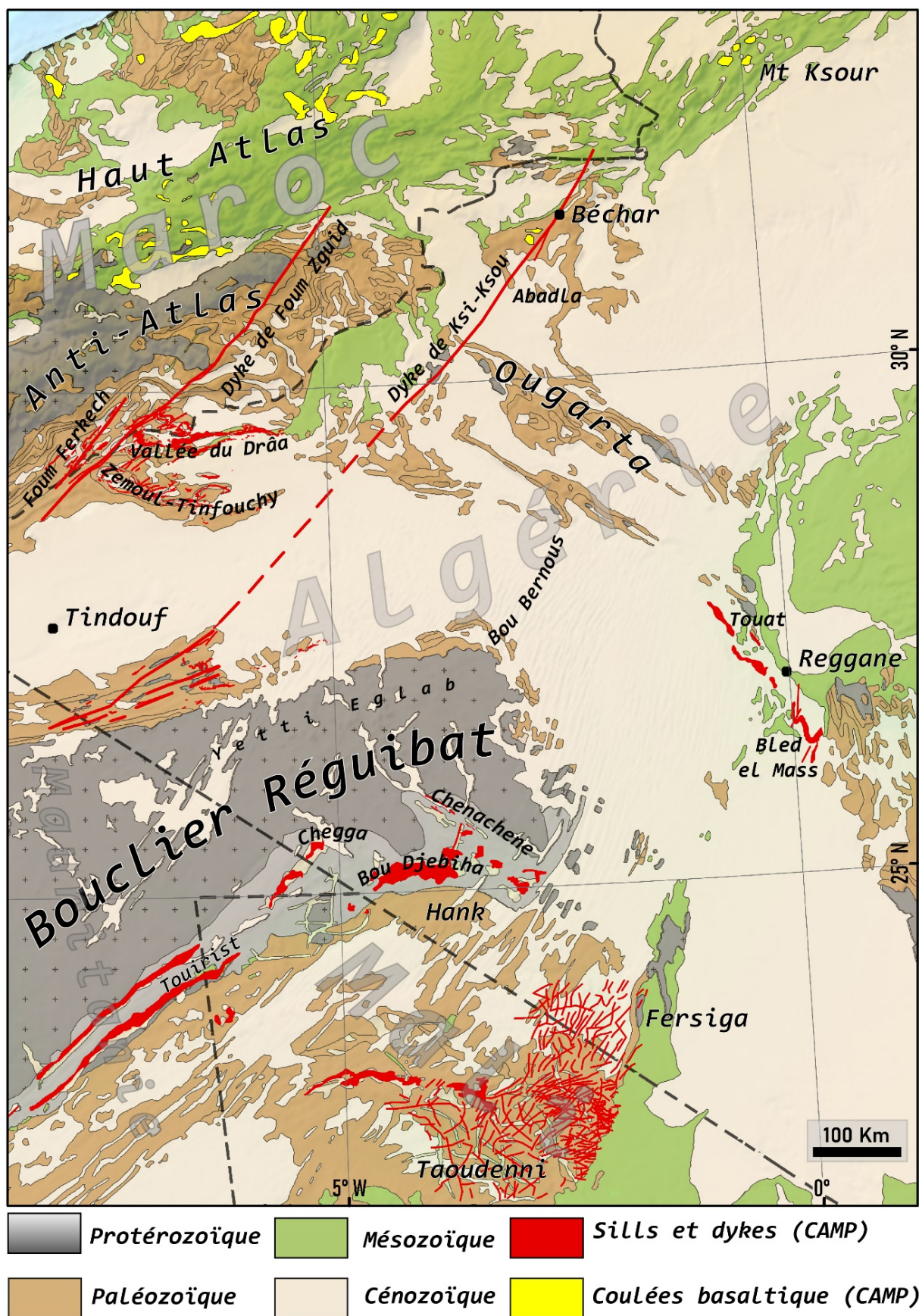


Figure I.6: Distribution des formations de la CAMP dans le Sud-Ouest de l'Algérie.

I.3.2 Mode d'affleurement

I.3.2.1 Les sills

Interstratifiés dans les formations du Néoprotérozoïque et du Paléozoïque, les sills constituent la majeure partie du volume d'affleurement des formations de la CAMP dans le Sud-Ouest algérien. Leurs épaisseurs sont très variables, de quelques centimètres à des centaines de mètres, montrant parfois un stade avancé d'altération mécanique. Ils occupent de grandes surfaces d'affleurement dans le bassin du Hank (sill de Bou Djebiha et de Tourist en Mauritanie) et dans le flanc Nord du bassin de Tindouf (sills du secteur Zemoul-Tinfouchy et de la vallée du Dra) ([Figure I.6](#)). Ils affleurent également dans le bassin de Reggan dans la région du Touat et de Bled el Mass. Beaucoup de sills en subsurface ont été traversés par la plupart des puits creusés par les compagnies pétrolières et minières dans les bassins de Tindouf et Reggan.

I.3.2.2 Les dykes

Les dykes sont subdivisés en deux types : (1) de longs dykes isolés qui recoupent toute la série paléozoïque, et qui sont généralement peu épais, et longs de plusieurs centaines de kilomètres. L'exemple le plus connu est celui du dyke de Ksi-Ksou, qui est considéré comme le plus long de la CAMP avec 800 Km de longueur cumulée ([Figure I.6](#)), ou encore le triple faisceau de dykes orienté OSO-ENE du flanc sud du bassin de Tindouf. Citons également les dykes de Foug Ferkech, et de Foug Zguid au Maroc, orientés NE-SO. Dans le bassin de Reggan, le dyke de Hassi Taïbine fait partie aussi de ce type, (2) des dykes moins longs et qui forment des réseaux denses. On peut les apercevoir dans le complexe de la région de Fersiga.

I.3.2.3 Les coulées de laves

On les connaît dans la région de Béchar, au Nord-Ouest de Abadla, et dans la région de Chebket Fendi au Nord-Est. Il s'agit de coulées basaltiques qui ne dépassent pas 15 m d'épaisseur. Certains forages pétroliers réalisés dans la région de Béchar ont traversé des coulées de 10 à 100 m d'épaisseur. Dans les bassins triasico-liasiques des monts de Ksour, des séquences volcaniques liée à la CAMP ont été reconnues.

I.3.2.4 Massifs doléritiques (pipes ou cheminées)

Des massifs intrusifs de dolérites ont également été observés dans le bassin de Tindouf et ont été décrits comme étant des cheminées ou des pipes. Dans la région du flanc Nord du bassin, [Hollard et Jacquemont \(1956\)](#), [Jacquemont \(1971\)](#), [Hollard \(1973\)](#) ont signalés l'existence de massifs doléritiques qui semblent être des pipes ou des

cheminées. Ces massifs sont localisés aux cœurs des anticlinaux de la zone Zemoul-Tinfouchy. Dans la région du flanc Sud du bassin de Tindouf, [Gevin \(1960\)](#) décrit des massifs doléritiques comme des cheminées observées dans les environs du méridien 6° 30' au nord-est d'Aouinet Legraa. Dans le bassin de Taoudenni (nord du Mali), [Villemur \(1967\)](#) a signalé l'existence des cheminées doléritique qui recoupent les sédiments paléozoïques et supposé appartenir à la CAMP, il a également distingué trois types : cheminées doléritiques, granophyriques et de brèches.

I.3.3 Aperçu pétrographique et géochimique

Les roches de la CAMP en Algérie sont relativement homogènes, les sills et les dykes présentent globalement des textures intergranulaires et ophitiques, tandis que les coulées sont microlitiques porphyriques ([Figure I.7](#)). Les paragenèses primaires sont formées essentiellement de plagioclase, de clinopyroxène et d'oxydes ferro-titanés, paragenèses typiques de tholéiites continentales ([Chabou, 2008](#)). Notons que dans le bassin de Tindouf, les différentes textures sont corrélables avec l'unité géochimique à laquelle appartiennent ces dolérites. La texture intergranulaire est typique de l'unité récurrente, tandis que les dolérites de l'unité supérieure montrent une texture ophitique. Les pipes présentent une texture granophyrique ([Figure I.7](#)) ([Chabou, 2008](#); [Bersi, 2016](#)).

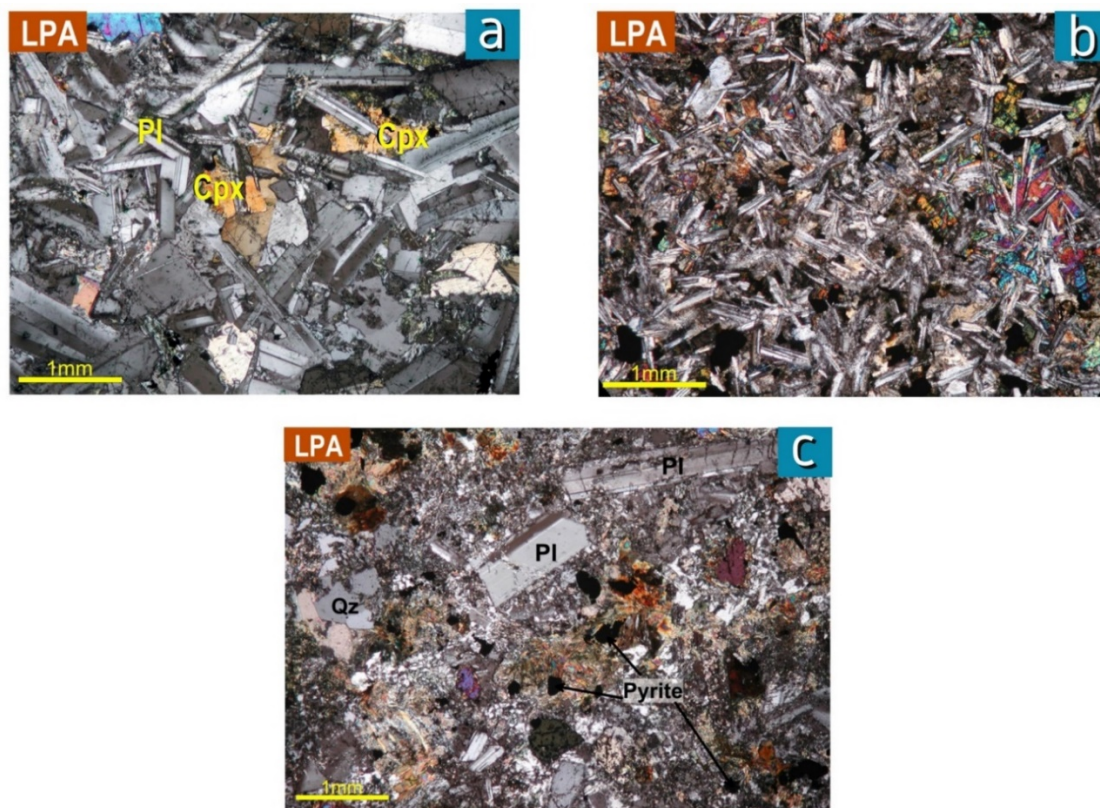


Figure I.7: différentes textures des dolérites du bassin de Tindouf ([Bersi et al., 2021](#)). **a** : texture intergranulaire (unité récurrente). **b** : texture ophitique (unité supérieure). **c** : texture granophyrique (cheminées).

Ces dolérites sont des tholéiites continentales pauvres en titane (*Low-Ti group*), typiques de la CAMP. Ce sont des tholéiites à quartz normatif modérément évoluées.

Du point de vue géochimique, quatre groupes se distinguent et sont corrélables aux quatre unités reconnues au Maroc : inférieure, intermédiaire, supérieure et récurrente (Figure I.8) (Chabou, 2008). Leur composition en éléments traces affiche un enrichissement en LILE et LREE et une anomalie négative en Nb. La modélisation de la fusion à l'équilibre indique qu'elles sont issues d'une source mantellique lithosphérique de type lherzolite à spinelle-grenat, via différents degrés de fusion partielle. Les roches de l'unité récurrente seraient plutôt issues d'une source de lherzolite à spinelle (Chabou, 2008; Chabou et al., 2010). Les dolérites des pipes sont très différenciées et contiennent du quartz et du feldspath alcalin en abondance, leur faciès est vacuolaire avec un aspect scoriacé. Elles développent un métamorphisme de contact plus important dans leur encaissant comparé aux sills et dykes. Une étude récente (Bersi et al., 2021) a montré que les dolérites des pipes sont très riches en sulfures disséminés (Pyrite, chalcopryrite, sphalérite, galène, et pyrrhotite).

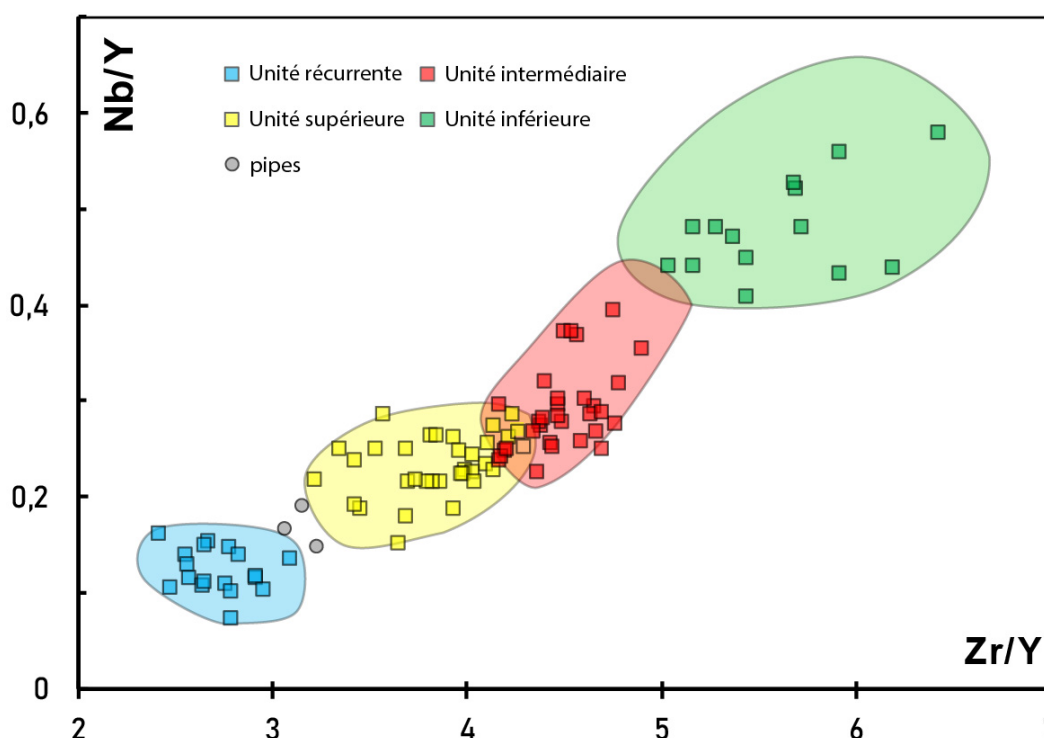


Figure I.8: Diagramme Zr/Y vs Nb/Y des dolérites de la CAMP en Algérie (Données de Chabou, 2008; Meddah, 2010; Bersi et al., 2021), les domaines correspondent aux roches de la CAMP du Maroc (Marzoli et al., 2019) et du Mali (Verati et al., 2005).

Les datations géochronologiques des dolérites du sud-ouest Algérien ont fournies des mini-plateau entre $196,8 \pm 1,6$ Ma et $200,9 \pm 1,8$ Ma (Chabou et al., 2007) âges recalculés d'après les nouvelles constantes de désintégration établies par Renne et al., (2011).

II. Contexte géologique de la région d'étude

Après avoir présenté la province magmatique de l'atlantique central, je présenterai dans ce chapitre les principales caractéristiques géologiques du bassin de Tindouf qui constitue un trait d'union géographique entre le domaine atlasique au nord et le craton Ouest Africain au sud. Leur histoire géologique étant étroitement liée, une présentation de ses deux bordures septentrionales et méridionales, (l'Anti-Atlas et le bouclier de Reguibat respectivement) s'impose.

II.1 Introduction

II.1.1 Le Craton Ouest Africain (WAC West African Craton)

Il est défini par deux grands boucliers : le bouclier Reguibat au nord et Leo-Man au sud ; il affleure également dans les boutonnières de Kédougou-Kéniéba et Kayes. Le WAC est recouvert par les formations sédimentaires néoprotérozoïques et paléozoïques des bassins de Taoudenni au centre, de Tindouf au nord et Volta au sud ([Villeneuve, 2005](#)) ([Figure II.1](#)). Dans sa totalité, il est entouré par des zones déformées liées aux orogénèses panafricaine à l'Est et panafricaine et hercynienne à l'Ouest, avec comme extrémité septentrionale l'Anti-Atlas Marocain ([Ennih et Liégeois, 2008](#)). Le WAC est un domaine cratonique qui s'est stabilisé vers 2000 Ma, et qui est composé d'un noyau archéen dans sa partie la plus occidentale et d'un domaine éburnéen pour la partie centrale et orientale.

Le bouclier Reguibat ou « Regueibat », terme introduit par [Menchikoff \(1949\)](#), constitue la bordure sud du bassin de Tindouf (région d'étude) ([Figure II.1](#)), et son substratum. C'est un vaste bouclier en forme d'arc orienté globalement ENE-OSO, qui s'étend depuis la marge passive Atlantique à l'Ouest, jusqu'à la frontière avec la suture panafricaine à l'Est. Ce domaine est divisé en deux régions selon leurs âges respectifs ([Bessoles, 1977](#)) :

- Une partie archéenne à l'Ouest, situé en Mauritanie et au Sahara Occidental, constituée de roches métamorphiques de haut grade, de migmatites ou de charnockites d'âges compris entre 3,5 et 2,5 Ga ([Potrel et al., 1996, 1998](#)).
- Une partie centrale et orientale éburnéenne (2,2–2,0 Ga), représentée en Algérie par les massifs de Yetti-Eglab ([Peucat et al., 2005](#)).

Le long de sa bordure Ouest, le socle du bouclier Reguibat est impliqué dans les plis de la ceinture varisque des Mauritanides ([Villeneuve, 2005](#)). Pour sa partie algérienne (Yetti-Eglab), il est presque complètement injecté de roches felsiques post-tectoniques datées à 2,07 Ga. Cette partie est également recouverte localement par les formations de la série détritique molassique de Guelb el Hadid ([Gevin, 1960](#)).

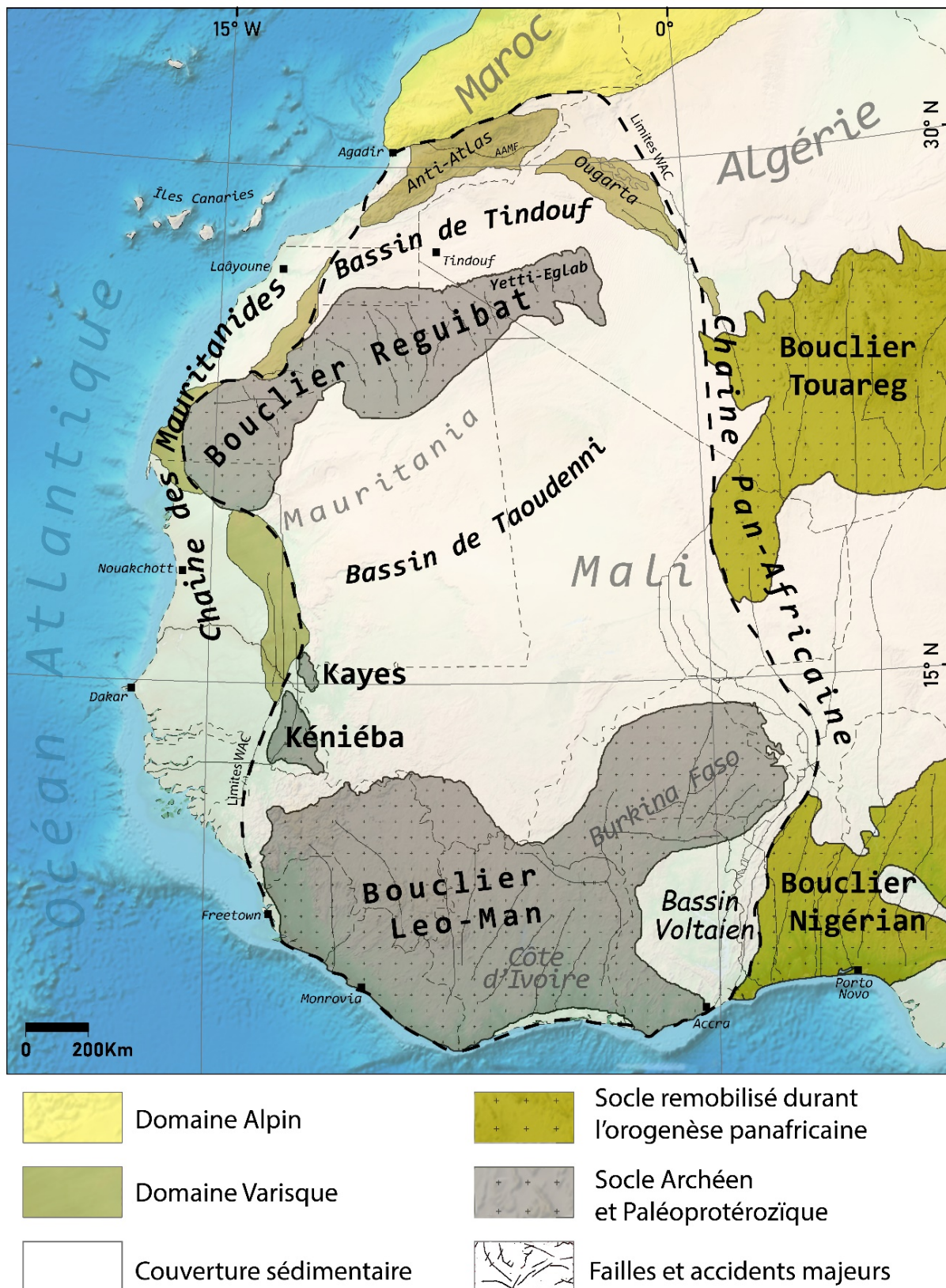


Figure II.1: Carte géologique simplifiée de l'Afrique de l'Ouest montrant les grands ensembles géologiques, modifiée d'après la carte géologique d'Afrique ([BRGM, 2004](#))

II.1.2 L'Anti-Atlas

Il marque la transition entre le domaine de WAC au sud et le domaine alpin au nord (Figure II.1). L'Anti-Atlas est défini comme étant un pli de dimension lithosphérique dont l'axe a une direction ENE où affleurent des roches paléo et protérozoïques entourées par des formations d'âge Crétacé à Néogène (Soulaimani et al., 2018), recoupées par du volcanisme alcalin du Miocène supérieur à Quaternaire. Il affleure sous la forme de deux boutonnières séparées par la faille majeure de l'Anti-Atlas (AAMF *Anti-Atlas Major Front*) (Gasquet et al., 2008) (Figure II.1). Deux ensembles de nature et d'évolution différentes séparés par la AAMF sont mis en évidence :

- Un groupe méridional, composé d'un socle éburnéen daté à environ 2 Ga avec une couverture néoprotérozoïque intrudée par des granitoïdes et des rhyolites panafricaines.
- Le groupe septentrional est constitué majoritairement par un socle éburnéen avec une couverture néoprotérozoïque, renfermant des ophiolites datées à 759 et 762 Ma dans les régions de Sirwa et Bou Azzer respectivement.

II.2 Le bassin de Tindouf

Le bassin de Tindouf, situé au sud-ouest de l'Algérie, sur la partie septentrionale du WAC, est le plus occidental des bassins de la plateforme saharienne (Figure II.1). Il est bordé au nord par la ceinture de l'Anti-Atlas, à l'est par la chaîne d'Ougarta et le bassin de Reggane, à l'ouest par les Mauritanides et au sud par le socle du bouclier Reguibat. Il couvre une superficie de 130 000 Km² environ. C'est un bassin péricratonique, dissymétrique orienté ENE-OSO à remplissage essentiellement paléozoïque (Figure II.4). Il repose au sud en discordance sur le socle de la dorsale Reguibat. Le bassin de Tindouf est caractérisé par une histoire tectonique polyphasée qui sera développée dans la partie II.2.3, et une importante série de sédiments paléozoïques de plus de 10 km d'épaisseur dans la zone axiale (Villeneuve, 2005), qui diminue du nord vers le sud et d'ouest en est. Les dépôts paléozoïques du bassin de Tindouf sont recouverts en transgression par une mince couverture sédimentaire Tertiaire d'environ 130 m d'épaisseur qui forme la Hamada du Dra au nord et la Hamada de Tindouf au centre (Figure II.2).

La bordure méridionale du bassin de Tindouf est monoclinale à très faible pendage (1° à 3° vers le nord) où l'on distingue trois zones hautes (Aouinet, Laroussi et Bou Bernous), séparées par les sous-bassins de Djebilet et de l'Igoudi respectivement (Guerrak, 1989) (Figure II.2). En revanche, la bordure septentrionale est très redressée contre les chaînes de l'Anti-Atlas marocain et les pendages varient de 8° à 12°. Les

formations paléozoïques sont plissées et forment la grande zone anticlinale de Zemoul-Tinfouchy (Figure II.2).

II.2.1 Historique des travaux sur le bassin de Tindouf

Dans l'ouvrage de [Lenz \(1886, 1887\)](#) « Timbouctou », où il raconte son voyage du Maroc à Tombouctou, les premières descriptions des faciès du bassin de Tindouf ont été réalisées. Il met en évidence pour la première fois le caractère paléozoïque des formations sédimentaires du bassin grâce à sa récolte fossilifère de Dévonien et de Carbonifère. A la suite de l'avancement des opérations militaires françaises dans la région de Tindouf, d'autres missions d'explorations ont été lancées. [Menchikoff \(1930\)](#) publia sa thèse où il a présenté des descriptions stratigraphiques et morphologiques de tout le Sahara occidental. Le légendaire naturaliste [Monod \(1935\)](#) a marqué aussi son passage dans la région à l'occasion d'un itinéraire Hank-Tindouf durant lequel il tenta également une description sommaire et une interprétation structurale de l'anticlinal Yetti-Eglab. [Gevin \(1960\)](#) édita sa thèse sur le flanc sud du bassin et découvrit en 1952 le célèbre gisement de Fer de Gara Djebilet ; ces travaux dans la région ont commencé en 1940, et en 1958 il publia la première carte géologique au 1/500.000^{ème} de Tindouf. Les travaux de [Hollard et Jacquemont \(1956\)](#) se sont focalisés sur le flanc Nord du bassin, principalement des travaux de paléontologie, stratigraphie et de cartographie. Après l'indépendance de l'Algérie en 1962, plusieurs thèses de Doctorat et mémoires de Magister sur le bassin de Tindouf ont été publiés et qui portent sur différentes thématiques en géosciences ([Guerrak, 1984](#); [Belabbès, 2003](#); [Benhamouche, 2003](#); [Amrouche, 2004](#); [Medaouri, 2004](#); [Bersi, 2016](#)). Par ailleurs, un grand nombre d'articles scientifiques consacrés à différents aspects de la géologie du bassin de Tindouf ont été publiés depuis le début de l'exploration du Sahara occidental à nos jours. Des synthèses de ces travaux et la liste de ces articles peuvent être trouvées dans des livres ou mémoires consacrés à la géologie du Sahara en général et du Sahara occidental en particulier ([Aliev et al., 1971](#); [Fabre, 1976, 1983, 2005](#); [Askri et al., 1995](#); [Bitam et Fabre, 1996](#); [WEC Algérie, 2007](#); [Nedjari et al., 2011](#); [Tawadros, 2011](#)).

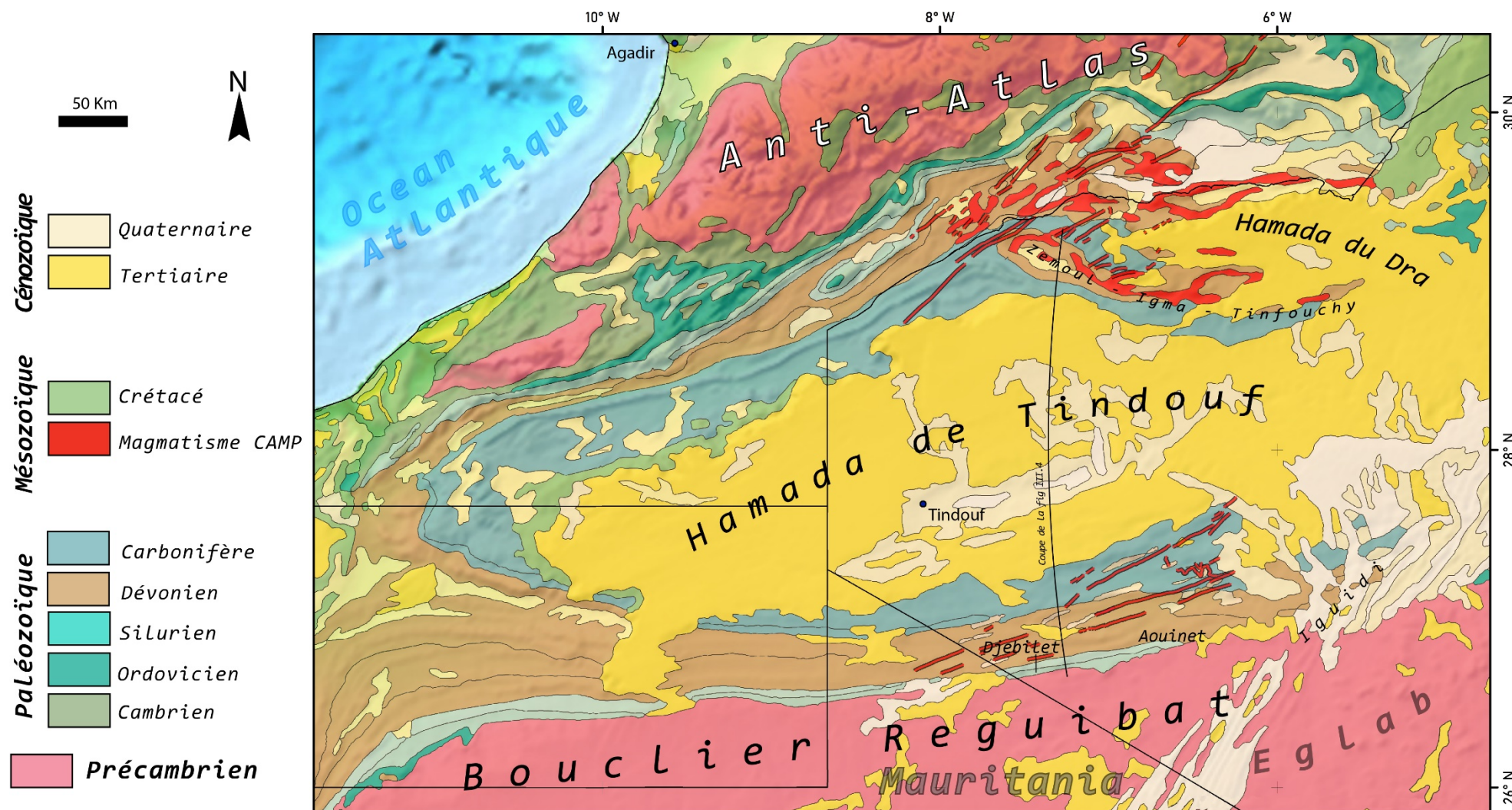


Figure II.2: Carte lithologique du bassin de Tindouf dessinée à partir de la carte géologique de l'Afrique [BRGM, 2004](#), le fond de topographie terrestre et la bathymétrie océanique sont d'après ETOPO1 Global Relief Model NOAA®, NASA®.

II.2.2 Lithostratigraphie du bassin de Tindouf

Le bassin de Tindouf montre des caractéristiques différentes selon ses deux flancs Nord et Sud, notamment si l'on se base sur la nature des affleurements ainsi que sur la géométrie des déformations. C'est pour cela que la suite de la synthèse lithostratigraphique sera présentée pour chaque flanc à part. La stratigraphie type a été décrite par [Gevin \(1960\)](#) pour le flanc Sud, et [Hollard et Jacquemont \(1956\)](#) pour le flanc Nord. Je résume leurs descriptions dans ce qui suit ([Figure II.3](#)).

II.2.2.1 Cambrien

- Flanc Nord : aucun affleurement n'est connu dans le flanc Nord, mais les formations cambriennes ont été traversées par les sondages pétroliers. Il s'agit essentiellement de calcaires et calco-schistes qui deviennent des schistes et des grès au sommet ; ces formations s'amincissent jusqu'à disparaître complètement au Sud.
- Flanc Sud : absent par endroit, il repose en discordance sur le socle de Reguibat, et correspond à des quartzites plus ou moins conglomératiques à la base et très indurées ; ces formations ne dépassent pas 40 mètres d'épaisseur. Des arkoses violacées qui affleurent dans l'Erg Iguidi ont également été rattachés au Cambrien. Selon [Bitam et al. \(1996\)](#), cette formation et les grès d'Aouinet Legraa qui la surmonte appartiendraient à l'Ordovicien supérieur (*Formation de Ghezziane*).

II.2.2.2 Ordovicien

- Flanc Nord : représenté par un ensemble schisto-gréseux avec des intercalations de calcaires. Il est transgressif à la base, et atteindrait selon [Hollard et Jacquemont \(1956\)](#), 4 000 m d'épaisseur.
- Flanc Sud : recouvrant en discordance les quartzites du Cambrien ou parfois reposant directement sur le socle. Ce sont des grès grossiers (*grès d'Aouinet Legraa*) à stratification entrecroisée fréquente ; les épaisseurs peuvent atteindre 120 mètres en diminuant en allant d'Est vers l'Ouest. Nous avons indiqué plus haut que [Bitam et al. \(1996\)](#) considèrent ces grès et les quartzites sous-jacents comme faisant partie d'une même formation (*Formation de Ghezziane*) d'âge Hirnantien (*Ordovicien supérieur*).

II.2.2.3 Silurien

- Flanc Nord : Comme pour toute la plate-forme saharienne, le Silurien est essentiellement argileux avec des intercalations gréseuses et carbonatées. Dans le bassin de Tindouf, il repose en discordance sur l'Ordovicien. L'épaisseur de la

formation peut atteindre 700 mètres au nord ; son faciès est très riche en matière organique et en pyrite.

- Flanc Sud : Il s'agit surtout de formations argilo-schisteuses, argiles noires parfois pélitiques (*Formation de la Sebkhah Mahbès*). Vers le haut apparaissent des intercalations silteuses, voire gréseuses, tandis que vers le bas s'individualisent des calcaires schisteux. Le Silurien est bien représenté dans la région de Bou-Bernous où il montre une centaine de mètres d'épaisseur et un caractère transgressif sur l'Ordovicien. Il devient également très mince à l'Est, et par endroit, il repose directement sur le socle.

II.2.2.4 Dévonien

- Flanc Nord : il s'agit d'une intercalation de niveaux gréseux et de calcaires du Dévonien inférieur. Leur épaisseur dépasse 400 m, suivi d'une barre de grès qui comporte des calcaires. Le Dévonien moyen est marqué par un niveau épais de calcaire argileux. Au Dévonien supérieur la sédimentation redevient argilo-calcaire avec des intercalations gréseuses ; l'épaisseur totale peut atteindre 3 000 m.

- Flanc Sud : transgressif sur le Silurien et reposant parfois directement sur l'Ordovicien, il débute par des grès très conglomératiques qui deviennent argilo-silteux avec des lentilles de calcaires très riches en fossiles de trilobites, suivi d'une formation schisto-gréseuse qui devient progressivement des grès grossiers (*Cet ensemble est nommé Formation de Gara Djebilet*). C'est dans ce niveau qu'on trouve le minerai de fer de Gara Djebilet. Au Dévonien moyen, le faciès est beaucoup plus uniforme, à dominante carbonatée avec des niveaux parfois marneux et parfois gréseux (*Formation de l'Oued Talha*). Le Dévonien supérieur (*Formation de Kereb En Naga*) est caractérisé par le retour à la sédimentation gréseuse et surtout schisto-gréseuse. La puissance des sédiments accumulés pendant le Dévonien est plus importante à l'Ouest (~ 1200 m) qu'à l'Est (~ 700 m).

II.2.2.5 Carbonifère

- Flanc Nord : il débute par un ensemble argilo-gréseux à rare intercalations carbonatées, surmonté par des grès fins suivi d'une alternance d'argiles silteuses (*Formations du Jbel Tazout et Betaina*). Une épaisse série de calcaires alternant avec des grès forment l'ossature de l'alternance argilo-gréseuse et carbonatée de la série de l'Ouarkziz. La série de la Bétana formées à la base par des grès rouges et des argiles bariolées, avec une alternance de grès et d'argiles rouges au sommet, viennent recouvrir le tout.

- Flanc Sud : il débute par une zone conglomératique constante suivie d'une épaisse formation de grès et de calcaires passant à des argiles (*Formation de Kreb es Slouguia*). Cette dernière est surmontée par une alternance d'argiles et de passées de calcaire gréseux (*Formation de Kreb es Sefiat*), des marnes et marnes gréseuses (*Formation d'Aïn el Barka*) qui devient argilo-gréseuse (*Formation de Hassi Aoulouel*).

II.2.2.6 Méso-cénozoïque

Les terrains postérieurs au Paléozoïque dans le bassin de Tindouf sont représentés globalement par les formations hamadiennes d'âge Tertiaire et Quaternaire (*la Hamada de Tindouf et Draa*).

- Mésozoïque : pour [Gevin \(1960\)](#), il est très improbable que des témoins de Crétacé puissent subsister sous les recouvrements hamadiens. [Fabre \(1976\)](#) rapporte la série gréseuse de la base de la Hamada au nord du bassin de Tindouf au Crétacé inférieur.

- Cénozoïque : il correspond au vaste remplissage continental qui venait recouvrir au Tertiaire les reliefs du bassin de Tindouf. Ce sont les terrains de Hamada correspondant à des formations marno-gréseuses supportant une dalle calcaire plus au moins tuffeuse. L'épaisseur de cette formation est très variable, mais elle ne dépasse probablement pas 130 mètres, sachant que les fossiles recueillis lui confèrent un âge Pliocène. Une deuxième phase de remplissage beaucoup moins étendue recouvre la première et est daté paléontologiquement du Quaternaire. Les regs, les alluvions, les éboulis, les sebkhas et les dunes (ergs) sont aussi des formations à rattacher au Quaternaire.

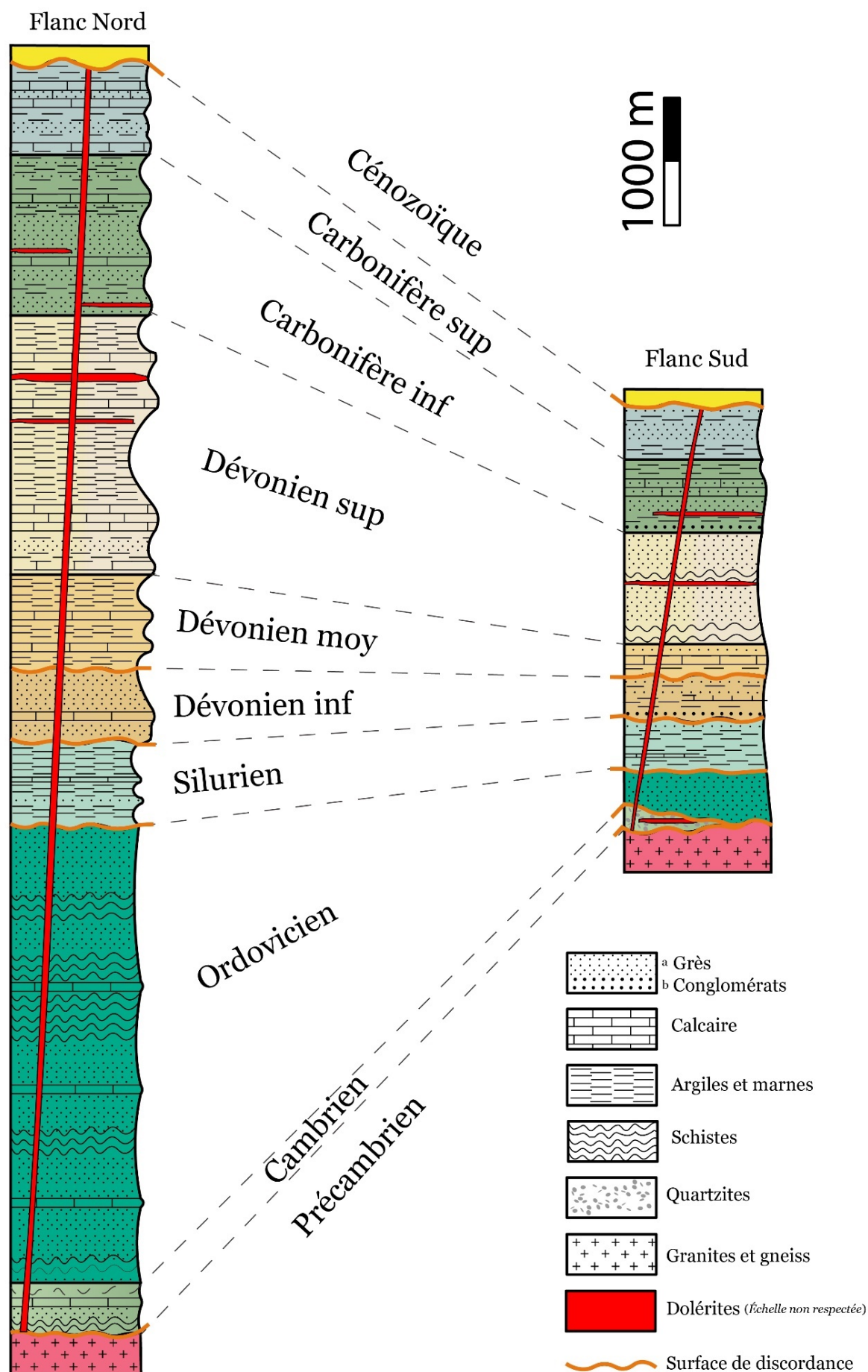


Figure II.3: Colonne stratigraphique simplifiée du bassin de Tindouf. D'après les données de sondage.

II.2.3 Aspect et évolution structural du bassin

La structuration du bassin de Tindouf est liée à la nature et l'état du substratum (*Craton Ouest Africain*), à l'intensité et la direction des contraintes tectoniques qui ont affecté la région et à la nature des séries sédimentaires. L'architecture actuelle du bassin de Tindouf est donc le résultat de plusieurs événements tectoniques. Les premiers, datant du Précambrien, ont structuré le substratum du socle par une série d'accidents profonds ayant une orientation N-S, SW-NE et SSE-NNW. Les principaux événements tectoniques responsables de la structuration du bassin de Tindouf sont résumés dans ce qui suit :

II.2.3.1 L'orogénèse Panafricain (730-550 Ma)

Elle résulte de la collision entre le craton ouest africain à l'ouest et la chaîne panafricaine au nord, nord-est et à l'est. Cette collision est responsable de la réactivation des anciennes failles du socle et l'apparition des failles normales N-S et E-W qui affectant le Précambrien du craton ouest africain, ainsi que l'apparition des bassins subsidents de part et d'autre de la suture panafricaine, dont fait partie le bassin de Tindouf ([Guiraud et al., 2005](#)). Outre cela, des bombements dans le socle ont été mis en évidence par le biais d'études géophysiques ([Idres et al., 2011](#)). Cette phase orogénique est donc responsable de la structuration du socle sous le bassin de Tindouf. Durant l'Ordovicien, la structuration en « up-lift » du flanc sud est initiée, créant des zones hautes (Aouinet, Laroussi et Bou Bernous) en individualisant les sous bassins de Djebilet et Iguidi. Vers l'Ordovicien supérieur, des rides N-S parallèles à la suture panafricaine apparaissent. Cette phase a permis l'érosion du Paléozoïque inférieur, donnant par la suite des discordances et des biseaux dans les formations postérieures à cette phase.

II.2.3.2 L'orogénèse Hercynienne (400-250 Ma)

Cette orogénèse est le résultat de la collision entre Laurentia (*craton nord-américain*) et le Gondwana (*craton ouest africain*) au Dévonien moyen. Cette orogénèse est caractérisée par une première phase distensive au Dévonien qui a évolué en phase transpressive vers la fin du Carbonifère ([Belfoul et al., 2001](#)). Cette orogénèse aurait provoqué la création des failles ainsi que la réactivation des anciennes failles déjà existantes. Ceci a engendré des déplacements latéraux notamment au niveau du flanc septentrional du bassin de Tindouf. L'empreinte de cet événement est marquée aussi par les plissements du flanc nord, c'est durant cette phase que la zone Zemoul Adhim-Filou est structurée en plis ([Figure II.5](#)) ([Fabre, 2005](#)). Des mouvements verticaux et des déformations d'extension au Dévonien supérieur ont été mis en évidence ([Frizon de](#)

[Lamotte et al., 2013](#)). C'est durant l'orogénèse hercynienne que s'est produite la structuration majeure du bassin de Tindouf.

II.2.3.3 Phase post-hercynienne

Les mouvements post-hercyniens sont minimales dans le bassin de Tindouf. La fin du Trias est caractérisée par une phase de distension liée à l'ouverture de l'océan Atlantique. Le magmatisme de la CAMP s'est mis en place dans les formations paléozoïques essentiellement en sills et dykes qui ont bénéficié des anisotropies structurales héritées de l'orogénèse hercynienne. Cette phase ne semble pas avoir affecté les bassins du Sahara ([Chabou, 2008](#)), alors qu'une sismicité intense est enregistrée en Europe occidentale liée à cette activité magmatique ([Lindström et al., 2015](#)). Un événement d'exhumation majeure dans le craton Ouest-africain a été rapporté à la transition Jurassique-Crétacé ([Leprêtre et al., 2014](#)). Des bombements dans les formations cénozoïques de la Hamada ont été observés dans la région d'Oum El-Assel au flanc nord du bassin de Tindouf ([Gevin et al., 1972](#)), et de légères fractures ont été signalées aussi dans le flanc sud ([Guerrak, 1988](#)) dans les mêmes formations hamadiennes.

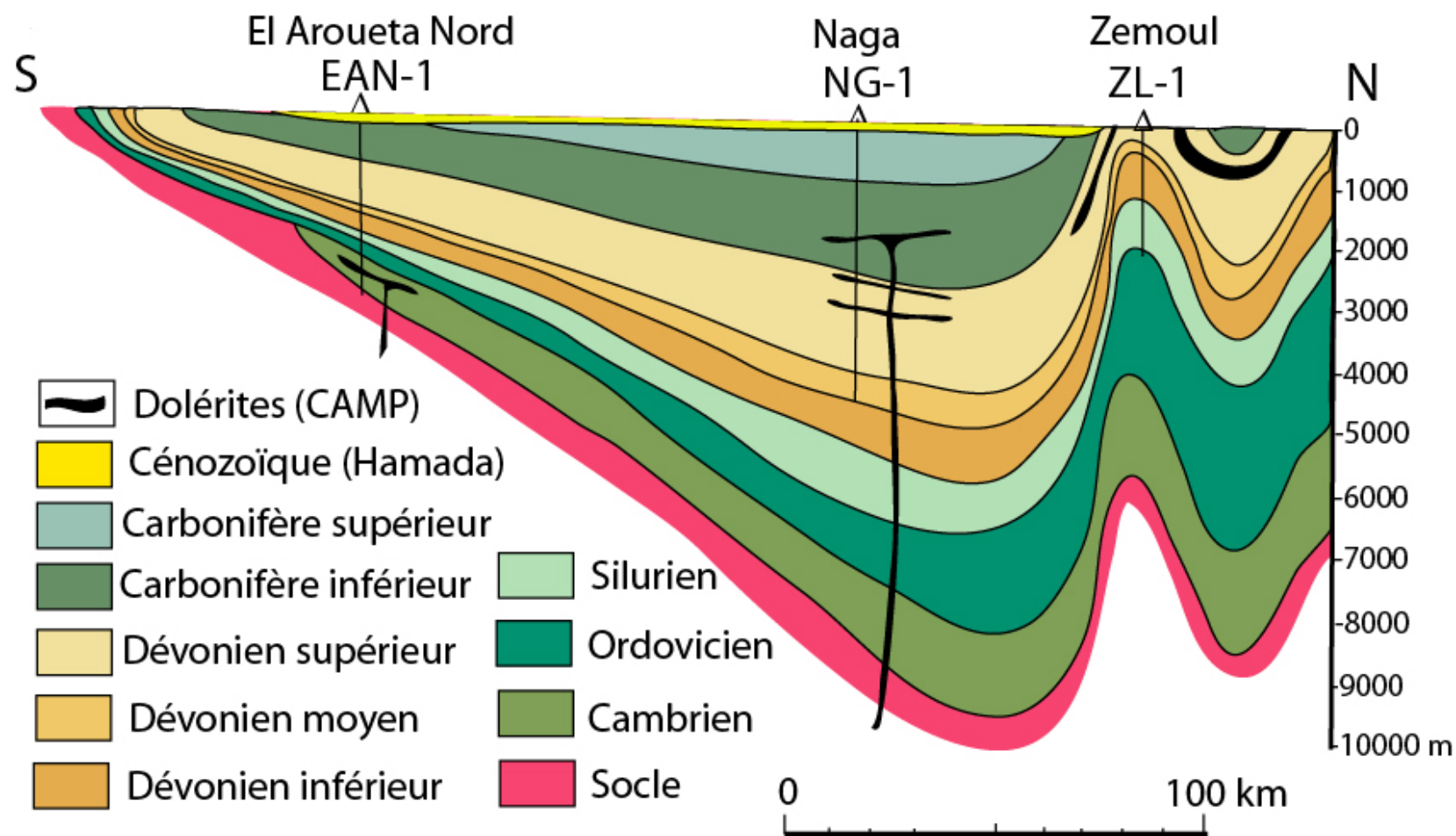


Figure II.4: Coupe stratigraphique N-S à travers le bassin de Tindouf. ([Chabou, 2008](#)). Voir la localisation sur la [Figure II.2](#)

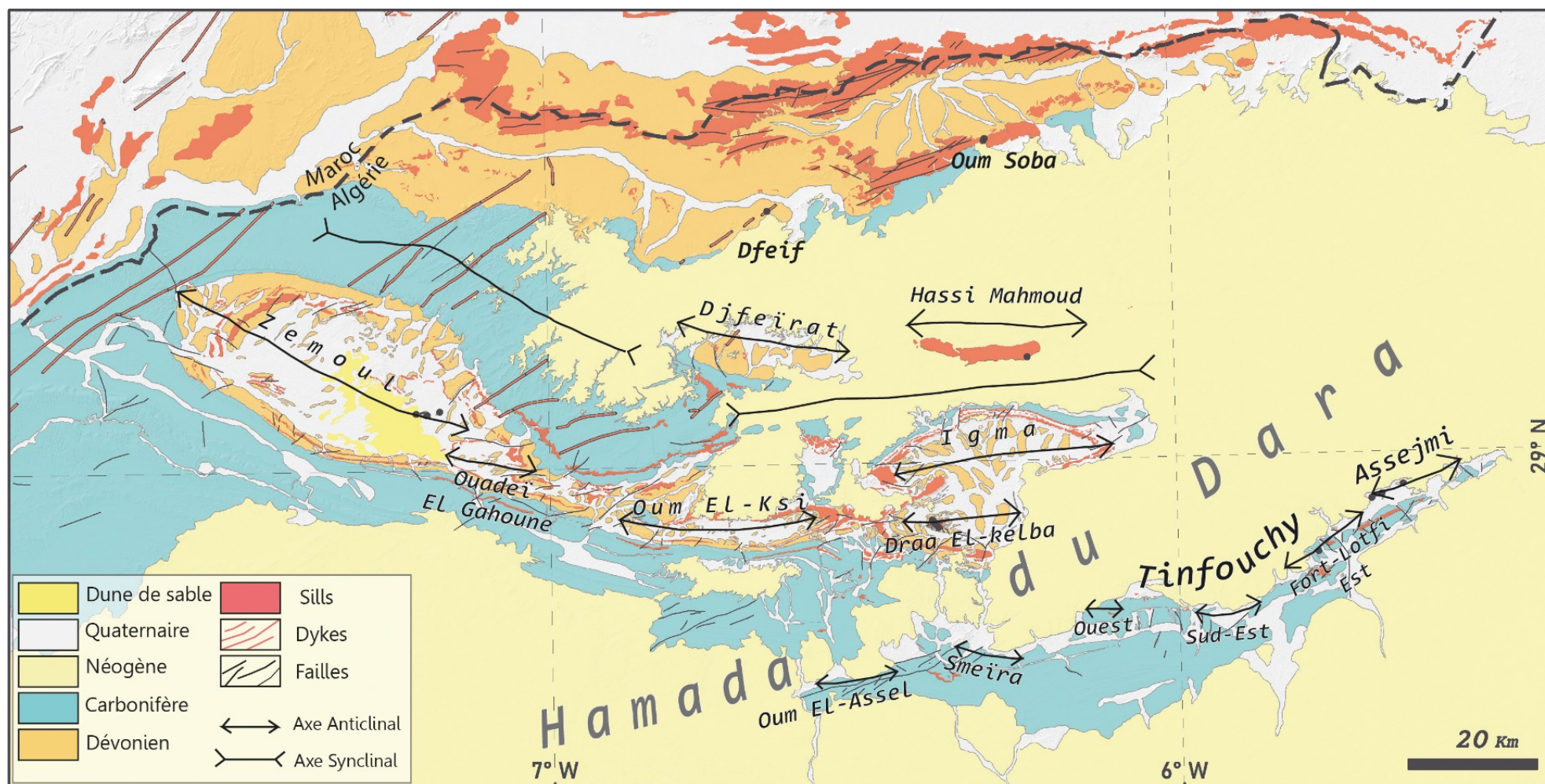


Figure II.5: Carte lithostructurale montrant les principaux éléments structuraux du flanc septentrional du bassin de Tindouf.

II.2.3.4 Les principaux éléments structuraux du flanc Nord du bassin

Dans cette partie, les principales structures du flanc nord du bassin de Tindouf vont être décrites, sachant que la zone du flanc septentrional est celui qui abrite les pipes doléritiques étudiés dans ce travail. Il s'agit en fait d'une synthèse bibliographique des travaux effectués dans la région, principalement par les pétroliers.

a) Anticlinal de Zemoul

L'anticlinal de Zemoul¹ est la plus vaste structure dans la région. Il se présente sous forme d'une cuvette immense de forme ellipsoïdale de 60 Km de long et 30 Km de large orienté globalement NO-SE (Figure II.6). C'est un anticlinal légèrement dissymétrique. Sur les bords du flanc Nord de l'anticlinal, les strates ont des pendages faibles de l'ordre de 5° vers le nord, nord-est, tandis que sur le flanc Sud les pendages avoisinent le 20° vers le sud et augmentent en allant vers le centre (Jacquemont, 1957). Au niveau du plan axial apparaît l'Eifélien terminal (*Dévonien moyen ; argiles et calcaires*) (Jacquemont, 1957) là où le puit Zemoul-1 (ZL- 1) a été foré en 1956 (Figure II.6). Ce dernier a mis en évidence une faille inverse avec un rejet important de 350 m. D'autres failles parallèles de direction NE-SO existent également et sont parfois remplies de dolérites (Figure II.6).

a) Anticlinal de Ouadeï El Gahoune

Poursuivant vers l'Est le grand anticlinal de Zemoul (Figure II.6), cet anticlinal d'une forme allongée ONO-ESE sur 10 Km environ contre 3 Km de large, est ouvert jusqu'au Famennien (*Dévonien supérieur, argiles schisteuses avec des intercalations calcaires*). Cet anticlinal est suivi à l'Est par la structure isoclinale de Rhoufala (Figure II.6) beaucoup plus déformée. Pour Jacquemont (1957), il est fort possible que cette zone soit un passage de grands accidents hercyniens à l'image de la grande faille à l'ouest d'Oum Ksi (Figure II.7).

¹ En chleuh (langue locale) El- Zemoul signifie Dune, et effectivement d'immenses dunes de sables occupent toute la moitié sud-est de l'anticlinal.

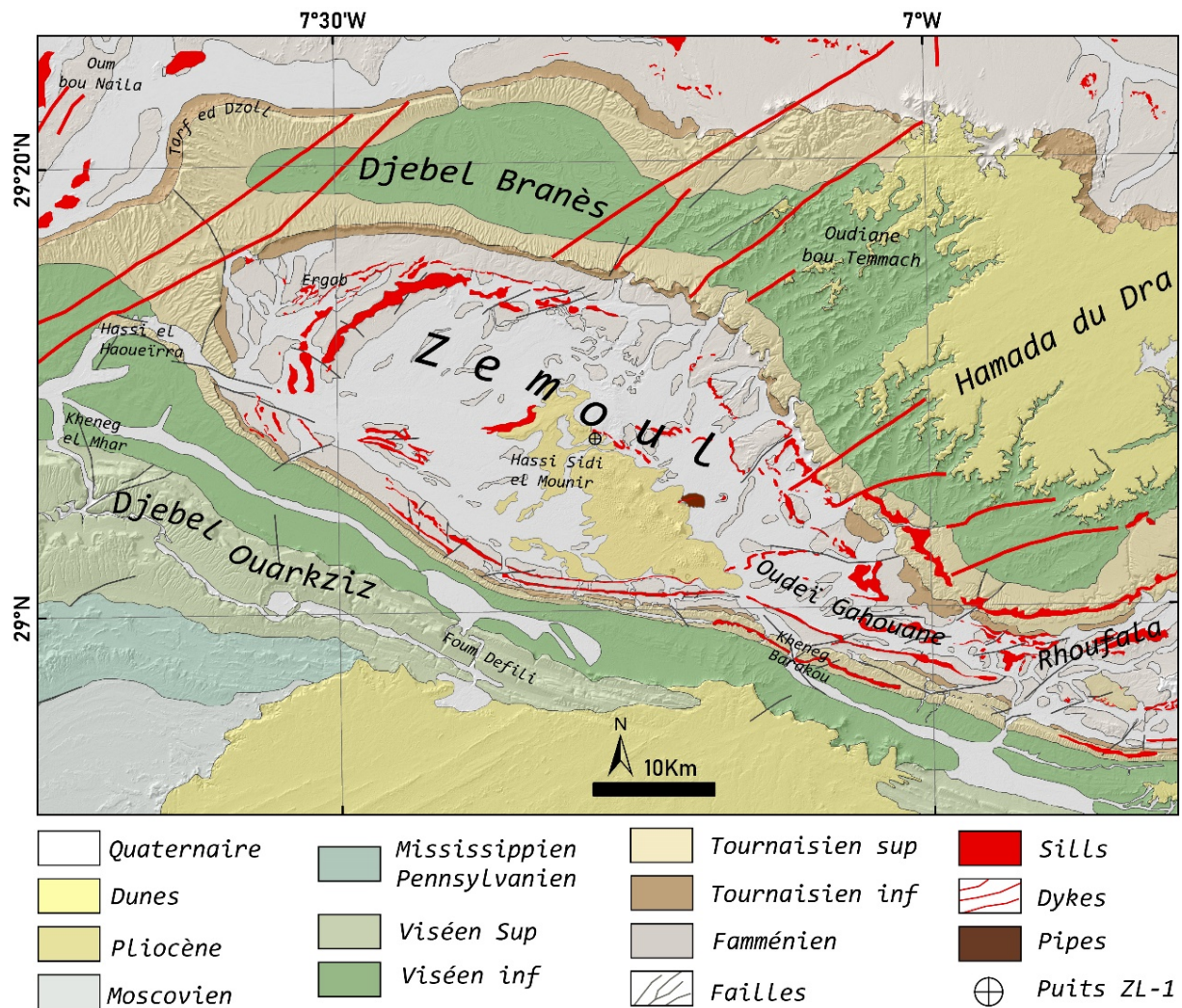


Figure II.6: Carte lithostructurale de l'anticlinal de Zemoul.

b) Anticlinal d'Oum El Ksi

C'est un pli long et étroit de 40 Km sur 4 Km de large orienté globalement E-O. Cette structure est ouverte jusqu'au Famennien (*Dévonien supérieur, argile schisteuse*). Au centre de l'anticlinal affleurent deux structure circulaires supposées renfermer des dolérites ([Jacquemont, 1957](#)) (Figure II.7).

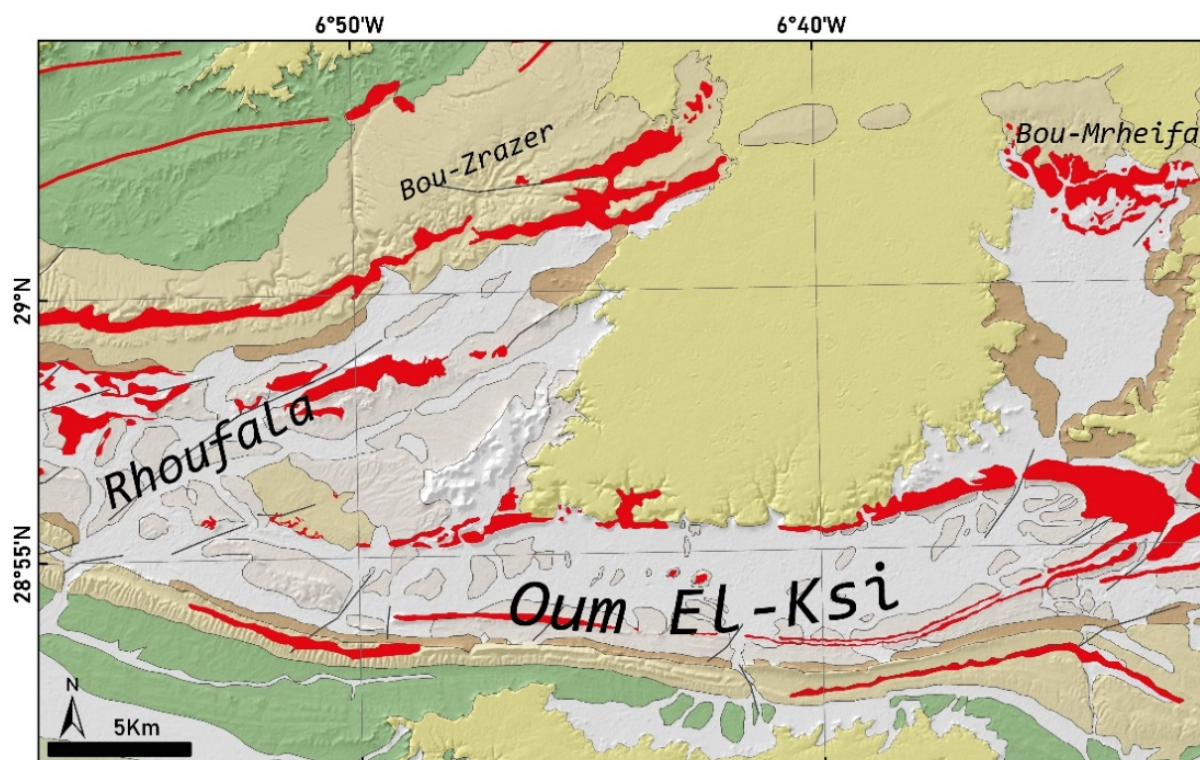


Figure II.7: Carte lithostructurale de l'anticlinal d'Oum El-Ksi (même légende que la figure II.6)

c) Anticlinal d'Igma

C'est un pli dissymétrique qui relaie celui d'Oum El-Ksi à l'Est. Cette structure est large dans sa partie centrale, en restant plus restreinte au niveau des terminaisons périclinales (Figure II.8). Au centre du pli affleurent des formations à lumachelles du Famennien (*Dévonien supérieur*). Sur le bord Nord de la structure les pendages sont de l'ordre de 10° à 12° avec des sommets très importants soulignés par des bancs doléritiques, tandis que ceux du flanc Sud affichent des pendages inférieurs à 5°.

d) Anticlinal de Dra El-Kelba

Ce pli est un relais avec celui d'Igma (Figure II.8). Au niveau du plan axial apparaît du Frasnien (*Dévonien moyen à supérieur*) fortement tectonisé, faillé, avec des pendages fortement marqués de l'ordre de 50°. Au milieu du pli affleurent des dolérites en sills et pipes.

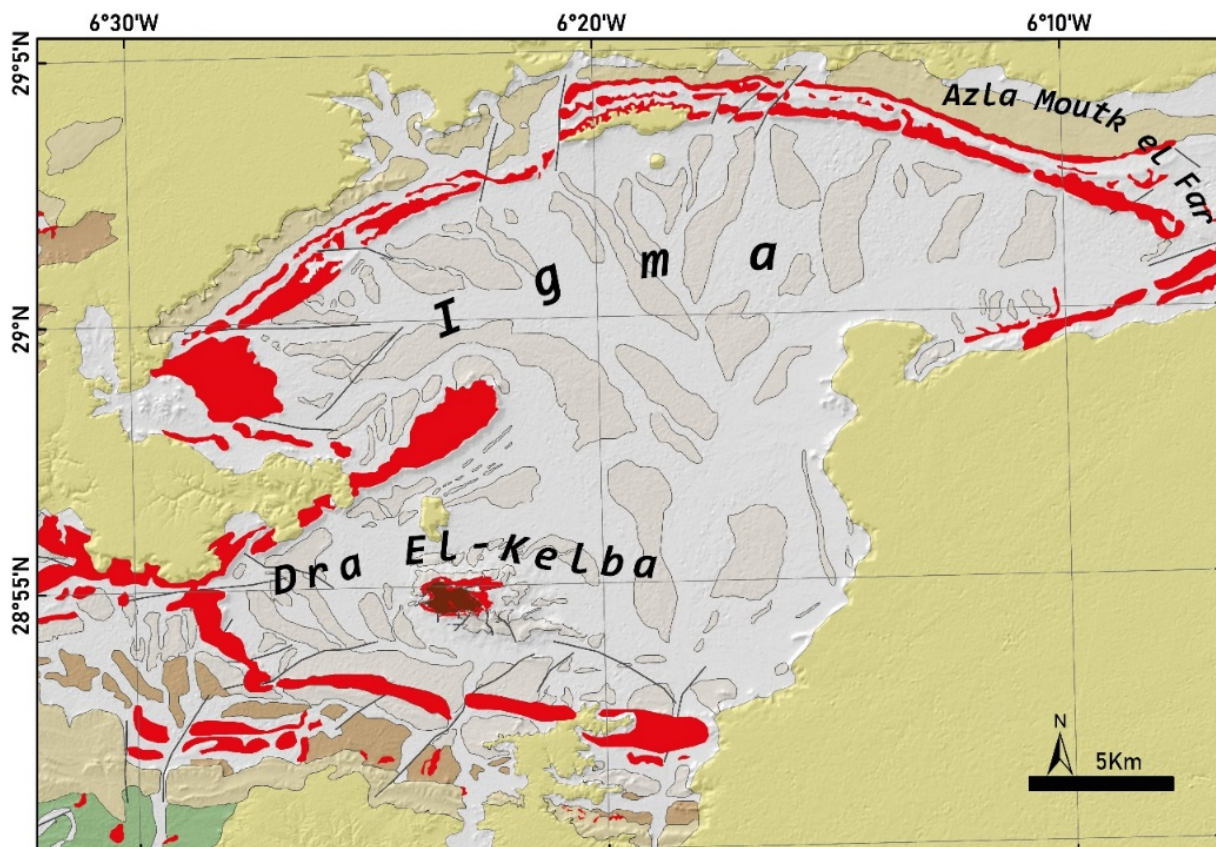


Figure II.8: Carte lithostructurale du double anticlinal d'Igma et Dra El-kelba

(Même légende que la figure II.6)

e) Les anticlinaux de Lotfi – Tinfouchy

C'est une large zone de 75 km de longueur, en système de plis en échelons ([Figure II.9](#)). L'orientation de l'axe est globalement NE-SO, englobant les structures suivantes :

- **L'anticlinal d'Assejmi** : c'est la structure la plus orientale, orienté ENE-OSO et la plus prometteuse de point de vue pétrolière. Un sondage de prospection a été foré en 1963 (ASJ-1) ([Figure II.9](#)). Ce puits a traversé trois niveaux de dolérites (sills) dans le Famennien (*Dévonien supérieur*).

- **Les anticlinaux de Tinfouchy** : trois petites structures anticlinales ont été regroupées dans cette appellation. **i)** l'anticlinal de Fort-Lotfi-est : séparé par une faille de celui d'Assejmi, cet anticlinal dévoile dans son axe du Dévonien plissé et faillé. **ii)** l'anticlinal sud-est : petit pli de direction est-ouest d'environ 4 km de long, avec un flanc sud très redressé. Cet anticlinal fait affleurer des séries terminales du Dévonien. **iii)** l'anticlinal ouest : c'est la plus petite structure du flanc Nord du bassin de Tindouf : il relaie à l'ouest l'anticlinal Tinfouchy sud-est. Au cœur de cet anticlinal affleurent des grès de Tournaisien moyen (*Carbonifère inférieur*).

- **L'anticlinal de Smeïra** : petite structure comprise entre deux failles délimitant l'accident d'Oum El-Assel. Le pli fait affleurer des terrains dont les plus vieux sont du Viséen inférieur (*Carbonifère inférieur*).

- **L'anticlinal d'Oum El-Assel** : de direction globalement ENE-OSO, cette structure est comprise entre deux faille E-O, et découvrent des calcaires de la base du Viséen supérieur, dont le cœur est doléritique.

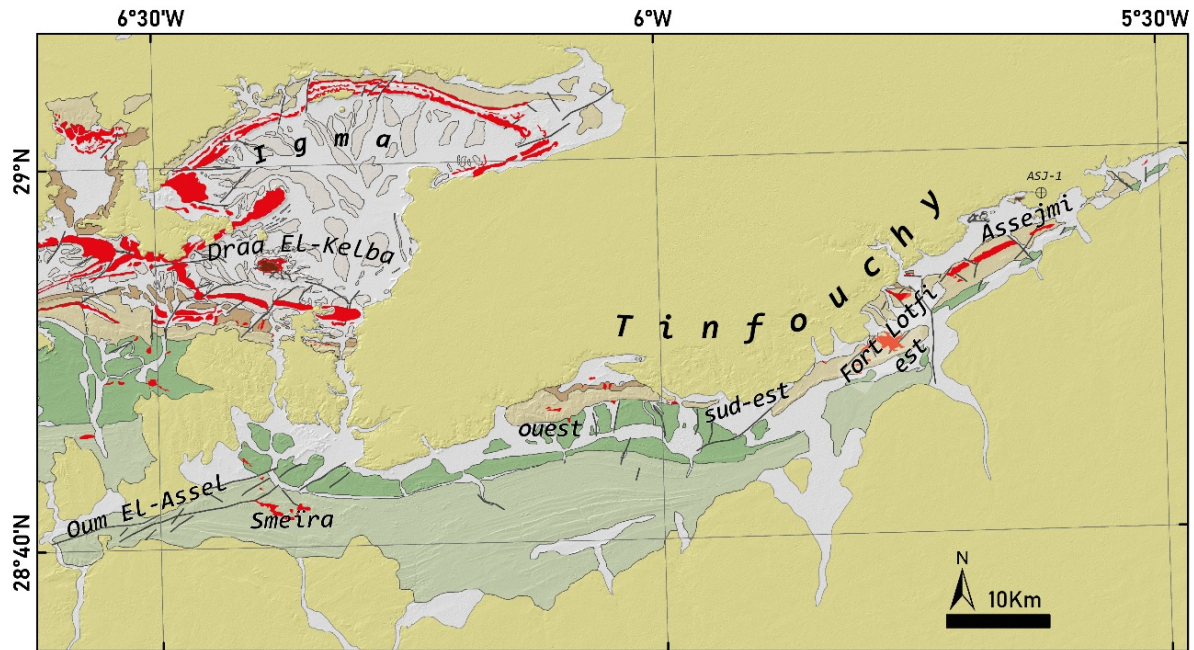


Figure II.9: Carte lithostructurale de la région de Tinfouchy (même légende que la figure II.6)

II.2.4 Les dolérites du bassin de Tindouf

Dans le bassin de Tindouf, les formations doléritiques s'étalent du sud au nord du bassin (Figure II.2). Pour la majeure partie, elles affleurent sous forme de **sills** dans la région du flanc septentrional. L'épaisseur des sills est très variable pouvant atteindre les 100 m. Ils se mettent en place en intrusion dans les formations paléozoïques avec une prédilection pour trois niveaux : Viséen, Tournaisien et Dévonien ([Jacquemont, 1971](#); [Hollard, 1973](#); [Chabou, 2008](#); [Bersi et al., 2021](#)). La dimension des d'affleurements est contrôlée par l'épaisseur de sill et le stade d'altération i.e. en bancs, en amas de petits blocs sphériques de 10 à 15 cm de diamètre, ou en vastes étendues arénitisées de dolérite. Leur mise en place a profondément modifié les séries sédimentaires encaissantes, engendrant un métamorphisme de contact proportionnel à la puissance du sill correspondant. Le plissement des sills avec les couches sédimentaires encaissantes peut être expliqué par le fait que les intrusions épousent la structure initiale. « C'est dans un terrain déjà plissé et faillé que le magma doléritique a pénétré ([Hollard, 1973](#)) ».

La deuxième forme répandue de mode de mise en place, est sous forme de **dykes** orientés NE-SO qui recoupent toute la série sédimentaire paléozoïque. Dans la région du flanc nord, le plus important est celui de Foug Ferkech ([Chabou, 2008](#)). Au sud, contrairement au flanc nord, les dykes sont les plus répandus par rapport aux sills. Ils sont généralement peu épais et recoupent toute la série paléozoïque en formant un triple faisceau de direction OSO-ENE convergeant vers la Mauritanie ([Gevin, 1960](#)). La distribution des dykes dans la région du flanc nord comme dans le sud est contrôlée par les accidents qu'ils remplissent.

En plus des sills et dykes, des massifs circulaires qui ressemblent à des « **cheminées** » ont été signalés. Dans la région du flanc septentrional, pour [Jacquemont \(1971\)](#), ce mode de gisement présente un faciès vacuolaire et un aspect scoriacé, avec des bords redressés et faillés. A une époque où les dolérites du sud-ouest Algérien étaient considérées comme étant hercyniennes, cet auteur suggère une mise en place syntectonique des cheminées avec l'hypothèse que leur position axiale dans les plis n'est que fortuite. Cependant, ce même auteur pose l'hypothèse que ces cheminées pourraient être des structures magmatiques nourricières des sills. [Hollard \(1973\)](#) lors de son étude sur l'âge de la mise en place des sills et des dykes du flanc nord du bassin de Tindouf, décrit ces structures comme étant des cheminées qui recoupent les couches à l'emporte-pièce. Il les considère comme des voies de remontée du magma depuis le manteau. Dans la région du flanc méridional, [Gevin \(1960\)](#) en décrivant les dolérites, signale des manifestations magmatiques particulières observées au NE d'Aouinet Legraa. Elles affectent des surfaces importantes de l'ordre de 100 Km² et montrent des contours diffus. Il les rattache à une série de cheminées rapprochées reliées entre elles par des injections magmatiques latérales. D'autre part, ces cheminées se distinguent par l'ampleur du métamorphisme de contact engendré : par endroit elles montrent des franges de cornéennes. [Chabou \(2008\)](#) en échantillonnant une cheminée dans la région d'Igma (*flanc septentrional du bassin de Tindouf*) a confirmé ces anciennes observations sur le terrain. Le doctorat de [Bersi \(2016\)](#) a apporté une nouvelle cartographie (*par satellite et terrain*) des formations de la CAMP dans le bassin de Tindouf. Là aussi deux échantillons de cheminée de Zemoul (*flanc septentrional du bassin de Tindouf*) ont été prélevés. Leur géochimie montre qu'ils sont très différents des dykes et des sills. Un autre aspect important qui a été mis en évidence par [Bersi \(2016\)](#) et [Bersi et al., \(2021\)](#) concerne la richesse de ces roches en minéralisations, notamment en sulfures.

III. Cartographie, étude de terrain et échantillonnage

Dans cette partie du manuscrit, seront présentés les résultats des travaux de télédétection et de cartographie géologique pour rechercher les pipes doléritiques dans le bassin de Tindouf. La deuxième partie est réservée aux travaux de terrain. Une description des affleurements et des points d'échantillonnage seront donnés dans cette deuxième partie.

III.1 Télédétection et cartographie

Avec l'avènement et le développement des technologies modernes, notamment dans le domaine spatial, les techniques de télédétection sont devenues des outils indispensables dans la cartographie géologique. En raison de l'immensité du territoire étudié, nous avons dans un premier temps utilisé la télédétection pour le repérage des sites intéressants, qui seront ensuite visités sur le terrain.

Des travaux de cartographie et de télédétection ont déjà été réalisés sur le bassin de Tindouf, notamment sur le flanc sud du bassin. Ils ont été essentiellement menés dans le but de cartographier et d'estimer les formations ferrifères du gisement de Gara Djebilet, mais aussi pour la reconnaissance et la discrimination lithologique (*Ciampalini et al., 2012, 2013b, a; Bersi et al., 2016*). Sur le flanc nord *Bersi et al., (2021)* ont utilisé avec succès la télédétection combinée avec les données de terrain et la géochimie pour cartographier les dykes et les sills de la CAMP. La cartographie géologique du bassin de Tindouf est toujours d'actualité étant donné que les seules cartes géologiques de son flanc sud publiées datent de 1958. Il s'agit des cartes au 1/500.000^{ème} du massif des Eglab et de sa bordure nord (*Gevin, 1958* ; feuilles 29 et 30) (*Figure III.1*). Pour le flanc nord du bassin, une partie nord-ouest est couverte par les cartes géologiques au 1/200.000^{ème} du flanc sud de l'Anti-Atlas et des plaines du Dra, publiées en 1970-1971 par le service géologique du Maroc (*la carte Agadir-Tissint-Zemoul et Akka-Tafagount-Tata*) (*Figure III.1*). Ces cartes géologiques ont été le support de base pour notre cartographie, en plus des esquisses et coupes géologiques locales (*Jacquemont, 1957; Hollard, 1973*).

Ce travail de télédétection est mené essentiellement dans le but de rechercher des structures circulaires comme celle d'Igma et de Zemoul précédemment décrites comme des cheminées doléritiques (*Choubert, 1951; Jacquemont, 1957; Hollard, 1973; Gevin, 1960; Chabou, 2008; Bersi, 2016; Bersi et al., 2021*). D'autres structures sont soupçonnées d'être des cheminées : Smeïra, Oum el Ksi, Djfeïrat et dans la vaste zone autour du méridien 6°30' du flanc sud du bassin de Tindouf. Les données utilisées, la méthodologie et les résultats sont données dans ce qui suit.

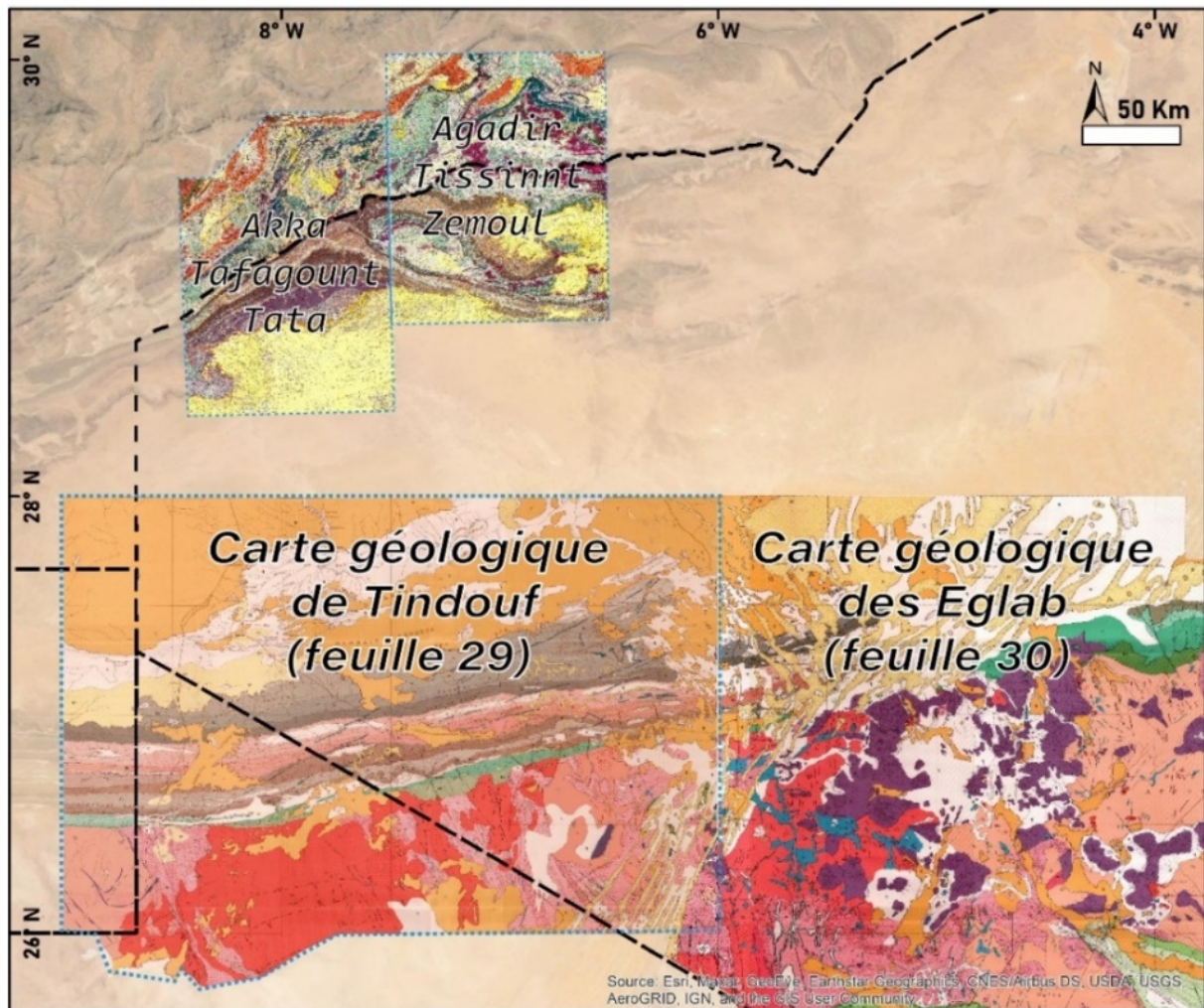


Figure III.1: Carte montrant la couverture cartographique du bassin de Tindouf sur un fond d'image satellite (Google Earth©)

III.1.1 Méthodologie

La méthodologie utilisée dans cette partie de notre travail est résumée dans l'organigramme de la [Figure III.2](#). Après les prétraitements des images multispectrales (Sentinel 2), le processus de traitement est basé essentiellement sur les signatures spectrales, afin de cartographier les pipes doléritiques, en utilisant une méthode de détection semi-automatique.

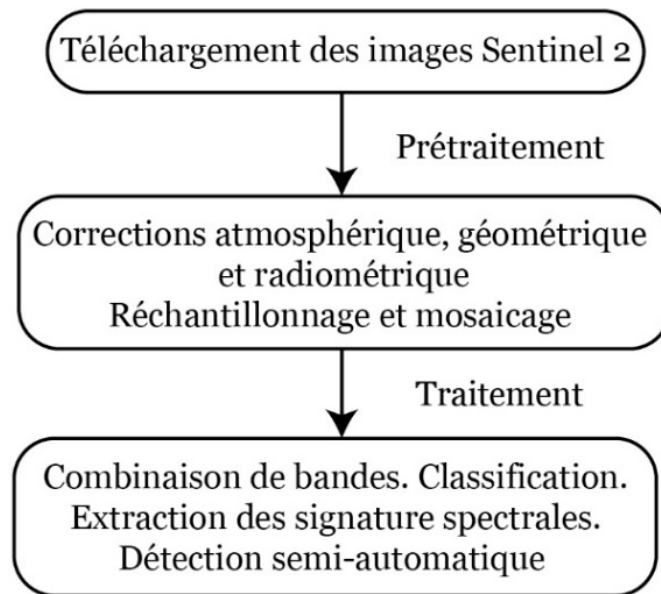


Figure III.2: Organigramme de la méthodologie.

III.1.2 Principe et acquisition des données

Le principe théorique de la télédétection en géologie, réside sur la distinction spectrale des surfaces terrestres (roches et minéraux) pour des longueurs d'onde allant du visible à l'infrarouge (0,4 - 14 μm). La réponse spectrale est par définition la manière dont les surfaces réagissent au rayonnement électromagnétique émis par le soleil. Dans le cas des roches, une quantité considérable va être absorbée, une quantité minime va être diffusée, en réfléchissant le reste du rayonnement incident. Les images satellitaires que nous utilisons en télédétection fournissent la quantité d'énergie réfléchie par les roches (*réflectance*), qui est un paramètre conditionné par la nature de la roche et l'intervalle radiométrique (*traduit en termes d'image satellitaire en bandes spectrale*) (Figure III.3). On appelle signature spectrale, le tracé de la variation de la réflectance suivant les bandes spectrales de l'image satellite. Les interprétations de ces images se basent essentiellement sur cette signature.

Les données utilisées dans cette étude sont les images Sentinel 2 (S2), elles sont largement utilisées en cartographie lithologique et minéralogique (Meer et al., 2014; Ge et al., 2018; Pour et al., 2019; Adiri et al., 2020; Bentahar et Raji, 2021), pour leur haute résolution spatiale (10, 20 et 60 m) et spectrale, car elles sont composées de 13 bandes spectrales (Figure III.3) :

- Quatre bandes dans le visible et le proche infrarouge VNIR (B2, B3, B4 et B8) à 10 m de résolution,
- Quatre bandes dans le proche infrarouge (B5, B6, B7 et B8A) et deux bandes dans l'infrarouge court SWIR (B11 et B12) à 20 m de résolution,
- Trois bandes (aérosol et vapeur d'eau, B1, B9 et B10) à une résolution de 60 m.

Ces images sont téléchargeables gratuitement sur le site de l'institut d'études géologiques des États-Unis (USGS *United States Geological Survey*) et l'agence spatiale européenne (ESA *European Space Agency*). 16 scènes ont été choisies. Elles ont été prises presque au même moment (11 et 13 juin 2019 vers 11^h), avec une couverture nuageuse à 0%, elles couvrent tout le bassin de Tindouf dans le territoire algérien (Figure III.4).

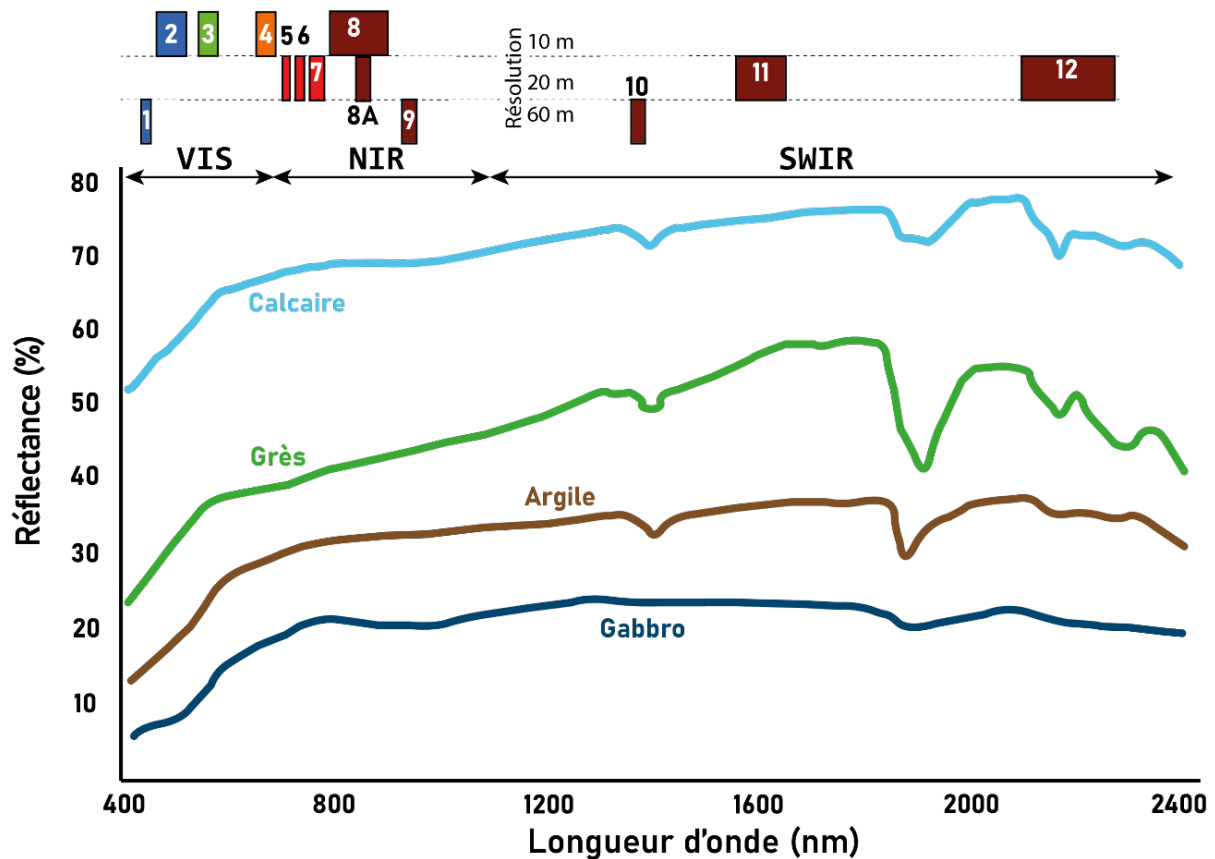


Figure III.3: Signatures spectrales de différents types de roches (*Leverington, 2009*) avec une représentation des différentes bandes spectrales des images Sentinel 2. VIS : visible, NIR : proche infrarouge, SWIR : infrarouge court.

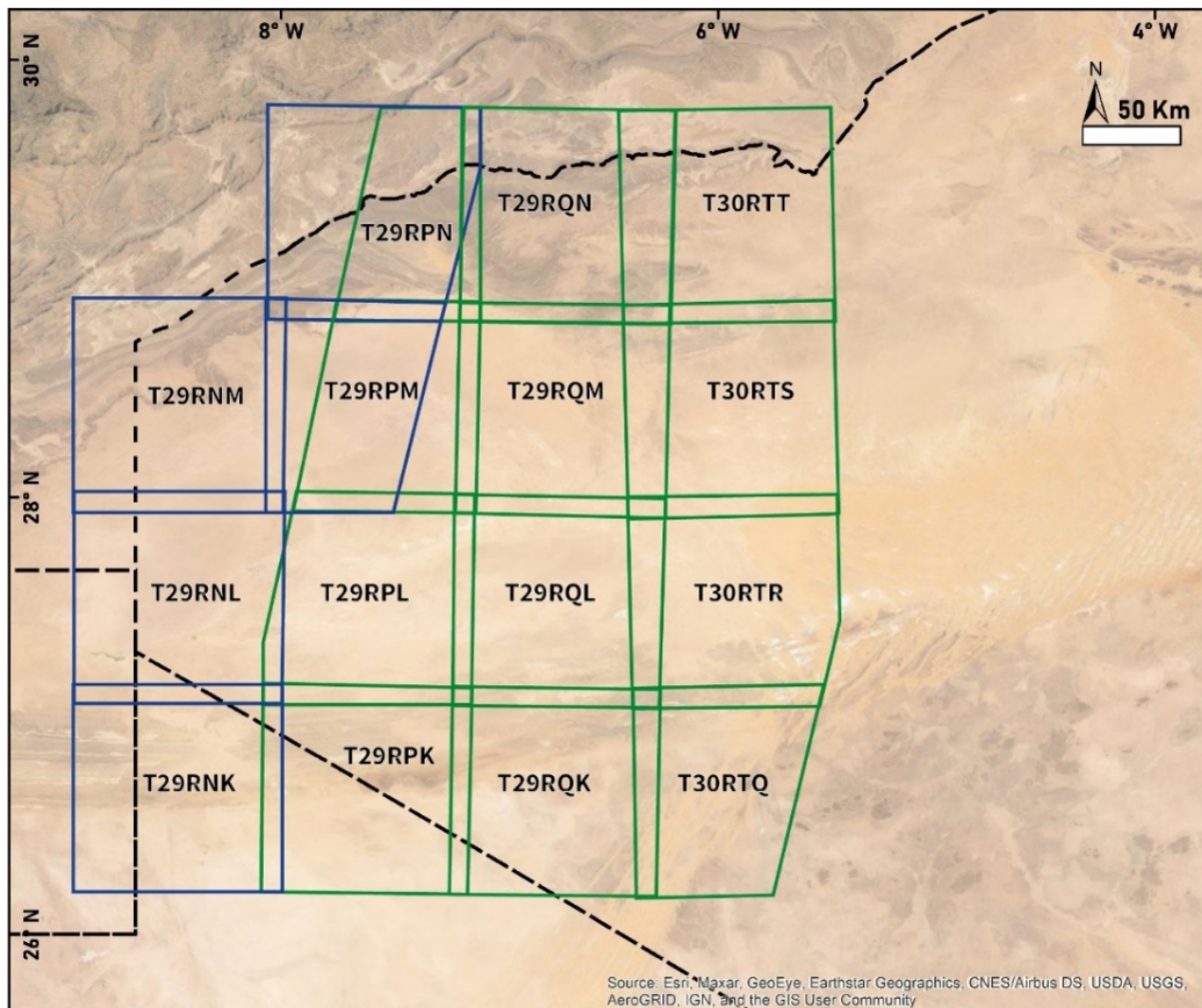


Figure III.4: Position des images Sentinel 2 utilisée dans cette étude. Les cadres en vert pour les images prise le 13 juin 2019 à 10^h56^m29^s, les cadres en bleu pour les images prises le 11 juin 2019 à 11^h06^m21^s. Les inscriptions à l'intérieur des cadres correspondent à leurs noms.

III.1.3 Prétraitement des images

Les images brutes des satellites sont le plus souvent inexploitable, elles nécessitent différentes corrections afin d'éliminer les erreurs et d'améliorer la qualité des données. C'est ce que l'on appelle les prétraitements (*la préparation des images*). Les prétraitements consistent à : 1) des corrections géométriques, 2) des corrections atmosphériques, pour éliminer les effets des éléments nuisibles liés à l'atmosphère (nuages, aérosols, vapeur...etc.) et enfin, 3) la calibration radiométrique qui corrige les fluctuations des valeurs radiométriques.

III.1.3.1 Correction géométrique

Les images satellites présentent souvent des erreurs géométriques (*liées au système géographique d'enregistrement, dues à la rotation de la terre, à l'angle de balayage, aux mouvements de satellite, à la variation d'altitude...*). Ces erreurs peuvent causer des erreurs de positionnement de l'image et par conséquent, des déformations des images ainsi que

des erreurs dans l'estimation des distances et des superficies. La correction géométrique consiste à corriger toutes ces erreurs en repositionnant l'image dans un système géographique bien connu. Dans cette étude, nous avons utilisé la méthode de géoréférencement simple en utilisant des points de calage (positionnement) retrouvables sur les images satellites.

III.1.3.2 Correction atmosphérique

Les produits S2 téléchargés sont en réflectance (TOA *Top Of Atmosphere*, niveau 1C). La correction atmosphérique (CA) consiste à transformer la TOA en BOA (*Bottom Of Atmosphere*) (réflectance corrigée) pour avoir au final un produit de niveau 2A. Pour cela, l'ESA fournit un module SEN2COR¹ utilisable sur la plate-forme d'application Sentinel « SNAP ». Les produits Sentinel 2A traités par SEN2COR avec une configuration par défaut, sont disponibles maintenant sur les plates-formes dédiées. La correction atmosphérique des images satellitaires est un prétraitement essentiel, sa précision est un facteur déterminant, car elle affecte la précision des études comparatives des mesures et les classifications numériques (Sola et al., 2018).

Plusieurs algorithmes ont été développés pour effectuer les CA sur les images S2, avec des études comparatives des différentes méthodes publiées (Dörnhöfer et al., 2016; Vuolo et al., 2016; Lantzanakis et al., 2017; Martins et al., 2017; Kukawska et al., 2017). Le SEN2COR reste le plus utilisé (Doxani et al., 2018; Sola et al., 2018). Ce traitement a permis d'éliminer les éléments perturbateurs et d'augmenter la netteté des images.

III.1.3.3 Calibration radiométrique

La calibration (ou étalonnage) radiométrique (RC), permet de corriger l'intensité du signal selon les caractéristiques du capteur. La RC vise à convertir le signal de réflexion de la cible (ex : roche) mesuré par l'instrument, en radiance physique exploitable, afin de pouvoir comparer et travailler sur les images acquises à des dates différentes.

Les bandes 1, 9 et 10 (qui sont spécifiques à la détection des aérosols atmosphériques, de la vapeur d'eau et des cirrus respectivement), en plus des bandes 5, 7 et 8A (qui sont spécifiques aux études de végétation) ne sont pas utilisées pour les applications géologiques (Drusch et

¹ SEN2COR : est un processeur qui effectue des corrections de l'atmosphère, du terrain et cirrus (nuage de la couche supérieure de la troposphère) sur les produits Sentinel de niveau 1C.

al., 2012; Ge et al., 2018; Hu et al., 2018). Nous n'utilisons que les bandes (B2, B3, B4, B6, B8, B11 et B12).

Le résultat des prétraitements est une image Sentinel de 7 bandes rééchantillonnée à la même résolution spectrale (20 m). Ces bandes sont rassemblées en un seul fichier, sur lequel nous pourrions travailler sous le logiciel ENVI (*plus facile d'utilisation*).

III.1.4 Traitement des données

Après les corrections, plusieurs traitements peuvent être effectués sur les images. Dans notre étude, l'objectif est la cartographie des pipes doléritiques, mais avant, il est primordial de faire les traitements classiques (*combinaison de bandes, classification*) pour comparer avec les cartes géologiques et les études précédentes menées essentiellement sur les images Landsat.

III.1.4.1 Combinaison de bandes

Dans la [Figure III.5](#), la visualisation des bandes en niveaux de gris permet de constater en premier lieu que les bandes 11 et 12 montrent les dolérites avec un contraste élevé par rapport aux formations sédimentaires. L'affichage des images satellites en couleur (*mode RVB*) consiste à une visualisation d'une combinaison de bandes. Dans le cas d'un affichage en lumière naturelle (*bande 2, 3 et 4*) ([Figure III.5](#)), on peut voir les contrastes entre les différentes formations géologiques sur l'image. Dans le cas de la région d'Igma, les formations hamadiennes sont bien visibles et on peut les distinguer facilement des autres formations, tandis que les dolérites même avec leurs contrastes élevés ne sont pas facilement discernables des autres formations sédimentaires. Avec une combinaison (8-11-12) (*fausses couleurs*), les dolérites sont beaucoup plus discernables avec une teinte marron, cela peut nous renseigner que dans les longueurs d'ondes des bandes 8, 11 et 12, le comportement des dolérites est différent des autres formations géologiques.

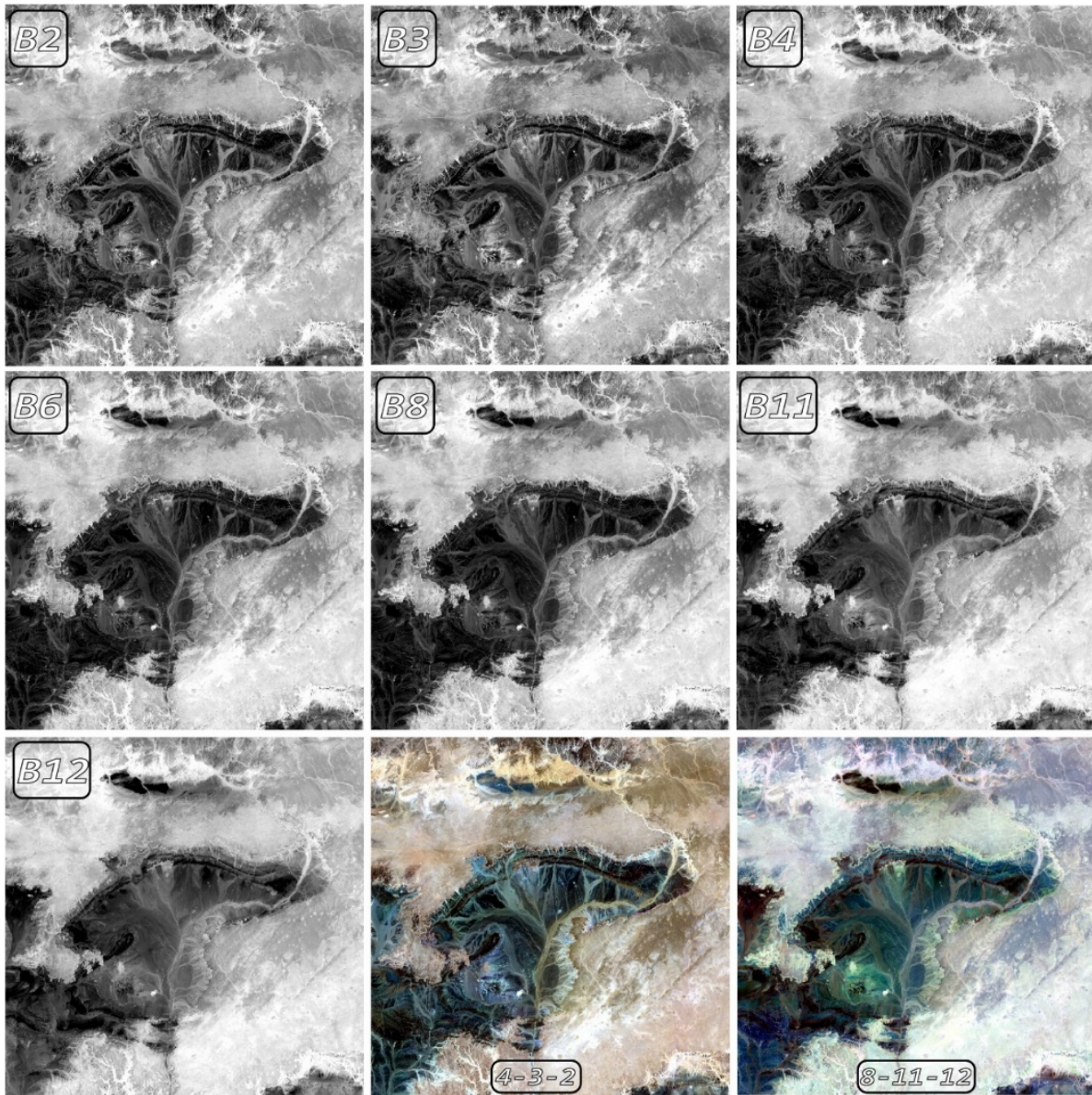


Figure III.5: Visualisation des différentes bandes spectrales en niveaux de gris, et deux visualisations en mode RVB en combinaisons des bandes (4-3-2) et (8-11-12).

La combinaison optimale de bandes pour les images Sentinel 2, qui fournit le maximum d'information, et qui a prouvé son efficacité pour la discrimination lithologique est 8-11-2. Cette combinaison est obtenue à partir des études statistiques ([Fal et al., 2019](#)). Dans la région de Tindouf, cette combinaison permet de discriminer nettement les dolérites avec des teintes violet et bleu foncé ([Figure III.6](#)). En comparant avec les résultats de [Bersi et al., \(2021\)](#), les sills en bleu foncé correspondant aux sills de l'unité récurrente et les sills en violet à l'unité supérieure.

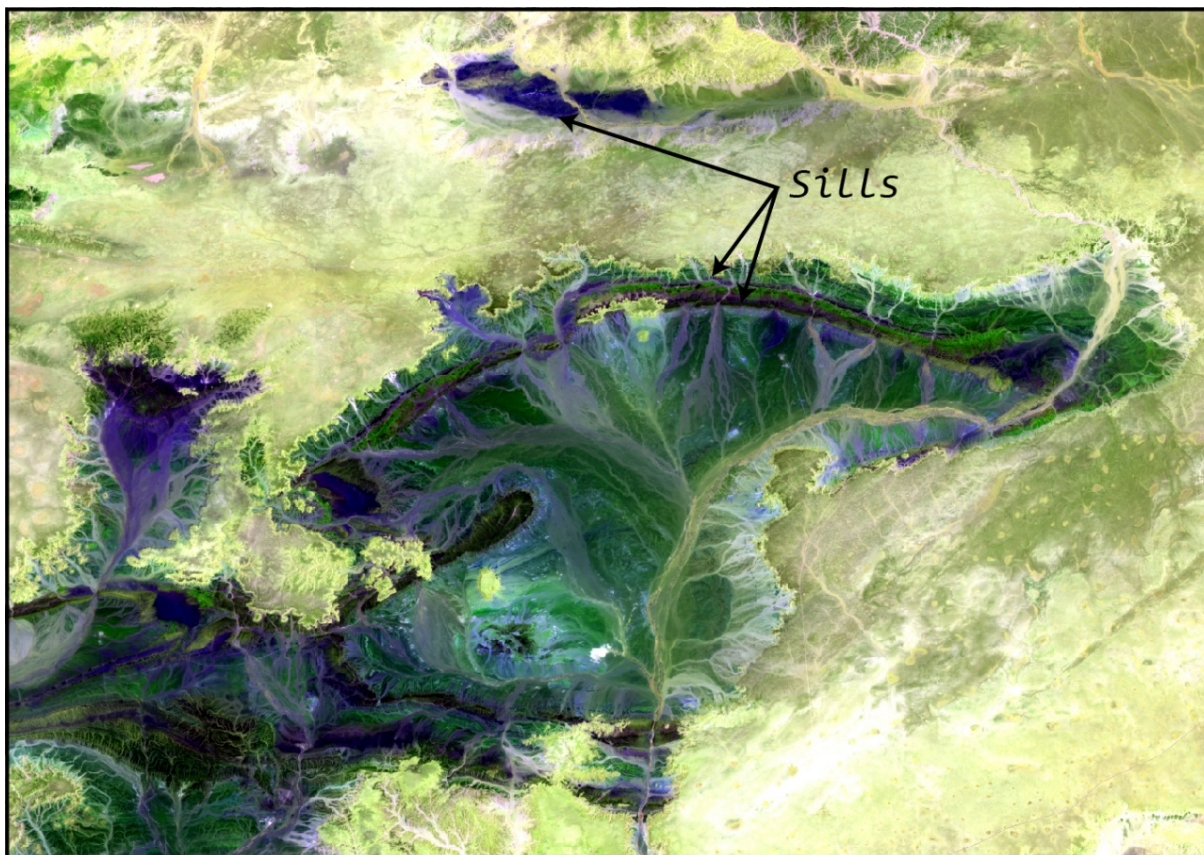


Figure III.6 : Affichage en fausses couleurs (R :8 V :11 B :2), montrant les sills avec des teintes de violet et bleu foncé.

Nous avons remarqué que dans les bandes 8, 11 et 12, les dolérites se comportent différemment des autres formations sédimentaires. Avec une combinaison 8-12-11, les sills et les dykes doléritiques sont parfaitement discriminés (Figure III.7 et Figure III.8). Les sills et les dykes sont facilement repérables avec une couleur en marron. Les dykes sont nettement mis en évidence au milieu des formations sédimentaires, ce qui n'est pas le cas avec les autres combinaisons, et on peut les suivre sur toute leur longueur d'affleurement (Figure III.8 b et c). L'avantage de cette combinaison est qu'elle différencie aussi les pipes. Dans le cas de Oum El-Ksi, Dra El-Kelba et Zemoul, on peut voir que les emplacements considérés comme renfermant des pipes ont des teintes bleues à bleu saphir (Figure III.7 b, c, et III.8 d).

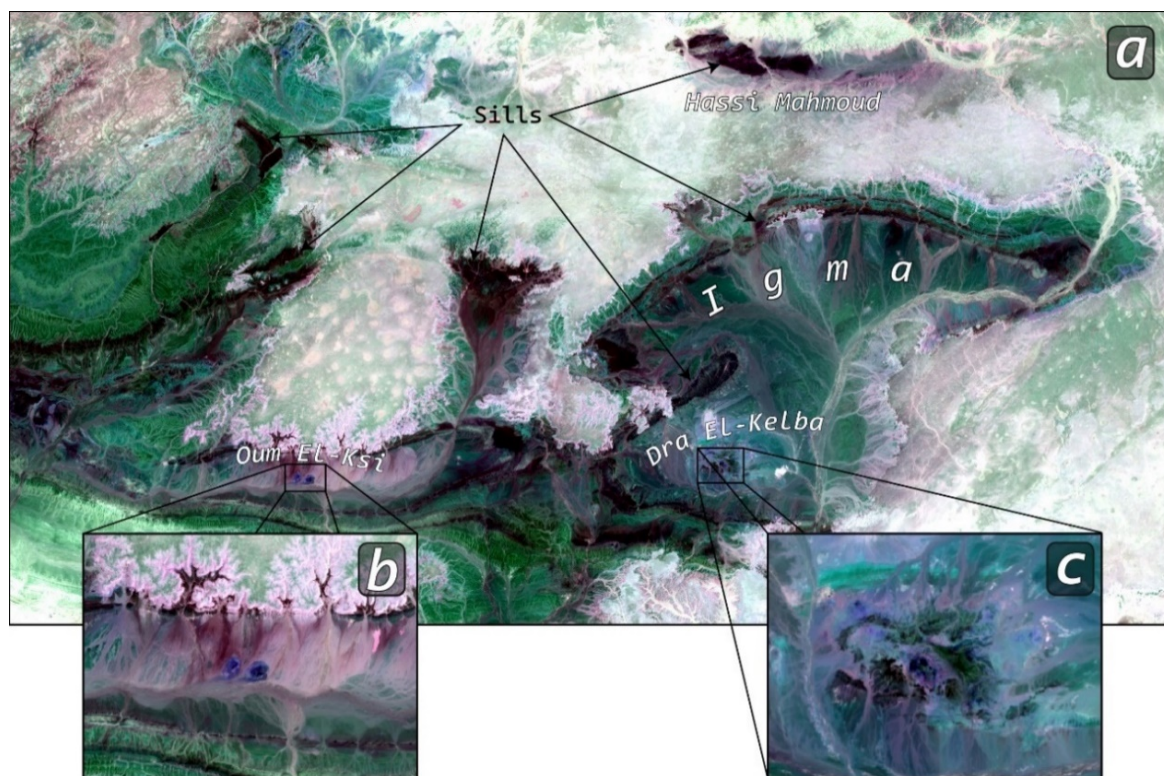


Figure III.7 : Affichage en fausses couleurs de la combinaison 8-12-11 dans la région d'Igma et Oum El-Ksi. **b** et **c**) discrimination des pipes dans la région d'Oum El-Ksi et Dra El-Kelba respectivement avec des teintes bleues à bleu saphir.

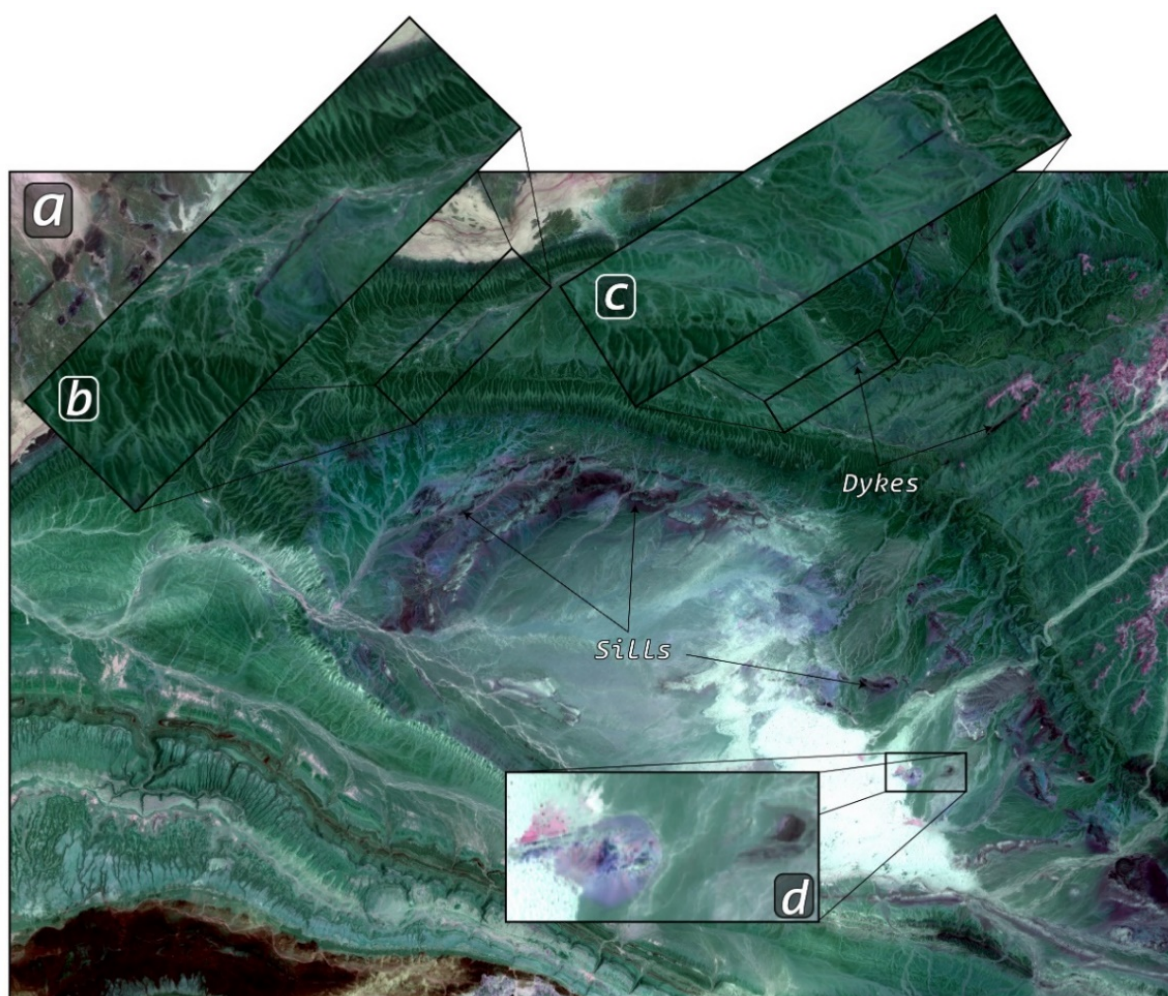


Figure III.8 : Affichage en fausses couleurs de la combinaison 8-12-11 dans la région de Zemoul. **b** et **c**) dykes de la région nord de Zemoul, **d**) pipe de Zemoul.

III.1.4.2 Classification

La classification des images en télédétection est l'une des méthodes les plus utilisées, elle consiste à regrouper des pixels ou des familles de pixels de manière à former des classes spectrales. Plusieurs types et techniques de classifications existent. Dans notre cas d'études, la classification est basée sur les réponses spectrales de notre terrain (*le bassin de Tindouf*). Nous allons extraire dans un premier temps, les familles des signatures spectrales du flanc Nord du bassin de Tindouf, ensuite nous procédons à une cartographie sur la base de ces signatures. Après comparaison avec la carte géologique, nous attribuons chaque signature spectrale à la formation géologique correspondante.

a) Extraction des signatures spectrales et classification

Pour extraire les signatures spectrales, nous avons fait appel à l'outil SMACC (*Sequential Maximum Angle Convex Cone*) sous ENVI. Cet outil permet de trouver les familles des signatures spectrales et leur abondance, 10 familles ont été extraites ([Figure III.9](#)). Ces 10 signatures spectrales sont les groupes les plus représentatifs de l'image.

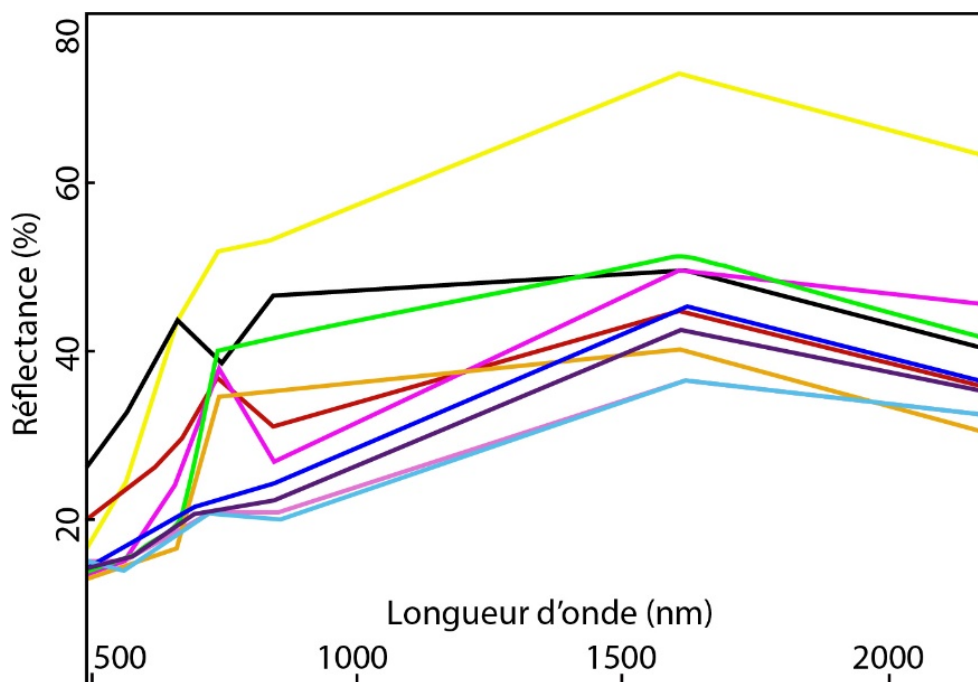


Figure III.9 : Collection des signatures spectrales extraite à partir de l'image Sentinel 2.

Pour assigner chaque signature spectrale à la formation géologique correspondante, nous avons essayé de cartographier la zone en utilisant la méthode SAM (*Spectral Angle Mapper*). Cette méthode de classification est basée sur le principe de faire correspondre chaque pixel de l'image aux spectres de référence. En comparant le résultat avec les cartes géologiques, chaque signature spectrale est assignée à la

formation géologique correspondante (Figure III.10). Cette classification montre bien son efficacité pour discriminer les formations doléritiques dans le bassin de Tindouf.

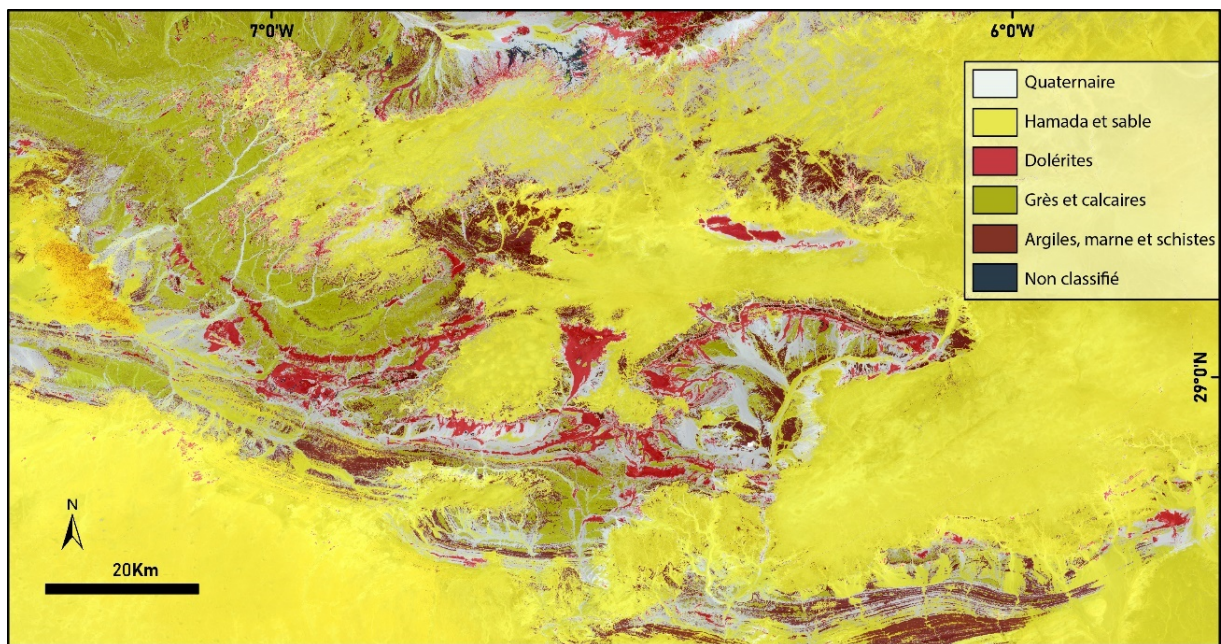


Figure III.10 : Classification SAM du flanc nord du bassin de Tindouf, à partir des familles de signatures spectrales.

III.1.4.3 Détection semi-automatique des pipes.

Avec la classification, les pipes ne sont pas discriminés du reste des dolérites. Le travail de [Bersi \(2016\)](#) dans le bassin de Tindouf, a permis une cartographie précise des sills et dykes de la CAMP. Il a également cartographié les pipes doléritiques, en utilisant un outil de détection semi-automatique. Cette technique permet de faire une corrélation des spectres de l'image satellite, avec ceux obtenus au laboratoire sur les surfaces des roches et minéraux. En choisissant par exemple la réponse spectrale de l'anorthite, les dolérites s'individualisent du reste des formations sédimentaires paléozoïques. Avec le minéral augite, il a obtenu un bon résultat sur les pipes. Les minéraux étaient choisis en fonction de la richesse des cibles en ces minéraux.

Partant du principe de la méthode de détection semi-automatique, les signatures spectrales des bibliothèques spectrales disponibles sur les plateformes d'application dédiées (ENVI, SNAP...), sont des réponses obtenues au laboratoire dans de très bonnes conditions, ce qui n'est pas toujours le cas dans la nature. Néanmoins, la réponse spectrale d'un minéral ou d'une roche peut être différente d'un endroit à un autre, du fait que cette réponse est celle récupérée sur sa surface. L'altération peut parfois modifier la composition de la patine (oxydation par exemple) et par conséquent la réponse spectrale.

Pour faire face aux problèmes des effets de la patine et autres perturbations sur les réponses spectrales, nous avons créé une bibliothèque spectrale propre aux pipes du bassin de Tindouf. Les échantillons de [Bersi \(2016\)](#) dans la région de Zemoul, et ceux de [Chabou \(2008\)](#) dans la région d'Igma, ont été confirmés comme étant des roches de pipes. Avec leurs coordonnées géographiques, nous avons les emplacements des deux pipes. En récupérant les signatures des pixels de ces pipes, on peut créer une bibliothèque spectrale pour les pipes uniquement ([Figure III.11](#)). Cette technique nous a permis de cartographier plusieurs zones susceptibles d'être des pipes dans tout le bassin de Tindouf ([Figure III.12](#)). Après les explorations de terrain (*voir section III.2*), nous avons remarqué que les signatures obtenues, correspondent probablement au métamorphisme de contact très développé autour des pipes et qui est absent au niveau des dolérites, du fait que certaines zones détectées comme étant des pipes ne présentent pas de dolérite. Avec cette technique, nous avons pu découvrir le pipe d'Assejmi ([Hachemaoui et al., 2018](#)), jamais signalé auparavant.

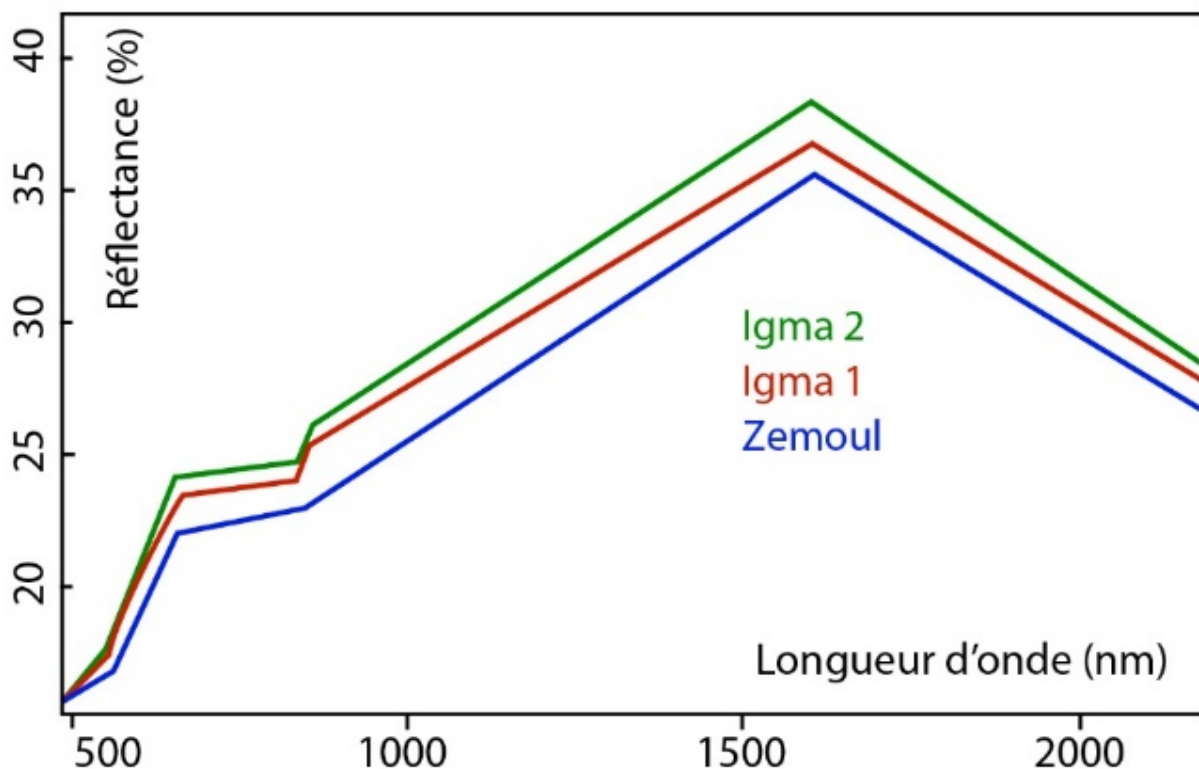


Figure III.11 : Signatures spectrales des pixels de pipe dans la région de Zemoul et d'Igma.

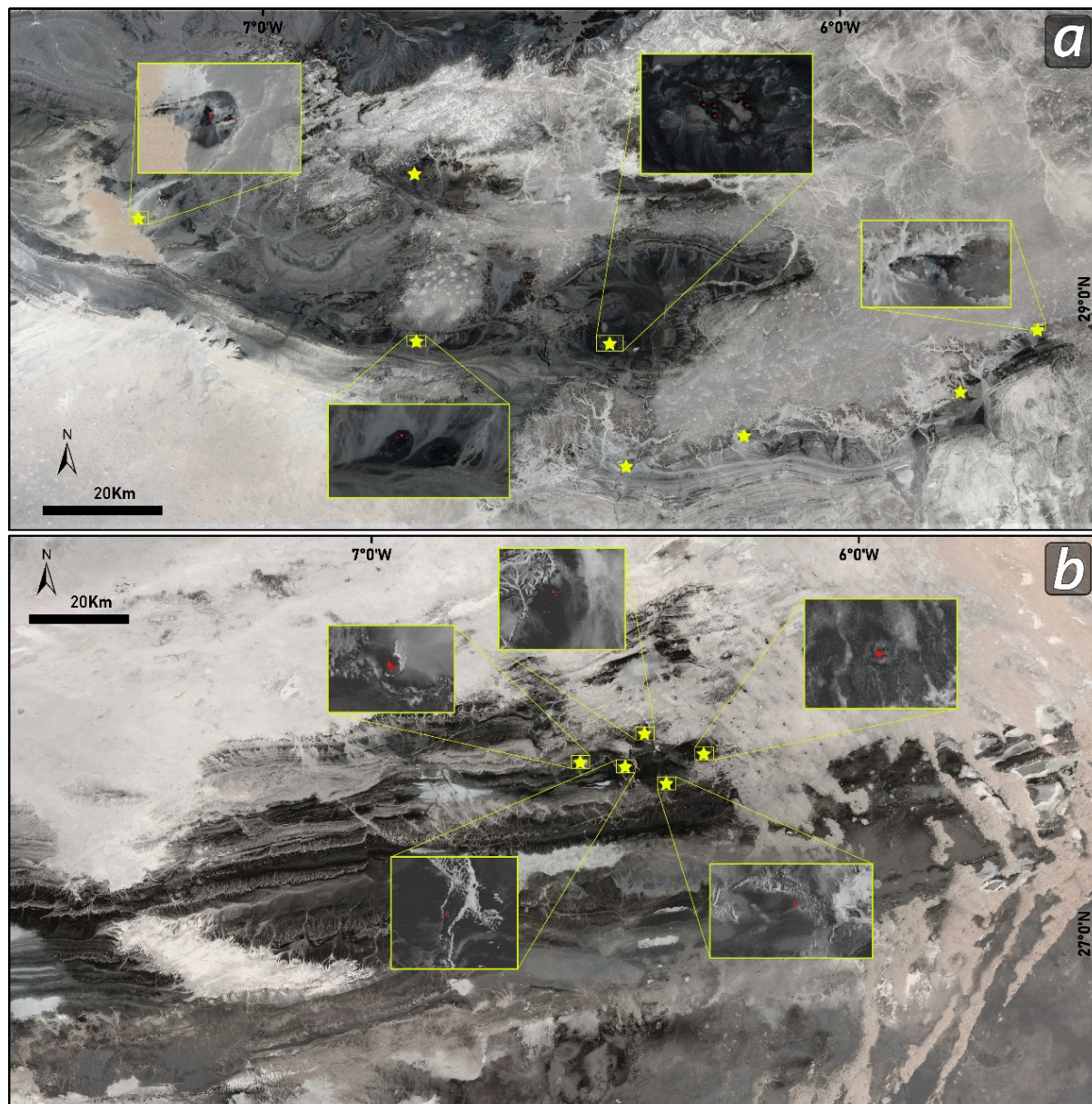


Figure III.12 : Résultat de détection semi-automatique des pipes doléritiques dans le bassin de Tindouf. **a)** flanc septentrional. **b)** flanc méridional. Les étoiles montrent les zones détectées comme susceptible d'être des pipes.

III.2 Etude de terrain et échantillonnage

Les missions de terrain dans le bassin de Tindouf ont été réalisées en 2019. Les régions ciblées ont été principalement sélectionnées à partir des résultats des travaux de télédétection. Les parties qui suivent seront consacrées à la description détaillée des affleurements.

J'ai préféré présenter cette partie sous forme d'une description par région pour englober toute la diversité de chaque endroit, plutôt qu'en types (sill, dyke, pipe...).

III.2.1 La région de Zemoul

Dans la région de Zemoul, les affleurements de dolérites sont importants et diversifiés. Les sills sont interstratifiés dans le Famennien (*sills de l'unité supérieure*), et dans le Viséen et le Tournaisien (*Sills de l'unité récurrente*). Les dykes, de direction NE-SO, sont également très abondants dans les régions nord et nord-est de l'anticlinal. Vers la terminaison orientale de l'anticlinal, affleure le pipe de Zemoul (Figure III.13) : il a été échantillonné par Bersi (2016) (échantillon TINB-16). Ce pipe qui nous intéresse, est d'une forme globalement allongée sur 300 m contre 100 mètres de large environ. Il affleure au milieu d'un petit anticlinal, au centre duquel apparaissent les formations schisteuses du Frasnien (*Dévonien moyen*). C'est d'ailleurs dans cet encaissant que nous avons observé des fracturations ainsi qu'un redressement de la surface de stratification (S_0) des roches sédimentaires encaissantes (Figure III.14.b). Le métamorphisme de contact semble important comparé à celui engendré par les sills et les dykes. Des filons centimétriques accompagnent cette structure et sont en grande majorité des filons de remplissage calcitique qui témoignent des phénomènes de circulations hydrothermales. Notons aussi la présence de filons de nature différente (Figure III.15.d.e) qui seront décrits dans les parties qui suivent.

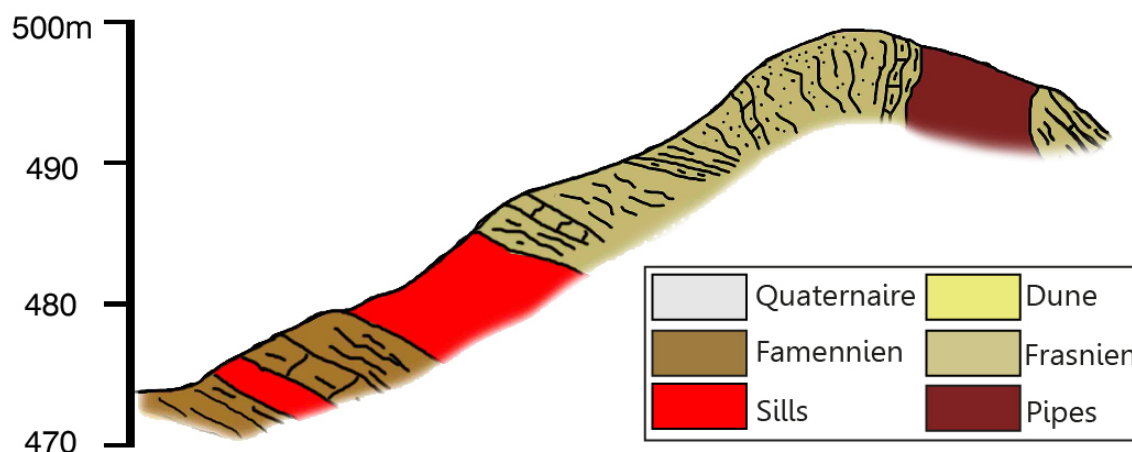
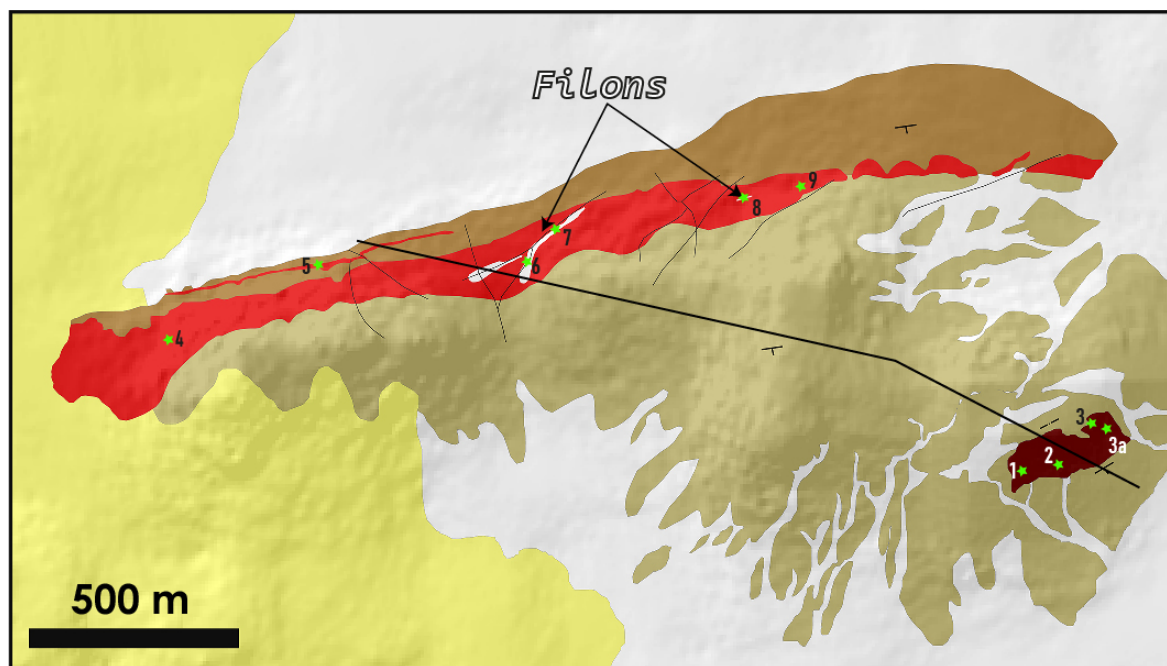


Figure III.13: Carte géologique simplifiée montrant le pipe et les sills environnants dans les régions de Zemoul avec localisation des échantillons (Z), et une coupe schématique détaillée.

Nous avons procédé à un échantillonnage systématique de tous les faciès doléritiques. Commençons par le pipe, dans sa globalité : le faciès est un peu homogène et se présente sous la forme d'une dolérite massive avec une patine plus au moins sombre qui tend vers le marron foncé (*échantillon Zo1*). Sa cassure fraîche montre une dolérite claire presque leucocrate parsemée de sulfures très distinguables ([Figure III.15.a](#)). Contrairement aux sills, les dolérites des pipes montrent un aspect scoriacé, et l'altération mécanique de ce faciès dit de pipes ne donne pas des sphères parfaites (boules), mais plutôt des formes allongées sub-anguleuses ([Figure III.14.d](#)). Des inclusions légèrement sombres et brillantes et entourées de sulfures sont aussi observées (*échantillon Zo2*). Ces inclusions semblent être d'une nature doléritique auxquelles s'ajoutent des minéraux rosâtres (*échantillon Zo3*) décrits à l'œil nu comme des feldspaths alcalins. Enfin, un autre type d'inclusions est observé : celles-ci sont

composées presque exclusivement de calcite. Dans la même zone d’affleurement, la roche montre une texture vacuolaire développée (échantillon Zo3a), provenant sans doute du résultat d’échappement des gaz lors de la cristallisation du magma. Pas trop loin du pipe, deux sills sont interstratifiés dans les argiles du Famennien : un grand sill altéré en boules (Figure III.15.c) avec une épaisseur d’environ 5 mètres (échantillons Zo4 et Z13) et un deuxième très altéré et moins important (quelques centimètres d’épaisseur) (échantillons Zo5).

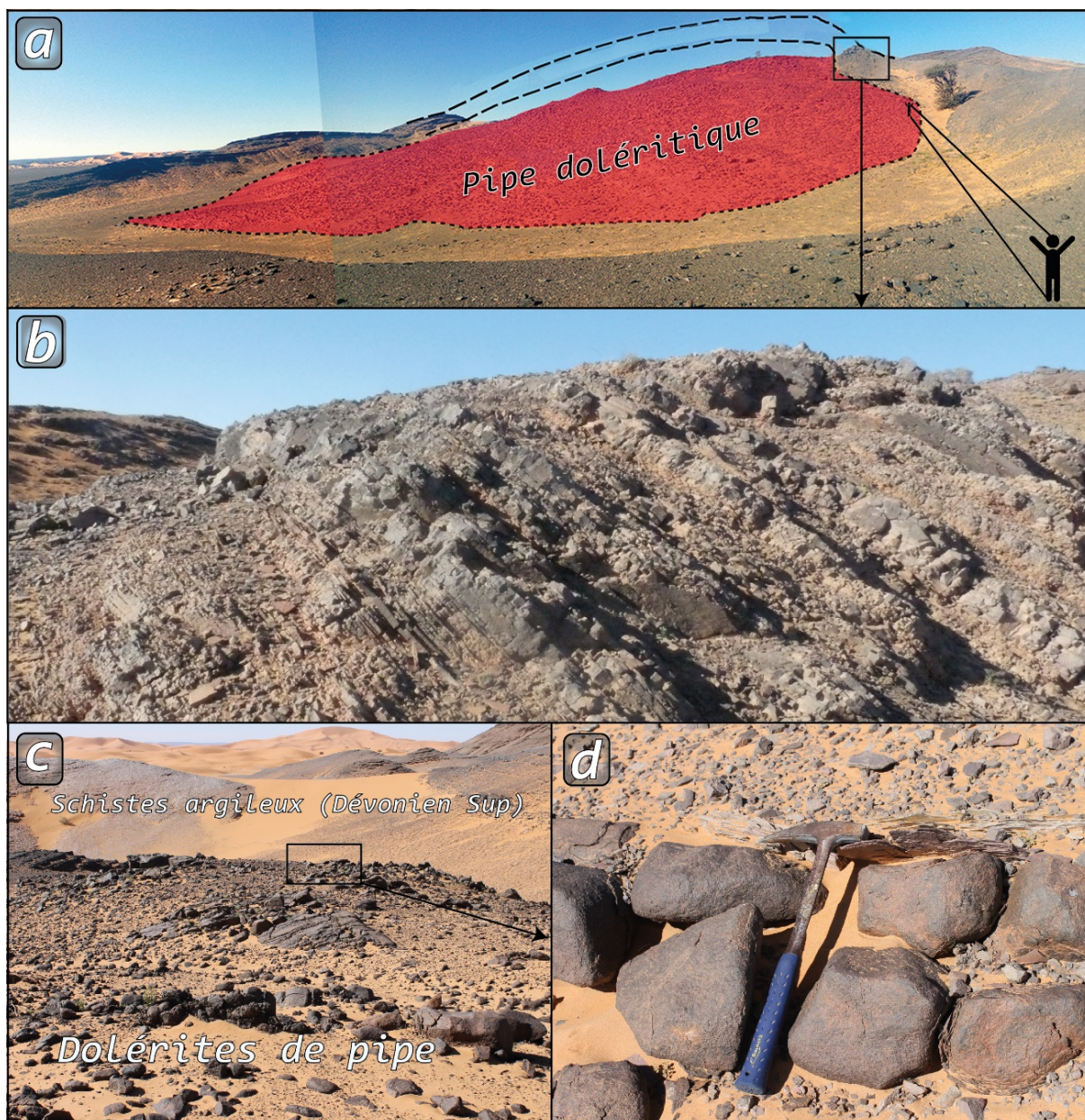


Figure III.14: Photos de terrain dans la région de Zemoul. **a)** Vue sur le terrain de l’intrusion du pipe de Zemoul dans le Dévonien. **b)** Vue sur le terrain montrant le redressement des roches sédimentaires au contact du pipe. **c** et **d)** Détail du faciès doléritique du pipe au contact de l’encaissant.

Sur la retombée du flanc nord du pipe de Zemoul, des filons de différentes natures traversent le grand sill. Les premiers filons qui attirent l’attention sont des petits filons de calcite (échantillon zo8). Ce type de filon a été signalé dans le grand sill de la vallée de

Draa et dans la région de Chenachene (*bassin de Hank*) (*observation personnelle*). Ils ne dépassent pas la dizaine de centimètres d'épaisseur et s'estompent généralement sur 3 à 4 mètres de longueur. Un autre type de filon est observé, il recoupe obliquement le grand sill et son épaisseur varie de 50 cm à 1 mètre (*échantillon Zo7*). Ce filon a un faciès qui semble être magmatique avec des niveaux rubanés ferrifères. C'est un faciès un peu sombre tacheté de minéraux clairs. Il renferme également des enclaves d'une roche plus claire (*Figure III.15.d*). Le dernier type de filon observé, est un filon vertical qui recoupe le sill parallèlement, il est épais de 20 à 25 centimètres maximum (*Figure III.15.e*), et est de nature magmatique homogène (*échantillon Zo9*). Son faciès est verdâtre constellé de taches blanchâtres brillantes qui réagissent à l'HCl. Ce filon montre une frange de réaction avec l'encaissant doléritique : cette frange est échantillonnée sur 1 mètre de distance en s'éloignant du contact (*échantillons Z10, Z11, Z12*). A environ 5 Km au nord-ouest du pipe, un sill qui affleure presque au cœur de l'anticlinal de Zemoul a également été échantillonné (*échantillon Z14*). A la terminaison ouest de l'anticlinal de Zemoul dans la région de Hassi el Haouëïrra (*voir localisation sur la Figure II.6*), affleure une petite bosse renfermant un petit filon d'une roche noire grenue avec des inclusions très différentes. Ce filon est aussi traversé par des veines de calcite et de silice (*échantillon WZ1*) et affleure au milieu des marnes du Tournaisien inférieur (*Figure III.15.f*).

III.2.1 La région d'Oum El-Ksi

Cette région est déjà particulière par sa structure anticlinale très étroite, au cœur de laquelle affleurent deux petites structures circulaires globalement allongées, appelées "Riâat El-Kelba". La plus grande (*OK1*), de direction ENE-OSO, est allongée sur 600 mètres, séparée de sa jumelle à l'ouest (*OK2*) de 300 mètres. Cette dernière, de direction NE-SO et ouverte dans sa partie sud, est longue de 450 mètres (*Figure III.16*). Les travaux anciens ont signalé l'existence de dolérite au cœur de ces deux structures qui ont été même reportées sur la carte géologique de Agadir-Tissint-Oued Zemoul. Lors de notre investigation sur le terrain, nous n'avons pas trouvé de dolérite malgré une recherche minutieuse. Cela ne signifie pas qu'elles n'existent pas pour autant, car elles ont été cartographiées par télédétection comme étant des pipes. Ces deux structures sont probablement les manifestations de pipes qui existent à faible profondeur (l'érosion n'a pas encore atteint les dolérites). Les échantillons prélevés (*OK 01-02-03-04-05*) sont des grès et des schistes métamorphiques encaissants.

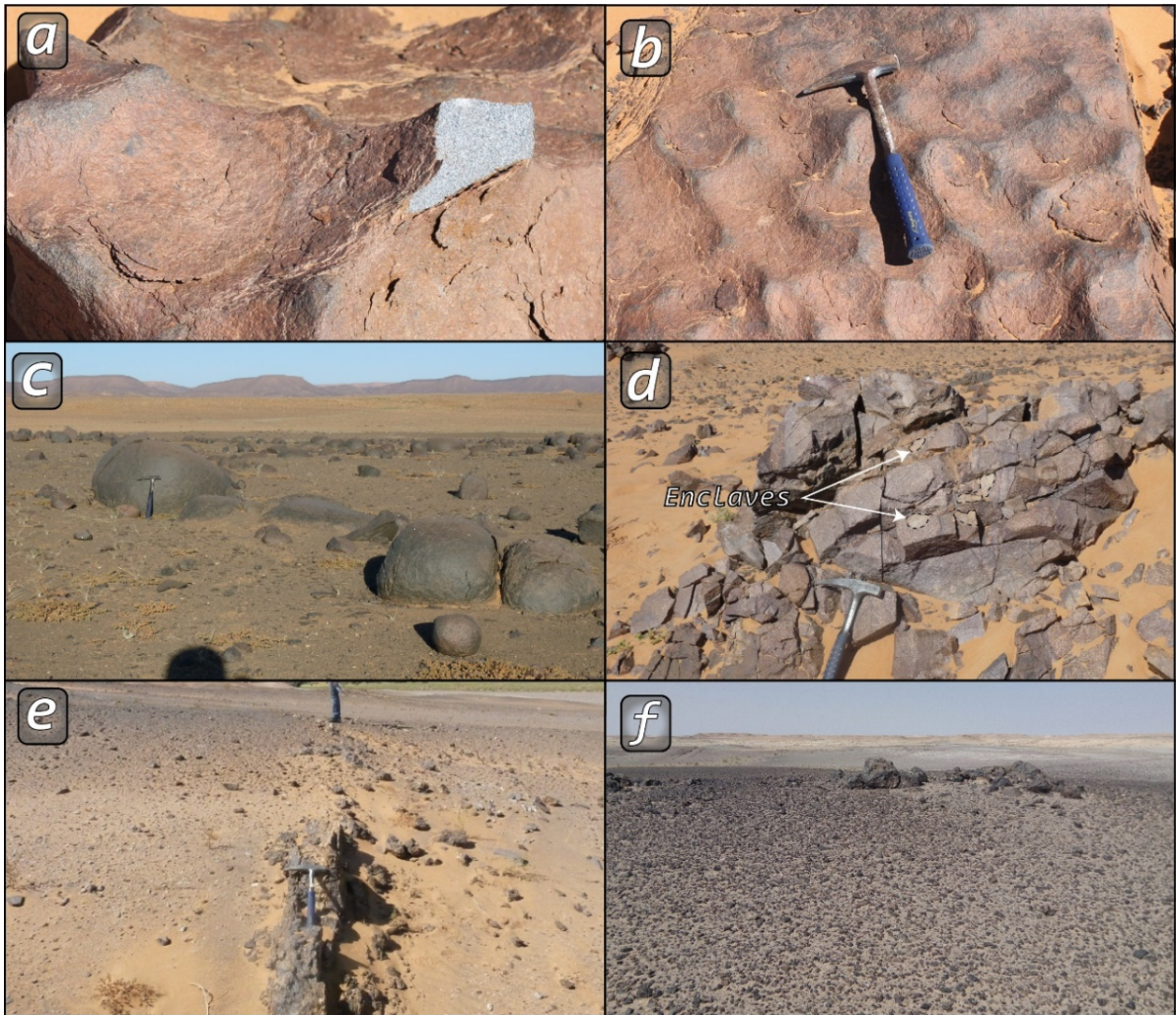


Figure III.15: Photos de terrain des affleurements dans la région de Zemoul. **a)** Dolérite de pipe, montrant la patine et la couleur de la roche en cassure fraîche (*photo de Bersi, 2016*) **b)** Aspect scoriacé des dolérites des pipes. **c)** Le grand sill autour du pipe de Zemoul. **d** et **e)** Filons traversant le grand sill dans la région de Zemoul. **f)** Filon dans la région de Hassi el Haoueïrra.

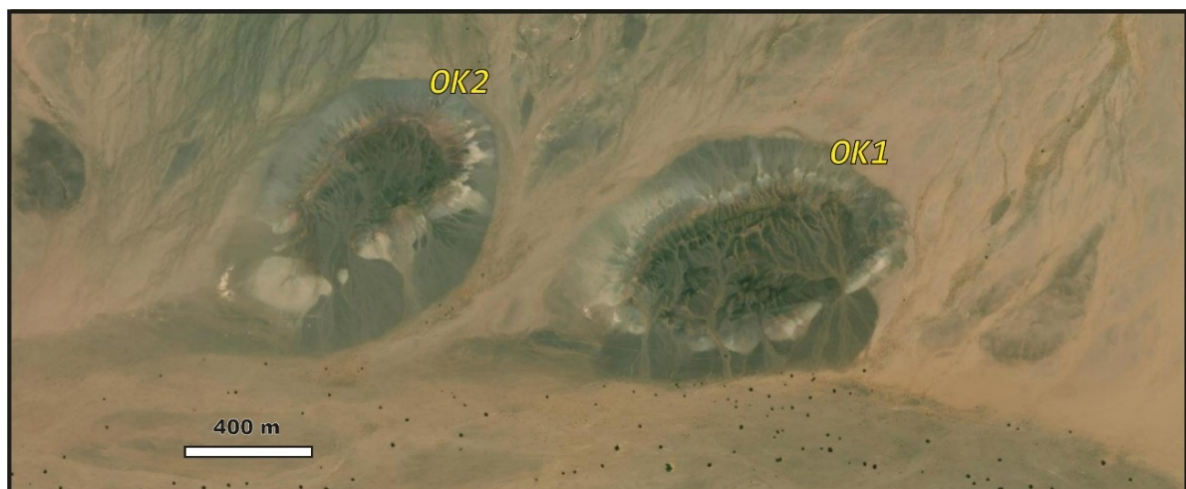


Figure III.16: Image satellite (*GeoEye, ArcGis©*) montrant les deux structures de Oum El Ksi.

III.2.2 La région d'Igma

Le secteur étudié dans ce travail se situe dans le centre de l'anticlinal de Draa El-Kelba. Dans cette région, on connaît déjà des affleurements de roches doléritiques, principalement sous forme de pipe. Ce pipe a été échantillonné par [Chabou \(2008\)](#) (échantillon TIN-5), et montre un caractère différent des sills et des dykes, ainsi qu'une concentration importante en sulfures disséminés.

Dans le cœur de l'anticlinal de Draa el Kelba, trois affleurements de pipes ont été identifiées ([Figure III.17](#)). Le premier au nord (DK1), d'une forme un peu allongée sur 100 mètres environ, montre un faciès que l'on considère typique des pipes. C'est un faciès leucocrate (échantillons IGo2, IGo4, IGo5) qui tend à s'assombrir (échantillons IGo3, IGo6) avec la présence de sulfures disséminés.

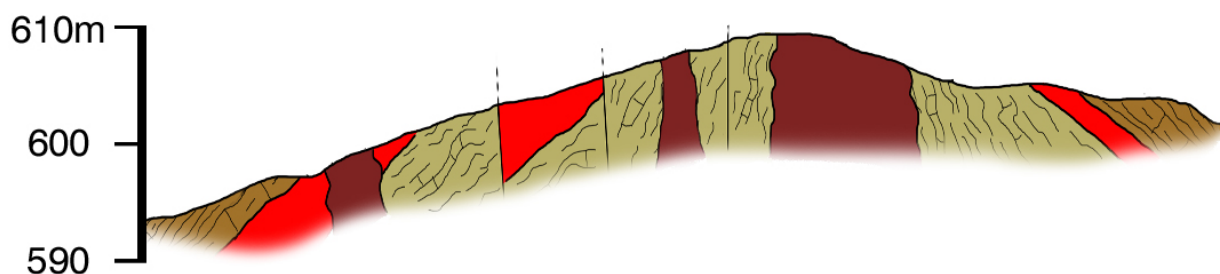
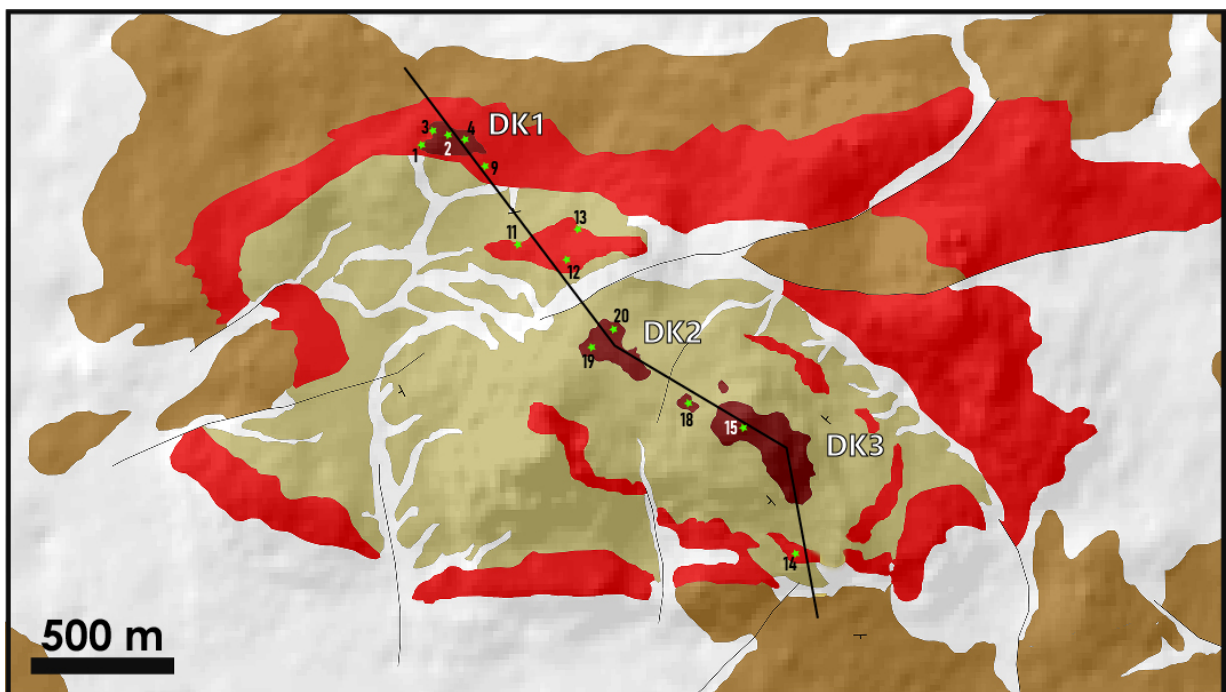


Figure III.17: Carte géologique simplifiée montrant les pipes et les sills environnants dans les régions de Draa el Kelba avec localisation des échantillons (IG), et une coupe schématique détaillée (*même légende de la figure IV.14*).

Comme dans la région de Zemoul, le faciès des pipes referme des inclusions de deux types, i.e. doléritiques et calcitiques (Figure III.18.b,c) avec des formes structurales d'échappement des gaz qui confère à la roche un aspect scoriacé (échantillons IG07, IG08) (Figure III.18.d). Le premier pipe (DK1) semble être intrusif dans un sill d'aspect gabbroïque (échantillon IG09) repris par des accidents tectoniques. En se rapprochant du centre de la structure, on observe un deuxième sill qui paraît de même nature, mais de moindre importance (1 à 2 mètres épaisseur) que le précédent (échantillon IG11, IG12, IG14), il entoure le centre de l'anticlinal (Figure III.17). Il est recoupé par un petit filon d'allure rubanée de niveaux calcitiques et ferrugineux (échantillon IG10). Le contact de ce dernier sill avec l'encaissant sédimentaire est jalonné par un filon (échantillon IG13) de composition bréchique englobant des morceaux de schistes de l'encaissant qui sont jointifs par un ciment qui semble être de nature hydrothermale. Ce filon renferme également des microcavités de 1 à 3 centimètres remplies parfois partiellement par de très beaux quartz fumés millimétriques. Un filon d'un mètre d'épaisseur qui recoupe les sills doléritiques et l'encaissant paléozoïque a également été échantillonné (échantillon IG01). C'est un filon de remplissage de nature siliceuse avec des niveaux rosâtres et ferrugineux. Il renferme des cavités remplies par de très beaux cristaux de quartz octaédriques (Figure III.18.e,f). Dans le cœur de l'anticlinal, affleure deux autres pipes : le premier d'une forme plus au moins circulaire (DK2), et le second d'une forme plutôt allongée (DK3) (Figure III.17). Ce dernier est très volumineux, et s'étale sur 400 mètres de longueur contre 100 mètres de largeur. Il montre dans sa globalité un faciès doléritique renfermant des enclaves (échantillon IG15, IG16, IG17, IG19) calcitiques et doléritiques (échantillon IG18). Un faciès plus verdâtre riche en sulfures est également observé au centre du pipe DK2 (échantillon IG20) : il s'agit de l'échantillon le plus riche en sulfures de tous les pipes échantillonnés.



Figure III.18: Photos de terrain du pipe de Draa El Kelba. **a)** Vue panoramique du pipe DK2 en intrusion dans les formations sédimentaires paléozoïques. **b)** Faciès doléritique du pipe montrant les autolithes doléritiques. **c)** Faciès doléritique du pipe avec des xénolites calcitiques. **d)** Faciès doléritique du pipe montrant les cavités d'échappement des gaz. **e** et **f)** Filon (IGO1) traversant un sill doléritique (avec quartz).

III.2.3 La région de Tinfouchy

La désignation « région de Tinfouchy » englobe un très vaste territoire. Cependant, dans cette étude, l'objectif de l'échantillonnage s'est focalisé sur le pipe de l'anticlinal d'Assejmi ; parallèlement, un échantillonnage des sills et autres structures intéressantes dans le secteur a été effectué. Il s'agit notamment d'une structure

circulaire qui montre un affleurement granitique jamais signalé auparavant et qui se localise le long du grand accident d'Oum El-Assel.

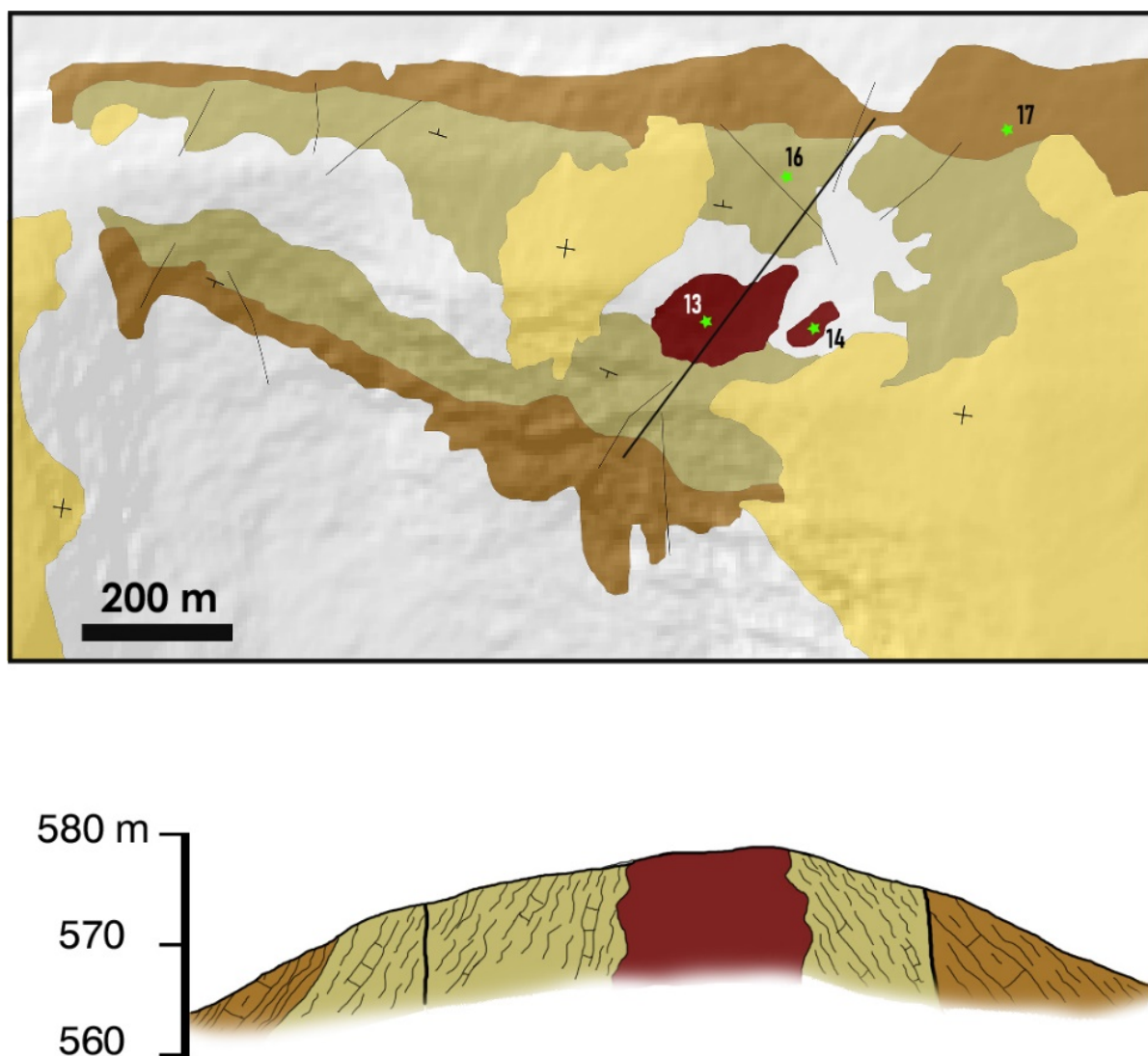


Figure III.19: Carte géologique simplifiée du pipe d'Assejmi avec localisation des échantillons (TIF), et une coupe schématisée détaillée (*même légende de la figure IV.14*).

A l'extrême Est de la région de Tinfouchy au cœur d'un anticlinal partiellement envahi par les formations hamadiennes situé à 2 km à l'ouest du point d'implantation du sondage ASJ-1, et à l'endroit où la télédétection a montré l'existence d'un pipe probable, affleure une dolérite avec un faciès de pipe (échantillon TIF13) (Figure III.19). Il s'agit d'une dolérite bulleuse avec des inclusions majoritairement de type calcitique. L'affleurement est globalement circulaire d'un rayon d'environ 50 mètres (Figure III.20.a), Son caractère intrusif est évident avec déformation de son encaissant (Figure III.20.b). A une dizaine de mètres à l'Est, affleure une roche de couleur jaune-olive qui tend vers le marron (Figure III.20.d). Cette roche renferme diverses minéralisations disséminées, en remplissage de cavités ou sous forme de petites veines que traversent la roche (échantillon TIF14). Un filon de nature magmatique recoupe la dolérite du pipe :

ce filon montre des minéraux plus au moins rosâtres (échantillon TIF16). Il faut signaler aussi que, comme dans la plupart des cas, l'encaissant sédimentaire autour des pipes est traversé par des petits filons de matière ferrugineuse (échantillon TIF17) (Figure III.20.e).

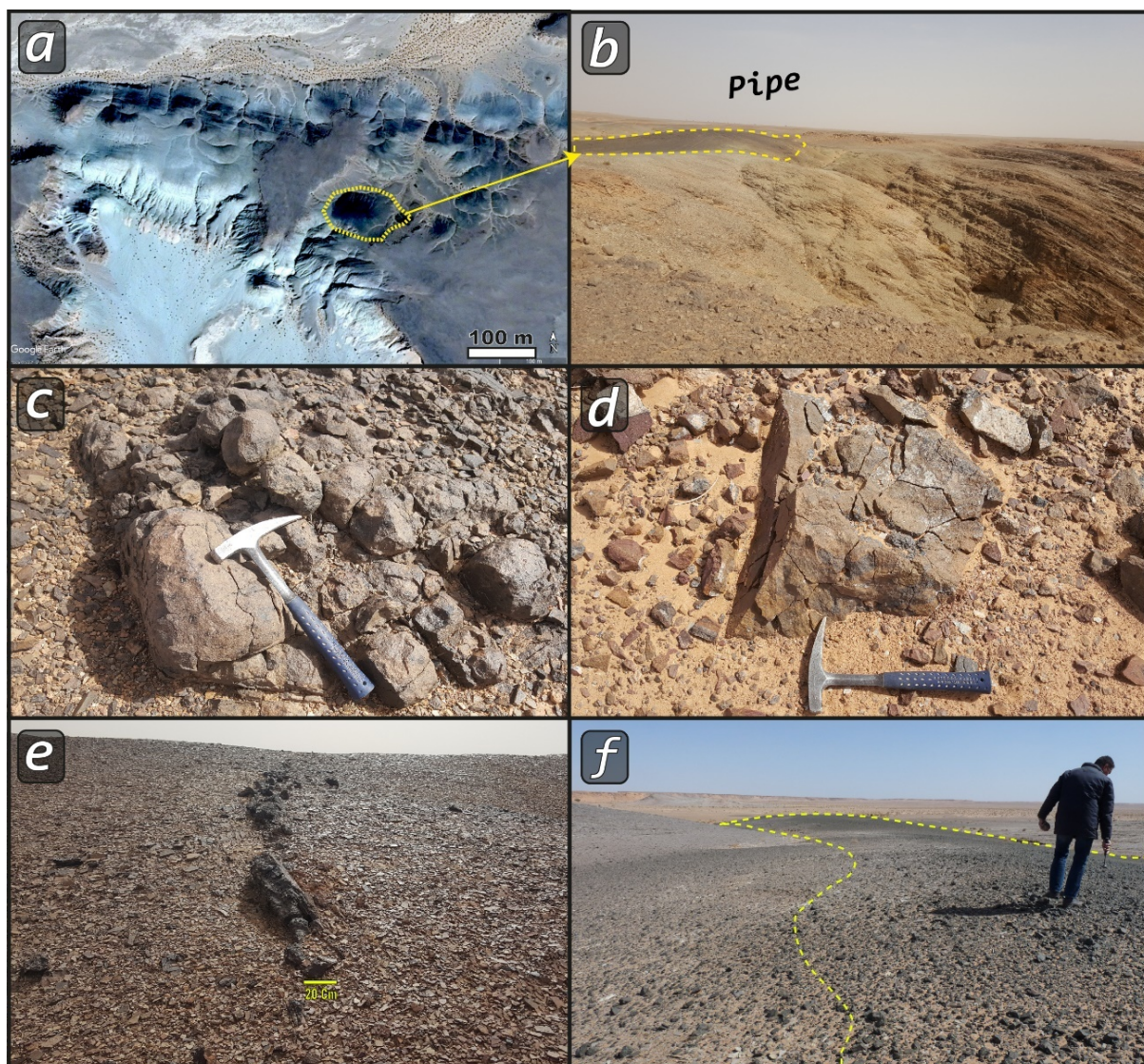


Figure III.20: Photos de terrain dans la région de Tinfouchy. **a)** Image satellite du pipe d'Assejmi. **b)** Vue panoramique du pipe d'Assejmi en intrusion au sein des formations sédimentaires paléozoïques. **c)** Faciès doléritique du pipe. **d)** Faciès de filon traversant le pipe. **e)** Filon de nature ferrugineuse dans la région de Tinfouchy. **f)** Sill doléritique.

Juste au pied de la Hamada, affleurent deux petits pointements de dolérites. Le premier est un sill très altéré, difficilement discernable de son encaissant (échantillon TIFo2) ; le second, plus grand et moins altéré, est localisé à 500 mètres vers le nord (échantillon TIFo4) (Figure III.20.f). Le même sill semble affleurer aussi en pointement plus à l'est (échantillon TIF12). Plus au sud, dans les formations gréseuses du Tournaisien, affleure un grand sill altéré en boules (échantillon TIFo6) : le même sill semble affleurer dans un niveau plus haut du Tournaisien (échantillon TIFo7) (Figure III.21.a.b). Quelques

mètres vers l'ouest, j'ai échantillonné une structure qui apparaît parfaitement circulaire sur les images satellites (Figure III.21.a). Tous les affleurements sont pratiquement pénéplanés, ce qui ne permet pas de voir les contours et les contacts géologiques, ni la circularité de la structure. Tous les échantillons portant la désignation TIF 08, récoltés au sein de cette structure, sont des roches difficilement identifiables sur le terrain. L'un de ces échantillons montre une structure conique (Figure III.21.c) Plusieurs filons de nature ferrugineuse et calcitique ont été échantillonnés dans le secteur (échantillons TIF01, TIF03, TIF09).

Un affleurement très particulier, a également été échantillonné (échantillon TIF05) : c'est une roche magmatique de patine rougeâtre parfois même noire (Figure III.21). Cette roche a été décrite sur le terrain comme étant un granitoïde. Son faciès est leucocrate avec des patches de minéraux roses à rougeâtres. Son affleurement est problématique dans la région car aucun magmatisme de nature felsique n'a été décrit dans le bassin de Tindouf ou même traversé par les sondages de prospection. Sur l'image satellite, l'affleurement apparaît sous forme d'un dôme d'une trentaine de mètres de diamètre, et une fois exploré sur le terrain, il s'agit en fait d'une intrusion presque filonienne qui ne montre ni trace de métamorphisme de contact ni de déformation de son encaissant. Vu de loin, l'emplacement de cet affleurement semble coïncider avec le passage du grand accident lithosphérique d'Oum El-Assel. Cette roche sera étudiée d'un point de vue pétrographique et géochimique dans la section 2 en annexe.

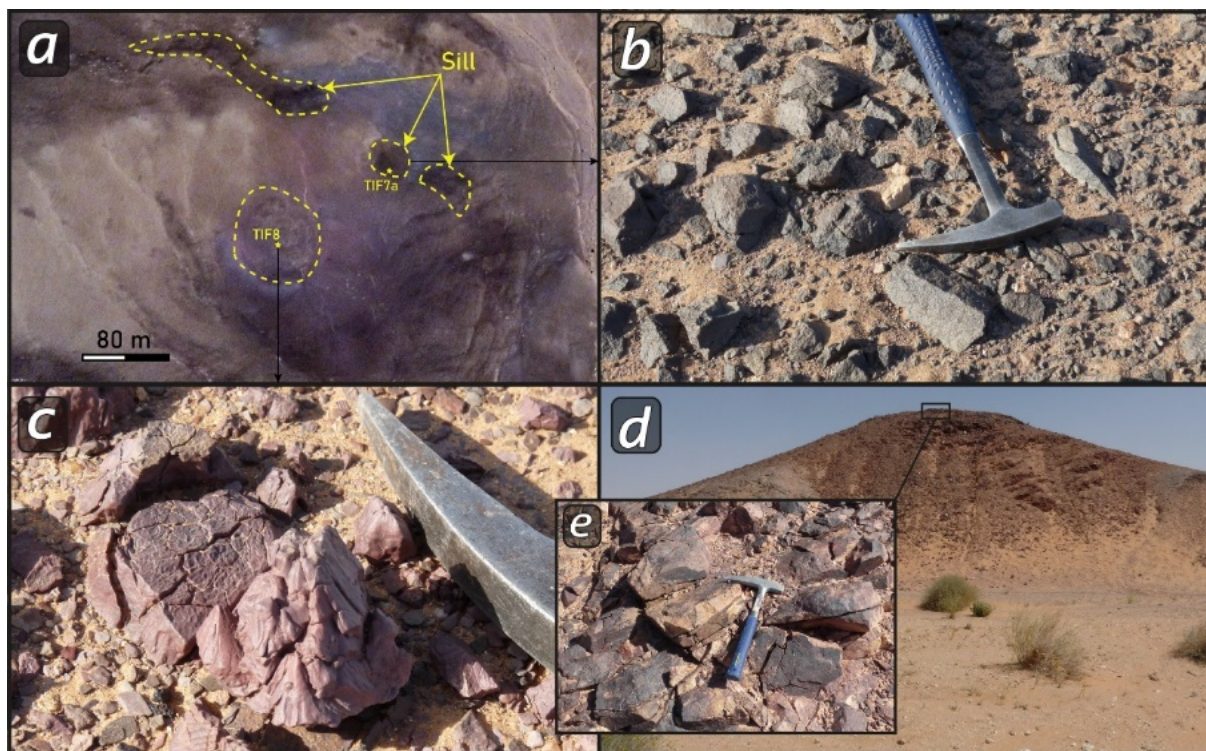


Figure III.21: **a)** Image satellite montrant une structure circulaire dans la région de Tinfouchy et un sill doléritique. **b)** Faciès doléritique d'un sill. **c)** Structure conique. **d)** Intrusion filonienne du granite de Tinfouchy. **e)** Zoom sur le faciès granitique de Tinfouchy.

III.2.4 Région de Dfeif et Oum Soba

Dans cette région, la mission de terrain a été réalisée avec l'aide d'une escorte militaire, vue la situation de conflit sécuritaire dans la région frontalière avec le Maroc. Cela nous a permis d'accéder à des endroits inédits où affleure le grand sill qu'on appellera "sill de Oum Soba" (*l'endroit où il a été échantillonné*). On a été probablement les premiers à explorer ce sill depuis l'indépendance de l'Algérie. C'est un sill immense et très épais (*environs 200 mètres*) qui s'étale sur une cinquantaine de kilomètres sur le flanc sud de la vallée du Draa ([Figure III.22.a](#)). Les ravins façonnés par l'érosion nous permettent un accès direct au cœur de sill ([Figure III.22.b](#)) : c'est l'un des rares endroits au monde où on est au cœur d'un sill de la CAMP sans avoir recours à des sondages. Parfois en contact direct avec les formations hamadiennes, le sill est massif, très diaclasé avec une dolérite gabbroïque verte caractéristique. L'échantillonnage a été systématique de la base (*échantillons SOS03, SOS07*) vers le sommet (*échantillons SOS 04, SOS08*) en passant par le cœur (*échantillon SOS01*). Des petites veines centimétriques traversent le sill : elles sont pour la majorité de nature siliceuse (*échantillon SOS2*), mais la présence de veines calcitiques de remplissage des diaclases n'est pas à exclure.

À quelques trentaines de kilomètres à l'ouest dans la région de Dfief, affleure un grand dyke qui apparaît nettement sur les photos satellites, on lui donnera le nom de : dyke de Dfief. C'est un dyke de direction NE-SO qu'on peut suivre en affleurement sur plus de 20 kilomètres ([Figure III.22.c](#)). Son épaisseur est variable et atteint son maximum dans la région de Dfeif (~ 5m). L'altération est beaucoup plus importante aux bords qu'au centre : son faciès est massif au centre (*échantillon DN*) et s'altère en petites boules lorsque l'on se rapproche des bords (*échantillons DN1, DN2*) ([Figure III.22.d](#)).

Sur la retombée nord de la Hamada de Draa, en descendant une falaise abrupte, nous avons remarqué la présence de formations d'argiles versicolores avec des niveaux de gypse et des formations d'allure complètement chaotique. Ces formations renferment également des boules de dolérites. Ce genre de formation est connu dans le Trias.



Figure III.22 : **a)** Photo de terrain du grand sill d'Oum Soba. **b)** Zoom sur le cœur du sill. **c)** Vue panoramique sur le dyke de Dfeif. **e)** Vue rapprochée du dyke de Dfeif.

III.2.5 La région de Djfeïrat et le sill de Hassi Mahmoud

Le sill de Hassi Mahmoud a déjà été échantillonné par Bersi en 2016. C'est un sill très particulier qui affleure au milieu de la Hamada sur plus de 50 Km², son caractère primitif déjà décrit, incite à l'étudier en détail. C'est un sill qui affleure sous forme de boules (*échantillon HMo1*) ou parfois de blocs très massifs (*échantillons HMo2, HMo3*) d'une couleur verdâtre typique.

Dans la région de Djfeïrat, j'ai échantillonné un petit affleurement de sill stratifié dans le Famennien : la dolérite est massive d'une couleur marron sombre en blocs isolés (*échantillons Dj1, Dj2*).

III.2.6 La région du flanc Sud du bassin de Tindouf

Sous cette appellation, je vais regrouper tous les affleurements étudiés dans la région du flanc sud du bassin de Tindouf. Vu l'immensité de la région et l'inoccupation par la civilisation humaine, c'est très rare de trouver des noms de lieux. Le Pays Mechem désigne un vaste territoire, dont notre zone fait partie. Pour bien cerner un

peu la zone, elle est limitée entre les méridiens 6°10' et 6°40' O et les parallèles 27° 15' et 27° 20' N (Figure III.23.a). Comme dans la région du flanc nord, les points d'échantillonnage ont été ciblés à partir des résultats de la télédétection. Une structure (S-28) parfaitement circulaire de 300 mètres de diamètres environ, affleure au milieu du Viséen, juste au pied d'une dalle de la Hamada. Vue par satellite, cette belle structure est très particulière (Figure III.23.e) : les strates sont disposées en forme concentrique autour d'un centre qui correspond à un bombement de calcaire (échantillons S28-1). Le pourtour est formé par des niveaux de marne et calcaire bleu-rouge (échantillons S28-5, S28-6, S28-4) qui montrent des traces d'un léger métamorphisme.

La deuxième structure (ST-1) est localisée à 8 Km vers le sud-ouest (Figure III.23.a.f), elle occupe 6 Km² de superficie, sous forme d'une petite dépression entourées par des dykes doléritiques dans sa partie ouest et sud-ouest (échantillons ST1-4), et par des grès dans la partie est et nord-est. Ces grès montrent des traces de métamorphisme de contact (échantillons ST1-1). Quant aux dolérites, elles occupent tout le centre de la dépression, presque complètement altérés en arénite, où deux petits îlots s'individualisent (Figure III.23.f) et font apparaître un faciès doléritique grenue (échantillons ST1-2, ST1-3) (Figure III.23.g). C'est d'ailleurs, dans cet endroit, que *Gevin (1960)* décrit des cheminées. Presque la même chose est observée plus à l'ouest dans la structure qu'on appellera "structure en V", structure qui fait référence à sa forme, exactement dans la pointe sud (Figure III.23.a). C'est une dépression bordée par des dykes de différentes directions envahie presque complètement par des plaquages de sable. Une petite bosse est aussi observée au centre de la dépression (échantillon V3), au milieu d'une vaste étendue d'arénite doléritique où j'ai pu récupérer un échantillon frais (échantillon V2). Il apparaît que ces structures affleurent partout où le relief le permet, c'est-à-dire là-où l'on a des dépressions créées par l'érosion. Comme c'est le cas aussi pour la structure (ST-2) de la terminaison occidentale de la grande zone dite en V, parfaitement circulaire avec une bosse doléritique au milieu (échantillon ST2-1) (Figure III.23.b). Ce mode d'affleurement ne permet pas de différencier entre sill et pipe. Je n'ai pas vu de stratification ou des témoins d'intrusion vu le relief presque pénéplané dans la région. L'étude pétrographique pourra nous en dire plus quant à la nature de ces roches (voir section IV.1).

Plus au nord vers la Hamada, un faciès de métamorphisme de contact a été échantillonné, portant la désignation B. Ce sont des cornéennes très dures marquant le contact entre un sill doléritique et les grès du Viséen. Le faciès est parsemé de micas discernables à l'œil nu (échantillon B2, B3). Au sommet de l'affleurement, la roche

renferme une sorte d'enclaves vertes et montre un litage bien net (échantillon B4) (Figure III.23.c.d).

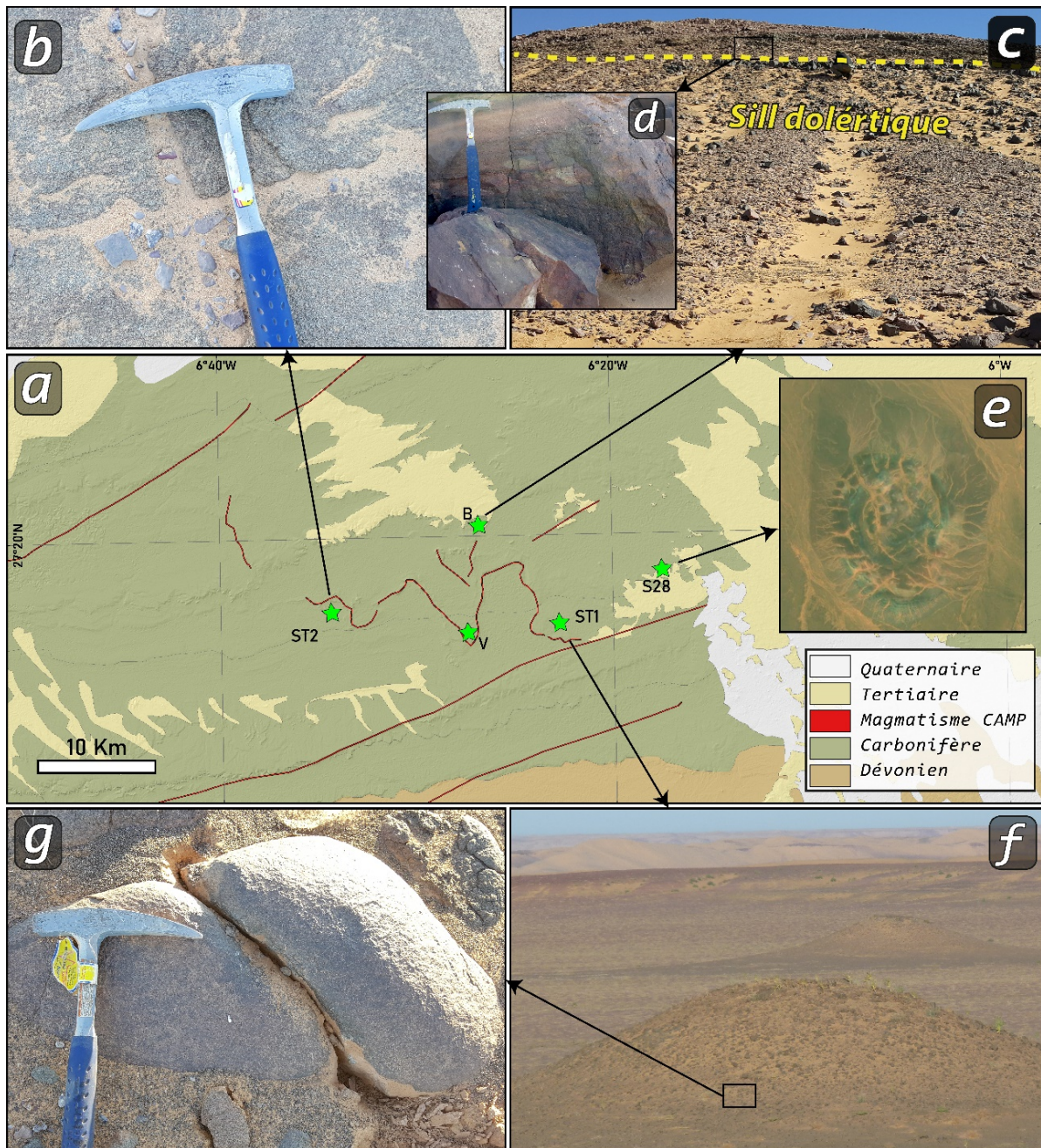


Figure III.23: **a)** Carte géologique d'une partie du flanc sud du bassin de Tindouf. **b)** Affleurement de la dolérite ST-2. **c)** sill doléritique en contact des grès carbonifères. **d)** zoom sur le faciès de métamorphisme de contact (échantillons B). **e)** Photo satellite de la structure S-28. **f)** Affleurement de dolérites dans la structure ST1. **g)** Zoom sur la dolérite de la structure ST 1.

III.2.7 Conclusion sur l'étude de terrain

Dans le flanc nord du bassin, nous avons échantillonné trois pipes doléritique (Zemoul, Dra El-kelba et Assejmi), et pour les deux structures d'Oum El-Ksi, nous n'avons pas trouvé de dolérites en affleurement. Dans la région de Smeïra, Djfeïrat et Oum El-Assel, les dolérites affleurent plutôt sous forme de sills. Dans le flanc sud du

bassin, toutes les zones cartographiées et identifiées par télédétection comme des pipes, présentent un métamorphisme de contact comparé à celui engendré par les sills. Les îlots individuels dans les vastes étendus d'arénite doléritique peuvent être des restes de pipes qui ont subi un stade d'érosion très avancé.

Concernant les dykes, la majorité ont déjà été étudiés ([Chabou, 2008](#)), mais nous avons échantillonné de nouvelles roches d'un dyke localisé dans le flanc sud, et un autre au flanc nord dans la vallée du Draa (dyke de Dfeif, *jamais étudié auparavant*).

Pour les sills, nous avons récolté un nombre important d'échantillons qui peuvent être classés en deux types :

- Les sills massifs qui sont : le sill d'Oum Soba dans la vallée du Draa, le sill de Hassi Mahmoud, le grand sill au sud de Tinfouchy et les sills de la partie sud-ouest de Zemoul.
- Les petits sills autour des pipes doléritiques.

Le métamorphisme de contact a été échantillonné dans la région du flanc sud, et dans le flanc nord autour des pipes. Tous les filons, et indices de minéralisation vus sur le terrain ont également été échantillonnés.

Notons aussi l'échantillonnage du granite de Tinfouchy ainsi que les roches récupérées dans une structure circulaire de la région de Tinfouchy.

Le [Tableau III.1](#), récapitule tous les échantillons prélevés dans le bassin de Tindouf dans le cadre de notre travail.

Tableau III.1: Tableau récapitulatif de l'échantillonnage dans le bassin de Tindouf.

		Région									
		Tinfouchy	Zemoul	Dra El-Kelba	Oum Soba	Hassi Mahmoud	Dfeif	Oum El-Ksi	Djfeïrat	Flanc Sud	
Type d'affleurement	Pipes	TIF13	Z01, Z02, Z03, Z03a	IG15, IG16, IG17, IG18, IG19, IG20							
	Sills Massifs	TIF06			SOS1, SOS3, SOS4, SOS5, SOS7, SOS8	Tous les échantillons HM					
	Petits sills	TIF2, TIF4, TIF7, TIF12	Z4, Z5, Z13, Z14	IG2, IG3, IG4, IG5, IG6, IG7, IG8, IG9, IG11, IG12, IG14					DJ1, DJ2	ST1-2, ST1-3, ST1-4, V2, V3, B1, ST2-1	
	Dykes					Tous les échantillons DN				D	
	Filons et minéralisations	TIF1, TIF3, TIF9, TIF14, TIF16, TIF17	Z6, Z7, Z8, Z9	IG1, IG10	SOS2				DJ3	DF1	
	Encaissant des pipes et sills		Z10, Z11, Z12	IG13	SOS6	OK1, OK2, OK3, OK4, OK5				S 28-1, S28-2, S28-3, S28-4, S28-5, S28-6, ST1-1, V1	
	Métamorphisme de Contact										B2, B3, B4, B5, B6
	Autres	TIF5, TIF8, TIF10, TIF11									

IV. Étude pétrographique et géochimique

Cette partie de manuscrit, consiste en une étude pétrographique en lames minces sous microscope polarisant des échantillons décrits dans la partie étude de terrain. Cette étude pétrographique permettra de choisir les échantillons les plus pertinents pour les analyses géochimiques (éléments majeurs, traces et terres rares). Les résultats de ces analyses géochimiques seront également présentés et discutés dans ce chapitre.

IV.1 Étude pétrographique

Plus de 150 lames minces ont été confectionnées pour tous les échantillons. Ce travail a été réalisé au laboratoire du département des sciences de la terre de l'université de Sétif 1 en Algérie. Pour chaque lame mince, une description pétrographique et une analyse modale manuelle (*estimation à partir de l'observation microscopique*) ont été effectuées sous microscope polarisant. Comme nous l'avons mentionné dans la partie précédente ([section III.2.7](#)), trois principales structures géologiques ont été étudiées dans ce travail, à savoir les sills, les dykes, et les pipes, auxquelles s'ajoutent les différents types de filons, ainsi que les faciès de métamorphisme de contact et le granite de Tinfouchy.

IV.1.1 Les sills

Pour les sills, les roches sont le plus souvent massives, noires à verdâtres. Les échantillons des sills de quelques centimètres d'épaisseurs sont presque totalement altérés, et pour la majorité, il est très difficile de confectionner une lame mince. Ces échantillons ne seront pas décrits, l'étude de quelques lames minces montre que ces roches sont très altérées et les minéraux primaires sont complètement transformés en séricites, amphiboles, épidotes et serpentines.

La texture doléritique est évidente pour tous les sills. En fonction de la puissance du sill et du niveau stratigraphique dans lequel le magma s'est mis en place, des différences de textures peuvent être observées. Pour nos échantillons, deux types de sills différents ont été étudiés :

IV.1.1.1 Les sills massifs : (SOS, HM, TIF6)

Il s'agit des sills dont l'épaisseur est de quelque dizaine à quelques centaines de mètres, à savoir : le sill de Hassi Mahmoud (HM), le sill de Oum Soba (SOS) et le grand sill au sud de Tinfouchy (TIF6). Leur texture est homogène avec de gros cristaux.

a) Le sill de Oum Soba (SOS)

Les dolérites de ce sill montrent une texture qui évolue du microdoléritique aux épontes vers une texture quasiment gabbroïque au centre (Figure IV.1). La minéralogie est composée de plagioclase (40-50 %), clinopyroxène (30-40 %), des oxydes ferro-titanés et de rares cristaux d'olivine. Les plagioclases sont pour la majorité des labradors, avec des macles polysynthétiques très caractéristiques en LPA. Les pyroxènes sont presque exclusivement de l'augite en gros cristaux automorphes, parfois poecilitiques englobant des petites lattes de plagioclases conférant à la roche une texture ophitique. Le faciès est très peu altéré avec généralement de rares patches de séricite (se développant au détriment des plagioclases) et des amphiboles secondaires provenant des clinopyroxènes. Les oxydes ferro-titanés sont principalement de la magnétite en petits cristaux de 0,1 mm. L'olivine est très peu présente (<1 %) sous forme de gros cristaux de 1 mm avec des craquelures caractéristiques.

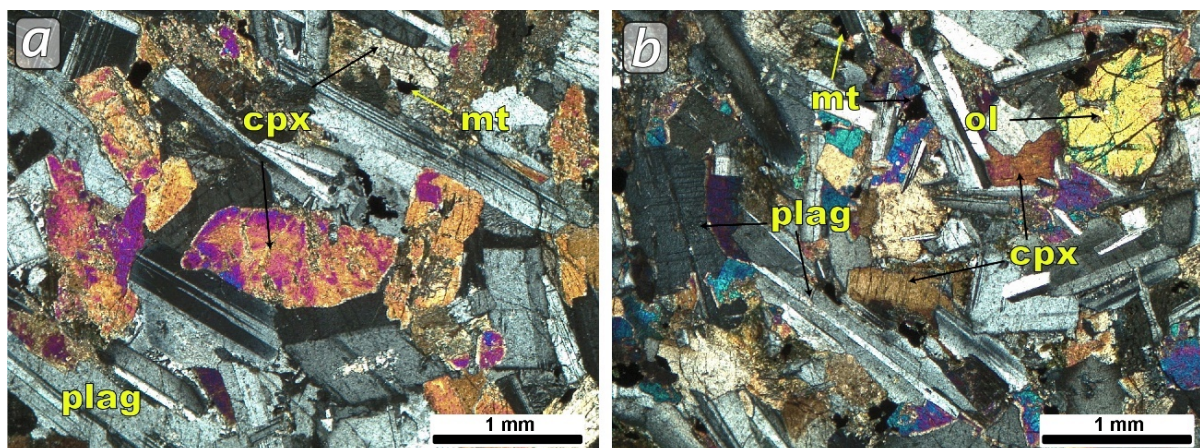


Figure IV.1: microphotographie de lame mince en LPA du sill d'Oum Soba, **a)** texture gabbroïque du cœur du sill, **b)** texture intergranulaire doléritique de la périphérie.

cpx : clinopyroxène, **plag** : plagioclases, **ol** : olivine, **mt** : magnétite.

b) Le sill de Hassi Mahmoud (HM)

Observé sous microscope, le faciès des échantillons HM est typique de dolérites à gros grains, avec une texture ophitique et parfois gabbroïque (Figure IV.2). Les pyroxènes (*pour la majorité augitiques*) qui forment 30 à 40 % de la matrice sont de gros cristaux pouvant atteindre 2 mm de diamètre, le plus souvent poecilites englobant des lattes de plagioclases. Ces derniers sont les plus abondants (40-50 %) et se présentent en petites lattes de moins de 0,5 mm, néanmoins des phénocristaux de 1 mm peuvent parfois être observés. Ils ont une composition allant du labrador à l'anorthite. L'olivine est présente dans ce faciès (5-10 %), le plus souvent automorphe de 1 mm de diamètre en moyenne. De rares serpentines incolores en LPNA sont à signaler : elles correspondent au début d'altération des cristaux de l'olivine. Des phases (Fe-Ti) sont aussi présentes et correspondent généralement à de la magnétite.

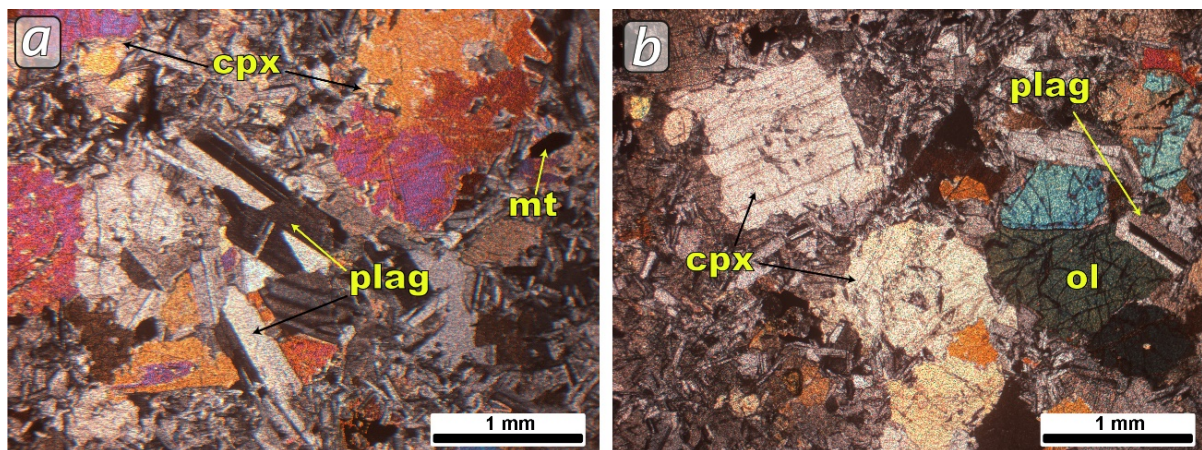


Figure IV.2: microphotographie de lame mince en LPA du sill de Hassi Mahmoud, **a)** portion avec une texture gabbroïque, **b)** texture ophitique.

cpx : clinopyroxène, **plag** : plagioclases, **ol** : olivine, **mt** : magnétite.

c) Le sill TIF 6

C'est un grand sill dans la région de Tinfouchy. Observé sous microscope, l'échantillon montre une texture ophitique, composé presque exclusivement de plagioclase (40-50 %) et de clinopyroxène (30-40 %) (Figure IV.3). Ces derniers sont principalement augitiques, et se présentent en phénocristaux qui peuvent atteindre 2 mm de diamètre englobant des petites lattes de plagioclases. Des cristaux d'olivine peuvent être observés parfois, en petits cristaux xénomorphes. Les oxydes ferro-titané sont rares dans ce faciès (<1 %). L'échantillon est très peu altéré néanmoins, quelques fibres de chlorites ont été observées.

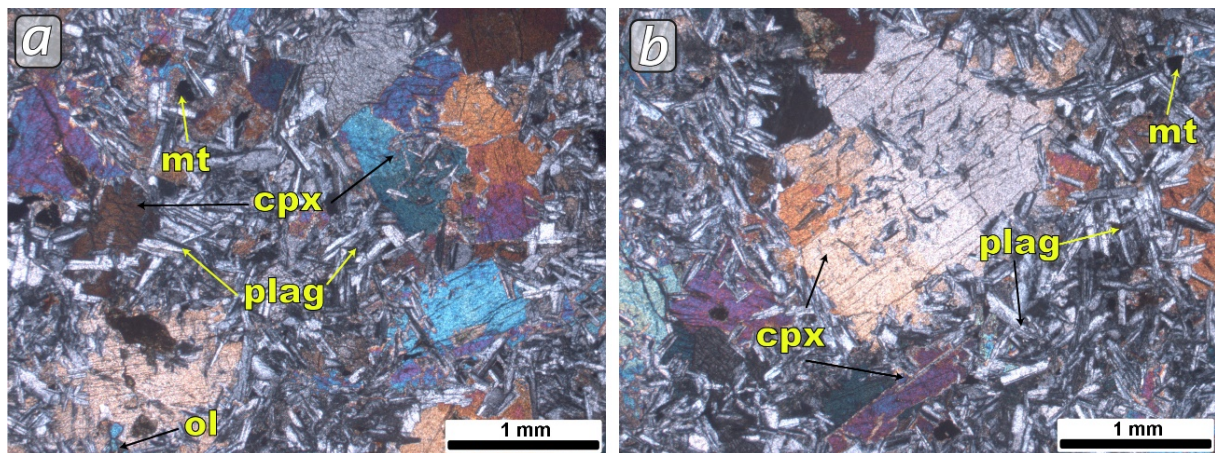


Figure IV.3 : microphotographie de lame mince en LPA du sill TIF 06.

cpx : clinopyroxène, **plag** : plagioclases, **ol** : olivine, **mt** : magnétite.

IV.1.1.2 Les petits sills

Dans cette catégorie, sont regroupés tous les sills dont l'épaisseur ne dépasse pas 2 mètres. Ils s'agit de sills qui entourent les pipes dans les régions de Zemoul, Dra El-Kelba et Tinfouchy. La minéralogie de ces sills est composée de plagioclase, clinopyroxène (principalement augite), et des oxydes ferro-titanés. Les phases d'altération sont principalement la séricite provenant des plagioclases, et des amphiboles provenant des pyroxènes. Deux principales textures ont été observées dans ces roches :

- 1) une texture intergranulaire à grains grossiers : cette texture est observée dans les échantillons IG 09, IG 12, Z 04, et IG 13 (Figure IV.4). Ces échantillons sont composés de plagioclases (40-50 %) de type labrador pour la majorité, et de clinopyroxènes augitiques (30-40 %). Certains échantillons montrent un degré d'altération considérable : elle se manifeste par la séricitisation des plagioclases et le développement des amphiboles et de la chlorite suivant les clivages des pyroxènes.

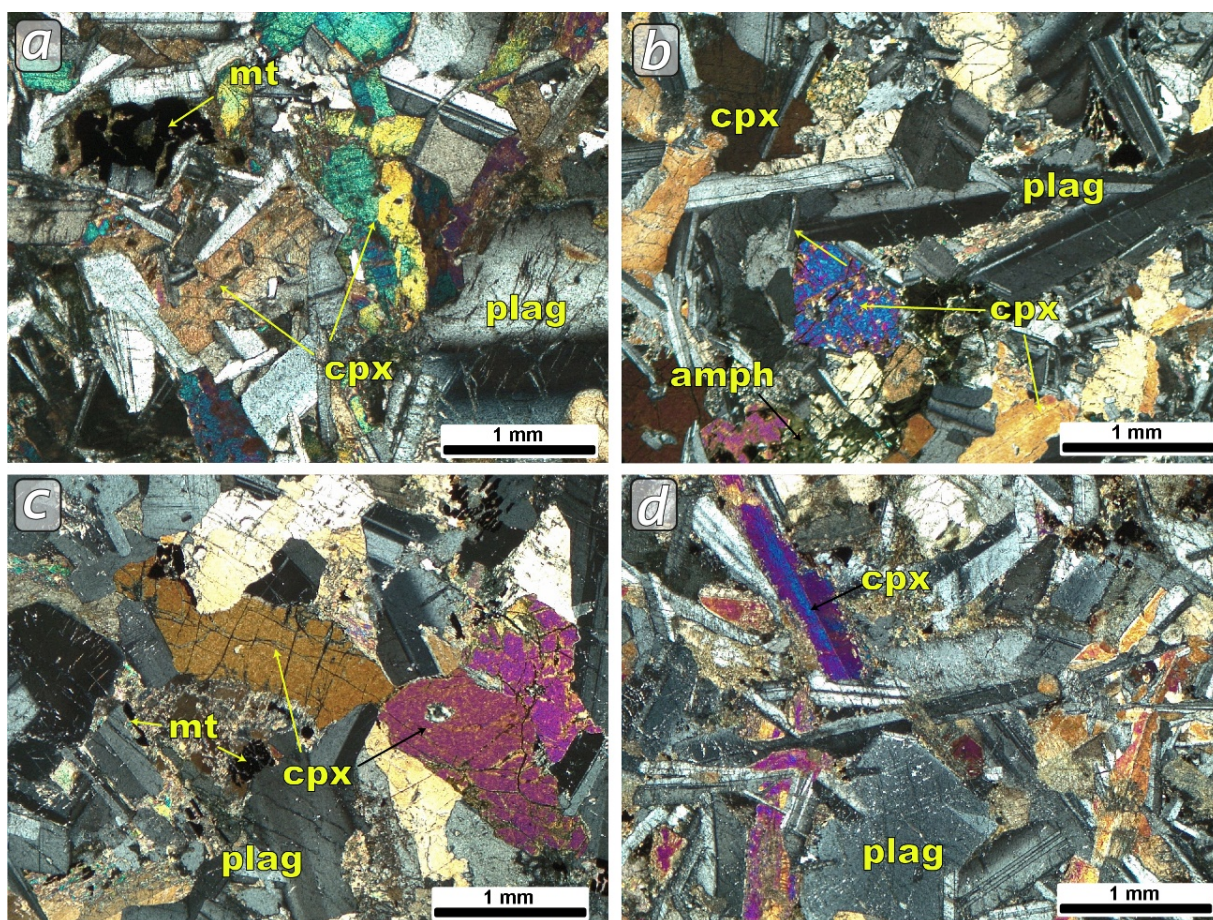


Figure IV.4 : microphotographie de lame mince en LPA des petits sills avec une texture intergranulaire. **a)** échantillon Z 13, **b)** échantillon Z 04, **c)** échantillon IG 09, **d)** échantillon IG 12.

cpx : clinopyroxène, **plag :** plagioclases, **mt :** magnétite, **amph :** amphibole.

- 1) et une texture intergranulaire à grains fins à intersertale : cette texture est observée dans les échantillons IG 02, 03, 04, 11, 14, TIF 04 et 07a. Ces échantillons sont composés presque exclusivement de plagioclases (40-50 %) parfois très altérés en séricite notamment l'échantillon IG 11 ([Figure IV.5.c](#)), qui baignent dans une matrice de clinopyroxènes (30-40 %) essentiellement augitiques. Les oxydes (Fe-Ti) sont plus abondants dans l'échantillon TIF 07a ([Figure IV.5.a](#)) que les autres.

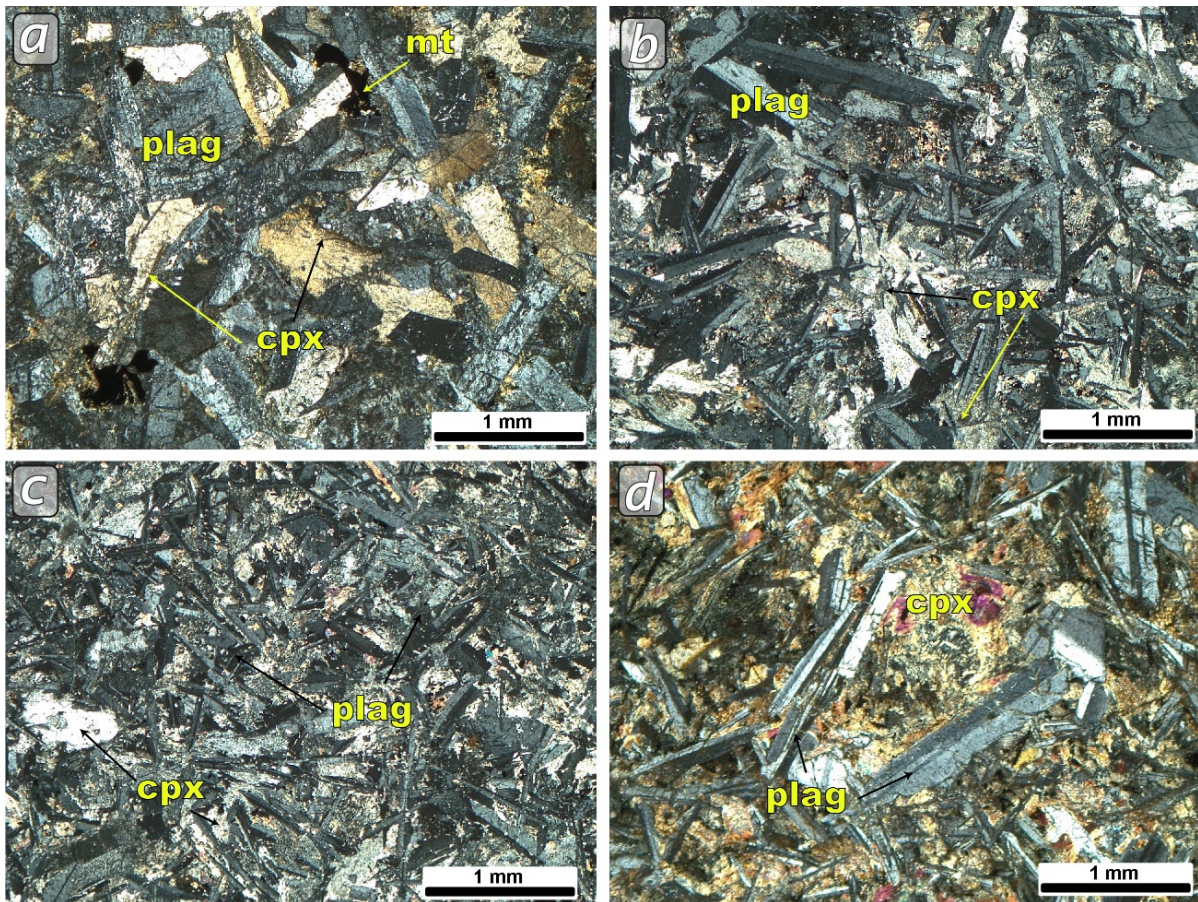


Figure IV.5 : microphotographie de lame mince en LPA des petits sills avec une texture intergranulaire à grains fins à intersertale. **a)** échantillon TIF 07a, **b)** échantillon IG 14, **c)** échantillon IG 11, **d)** échantillon TIF 04. **cpx** : clinopyroxène, **plag** : plagioclases, **mt** : magnétite.

IV.1.2 Le dyke de Dfeif (DN)

Le dyke de Dfeif correspond à une dolérite avec une texture intergranulaire à grains moyens, composé à 60 % de plagioclases (majoritairement du labrador) sous forme de lattes de 0,5 mm en moyenne. Les pyroxènes sont la deuxième phase la plus abondante (30~40 %) : il s'agit presque exclusivement d'augite automorphe, qui ne dépassent pas 0,5 mm de diamètre, de rares cristaux peuvent parfois atteindre 1 mm de diamètre. Les minéraux ferro-titanés sont rares, ainsi que les minéraux d'altération comme la séricite et l'amphibole (Figure IV.6).

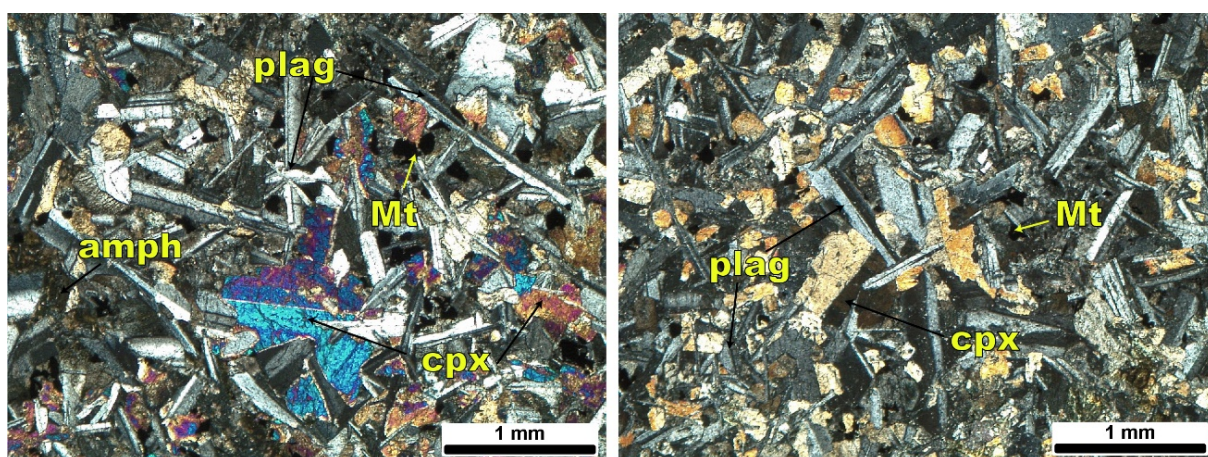


Figure IV.6 : microphotographie de lame mince en LPA de dyke DN.

cpx : clinopyroxène, **plag** : plagioclases, **mt** : magnétite, **amph** : amphibole.

IV.1.3 Les pipes

Les roches de pipes sont des dolérites à faciès plus au moins leucocrate, à grains moyen à fin. La minéralogie dans son ensemble est presque homogène (Figure IV.7), mais des variations peuvent exister entre les différents échantillons.

L'étude sous microscope polarisant des lames minces des pipes révèle qu'ils sont composés de plagioclase (40-50 %), clinopyroxène (20-25 %), feldspath potassique (10-15 %), quartz (10-15 %), biotite (5%), amphibole (1%), oxydes Fe-Ti (1%), et des sulfures disséminés. Tous les faciès montrent une texture granophyrique hypovolcanique, avec parfois des xénolites calcitiques et des autolithes d'une dolérite peu cristallisée.

Les plagioclases sont pour la plupart des labradors-andésines, en forme de microlithes orientées aléatoirement dans toutes les directions. Leurs dimensions sont plutôt homogènes et ne dépassent pas 0,5 mm pour les plus gros cristaux. Ils sont le plus souvent moyennement altérés en séricite suivant leurs plans de clivage.

Les pyroxènes sont assez abondants, ils forment la deuxième phase minérale la plus abondante. Ils sont pour la majorité augitiques, mais de rares cristaux d'épidote sont parfois observés. Ils sont généralement xénomorphes de 1 mm de diamètre en moyenne, le plus souvent fracturés et altérés. Ils développent des amphiboles secondaires (souvent actinote/trémolite) en bordure ou dans le cœur des cristaux, et lorsque l'altération est plus importante ils peuvent se transformer complètement en amphiboles secondaires.

Les feldspaths alcalins, sont moins abondants : ils sont pour la majorité xénomorphes et ne dépassent pas 1 mm de diamètre. Ils montrent des indices d'altération très poussée rendant dans certains cas la détermination difficile.

Le quartz est présent, sous forme de petits cristaux xénomorphes : sa présence avec les feldspaths alcalins témoignent du caractère différencié des magmas des pipes. Les biotites sont pour la majorité automorphes, sous forme de lattes allongées, montrant parfois des inclusions de zircon avec un halo très caractéristique (métamictisation).

Les phases opaques dans le faciès des pipes sont généralement des sulfures, sous forme de populations de petits grains ou des gros cristaux isolés. Ces phases sont très importantes dans le faciès des pipes, démontrant leur richesse en sulfure.

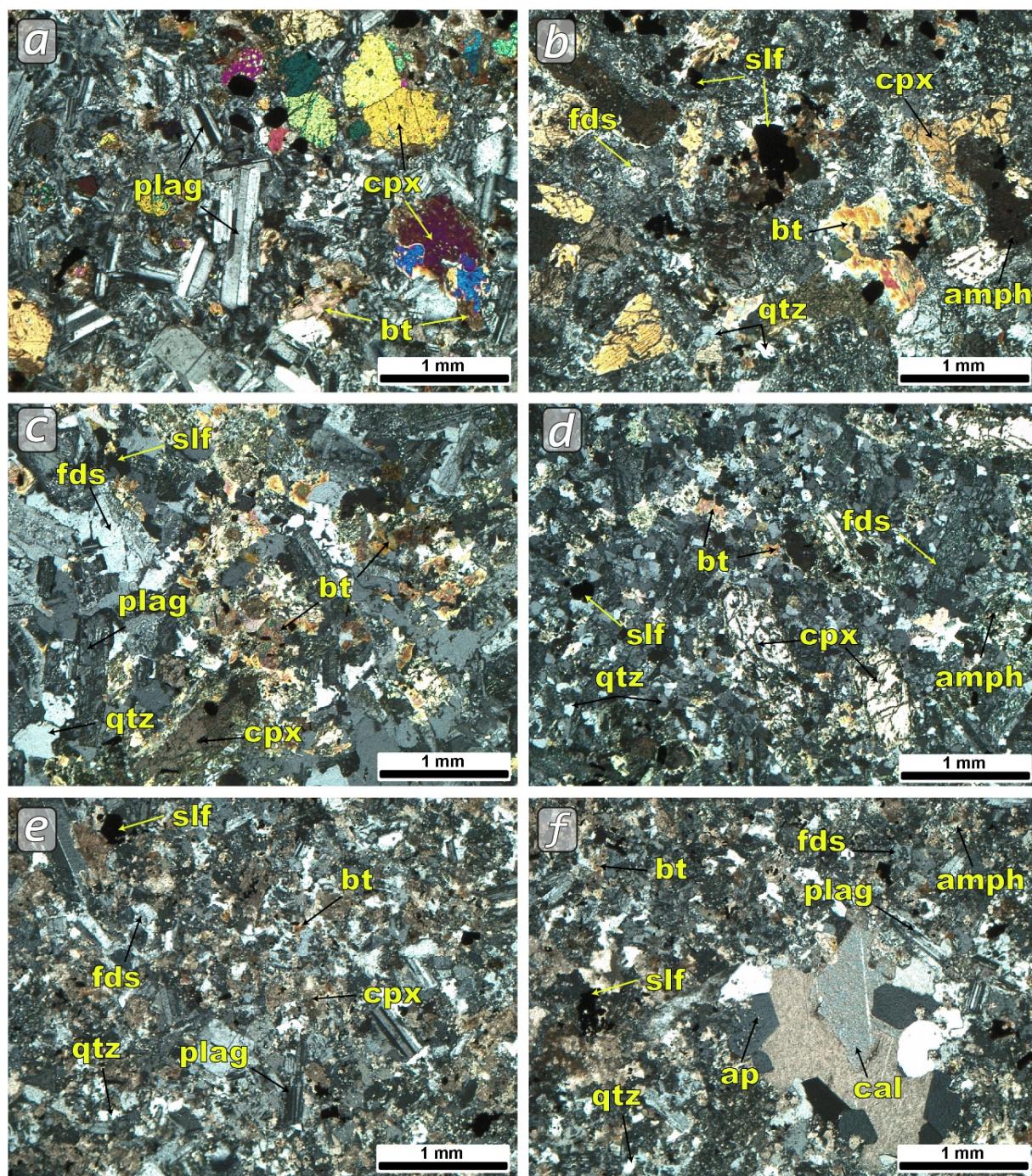


Figure IV.7: microphotographie des lames minces des pipes en LPA, **a)** échantillon Z 03a, **b)** échantillon Z 02, **c)** échantillon IG 19, **d)** échantillon IG 20, **e)** échantillon TIF 13, **f)** échantillon TIF 13 avec xénolite. **plag** : plagioclases, **cpx** : clinopyroxène, **bt** : biotite, **fds** : feldspath alcalin, **qtz** : quartz, **amph** : amphibole, **slf** : sulfure, **cal** : calcite, **ap** : apatite.

Les autolithes signalées plus haut, sont parfois très abondantes dans certains faciès, notamment au sein de l'échantillon IG 18 dans la région de Dra El-Kelba. Observées en lame mince, ces autolithes sont composées de clinopyroxène, biotite et sulfures qui baignent dans une matrice composée presque exclusivement de plagioclases. Dans la majorité des cas, les autolithes sont entourées de sulfures sous formes de gouttelettes délimitant la bordure avec la dolérite proprement dite.

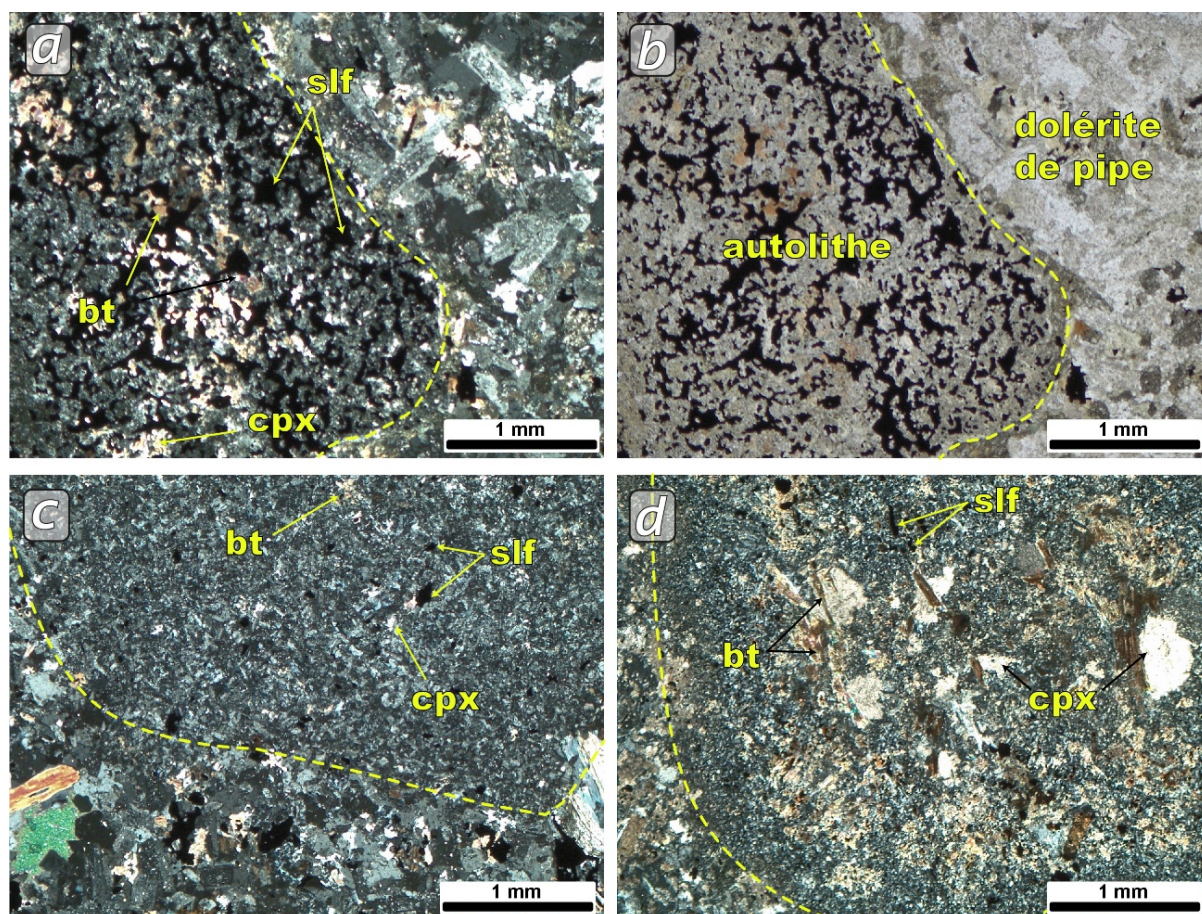


Figure IV.8 : microphotographie des lames minces des autolithes dans les pipes en LPA pour a, c et d et LPNA pour b. **a et b)** échantillon IG 17, **c)** échantillon IG 18, **d)** échantillon TIF 13. **cpx** : clinopyroxène, **bt** : biotite, **slf** : sulfures.

Les xénolites calcitiques observées sur le terrain, sont en fait des carbonatites. Sous microscope, ces xénolites révèlent un cortège minéralogique typique des carbonatites (calcite, apatite, biotite, diopside). La calcite forme des gros cristaux qui peuvent parfois atteindre 1cm, englobant tous les autres minéraux. L'apatite est omniprésente dans toutes les xénolites, caractérisée par son relief très net. Elle est toujours automorphe en forme de prisme le plus souvent allongés. Les biotites sont automorphes renfermant parfois des inclusions ; elles montrent parfois un début d'altération en chlorite.

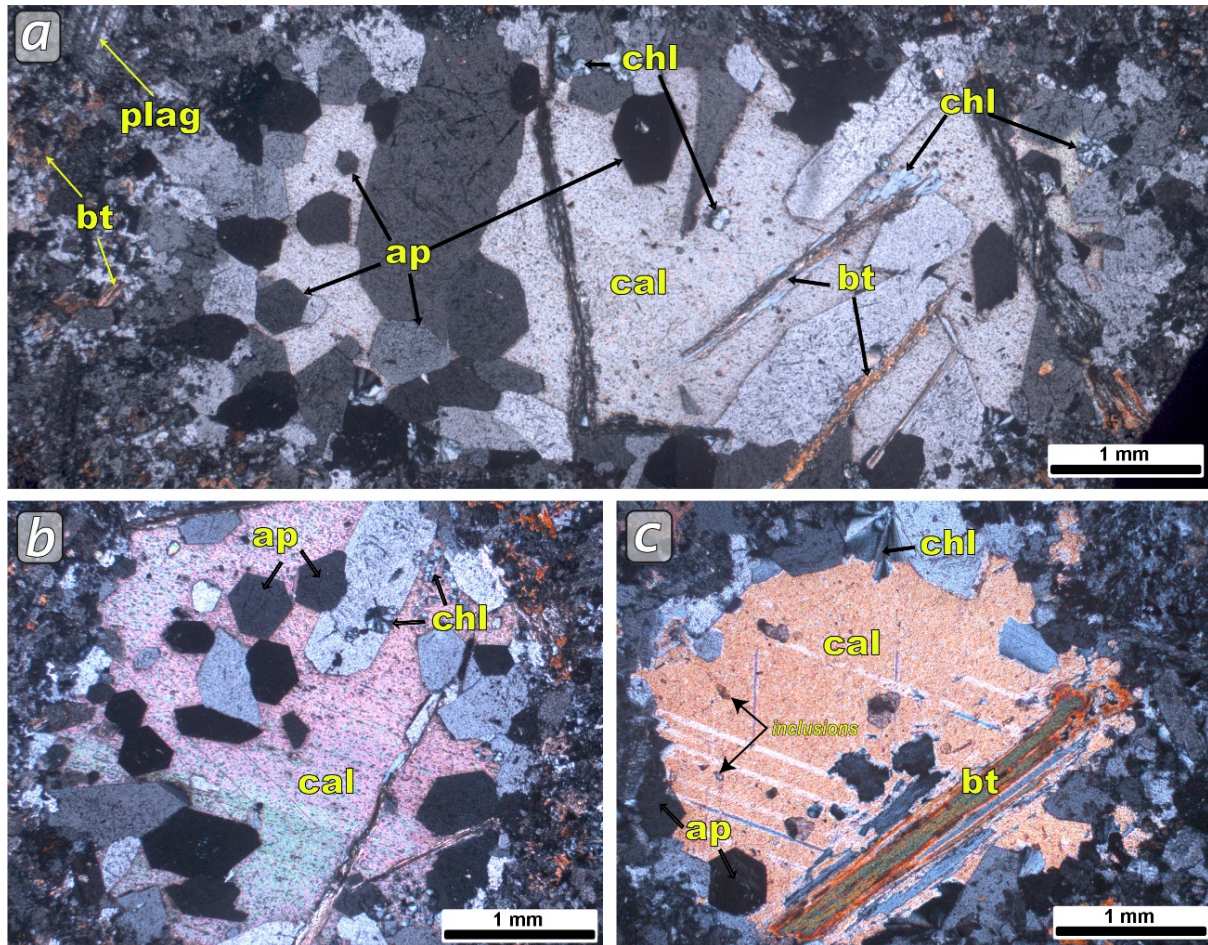


Figure IV.9 : microphotographie des lames minces des xénolites carbonatitiques en LPA, **a)** échantillon IG 18, **b)** échantillon Z 02, **c)** échantillon IG 19. **cal** : calcite, **ap** : apatite, **bt** : biotite, **chl** : chlorite, **plag** : plagioclases.

IV.1.4 Les dolérites du flanc sud

Dans la région du flanc sud du bassin de Tindouf, les roches doléritiques étudiées proviennent des trois structures (ST-1, ST-2 et V) décrites dans la partie III.2.6. Sous microscope polarisant, ces dolérites ont des textures doléritiques intergranulaires à ophitiques. Aucun échantillon ne montre la texture observée pour les pipes. Cela suggère que les dolérites échantillonnées dans la région du flanc sud correspondent probablement à des sills. Leur composition est homogène, composée à presque 60 % de plagioclase sous forme de lattes de 0.5 à 1 mm (pour la majorité des labradors). Les pyroxènes sont la deuxième phase la plus abondante (30~40 %) : il s'agit presque exclusivement d'augite. Les minéraux secondaires sont représentés par des amphiboles, l'épidote et la chlorite. Les minéraux ferro-titanés sont rares.

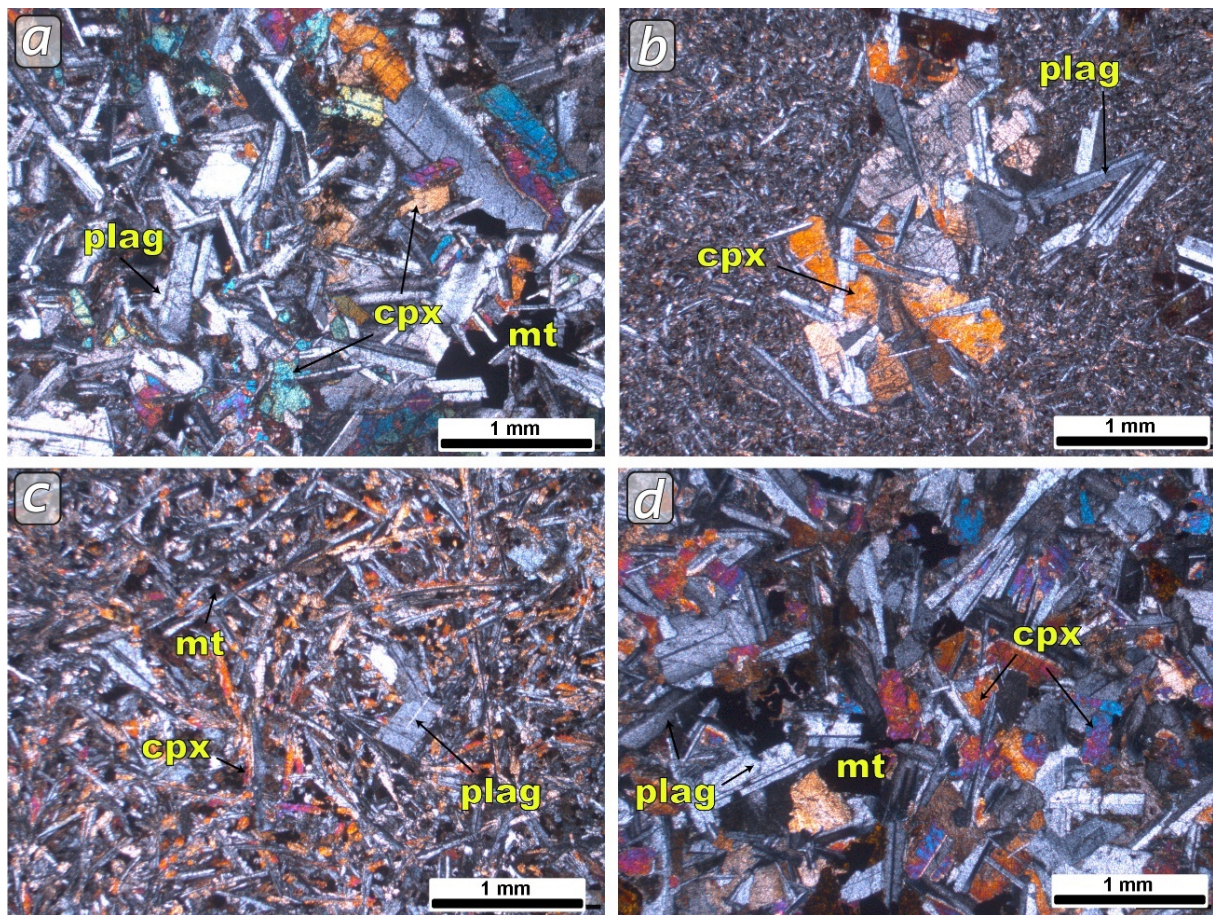


Figure IV.10: microphotographie de lame mince en LPA des dolérites du flanc sud du bassin de Tindouf. **a)** échantillon ST1-2, **b)** échantillon ST1-4 (contact avec l'encaissant), **c)** échantillon ST2, **d)** échantillon V2. **cpx** : clinopyroxène, **plag** : plagioclases, **mt** : magnétite.

IV.1.5 Le métamorphisme de contact

Les échantillons qui portent la désignation B, sont ceux qui matérialisent le métamorphisme de contact, ils proviennent du flanc sud du bassin de Tindouf. Sous microscope polarisant, ce faciès montre une texture granoblastique composée presque exclusivement de quartz et de phénocristaux de micas qui pouvant atteindre 0,5 mm diamètre. Ces derniers remplissent parfois les interstices entre les minéraux. Le quartz est le plus abondant, sous forme xénomorphe montrant des traces de recristallisation qui témoignent du métamorphisme de contact important qu'ont subi ces roches.

Le faciès le plus proche du contact ([Figure IV.11 a et b](#)) montre un cortège de minéraux métamorphiques caractéristiques, cordiérite + sillimanite + andalousite, ces trois phases minérales se formant au détriment des biotites. De rares cristaux de corindon ont été observés en lames minces. Ces phases minérales disparaissent au fur et à mesure qu'on s'éloigne du contact avec le sill doléritique.

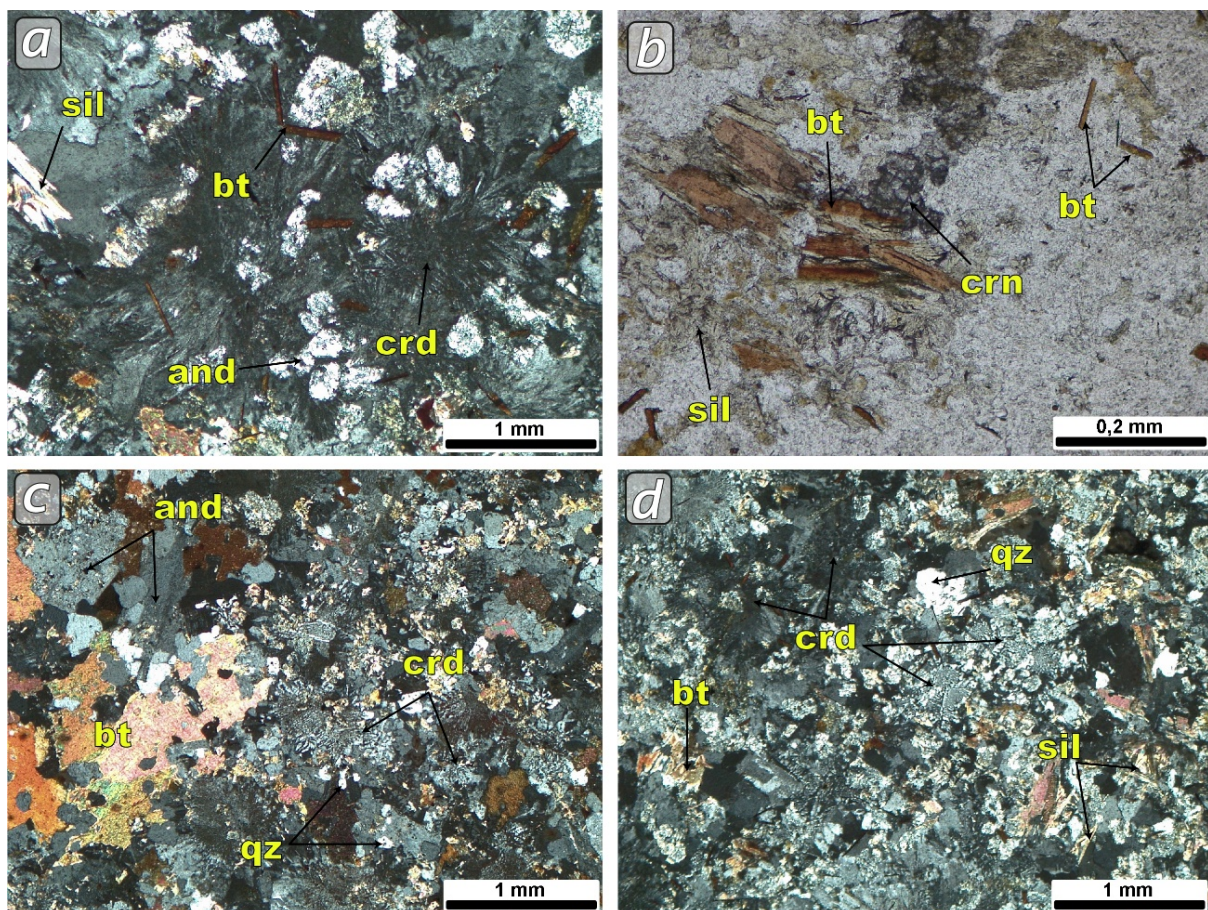


Figure IV.11 : microphotographie des lames minces du métamorphisme de contact en LPA pour a, c et d et LPNA pour b. **a et b)** échantillon B01, **c et d)** échantillon B02. **bt :** biotite, **sil :** sillimanite, **and :** andalousite, **crd :** cordiérite, **qz :** quartz, **crn :** corindon.

IV.2 Étude géochimique

Après l'étude pétrographique, 24 échantillons ont été sélectionnés (*les plus représentatifs et les moins altérés*) pour l'étude géochimique en éléments majeurs, traces dont les terres rares. 7 échantillons proviennent des pipes (IG18, IG19, IG20) de Dra El-Kelba, (Z01, Z02, Z03a) de Zemoul et (TIF13) d'Assejmi. 13 échantillons proviennent des sills (IG2, IG3, IG4, IG9, IG12, IG14) de Dra El-Kelba, (Z04, Z13) de Zemoul, (TIF04, TIF07a) de Tinfouchy, (SOS03, SOS04b) de Oum Soba, et (HM1) de Hassi Mahmoud. 1 échantillon de dyke (DN) provient du dyke de Dfeif. 2 échantillons de métamorphisme de contact (B01, B02) proviennent du Pays Mechem du flanc sud du bassin de Tindouf. 1 échantillon de granite (TIF05) de Tinfouchy (*pour déterminer sa nature et explorer sa relation avec l'activité CAMP*). Les coordonnées géographiques de chaque échantillon sont données dans les tableaux des résultats géochimiques.

Les analyses géochimiques ont été réalisées au "Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques", CNRS-CRPG, Nancy (France). Les éléments majeurs ont été déterminés par spectrométrie d'émission atomique à plasma à couplage inductif (ICP-AES), et les éléments traces par spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS) selon les méthodes décrites dans ([Carignan et al., 2001](#)).

IV.2.1 Effets de l'altération

L'étude des lames minces et les résultats géochimiques indiquent que certains échantillons étudiés, dont les pipes et trois échantillons de dolérites des sills de Dra El-Kelba (IG02, IG03 et IG04), présentent un certain degré d'altération. Tous ces échantillons présentent des valeurs de perte au feu (PF) élevées (supérieures à 2 % wt) et montrent des plagioclases faiblement à fortement séricitisés en lames minces.

Ces valeurs élevées de perte au feu (PAF), peuvent également refléter des teneurs élevées en soufre et en CO₂, puisque les dolérites de pipes sont très riches en sulfures et contiennent d'abondants xénolites carbonatitiques. En effet, les composantes analysées de la PAF de cinq échantillons de pipe (IG18, IG19, IG20, Z02, et TIF13) et un échantillon de sill (IG04) [Tableau IV.1](#) montrent des teneurs élevées en H₂O total (3,05-3,91 % en poids) et des teneurs significatives en CO₂ total (0,51-3,83 % en poids) et en S (0,52-2,69 % en poids).

Tableau IV.1: Teneurs en éléments volatiles (H₂O, CO₂, S) et en fer de la perte au feu de certains échantillons sélectionnés (pour les procédures analytiques voir annexe 1).

	IG 18	IG 19	IG 20	Z 02	TIF 13	IG 04
CO ₂ t wt%	0,71	0,84	1,27	0,51	3,83	1,85
H ₂ O t wt%	3,65	3,40	3,91	3,34	3,05	3,22
FeO wt%	11,93	12,11	10,98	16,54	10,73	13,18
S t wt%	1,20	0,52	1,26	1,27	0,67	2,69

Nous pouvons donc nous attendre à ce que ces roches aient été perturbées par le gain ou la perte d'éléments facilement remobilisables comme les LILE (K, Sr, Rb, Ba, Cs) et certains éléments majeurs (Al₂O₃, CaO, Na₂O). Nous n'utiliserons que les éléments qui sont généralement réputés immobiles pendant l'altération, tels que les (HFSE) (Ti, P, Zr, Y, Nb, Ta, Hf, Th), certains métaux de transition (Ni, Co, Cr, V) et les Terres Rares dans nos interprétations géochimiques et pétrogénétiques, en particulier pour les échantillons qui présentent un certain degré d'altération.

IV.2.2 Géochimie des éléments majeurs

Les caractéristiques principales en éléments majeurs des dolérites de pipes, de sills et du dyke sont les suivantes :

Les teneurs en SiO₂ qui varient entre 50,55 et 55,79 wt.% pour les pipes et de 47,41 à 53,13 wt.% pour les sills et le dyke, indiquent une composition principalement basaltique. Les valeurs relativement élevées des échantillons des pipes soulignent le caractère différencié de ces échantillons, déjà observé en lames minces (*présence de quartz et de feldspaths alcalins*).

Les teneurs en Fe₂O₃ sont relativement élevées et comprises entre 11,17 et 17,49 wt.% à l'exception de deux échantillons de pipes (Z02 et Z03a) montrant les valeurs les plus élevées (19,2 et 19,19 wt.%) respectivement, et de l'échantillon HM01 qui affiche une valeur de 10,88 wt.%.

Tous les échantillons sont des tholéiites à faible teneur en Ti, avec un wt.% TiO₂ compris entre 0,8 et 1,9 wt.%. Deux dolérites de pipes (Z02 et Z03a) se distinguent par des valeurs élevées de TiO₂ (1,89 et 1,91 wt.% respectivement) tandis que l'échantillon HM1 présente la plus faible valeur de TiO₂ (0,82 wt.%).

Les teneurs en MgO sont variables : les échantillons des pipes ont des valeurs comprises entre (0,55 et 2,40 wt.%) probablement dues à une forte différenciation des ces échantillons. Les sills et le dyke ont des teneurs allant de 3,19 jusqu'à 6,97 wt.%, et

l'échantillon HM1 affiche la valeur la plus élevée (11,76 wt.%) indiquant que ce dernier est le moins différencié de tous, suggérant que cet échantillon est proche d'un magma primaire.

Les valeurs de CaO des pipes se situent entre 2,10 et 6,68 wt.%, et entre 8,01 et 10,54 wt.% pour les sills et les dykes, à l'exception de HM1 qui a la teneur la plus élevée en CaO (11,85 wt.%).

Les teneurs en Na₂O sont comprises entre 1,95 et 2,95 wt.% à l'exception d'un échantillon de pipe (Z01) qui a une teneur de 3,41 wt.% et le sill HM1 qui a une valeur de 1,64 wt.%.

Les teneurs en K₂O, sont les plus élevées chez les pipes (0,91 – 1,93 wt.%) excepté les échantillons IG18 et Z01 qui montrent des teneurs de 2,93 et 3,46 wt.% respectivement. Les échantillons des sills et le dyke ont des teneurs comprises entre 0,41 et 0,69 wt.% à l'exception des deux échantillons IG02 et TIF07a qui ont des teneurs un peu plus élevées (1,39 et 1,32 wt.% respectivement). L'échantillon HM1 affiche la valeur la plus faible de 0,37 wt.%, renforçant l'idée du côté très peu différencié de la roche.

Tous les échantillons étudiés ont subi une cristallisation fractionnée significative de minéraux mafiques, avec Mg# ($[Mg/(Mg+Fe^{2+})]$; $Fe^{3+}/Fe^{2+}=0.15$) allant de 0,09 à 0,59, à l'exception de l'échantillon HM1 qui affiche une valeur Mg# élevée (~0,72). Sur la base de ces caractéristiques géochimiques, quatre groupes peuvent être distingués :

- Le premier groupe (Groupe 1) correspond aux dolérites des pipes (échantillons IG18, IG19, IG20, Z01, Z02, Z03a et TIF 13) qui sont les plus différenciées avec un Mg# qui varie de 0,09 à 0,24 (ce qui correspond à une teneur en MgO comprise entre 0,55 à 1,85 wt.%). Les roches de ce groupe sont caractérisées par des variations modérées à fortes en SiO₂ (50,55 – 55,79 wt.%), TiO₂ (1,13 – 1,91 wt.%), Al₂O₃ (11,82 – 17,84 wt.%), Fe₂O₃ (12,57 – 19,19 wt.%), CaO (2,1 – 6,68 wt.%), Na₂O (1,95 – 3,41 wt.%) et K₂O (0,91 – 3,46 wt.%).
- Le groupe 2 comprend neuf échantillons de dolérites des sills (IG02, IG03, IG04, IG09, Z04, Z13, TIF04, SOS3 et SOS4b) qui sont caractérisées par des teneurs élevées en F₂O₃, relativement élevées en TiO₂ et pauvres en SiO₂ (15,73-17,49 wt.%, 1,24-1,62 wt.% et 48,61-49,71 wt.% respectivement).
- Le groupe 3 comprend trois échantillons de sills (TIF7a, IG12, IG14) et la dolérite du dyke de Dfeif (DN) qui montrent des teneurs plus élevées en SiO₂ (51,53-53,13

wt.%) et moins élevées en Fe_2O_3 et TiO_2 (11,17-12,61 wt.% et 1,10-1,33 wt.%, respectivement) par rapport aux dolérites du second groupe. Le groupe 4 est représenté par un seul échantillon HM1 qui possède des caractéristiques de magmas primitifs ($\text{MgO} = 11,76$ wt.%, $\text{Mg\#} = 0,72$) avec les teneurs les plus faibles en TiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O et K_2O (0,82, 10,88, 1,64 et 0,37 wt.%, respectivement) et les plus élevées en CaO (11,85 wt.%).

Dans le diagramme de TAS (*Total Alkali Silica*) ([Le Bas et al., 1986](#)) ([Figure IV.12](#)), tous les échantillons, à l'exception de cinq dolérites de pipes, se projettent dans les champs des basaltes et des andésites basaltiques à l'intérieur du domaine des tholéiites de la CAMP ([Marzoli et al., 2018](#)). Trois pipes doléritiques (IG19, IG20 et TIF13) se situent dans le champ des andésites basaltiques à l'extérieur du domaine des tholéiites de la CAMP (échantillons très différenciés), alors que deux autres (Z01, IG18) se situent dans le domaine des trachy-andésites basaltiques (ces deux derniers échantillons sont ceux qui ont le plus souffert des effets de l'altération, ce qui explique cette composition anormale).

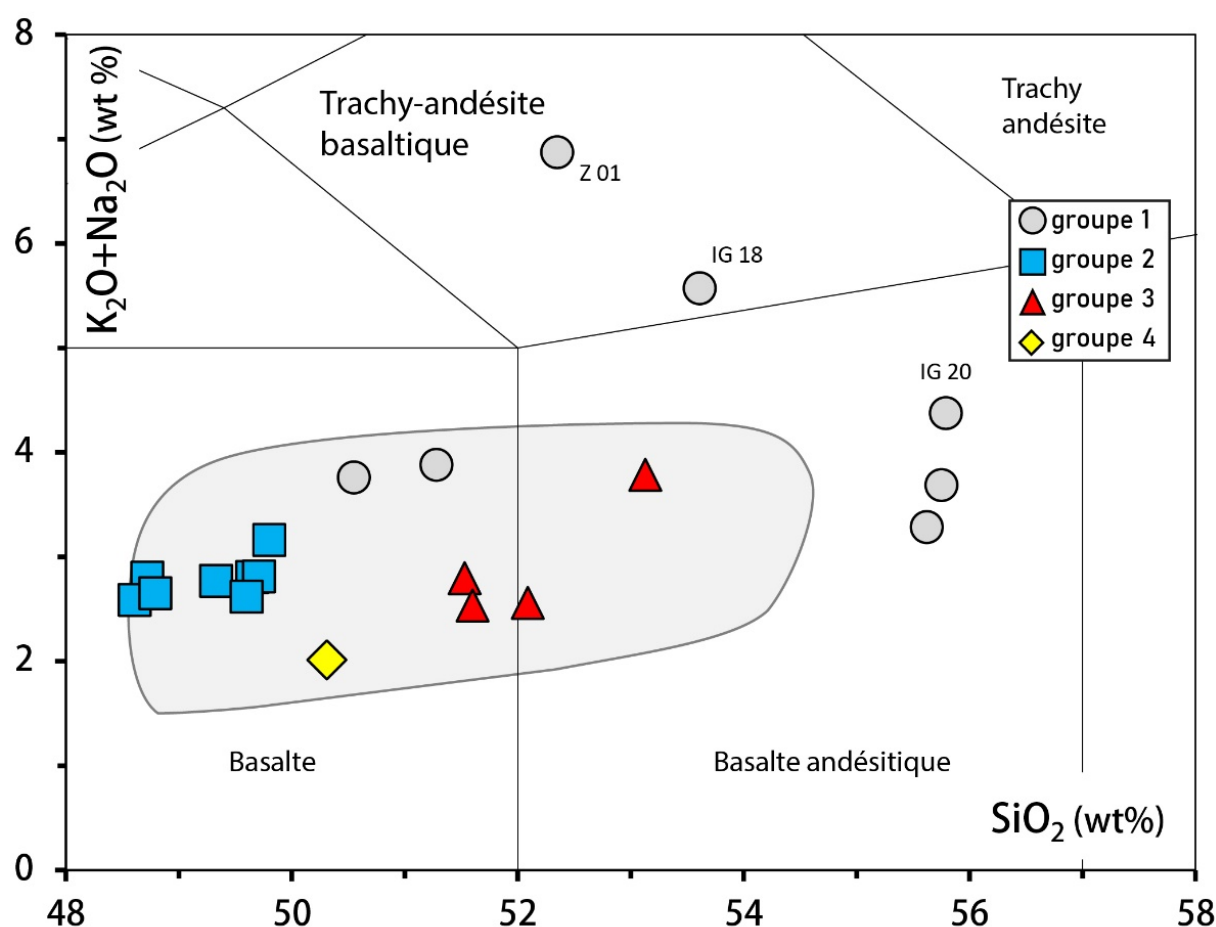


Figure IV.12: Diagramme de TAS ([Le Bas et al., 1986](#)) des dolérites étudiées dans ce travail, le champ en gris correspond au domaine des tholéiites de la CAMP (d'après [Marzoli et al., 2018](#)).

Les éléments utilisés dans le diagramme de TAS sont facilement mobilisables durant l'altération. Le diagramme de classification Zr/Ti versus Nb/Y ([Pearce, 1996](#)) ([Figure IV.13](#)) qui utilise des éléments immobiles et donc non affectés par l'altération, est souvent utilisé pour classer les roches altérées. Dans ce diagramme, les dolérites de pipes (groupe 1) se projettent dans le champ des andésites et des andésites basaltiques, alors que les autres échantillons (groupe 2, 3 et 4) se situent dans le champ des basaltes.

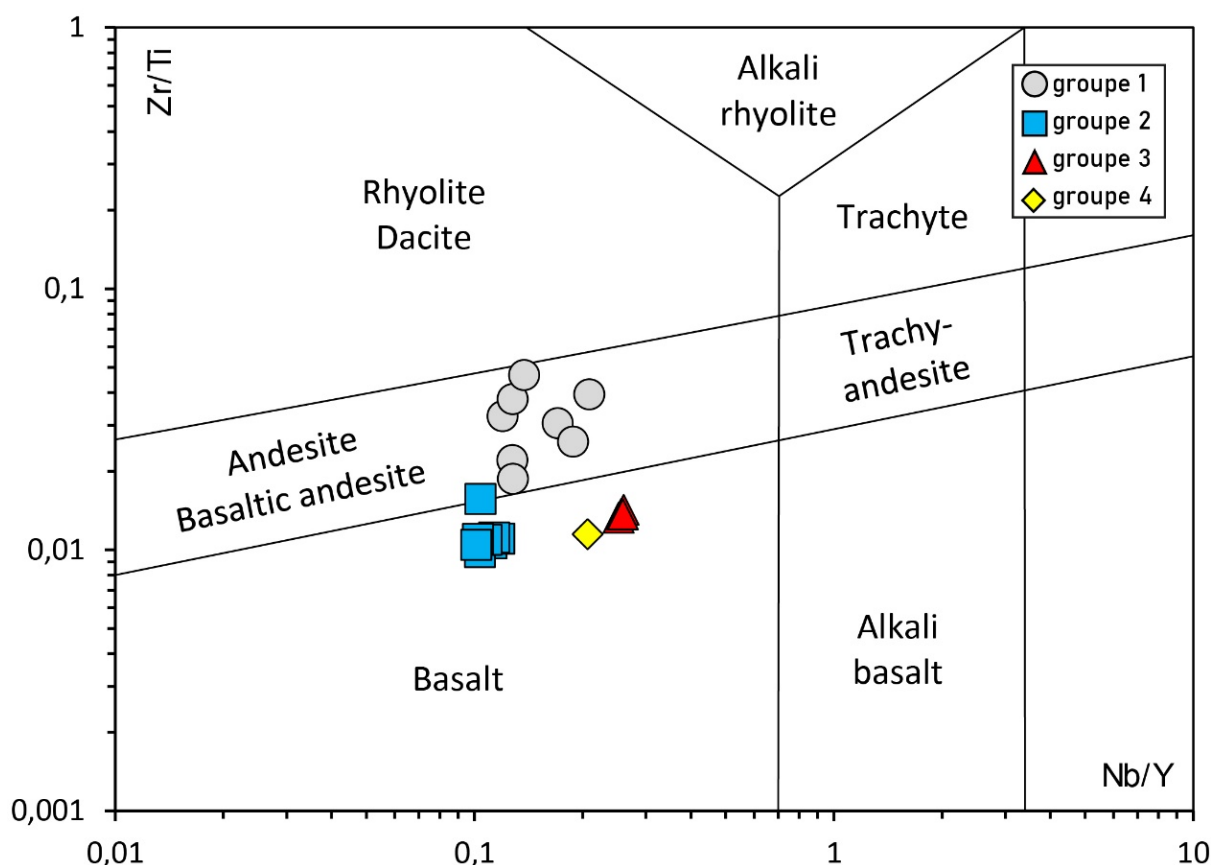


Figure IV.13: Diagramme Zr/Ti vs. Nb/Y d'après ([Pearce, 1996](#)) des roches étudiées.

Toutes les roches étudiées dans ce travail se projettent dans le domaine des basaltes tholéiitiques dans le diagramme TiO_2 vs $\text{Zr}/(\text{P}_2\text{O}_5 \times 10^4)$ de [Floyd and Winchester \(1975\)](#) ([Figure IV.14](#)). Dans le diagramme AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Fe_{tot} et MgO) ([Irvine and Baragar, 1971](#)) tous les échantillons présentent une tendance tholéiitique typique avec un fort enrichissement en Fe en allant du groupe 4 au groupe 1 (du moins riche au plus riche) ([Figure IV.15](#)). Les dolérites du groupe 1 se distinguent des autres groupes par la plus forte teneur en fer.

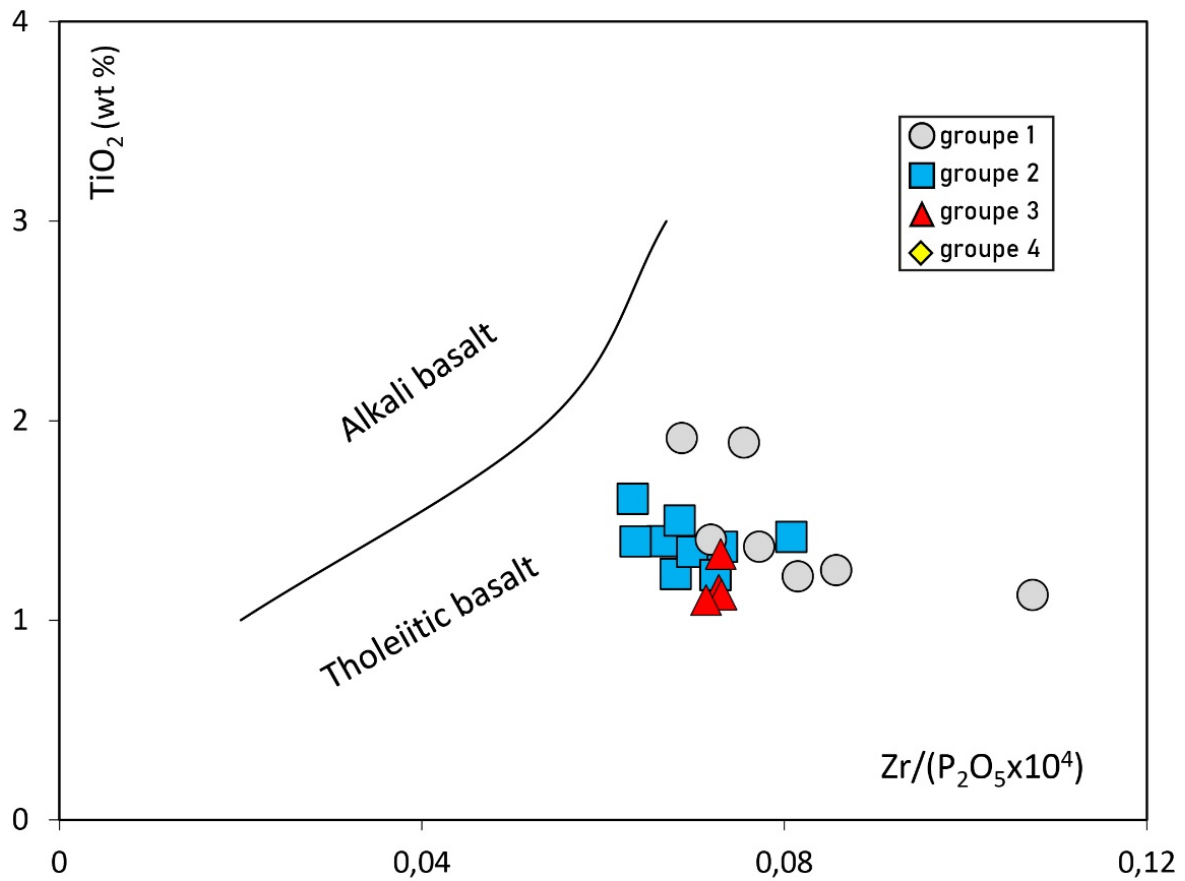


Figure IV.14: Diagramme TiO_2 vs. $\text{Zr}/(\text{P}_2\text{O}_5 \times 10^4)$, d'après (Floyd et Winchester, 1975).

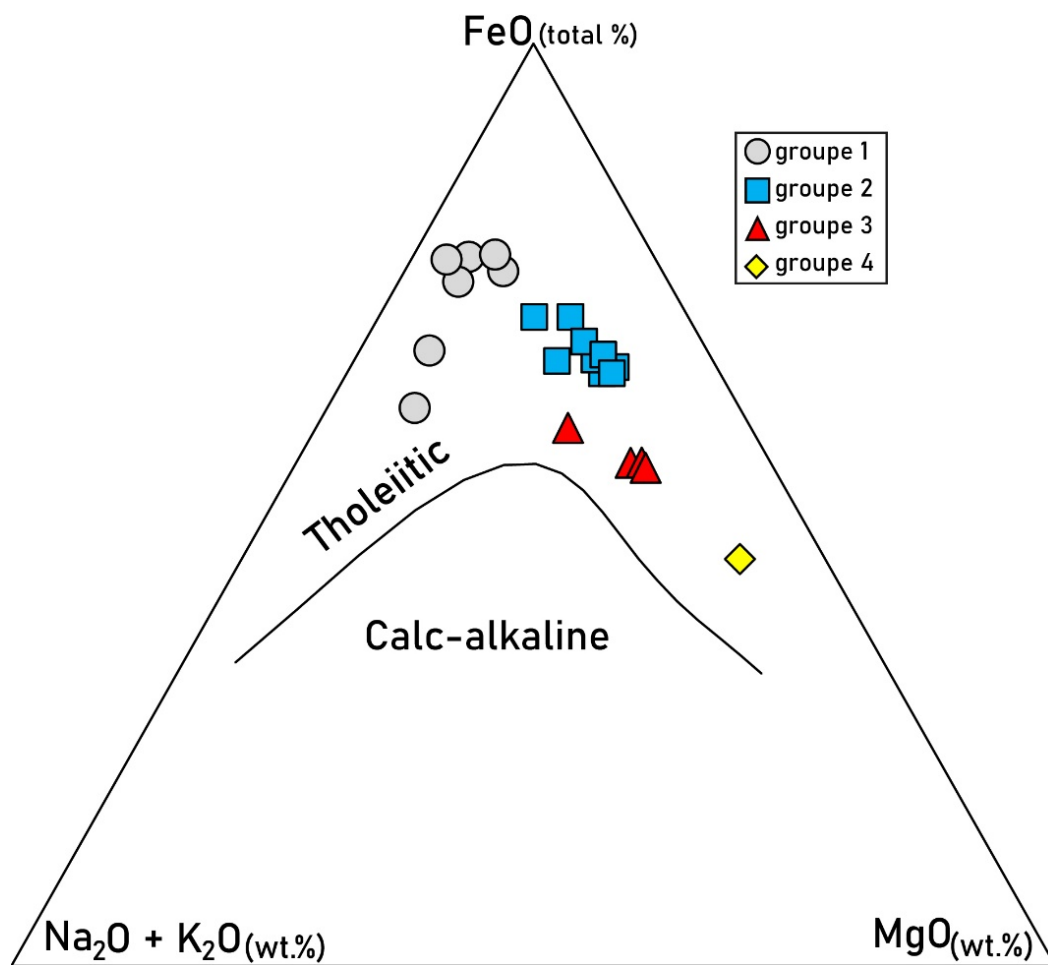


Figure IV.15 : Diagramme AFM (d'après Irvine et Baragar, 1971).

La majorité des roches étudiées sont à quartz normatif, à l'exception des échantillons HM1, IG04 et Z04 qui sont à olivine normatifs (Tableau IV.2, IV.3 et IV.4).

Les variations d'éléments majeurs sont illustrées par des diagrammes d'oxydes d'éléments majeurs en fonction du paramètre Mg# (Figure IV.16). Les échantillons étudiés montrent des corrélations négatives pour P_2O_5 , Na_2O et K_2O (groupes 2 à 4), SiO_2 et TiO_2 (groupes 2 à 4) et positives CaO (groupes 2 à 4) et CaO/Al_2O_3 avec Mg#, respectivement. Ces tendances de variation sont typiques des suites tholéitiques en général, et des tholéiites continentales en particulier. Les concentrations en Al_2O_3 sont assez constantes sur la gamme de Mg# à l'exception de deux échantillons du groupe 1 (IG18 et Z01) qui montrent des concentrations plus élevées. Le Fe_2O_3 augmente légèrement avec la diminution du Mg# dans les dolérites des groupes 3 et 4, puis reste constant dans les dolérites du groupe 2, alors qu'il diminue dans les dolérites du groupe 1. Pour les dolérites du groupe 1, les éléments alcalins (K_2O+Na_2O) et TiO_2 montrent des corrélations positives avec Mg# alors que CaO , et CaO/Al_2O_3 montrent des corrélations négatives. Les teneurs élevées en K_2O+Na_2O (> 4 % en poids) et faibles en CaO (< 4 % en poids) des échantillons IG18, IG20 et Z01 sont probablement dues à l'altération. De plus, le changement abrupt des tendances de variation de TiO_2 et Fe_2O_3 vers les dolérites du groupe 1 reflète le fractionnement de la titanomagnétite. Enfin, les teneurs élevées en TiO_2 (1,89 et 1,91 %), Fe_2O_3 (19,19 et 19,20 %), des échantillons Z02 et Z03a suggèrent une accumulation d'oxydes de Fe-Ti, en accord avec les observations pétrographiques.

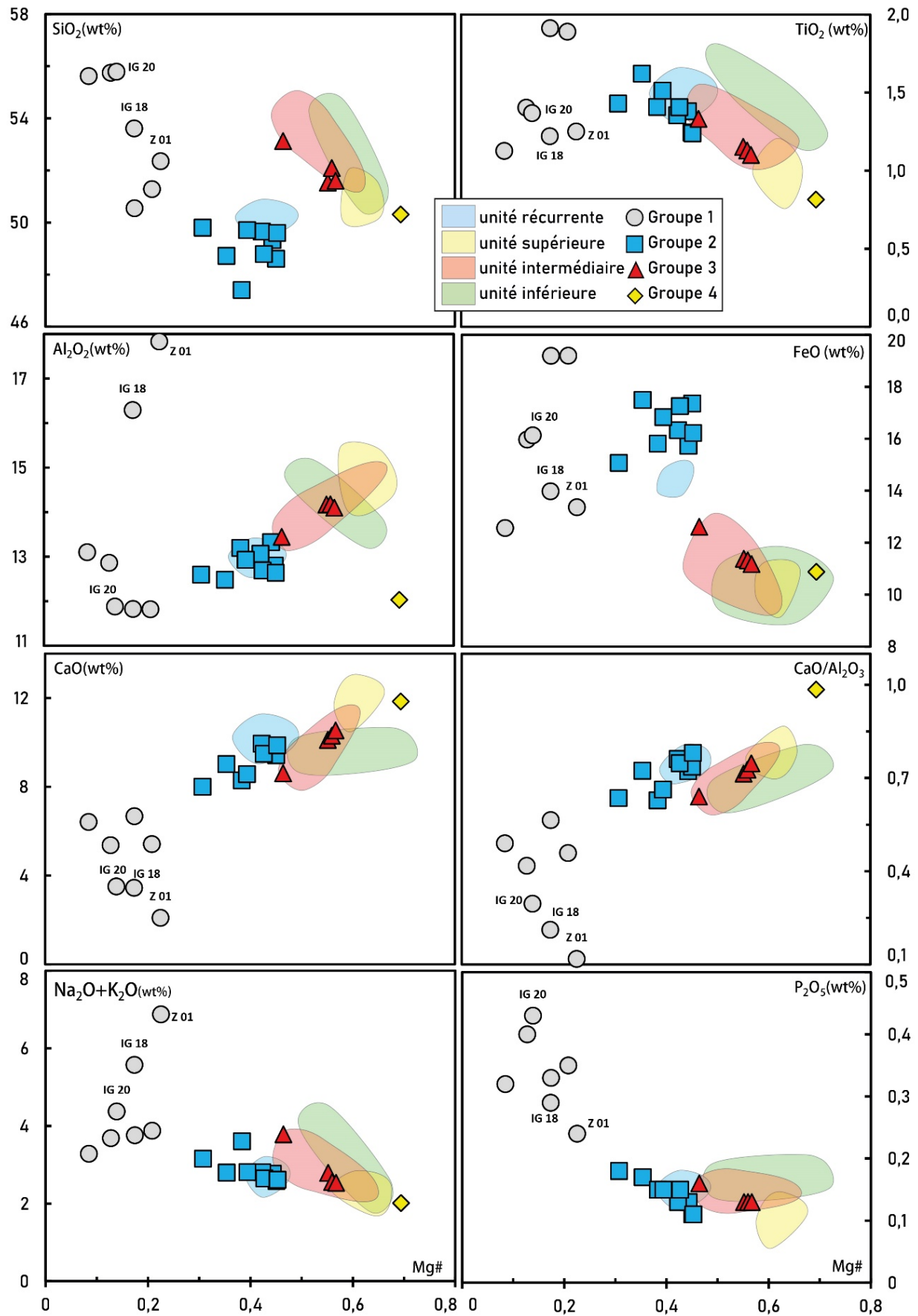


Figure IV.16: Variations des éléments majeurs en fonction de Mg# [$Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$; $Fe^{3+}/Fe^{2+}=0,15$]. Les champs pour les coulées de lave et les roches intrusives de la CAMP d'Algérie, du Maroc et du bassin de Taoudenni (unités récurrentes, supérieures, intermédiaires et inférieures) proviennent de (Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Meddah et al., 2017; Marzoli et al., 2019; Tegner et al., 2019; Bersi et al., 2021)

Tableau IV.2: Analyses chimiques (éléments majeurs et normes CIPW) des échantillons des pipes du flanc nord du bassin de Tindouf.

	IG 18	IG 19	IG 20	Z 01	Z 02	Z 03a	TIF 13
Coordonnées Géographiques	6°23'03" W 28°54'44" N	6°23'12" W 28°54'48" N	6°23'11" W 28°54'50" N	7°11'43" W 29°04'42" N	7°11'42" W 29°04'42" N	7°11'41" W 29°04'44" W	5°38'21" W 28°57'17" N
Type	Pipe						
Groupe	Groupe 1						
SiO ₂ wt%	53,61	55,75	55,79	52,35	51,28	50,55	55,62
TiO ₂	1,22	1,4	1,37	1,25	1,89	1,91	1,13
Al ₂ O ₃	16,3	12,86	11,88	17,84	11,82	11,83	13,1
Fe ₂ O ₃	13,98	15,97	16,13	13,36	19,2	19,19	12,57
MnO	0,17	0,22	0,23	0,21	0,27	0,26	0,19
MgO	1,4	1,11	1,24	1,85	2,4	1,93	0,55
CaO	3,45	5,37	3,51	2,1	5,42	6,68	6,42
Na ₂ O	2,64	2,78	2,95	3,41	1,95	2,29	2,29
K ₂ O	2,93	0,91	1,43	3,46	1,93	1,47	0,99
P ₂ O ₅	0,29	0,4	0,43	0,24	0,35	0,33	0,32
PAF	3,98	3,4	5,12	3,34	3,12	3,06	6,2
Total	99,97	100,17	100,08	99,41	99,63	99,5	99,38
Mg#	0,19	0,14	0,15	0,24	0,23	0,19	0,09

CIPW Norme

Qz	10,86	16,63	16,82	5,27	9,51	7,92	20,84
Or	18,49	5,76	9,19	21,72	12,17	9,28	6,44
Ab	23,57	24,6	26,62	30,4	17,4	20,43	21,06
An	16,12	20,84	15,64	9,37	18,66	18,56	24,4
Dio	-	3,82	-	-	6,32	12,27	6,98
Hyp	21,83	21,57	24,68	22,15	27,69	23,3	14,67
Ol	-	-	-	-	-	-	-
Ilm	2,44	2,79	2,78	2,5	3,78	3,83	2,32
Mt	2,56	2,91	3	2,45	3,52	3,52	2,37
Ap	0,71	0,97	1,06	0,59	0,85	0,81	0,8

Tableau IV.3: Analyses chimiques (éléments majeurs et normes CIPW) des échantillons des sills de groupe 2 du flanc nord du bassin de Tindouf

	IG 02	IG 03	IG 04	IG 09	Z 04	Z 13	TIF 04	SOS 3	SOS 4b
Coordonnées Géographiques	6°23' 28 » W 28°55' 08 » N	6°29' 29 » W 28°55' 08 » N	6°23' 26 » W 28°55' 08 » N	6°23' 25 » W 28°55' 05 » N	7°12' 44 » W 29°04' 51 » N	7°10' 27 » W 29°04' 59 » N	5°40' 23 » W 28°56' 29 » N	6°17' 41 » W 29°27' 10 » N	6°17' 47 » W 29°27' 01 » N
Type	Sills								
Groupe	Groupe 2								
SiO ₂ wt%	49,8	48,72	47,41	49,33	48,61	49,65	49,71	48,79	49,6
TiO ₂	1,43	1,62	1,41	1,38	1,24	1,36	1,51	1,41	1,24
Al ₂ O ₃	12,6	12,48	13,2	13,33	12,8	13,06	12,93	12,69	12,64
Fe ₂ O ₃	15,07	17,49	15,81	15,73	17,36	16,33	16,83	17,26	16,22
MnO	0,2	0,25	0,24	0,23	0,26	0,25	0,23	0,25	0,26
MgO	3,19	4,56	4,69	5,98	6,79	5,7	5,22	6,13	6,4
CaO	8,01	9,03	8,29	9,62	9,43	9,95	8,57	9,49	9,87
Na ₂ O	1,77	2,39	2,54	2,24	2,12	2,2	2,13	2,16	2,15
K ₂ O	1,39	0,41	1,06	0,53	0,47	0,6	0,69	0,49	0,46
P ₂ O ₅	0,18	0,17	0,15	0,13	0,11	0,13	0,15	0,15	0,11
PAF	6,37	2,87	5,24	1,7	0	0,18	1,46	0,33	0,26
Total	100,01	99,99	100,04	100,2	99,19	99,41	99,43	99,15	99,21
Mg#	0,33	0,38	0,41	0,47	0,48	0,45	0,42	0,45	0,48

CIPW Norme

Qz	8,47	2,5	-	1,02	-	1,07	3,46	0,33	0,96
Or	8,98	2,56	6,79	3,27	2,85	3,7	4,26	3,01	2,85
Ab	16,23	21,17	23,01	19,49	18,38	19,06	18,65	18,8	18,67
An	24,12	23,1	22,93	25,45	24,56	24,46	24,52	24,08	24,01
Dio	15,01	19,12	16,89	19,08	18,87	21,05	15,59	19,5	21,25
Hyp	20,91	24,68	21,99	25,82	27,14	24,76	27,1	28,04	26,66
Ol	-	-	2,1653	-	2,3919	-	-	-	-
Ilm	2,94	3,22	2,86	2,7	2,42	2,63	2,97	2,74	2,41
Mt	2,84	3,18	2,94	2,82	3,09	2,9	3,03	3,09	2,89
Ap	0,45	0,41	0,37	0,31	0,26	0,31	0,36	0,36	0,26

Tableau IV.4: Analyses chimiques (éléments majeurs et normes CIPW) des échantillons des sills et dyke de groupe 3 et 4 du flanc nord du bassin de Tindouf.

	TIF 07a	IG 12	IG 14	DN	HM 1
Coordonnées Géographiques	5°46'35" W 28°51'47" N	6°23'17" W 28°54'55" N	6°22'53" W 28°54'30" N	6°38'34" W 29°21'26" N	6°14'02" W 29°8'42" N
Type	Sills			Dyke	Sills
Groupe	Groupe 3				Groupe 4
SiO ₂ wt%	53,13	51,53	52,09	51,6	50,31
TiO ₂	1,33	1,15	1,13	1,1	0,82
Al ₂ O ₃	13,45	14,17	14,18	14,1	12,03
Fe ₂ O ₃	12,61	11,38	11,32	11,17	10,88
MnO	0,19	0,18	0,18	0,17	0,18
MgO	5,21	6,68	6,86	6,97	11,76
CaO	8,61	10,12	10,31	10,54	11,85
Na ₂ O	2,47	2,11	2,03	2,11	1,64
K ₂ O	1,32	0,68	0,53	0,42	0,37
P ₂ O ₅	0,16	0,13	0,13	0,13	-
PAF	1,18	1,41	1,37	1,13	0,3
Total	99,66	99,54	100,13	99,44	100,14
Mg#	0,49	0,58	0,59	0,59	0,72

CIPW Norme

Qz	5,35	3,91	4,91	4,05	-
Or	8,11	4,23	3,28	2,62	2,25
Ab	21,45	18,37	17,51	18,33	14,03
An	22,21	27,92	28,6	28,44	24,58
Dio	17,17	18,84	18,76	20,02	28,14
Hyp	20,41	22,07	22,33	21,97	20,98
Ol	-	-	-	-	6,3699
Ilm	2,6	2,25	2,19	2,15	1,56
Mt	2,25	2,04	2,01	2	1,91
Ap	0,38	0,31	0,31	0,31	-

IV.2.3 Géochimie des éléments en traces

En terme d'abondance d'éléments en traces, les échantillons du groupe 1 présentent les teneurs les plus élevées en Zr (206-344 ppm), Hf (5.75-9.24 ppm), Nb (9.76-14.10 ppm), Th (5.74-9.78 ppm) et Y (63.30-104,76 ppm) et les plus faibles en Ni (4.14-42.17 ppm) et Cr (9.65-48.70 ppm), soulignant la nature différenciée de ces roches.

Les dolérites du groupe 3 se distinguent de celles du groupe 2 par des teneurs plus faibles en Y (moyenne de 22,7 contre 36,8 ppm) et plus élevées en Nb (moyenne de 5,8 ppm contre 4 ppm) et en Sr (moyenne de 201 ppm contre 109 ppm).

Enfin, le caractère primitif du groupe 4 est bien mis en évidence par des teneurs élevées en Ni (194 ppm), Cr (714 ppm) et Co (53,45 ppm) et faibles en Zr (57 ppm), Hf (1,54 ppm), Nb (3,26 ppm), Th (0,91 ppm) et Y (15,84 ppm).

Dans les roches étudiées, Ni, Cr, Co et V sont positivement corrélés, alors que Zr, Th, La, Hf, Nb, Y, Yb, Rb et Ba (groupe 2 à 4) sont négativement corrélés avec Mg# (Figure IV.17). Le Cr augmente légèrement dans les dolérites des groupes 1 et 2, puis augmente brusquement dans les dolérites des groupes 3 et 4. Y et Yb montrent des corrélations positives légères avec Mg# dans les dolérites des groupes 2 à 4, et des corrélations positives fortes dans les dolérites du groupe 1. Pour ces dernières, les éléments mobiles Rb et Ba présentent les mêmes tendances de corrélation positive avec Mg#, bien qu'avec une certaine dispersion probablement due à l'altération. Les concentrations de Sr sont assez constantes sur la gamme de Mg# dans les dolérites du groupe 1 (sauf pour les échantillons IG18, Z01 et Z02 où les variations de Sr sont plutôt dispersées) et du groupe 2, alors qu'elles montrent une forte corrélation négative dans les dolérites des groupes 3 et 4. Le Cu montre un comportement avec deux tendances : dans les dolérites des groupes 2, 3 et 4 le Cu est corrélé négativement avec le Mg#, alors que chez les dolérites du groupe 1 (dolérites de pipe) il est corrélé positivement. La corrélation positive entre le Cu chalcophile et Mg# dans les dolérites des pipes indique une précipitation des sulfures, confirmée par sa présence en abondance dans ces roches. Enfin, les tendances de variation de V avec Mg# sont particulièrement intéressantes car elles montrent une légère corrélation négative dans les dolérites du groupe 3 et dans certains échantillons du groupe 2, puis une forte corrélation positive dans le groupe 1 et les échantillons IG02, et IG03 (dolérites du groupe 2). Ceci indique que les oxydes Fe-Ti ont un effet significatif pendant la différenciation des dolérites du

groupe 1 et des échantillons IG02 et IG03 de fait de la préférence du V pour la magnétite pendant la cristallisation fractionnée (Leeman *et al.*, 1978).

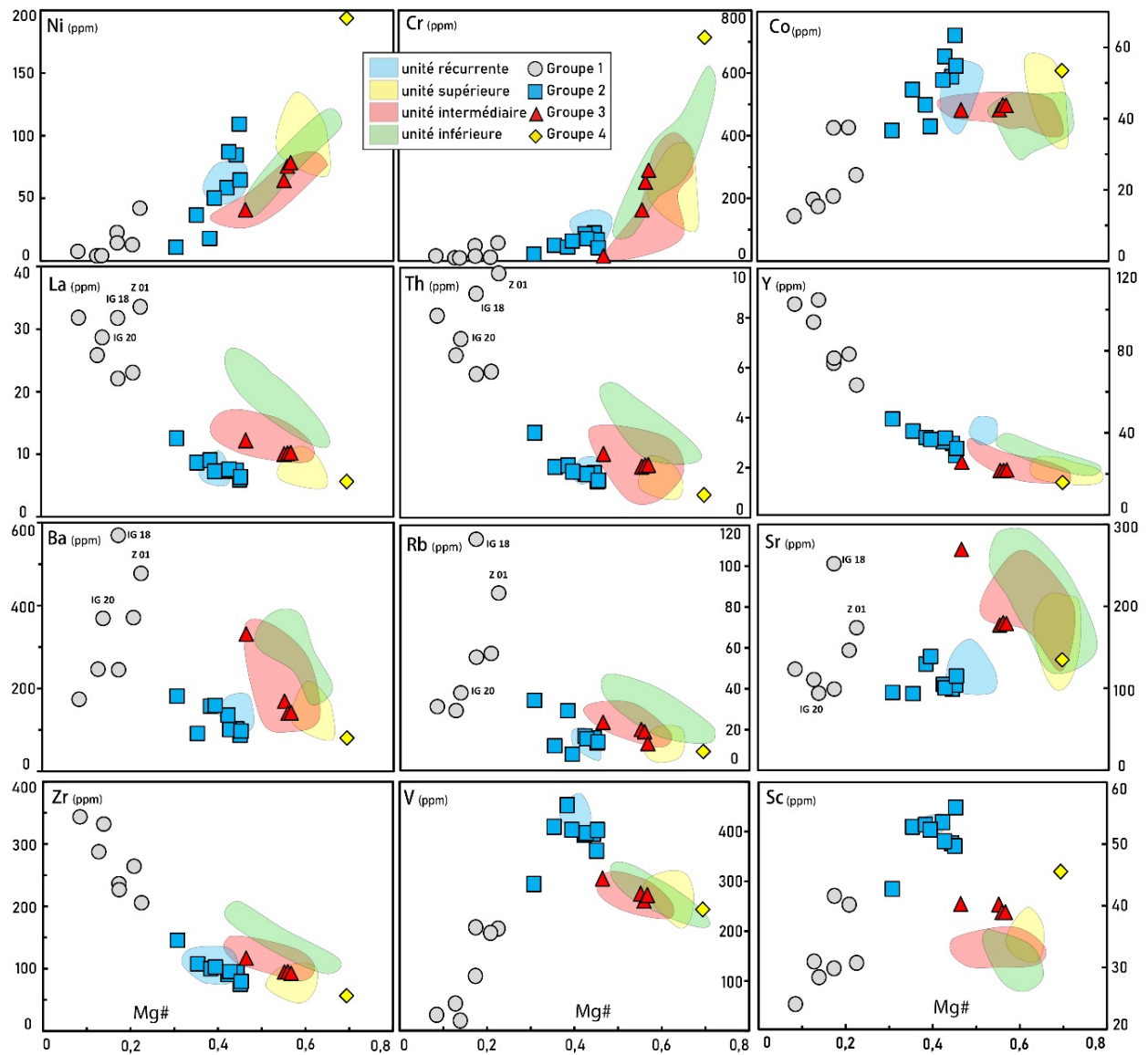


Figure IV.17 : Variations de quelques éléments en trace en fonction de Mg# [$Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$; $Fe^{3+}/Fe^{2+}=0,15$]. Les champs pour les coulées de lave et les roches intrusives du CAMP d'Algérie, du Maroc et du bassin de Taoudenni (unités récurrentes, supérieures, intermédiaires et inférieures) proviennent de (Verati *et al.*, 2005; Chabou *et al.*, 2010; Meddah *et al.*, 2017; Marzoli *et al.*, 2019; Tegner *et al.*, 2019; Bersi *et al.*, 2021)

IV.2.3.1 Les Terres Rares

Les concentrations en terres rares (REE) des roches étudiées sont modérément (groupes 2 à 4) à fortement (groupe 1) enrichies par rapport aux valeurs chondritiques (*McDonough et Sun, 1995*). Ces éléments sont incompatibles, donc leurs concentrations augmentent avec la différenciation, ce qui explique le fort enrichissement des échantillons des pipes (groupe 1) qui sont très différenciés par rapport aux autres groupes. Les plus faibles concentrations de terres rares se rencontrent dans l'échantillon primitif HM1 (groupe 4) le moins différencié de tous.

Les spectres normalisés de REE (Figure IV.18) des dolérites des groupes 3 et 4 montrent un enrichissement modéré en terres rares lourdes (MREE/HREE), alors que les dolérites des groupes 1 et 2 montrent des spectres normalisés identiques, parallèles et plats. Les spectres obtenus sont comparables à ceux de la CAMP du Nord-Ouest de l'Afrique (*Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Meddah et al., 2017; Marzoli et al., 2019*).

Le groupe 1, représenté par les roches des pipes, présente les spectres les plus enrichis en REE, les spectres sont globalement plats avec un léger enrichissement en HREE (Figure IV.18.a). Les rapports $(La/Yb)_N$ varient de 1,81 à 3,64 et augmentent régulièrement avec la différenciation. Ce groupe enregistre une légère anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^*=0,74-0,81$) avec ($Eu^* = \sqrt{Sm \times Gd}$).

Le groupe 2 présente des spectres beaucoup plus plats par rapport aux autres échantillons, avec un rapport $(La/Yb)_N$ qui varie de 1,30 à 1,77. Un échantillon (IG2) affiche une très légère anomalie en Eu ($Eu/Eu^*=0,63$), alors que pour les autres échantillons, aucune anomalie significative en Eu n'est observée ($Eu/Eu^* \sim 0,69$). Les spectres de ce groupe sont proches de ceux des E-MORB (*McDonough et Sun, 1995*) (Figure IV.18.b).

Les groupes 3 et 4, présentent un rapport $(La/Yb)_N$ qui varie entre 2,56 (groupe 4) et $\sim 3,54$ (groupe 3). Ces rapports montrent un enrichissement régulier en HREE en fonction de la différenciation. L'échantillon HM1 (groupe 4) est le moins enrichi de tous les échantillons étudiés (Figure IV.18.c).

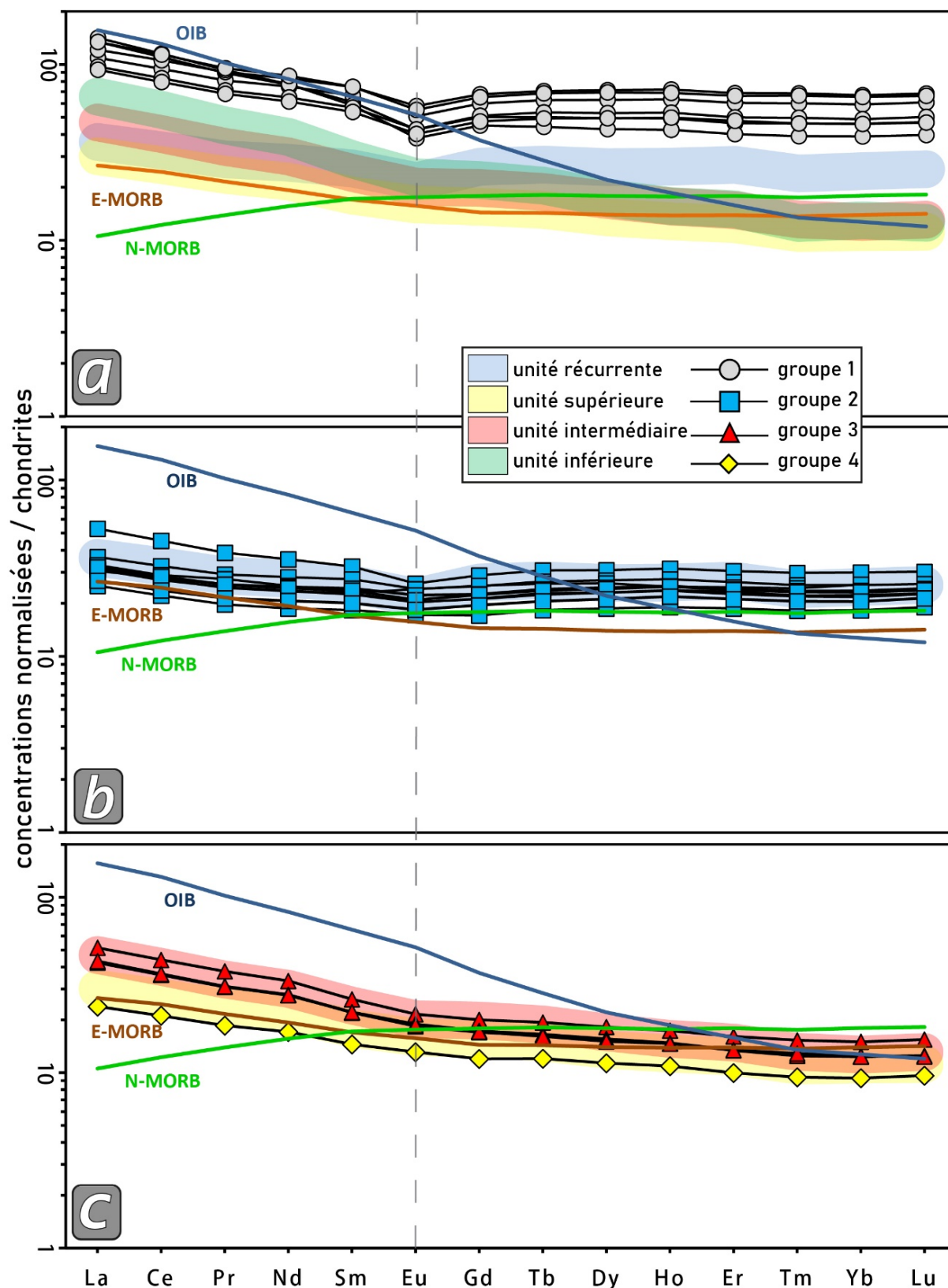


Figure IV.18: Spectres de REE normalisés aux chondrites selon (*McDonough et Sun, 1995*), des dolérites étudiées dans ce travail. Les champs pour les coulées de lave et les roches intrusives de la CAMP d'Algérie, du Maroc et du bassin de Taoudenni (unités récurrentes, supérieures, intermédiaires et inférieures) proviennent de (*Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Meddah et al., 2017; Marzoli et al., 2019; Tegner et al., 2019*).

Les spectres multi-éléments normalisés par apport au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) (Figure IV.19), montrent un enrichissement en terres rares légères (LREE) et (LILE) par rapport aux HREE, et d'importantes anomalies en Nb, Pb, Sr, P, et Ti.

Les dolérites du groupe 1 (pipes) (Figure IV.19.a), enregistrent un enrichissement modéré à élevé en éléments LILE et présentent des anomalies négatives en Ta, Nb et P avec $Ta/Ta^* : 0,28-0,69$, $Nb/Nb^* : 0,18-0,51$ et $P/P^* : 0,51-0,83$ ($Ta^* = \sqrt{U \times Nb}$), ($Nb^* = \sqrt{Ta \times La}$) et ($P^* = \sqrt{Nd \times Zr}$). Les spectres des dolérites du groupe 1 montrent également de fortes anomalies négatives en Sr et Ti ($Sr/Sr^* : 0,13-0,37$, $Ti/Ti^* : 0,22-0,52$) avec ($Sr^* = \sqrt{Pb \times Nd}$) et ($Ti^* = \sqrt{Sm \times Tb}$). Ce groupe affiche une forte anomalie positive en Pb avec ($Pb/Pb^* : 3,42-4,99$) ($Pb^* = \sqrt{Sr \times Ce}$) notamment pour les échantillons IG18, Z01 et Z03a (16,58, 22,7 et 10,01 respectivement).

Le groupe 2 affiche des spectres moins enrichis par apport à ceux du groupe 1 (Figure IV.19.b), avec des anomalies négatives notables en Ta, Nb, Sr avec $Ta/Ta^* \sim 0,71$, $Nb/Nb^* \sim 0,58$ et $Sr/Sr^* \sim 0,33$; une légère anomalie négative en P ($P/P^* \sim 0,77$), et une anomalie négative en Ti ($Ti/Ti^* \sim 0,82$). Une forte anomalie positive en Pb ($Pb/Pb^* \sim 4,72$) est également enregistrée dans les spectres de ce groupe.

Les groupes 3 et 4 présentent des spectres semblables (Figure IV.19.c). Ils se rapprochent beaucoup plus des E-MORB notamment en HREE, avec une pente globalement négative. Ils affichent des anomalies négative en Nb ($Nb/Nb^* \sim 0,63$) et Ti ($Ti/Ti^* \sim 0,81$). Une très légère anomalie en Sr ($Sr/Sr^* \sim 0,62$, sauf l'échantillon TIF07a) est aussi à signaler. L'anomalie positive en Pb ($Pb/Pb^* \sim 2,4$) est de moindre degré chez le groupe 3 par rapport aux groupes 1 et 2 et est presque négligeable dans l'échantillon du groupe 4.

Les spectres des groupes 2, 3 et 4 sont identiques à ceux des tholéiites pauvres en Ti de la CAMP, notamment ceux du Nord-Ouest de l'Afrique (Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Meddah et al., 2017; Marzoli et al., 2019).

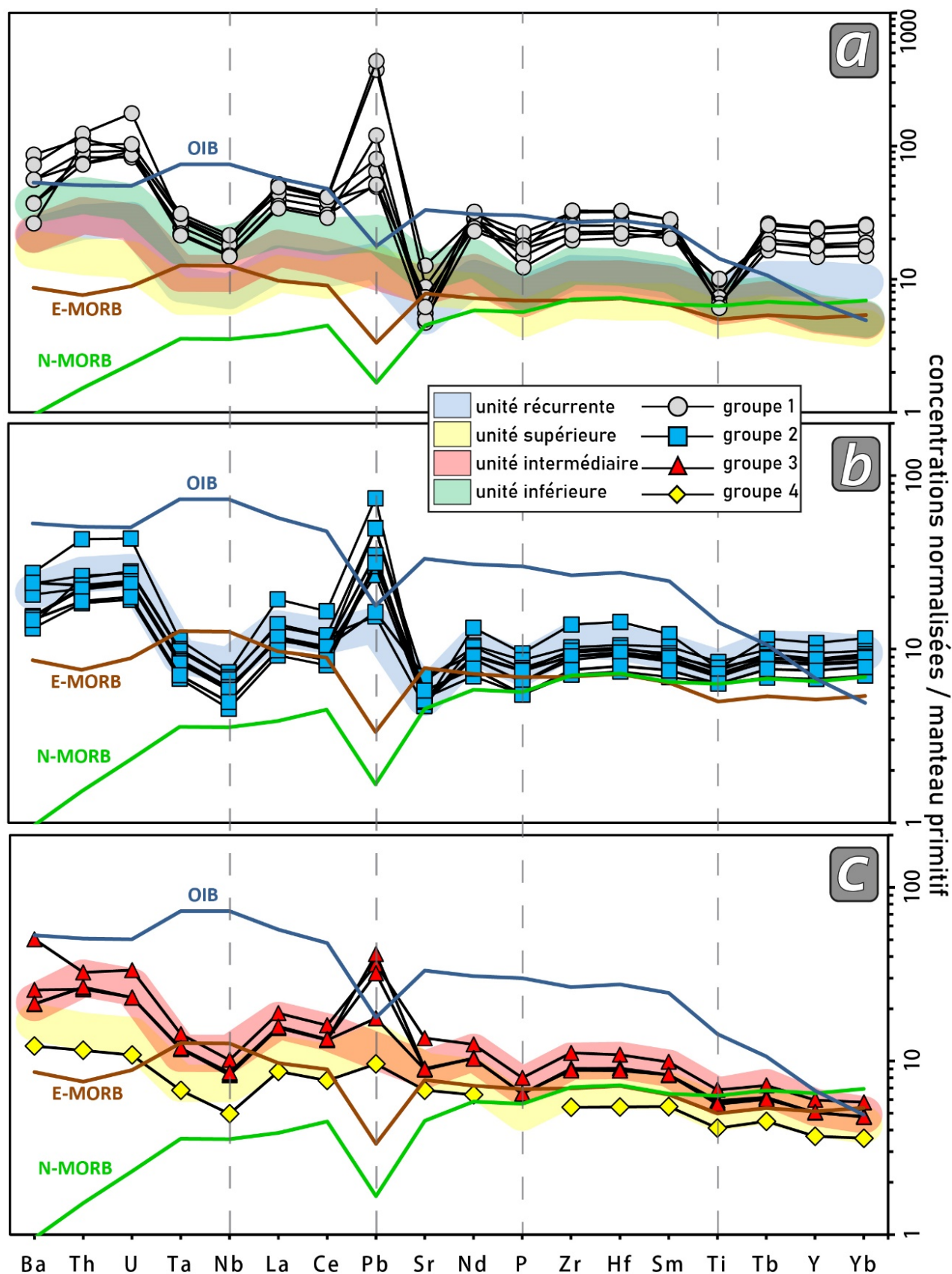


Figure IV.19: Spider Diagrams normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995), des dolérites étudiées dans ce travail. Les champs pour les coulées de lave et les roches intrusives de la CAMP d'Algérie, du Maroc et du bassin de Taoudenni (unités récurrentes, supérieures, intermédiaires et inférieures) proviennent de (Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Meddah et al., 2017; Marzoli et al., 2019; Tegner et al., 2019).

Tableau IV.5: Analyses chimiques des éléments en traces (exprimées en ppm) des dolérites des pipes (groupe 1) du flanc nord du bassin de Tindouf.

	IG 18	IG 19	IG 20	Z 01	Z 02	Z 03a	TIF 13
Ni	22,85	4,14	4,36	42,17	13,05	14,46	7,63
Cr	48,7	10,26	9,65	58,03	12,02	15,71	16,06
V	110,32	54,92	20,7	205,3	196,6	207,84	32,29
Co	18,24	17,3	15,34	24,2	37,49	37,43	12,66
Rb	113,2	29,32	37,98	86,83	57,29	55,43	31,25
Sr	252,11	110,71	94,09	174,1	146,4	99,2	123,37
Cs	9,14	1,43	0,97	2,39	2,16	3,7	2,06
Ba	569,39	246,43	368,85	477,7	370,9	245,01	173,79
La	31,79	25,85	28,68	33,57	23,05	22,09	31,83
Ce	67,3	57,74	64,68	70,28	51,14	48,57	69,66
Pr	8,5	7,71	8,6	8,83	6,76	6,45	9,03
Nd	35,79	34,9	38,75	35,94	30,3	28,72	40,14
Sm	9,32	10,18	11,37	8,94	8,69	8,21	11,41
Eu	2,47	2,95	3,36	2,21	2,48	2,34	3,19
Gd	10,32	12,33	13,91	9,24	10,53	9,77	13,42
Tb	1,85	2,32	2,61	1,63	1,97	1,82	2,53
Dy	12,6	15,94	18,12	10,87	13,42	12,53	17,57
Ho	2,8	3,61	4,1	2,42	3,03	2,84	3,92
Er	7,68	10,03	11,41	6,67	8,31	7,95	11,01
Tm	1,2	1,56	1,78	1,02	1,29	1,2	1,73
Yb	7,83	10,07	11,36	6,62	8,3	7,79	11,1
Y	73,87	94,01	104,76	63,3	78,3	76,38	102,72
Zr	236,32	287,53	332,01	205,7	264,4	226,67	343,64
Lu	1,17	1,52	1,71	0,99	1,26	1,17	1,65
Hf	6,51	7,84	9,03	5,75	7,17	6,25	9,24
Ta	1,04	0,91	1,08	1,02	0,82	0,79	1,15
Pb	67,31	11,67	8,93	78,27	9,24	21,67	14,42
Th	8,96	6,49	7,15	9,78	5,84	5,74	8,08
U	1,87	1,67	1,87	3,58	1,86	1,75	2,09
As	87,91	15,44	12,8	73,52	23,34	48,74	9,73
Be	1,91	1,82	1,99	2,32	1,54	1,58	2,28
Bi	-	-	-	-	0,48	-	0,05
Cd	1,92	0,21	0,35	3,78	0,23	0,29	0,15
Cu	40,94	51,46	39,64	86,53	173,9	185,66	39,19
Ga	28,54	28,29	27,63	28,8	24,72	24,72	28,26
Ge	2,08	2	1,98	1,65	1,62	1,73	1,92
In	0,13	0,18	0,17	0,25	0,15	0,15	0,13
Mo	1,91	1,27	1,58	6,66	2,22	2,42	2,13
Nb	12,57	11,23	13,36	11,89	9,97	9,76	14,1
Sc	29,86	30,98	28,43	30,76	40,2	41,6	24,08
Sb	1	0,4	0,19	1,24	1,41	1,03	0,98
Sn	4,17	1,24	0,8	2,94	1,42	1,27	1,24
W	1,11	0,92	0,82	0,89	-	-	0,95
Zn	557,89	231,44	251,73	814,4	117,6	209,78	90,1

Tableau IV.6 : Analyses chimiques des éléments en traces (exprimées en ppm) des dolérite des sills (groupe 2) du flanc nord du bassin de Tindouf

	IG 02	IG 03	IG 04	IG 09	Z 04	Z 13	TIF 04	SOS 3	SOS 4b
Ni	10,99	36,74	18,04	84,77	109,3	58,47	50,29	87,17	64,64
Cr	22,55	50,47	44,5	89,5	67,65	86,1	63,79	71,54	41,89
V	294,81	409,53	452,9	395,31	361,28	393,6	403,64	397,02	403,07
Co	36,68	48,12	43,87	51,75	63,33	50,83	37,82	57,43	54,78
Rb	34,28	12,07	29,27	15,96	13,41	16,85	7,94	15,55	14
Sr	95	93,61	129,61	98,94	103,88	104,7	138,83	100,58	114,92
Cs	0,88	1,21	1,54	1,6	1,25	1,49	1,21	1,75	0,93
Ba	181,4	91,28	157,18	102,33	86,96	135,9	158,97	100,58	97,33
La	12,56	8,68	9,03	7,37	5,96	7,35	7,26	7,59	6,38
Ce	27,71	19,88	20,14	16,57	13,53	16,77	17,16	17,32	14,49
Pr	3,68	2,77	2,74	2,35	1,87	2,33	2,43	2,43	2,03
Nd	16,61	13,12	12,83	11,01	8,73	10,94	11,54	11,37	9,64
Sm	4,94	4,19	3,85	3,48	2,8	3,44	3,72	3,61	3,06
Eu	1,5	1,4	1,33	1,18	1	1,17	1,29	1,21	1,07
Gd	5,93	5,14	4,95	4,35	3,51	4,37	4,64	4,61	4,01
Tb	1,14	0,98	0,93	0,83	0,68	0,85	0,89	0,87	0,76
Dy	7,82	6,86	6,55	5,83	4,75	5,84	6,23	6,13	5,37
Ho	1,8	1,56	1,48	1,34	1,09	1,36	1,42	1,42	1,25
Er	5,05	4,37	4,12	3,74	3,1	3,86	3,98	3,95	3,5
Tm	0,77	0,66	0,64	0,57	0,47	0,58	0,61	0,6	0,53
Yb	5,09	4,31	4,13	3,7	3,1	3,79	4	3,93	3,48
Y	46,75	40,82	37,74	34,9	28,94	35,64	36,75	37,49	32,34
Zr	145,6	107,74	99,98	95,19	74,93	90,94	102,81	95,55	79,76
Lu	0,76	0,64	0,64	0,56	0,48	0,57	0,61	0,59	0,53
Hf	4,07	2,98	2,81	2,66	2,1	2,62	2,88	2,71	2,26
Ta	0,42	0,37	0,36	0,32	0,25	0,31	0,32	0,31	0,26
Pb	13,33	2,78	8,97	4,8	5,43	8,91	2,95	6,27	5,65
Th	3,4	2,03	2,09	1,78	1,45	1,77	1,84	1,75	1,49
U	0,88	0,57	0,56	0,49	0,39	0,49	0,5	0,48	0,41
As	3,55	15,13	35,04	3,53	0,63	0,76	1,8	1,98	0,66
Be	0,83	0,62	0,61	0,56	0,51	0,59	0,61	0,57	0,5
Bi	-	-	0,16	-	0,05	-	0,09	-	-
Cd	0,26	0,2	0,33	0,14	0,15	0,14	0,09	0,16	0,16
Cu	114,18	218,06	156,7	252,08	409,25	191,3	92,71	246,18	174,9
Ga	22,08	19,58	20,08	18,55	17,13	19,1	19,12	18,91	18,44
Ge	2,17	1,61	1,68	1,48	1,46	1,53	1,53	1,54	1,65
In	0,12	0,12	0,12	0,09	0,08	0,09	0,13	0,09	0,09
Mo	0,91	0,82	0,92	0,73	0,6	0,79	-	0,8	0,66
Nb	4,85	4,55	4,41	3,96	2,99	3,81	3,97	3,83	3,27
Sc	42,73	52,8	53,13	50,13	49,68	53,51	52,33	50,44	55,94
Sb	0,37	0,22	0,34	0,13	-	-	0,78	0,08	0,08
Sn	0,88	0,69	1,21	0,64	0,79	0,91	1,82	0,98	0,81
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	118,8	143,36	160,54	124,01	134,57	132,2	150,99	138,32	136,76

Tableau IV.7: Analyses chimiques des éléments en traces (exprimées en ppm) des dolérites des sills et dyke (groupe 3 et 4) du flanc nord du bassin de Tindouf

	TIF 07a	IG 12	IG 14	DN	HM 1
Ni	40,79	64,28	75,6	78,5	193,82
Cr	16,31	162,92	251,71	290	713,93
V	305,45	275,25	261,52	272,8	243,82
Co	42,41	42,49	43,78	43,72	53,45
Rb	23,54	19,99	19,02	13,13	9,24
Sr	269,48	177,4	179,89	179	134,97
Cs	1,1	1,67	5,52	0,89	0,39
Ba	331,26	169,19	140,27	141,2	80,4
La	12,21	10,03	10,15	10,24	5,64
Ce	26,88	22,07	22,16	22,36	12,92
Pr	3,59	2,92	2,95	2,94	1,76
Nd	15,56	12,98	12,97	12,88	7,97
Sm	4,01	3,38	3,36	3,39	2,22
Eu	1,25	1,1	1,07	1,08	0,76
Gd	4,12	3,56	3,5	3,52	2,47
Tb	0,72	0,61	0,6	0,59	0,44
Dy	4,62	3,96	3,88	3,83	2,87
Ho	0,99	0,84	0,84	0,83	0,62
Er	2,67	2,24	2,22	2,23	1,65
Tm	0,4	0,33	0,32	0,33	0,24
Yb	2,55	2,12	2,1	2,1	1,58
Y	25,65	21,66	21,67	21,84	15,84
Zr	116,78	94,58	95	92,78	56,74
Lu	0,39	0,31	0,31	0,31	0,24
Hf	3,07	2,57	2,55	2,49	1,54
Ta	0,53	0,44	0,43	0,44	0,25
Pb	6,48	3,17	7,41	5,75	1,73
Th	2,56	2,05	2,09	2,11	0,91
U	0,68	0,47	0,47	0,47	0,22
As	0,71	1,12	1,22	0,6	-
Be	0,82	0,59	0,63	0,62	0,39
Bi	0,05	-	-	-	-
Cd	0,09	0,09	0,19	0,08	0,08
Cu	152,47	120,95	120,52	117,2	94,99
Ga	18,03	17,6	17,19	17,65	13,5
Ge	1,44	1,41	1,45	1,43	1,45
In	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05
Mo	0,52	-	-	-	-
Nb	6,67	5,45	5,54	5,64	3,26
Sc	40,28	40,21	38,98	38,98	45,54
Sb	0,09	0,1	0,19	0,07	
Sn	1,09	0,85	0,77	0,81	0,53
W	-	-	-	-	-
Zn	101,93	85,91	110,01	89,08	71,78

V. Étude géochronologique

Cette partie a pour but de présenter les résultats de datation. La méthode de datation mise en œuvre dans le cadre de cette étude, son aspect théorique ainsi que le principe de fonctionnement, seront expliqués. La méthodologie de la préparation des échantillons et le mode analytique seront également présentés.

V.1 Introduction

A ce jour, des centaines de datations ont été réalisées sur les roches de la CAMP dans les quatre coins du globe. Cela a permis de cerner l'âge de l'activité principale de cette province autour de 201 Ma. Dans le bassin de Tindouf, on dispose de 4 âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur plagioclases réalisés par [Chabou \(2008\)](#).

- 3 âges sur des sills de l'unité récurrente : 167 ± 3 Ma (échantillon *TIN 20*) et 165 ± 5 Ma (échantillon *TIN 14*) obtenue sur des sills du flanc nord, et un âge à $198,9 \pm 2,3$ Ma (échantillon *TMA1*) obtenu sur un sill en subsurface.
- 1 âge à $200 \pm 1,5$ Ma (échantillon *GSL3a*) obtenu sur un sill en subsurface appartenant à l'unité supérieure.

V.2 Principe et bases théoriques

La méthode $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, est utilisée pour dater des roches anciennes de l'ordre de quelques milliers jusqu'à plusieurs milliards d'années. Elle peut être utilisée sur des minéraux séparés en monograins ou en micropopulation ou encore sur roche totale pour les échantillons volcaniques. Le principe de la méthode est basé sur la décroissance radioactive de l'isotope 40 du potassium (K), qui est un élément volatil parmi les huit les plus abondants de la croûte terrestre. Le potassium existe dans la nature sous forme de trois isotopes (^{39}K : 93,2581 %) (^{40}K : 0,01167 %) et (^{41}K : 6,7302 %) (abondance atomique d'après [Garner et al., 1975](#)). Seul le ^{40}K est radioactif et se désintègre en deux isotopes stables :

- à 88,8 % en $^{40}\text{Ca}^*$ par émission β^- ,
- à 11,2 % en $^{40}\text{Ar}^*$ (dont 11 % par émission γ , 0,16 % par capture d'électron, et 0,01 % par émission β^+).

L'expression mathématique de cette désintégration s'écrit :

$$^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) = ^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ca}^*$$

Avec $\lambda = \lambda_{\text{e(Ar)}} + \lambda_{\beta(\text{Ca})}$ qui est égal à : $5,543 \times 10^{-10}$ atomes. a^{-1}

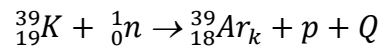
* : Radiogénique, signifie qu'il provient de la désintégration d'un élément radioactif.

Le $^{40}\text{Ca}^*$ ne se distingue pas facilement du calcium commun (*très abondant dans la nature* 96,6%). Seul la chaîne de désintégration menant à l' ^{40}Ar est utilisée en géochronologie.

L'utilisation de la méthode $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, repose sur le fait que l'échantillon au moment de sa cristallisation est dépourvu de tout $^{40}\text{Ar}^*$, ce qui revient à dire que seul l' ^{40}Ar atmosphérique est présent lors de la fermeture de système t_0 (*i.e. cristallisation*). Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ serait donc égal à celui de l'air, soit 298.56 ± 0.31 à t_0 ([Lee et al., 2006](#)). Cela présente une limite pour cette méthode dans le cas de gain ou de perte partielle d'argon, c'est-à-dire en cas de réouverture du système chronométrique. Pour pallier à ces limitations la technique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a été développée.

V.2.1 La technique Ar/Ar

La datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est dérivée de la méthode $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$. Elle donne la possibilité de déterminer indirectement le rapport K/Ar en réalisant une analyse des rapports isotopiques de l'argon seul, après une irradiation artificielle du matériel à dater. Cette méthode est une technique où l' ^{39}Ar est produit artificiellement par l'irradiation du ^{39}K naturel via des neutrons dans un réacteur nucléaire avec libération d'un proton et de chaleur Q .



Sachant que le rapport naturel actuel $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ est constant dans tous les minéraux, mesurer et connaître la quantité de $^{39}\text{Ar}_k$ permet indirectement de doser le potassium ^{40}K du minéral. Ainsi, la quantité de l' $^{39}\text{Ar}_k$ créée est proportionnelle à la quantité de ^{39}K présent dans l'échantillon et donc à la quantité de ^{40}K .

La quantité d' $^{39}\text{Ar}_k$ produit par irradiation s'écrit :

$$^{39}\text{Ar}_k = ({}^{39}\text{K})(\Delta T) \left(\int \varphi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) d\varepsilon \right) \quad (1)$$

Où :

ΔT : durée de l'irradiation (en secondes),

$\varphi(\varepsilon)$: densité du flux de neutrons d'énergie ε ($\text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$),

$\sigma(\varepsilon)$: section efficace de capture électronique de la réaction à énergie ε (cm^2).

Avec l'équation de la loi de désintégration radioactive, on peut écrire :

$$^{40}\text{Ar}^* = \left(\frac{\lambda_g}{\lambda} \right) {}^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad (2)$$

En combinant l'équation (1) et (2), on obtient :

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} = \left(\frac{{}^{40}\text{K}}{{}^{39}\text{K}}\right) \times \left(\frac{\lambda_e}{\lambda}\right) \times (\Delta T \int \varphi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) d\varepsilon)^{-1} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

Le paramètre J (*facteur d'irradiation*) est alors défini, en simplifiant l'équation (3)

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} = \frac{(e^{\lambda t} - 1)}{J}$$

La technique consiste à mesurer le rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K$ sur les échantillons à dater au cours d'une même mesure au spectromètre de masse et sur une même fraction d'aliquote de l'échantillon en connaissant J . Ces mesures simultanées permettent de voir et de vérifier que le système isotopique du minéral n'a pas subi de perte ou d'ajout de K et/ou Ar au cours de son histoire. Pour cela, le rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K$ est mesuré en chauffant les minéraux à dater via un laser à plusieurs étapes de température progressives jusqu'à la fusion des minéraux. On obtient alors un âge pour chaque étape de température. En fonction des quantités d'argon dégazé pour chaque étape, on construit alors un spectre d'âge.

L'âge t_n à chaque étape n de température est défini comme :

$$t_n = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + J \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right)_n \right)$$

Le facteur d'irradiation (J) dépend de la durée de l'irradiation, de l'énergie des neutrons, de la quantité de K présent dans le minéral. Il est déterminé pour chaque irradiation par la co-irradiation d'un minéral dont on connaît l'âge (t_s) et par la mesure au spectromètre de masse du rapport $({}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K)_s$ de ce standard irradié.

$$J = \frac{(e^{\lambda t_s} - 1)}{({}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K)_s}$$

Ces standards sont régulièrement intercalés géométriquement avec les échantillons lors de l'irradiation neutronique (Figure V.1). Ainsi, plusieurs J sont déterminés pour une irradiation. Chaque échantillon à dater aura son J attribué en fonction de sa place dans la nacelle. Le standard utilisé dans cette étude est la sanidine FCs (Fish Canyon, $28,02 \pm 0,25$ Ma) (Jourdan et Renne, 2007).

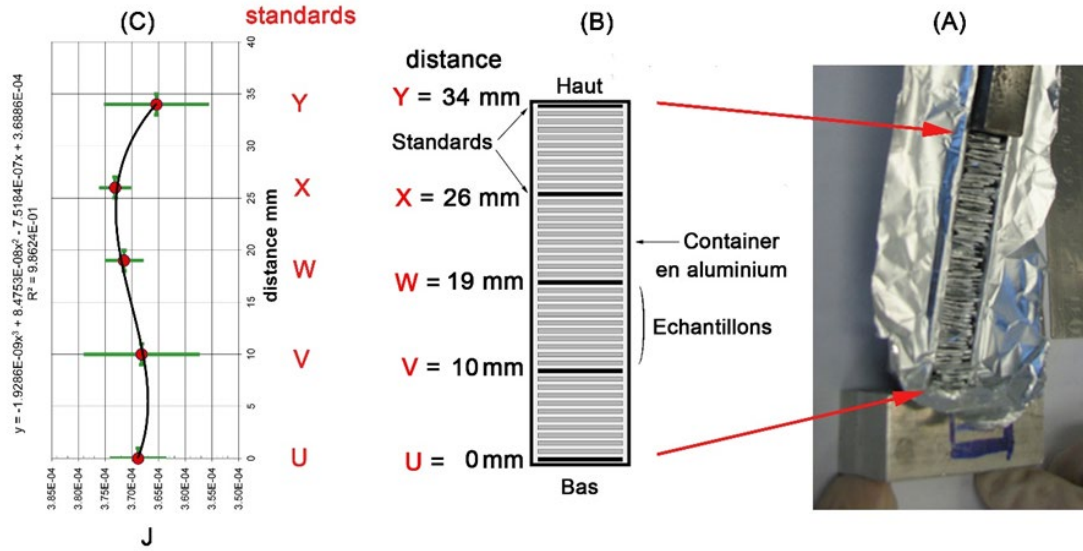


Figure V.1 : (A) Nacelle : porte échantillon avec les paquets en aluminium contenant les minéraux à dater et les standards FCs, destiné à l'irradiation dans le réacteur nucléaire ; (B) Emplacement des standards FCs (U, V, W, X, Y) intercalés avec les échantillons, (C) Courbe montrant la variation du facteur J mesuré des différents standards FCs intercalés selon leur position dans le porte échantillon.

Lors des mesures au spectromètre de masse, plusieurs isotopes de l'argon sont mesurés : 40, 39, 38, 37 et 36. Cela permet de corriger mathématiquement la présence dans les minéraux de l' ^{40}Ar d'origine atmosphérique, mais aussi de corriger des autres interférences de masse. En effet, lors de l'irradiation, plusieurs autres isotopes de l'argon sont aussi créés artificiellement à partir des isotopes naturels du K, Ca et Cl présents dans les minéraux. Si l'on fait un bilan de la contribution de chacun sur chaque masse isotopique, on peut dire :

$$\begin{aligned} {}^{40}\text{Ar}_m &= {}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ar}_{atm} + {}^{40}\text{Ar}_K + {}^{40}\text{Ar}_{Ca} \\ {}^{39}\text{Ar}_m &= {}^{39}\text{Ar}_K + {}^{39}\text{Ar}_{Ca} \\ {}^{38}\text{Ar}_m &= {}^{38}\text{Ar}_{atm} + {}^{38}\text{Ar}_K + {}^{38}\text{Ar}_{Cl} \\ {}^{37}\text{Ar}_m &= {}^{37}\text{Ar}_{Ca} \\ {}^{36}\text{Ar}_m &= {}^{36}\text{Ar}_{atm} + {}^{36}\text{Ar}_{Ca} + {}^{36}\text{Ar}_{Cl} \end{aligned}$$

avec les indices suivants : m = mesuré, Ca K et Cl indiquant les isotopes produits par l'irradiation du Ca K et Cl naturels, atm = atmosphérique.

Afin de déterminer l'âge de l'échantillon le rapport $(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K)$ de l'échantillon corrigé devient, d'après [McDougall \(2014\)](#) :

$$\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K}\right)_{\text{éch}} = \frac{\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}}\right)_m - 298,56 \left(\frac{{}^{36}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}}\right)_m + 298,56 \left(\frac{{}^{36}\text{Ar}}{{}^{37}\text{Ar}}\right)_{Ca} \left(\frac{{}^{37}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}}\right)_m}{1 - \left(\frac{{}^{39}\text{Ar}}{{}^{37}\text{Ar}}\right)_{Ca} \left(\frac{{}^{37}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}}\right)_m} - \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}}\right)_K$$

où 298.56 est la valeur $\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}\right)_{\text{atm}}$; $\left(\frac{^{36}\text{Ar}}{^{37}\text{Ar}}\right)_{\text{Ca}}$; $\left(\frac{^{39}\text{Ar}}{^{37}\text{Ar}}\right)_{\text{Ca}}$ et $\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_{\text{K}}$ des rapports isotopiques de sels purs irradiés en Ca et K respectivement.

En combinant toutes les étapes, on représente les données dans deux diagrammes : le spectre d'âge et l'isochrone inverse (Figure V.2 et V3) Un âge est considéré comme valide si l'âge plateau est concordant avec l'âge isochrone inverse.

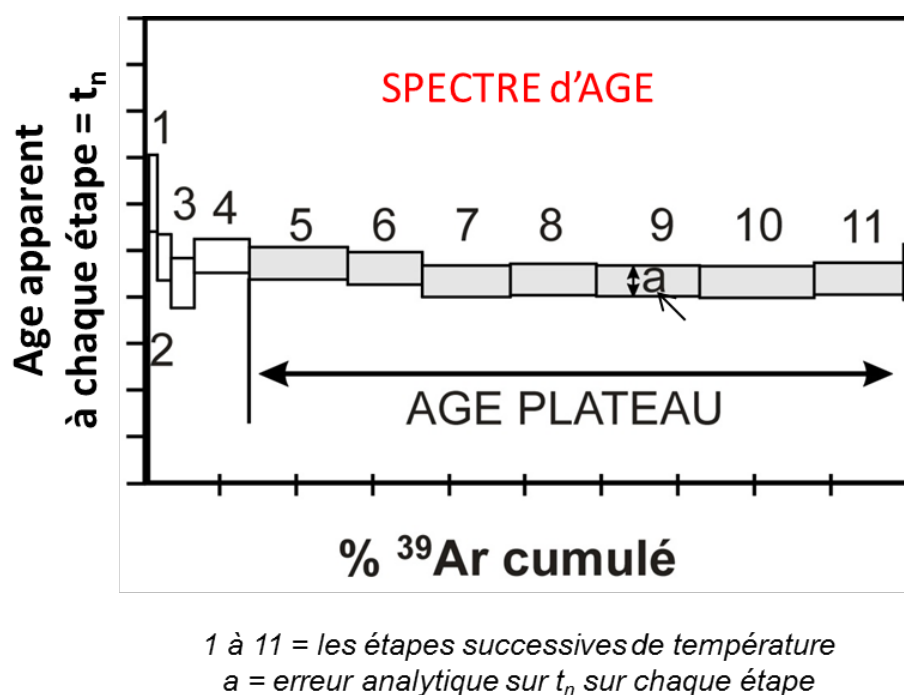
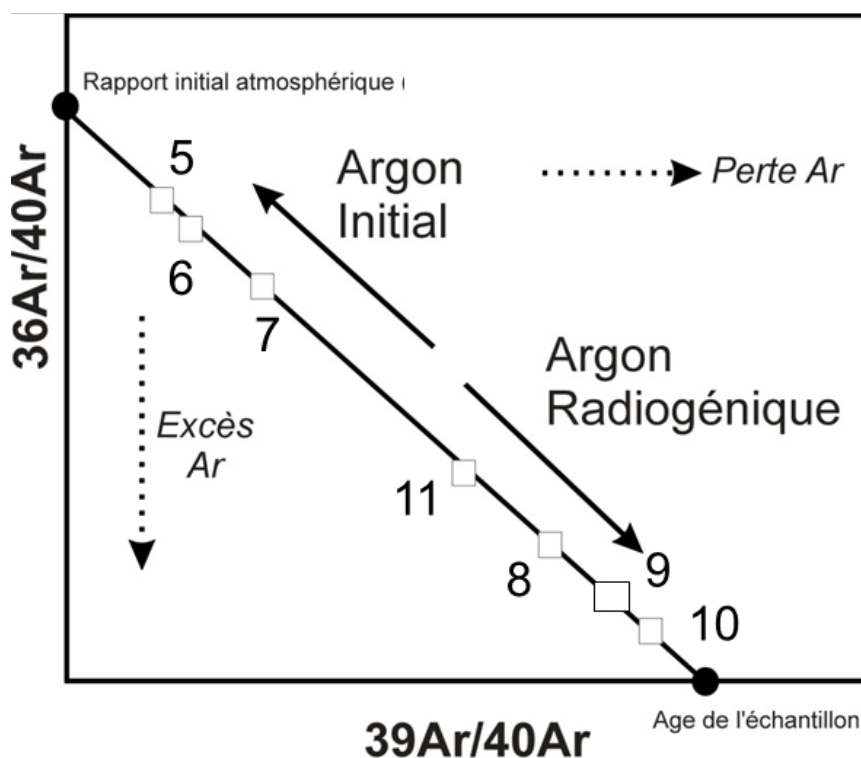


Figure V.2 : Spectres d'âge Ar-Ar. Un âge plateau est défini si les étapes consécutives sont concordantes à 2 sigma près et cumulent au moins 70% de l'Ar dégazé.

ISOCHRONES INVERSE



5 à 11 = les étapes successives de température
 Intercept Y = 0 donne l'âge isochrone
 Intercept X = 0 doit être avec atmosphérique (1/258.26)

Figure V.3 : Diagramme isochrone inverse. Pour obtenir un âge il faut obtenir une droite dont l'intercept à l'origine doit avoir une valeur atmosphérique. L'âge est obtenu par intercept de la droite avec l'axe des X.

V.2.1.1 Les mesures au spectromètre de masse ARGUS VI

Les analyses par étape de température ont été réalisées au laboratoire Geoazur en utilisant le laser 100 W PhotonMachine CO₂ (IR) entre 5 à 15% de puissance durant 30 secondes. Les isotopes de l'argon ont été mesurés en mode statique en utilisant le spectromètre de masse ARGUS VI de Thermo-Fischer. Les mesures ont été réalisées en multicollecion sur 4 cages de Faraday à 10¹² ohm (masses 40, 39, 38 et 37) et sur un compteur d'ions à bas bruit de fond pour la masse 36. Les données brutes sont traitées avec le logiciel ArArCALC ([Koppers, 2002](#)). Les blancs ont été mesurés toutes les trois étapes de mesures, ainsi que des mesures d'air régulières pour établir la discrimination de masse de l'appareil.

V.3 Préparation des échantillons

Les échantillons de roches à dater ont été préalablement sélectionnés sur la base des observations au microscope des lames correspondantes en identifiant la présence de minéraux non altérés datables. Avant une quelconque analyse isotopique, les échantillons doivent être soigneusement préparés. Cette étape suit un protocole strict en trois principales étapes : broyage et tamisage, nettoyage et tris. Les deux types d'échantillon sélectionnés ont été des micropopulations de plagioclases et des monograins de biotite.

V.3.1 Broyage et tamisage

Après avoir éliminé les parties altérées et la patine des échantillons, ces derniers sont découpés en petits sucres de 3-4 cm de côté à l'aide d'une scie circulaire diamantée. Le broyage se fait manuellement dans un tube en acier et à l'aide d'une masse. Après chaque étape de broyage, le granulat passe par une colonne de tamisage en deux tamis, le premier avec un maillage de 315 μm et le deuxième avec un maillage de 150 μm . La fraction comprise entre les deux est conservée, tandis que celle supérieure à 315 μm repasse au broyage. L'échantillon obtenu a donc une granulométrie adéquate (grains entre 150 μm et 315 μm). Entre chaque échantillon, les tamis et le tube de broyage sont soigneusement nettoyés à l'air comprimé et lavés avec de l'éthanol.

V.3.2 Nettoyage

Après tamisage, la fraction 150-315 μm est ensuite rincée sous l'eau distillée afin d'enlever la majeure partie de la poussière encore collée aux grains. Ensuite elle est plongée dans un bécher contenant de l'alcool et placée dans un bain à ultrason pendant 15 minutes. Cette étape a pour but de séparer les minéraux de toute poussière. L'échantillon est ensuite rincé abondamment à l'eau distillée puis à l'alcool, et enfin séché dans une étuve.

V.3.3 Séparation et trie

Après séchage, la fraction est passée dans un séparateur magnétique de type Frantz, où les minéraux ferromagnésiens vont se séparer des minéraux non magnétiques. La fraction non magnétique récupérée contient pratiquement 100 % de minéraux blancs (plagioclases). Ensuite cette fraction non magnétique est triée soigneusement à la main sous microscope binoculaire afin de récupérer les plagioclases (*on ne choisit que les plagioclases parfaitement transparents*). Pour les biotites, l'étape de

séparation magnétique est inutile : on les a récupérées directement après séchage et lavage de la fraction.

Ce travail chronophage et de grande précision a été réalisé au laboratoire Geoazur de l'université Côte d'Azur en France durant presque deux mois.

V.4 Analyse des échantillons

Les micropopulations de plagioclases ainsi que les biotites ont été emballés individuellement dans un micropaquet de feuille d'aluminium (1cm × 1cm), et ont été ensuite irradiés pendant environ 70 heures dans le réacteur nucléaire de l'Université de McMaster à Hamilton au Canada. Avec comme moniteur le FCs (Fish Canyon), pour lequel un âge de $28,02 \pm 0,25$ Ma a été retenu ([Jourdan et Renne, 2007](#)). Les interférences isotopiques ont été déterminées par irradiation de sels purs de KF et CaF₂ à partir desquels les facteurs de correction suivants ont été obtenus :

- $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0,00969 \pm 0,00038$,
- $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0,01297 \pm 0,00045$,
- $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0,0007474 \pm 0,000021$,
- $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0,000288 \pm 0,000016$.

V.4.1 Échantillons datés

Le choix des échantillons pour datation est basé essentiellement sur la pétrographie de la roche (*les échantillons les plus représentatifs des différents faciès et les moins altérés*). Au départ 18 échantillons ont été choisis provenant principalement des pipes, et des sills. Après l'irradiation, 14 échantillons de micropopulations de plagioclases ont été perdus à cause des retards accumulés, d'une part à cause de la crise sanitaire liée à la COVID-19, et une panne de spectromètre au laboratoire Geoazur. Ils sont aujourd'hui toujours dans leur micro-paquet en Al, mais la durée depuis l'irradiation étant supérieure à 10 mois, leur analyse est caduque car la correction des interférences avec le Ca n'est plus possible (mesure de l'isotope ³⁷Ar impossible).

Les quatre échantillons datés restants sont des biotites ; elles correspondent aux échantillons :

- Z01 : pipe qui provient de la région de Zemoul
- IG03 : échantillon de sill autour du pipe de Draa El-Kelba
- B01 et B02 : deux échantillons de cornéenne (métamorphisme de contact) dans la région du flanc sud du bassin de Tindouf.

V.5 Résultats

Les résultats des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les échantillons sont donnés dans les tableaux en annexe. Ces résultats des analyses spectrométriques ont été traité par le logiciel ArArCalc ([Koppers, 2002](#)). Pour définir un âge-plateau un certain nombre de conditions doivent être remplies :

- Une succession d'étapes pour un minimum de 70 % d' ^{39}Ar libéré.
- Au moins trois étapes de température successives pour les 70 % d' ^{39}Ar libéré.
- Chaque étape constituant le plateau est en accord à 2σ avec l'âge plateau intégré.
- La concordance de l'âge intégré du plateau avec chaque âge apparent du plateau.

V.5.1 Echantillon Z01 :

Cet échantillon de dolérite du pipe daté sur biotite, affiche une croissance dans les âges à partir des premières étapes de température, de 120,2 Ma vers un âge maximum de 197,6 Ma. Les premières étapes sont à relier à un des pertes en ^{40}Ar par diffusion au sein du minéral. Cet échantillon donne donc un âge plateau minimum à $193,66 \pm 3,38$ Ma (2σ), qui correspond à 77,86 % de l' ^{39}Ar libéré à partir de 9 étapes successives ([Figure V.4](#)).

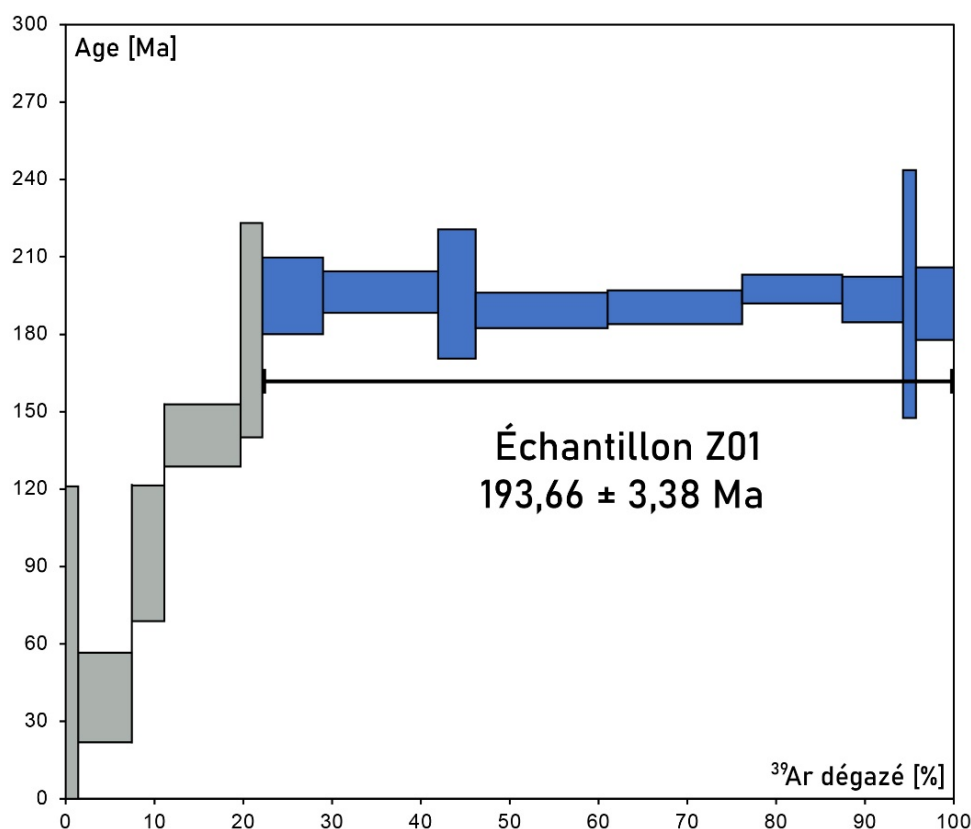


Figure V.4: Spectre d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en fonction de ^{39}Ar libéré obtenus sur biotite de l'échantillon Z01, avec une marge d'erreur de 2σ .

L'isochrone inverse donne un âge concordant à $190,43 \pm 6,18$ Ma, avec un intercept donnant un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de $403,41 \pm 165,28$ et un MSWD (*Mean Square Weighted Deviation*) de 0,39. Malgré la valeur élevée du rapport ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) initial, cette valeur reste à l'erreur près atmosphérique (Figure V.5). L'âge plateau à $193,66 \pm 3,38$ Ma est donc considéré comme la meilleure estimation de l'âge minimum de cette biotite.

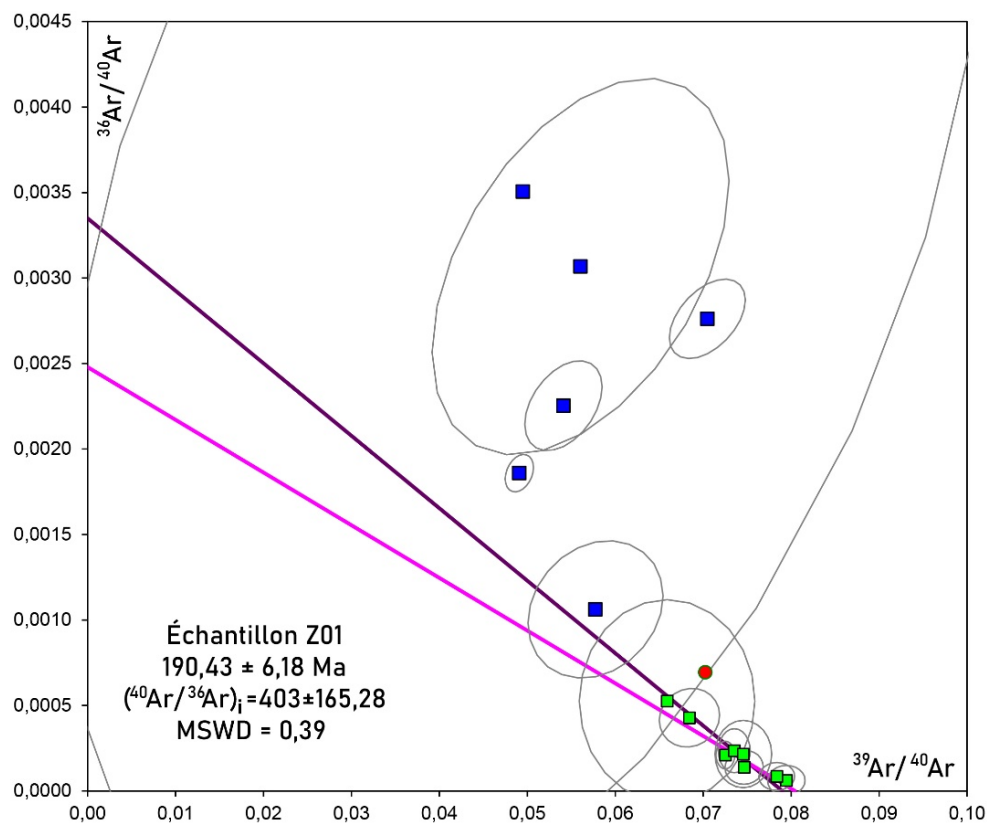


Figure V.5: Diagramme isochrone inverse des rapports $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur biotite de l'échantillon Z01, avec une marge d'erreur de 2σ .

Les valeurs en vert (Figure V.5) correspondent aux étapes prises en compte dans le calcul de l'âge plateau et de l'âge isochrone inverse. Les valeurs en bleu sont les étapes qui ne rentrent pas dans le calcul des âges. En rouge, c'est la valeur moyenne pondérée de toutes les étapes. La ligne en violet foncé correspond à un intercept atmosphérique idéal ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} = 1/298,56 = 0,0033$). La ligne en rose correspond à l'intercept calculé pour l'échantillon. Les ellipses correspondent aux erreurs de chaque étape.

V.5.2 Échantillon IG03

Cet échantillon provient d'un sill dans la région de Draa El-Kelba. Daté sur biotite, il montre un spectre très régulier à partir de 3 % d'argon extrait. Le spectre plat permet de calculer un âge plateau de $197,58 \pm 3,25$ Ma (2σ), qui correspond à 97,45 % de l' ^{39}Ar libéré à partir de 10 étapes successives (Figure V.6).

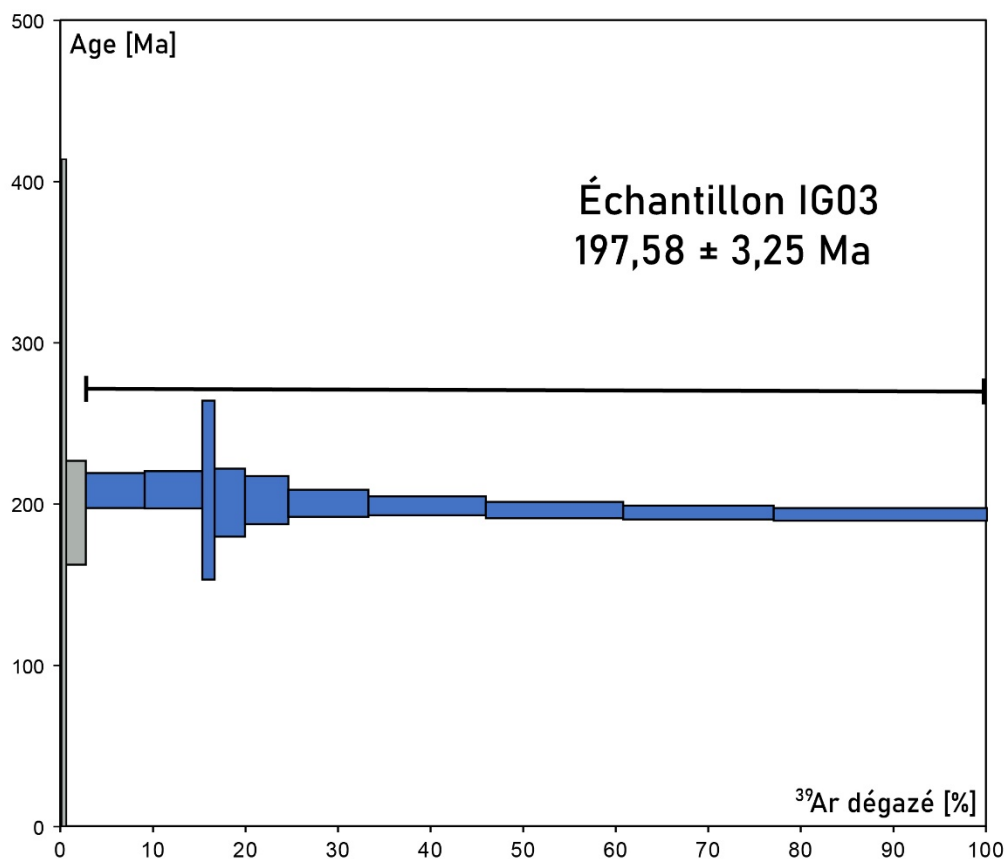


Figure V.6: Spectre d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en fonction de ^{39}Ar libéré obtenu sur biotite de l'échantillon IG03, avec une marge d'erreur de 2σ .

L'isochrone inverse donne un âge à $194,31 \pm 5,58$ Ma, avec un rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $489,89 \pm 271,06$ et un MSWD de 1,65. C'est un âge concordant avec l'âge plateau, avec un rapport $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ qui reste atmosphérique (Figure V.7).

Le spectre d'âge indique que la biotite de l'échantillon IG03 ne semble pas affectée par des pertes ou des gains de ^{40}Ar . L'âge plateau à $197,58 \pm 3,25$ Ma obtenu est donc considéré comme la meilleure estimation de l'âge de mise en place du sill.

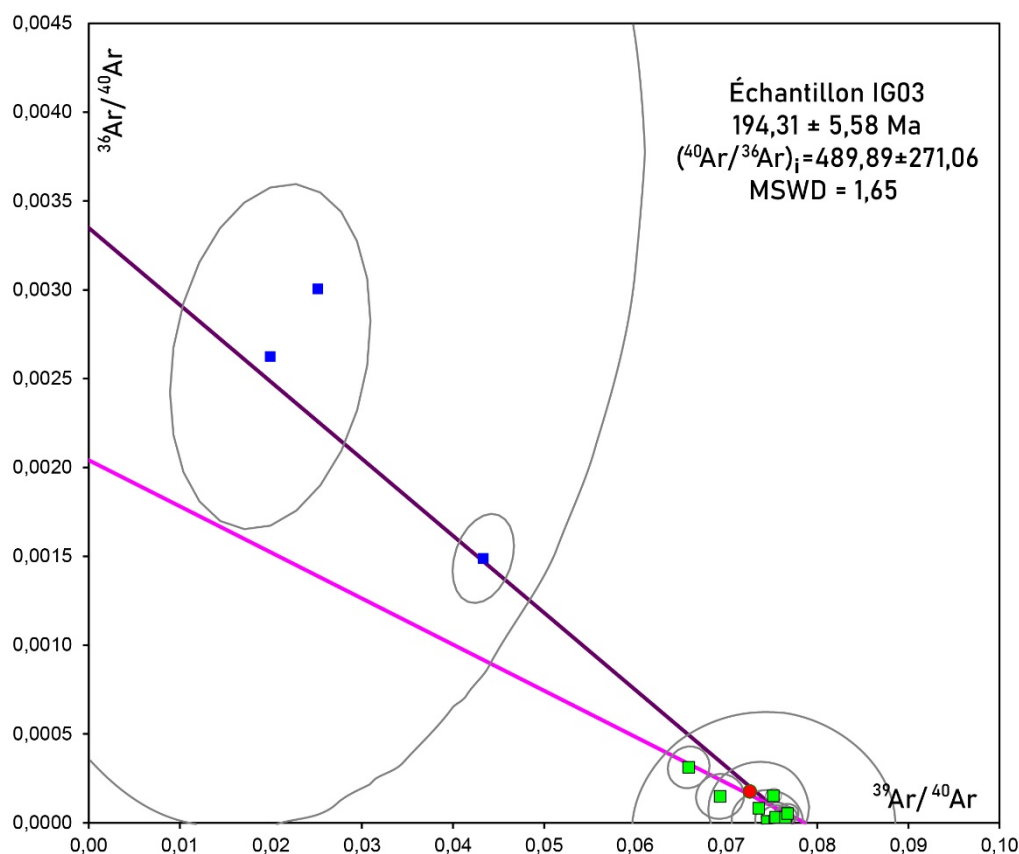


Figure V.7: Diagramme isochrone inverse des rapports $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur biotite de l'échantillon IG03, avec une marge d'erreur de 2σ .

V.5.3 Échantillon B01 et B02

Les échantillons B01 et B02 proviennent d'une cornéenne qui représente le métamorphisme de contact entre un sill doléritique et les grès carbonifères dans le flanc sud du bassin de Tindouf. Ces échantillons sont datés sur monograin de biotite. Leurs spectres sont très réguliers à partir de presque 3 % d'argon libéré. Les spectres sont plats sur 10 étapes successives dans les deux échantillons, pour 87 % d'argon libéré pour B01 et 96 % pour B02. Ces deux spectres permettent de calculer des âges plateau de $202,5 \pm 7,34$ Ma (2σ) pour B01 et $199,77 \pm 1,89$ Ma (2σ) pour B02 (Figure V.8).

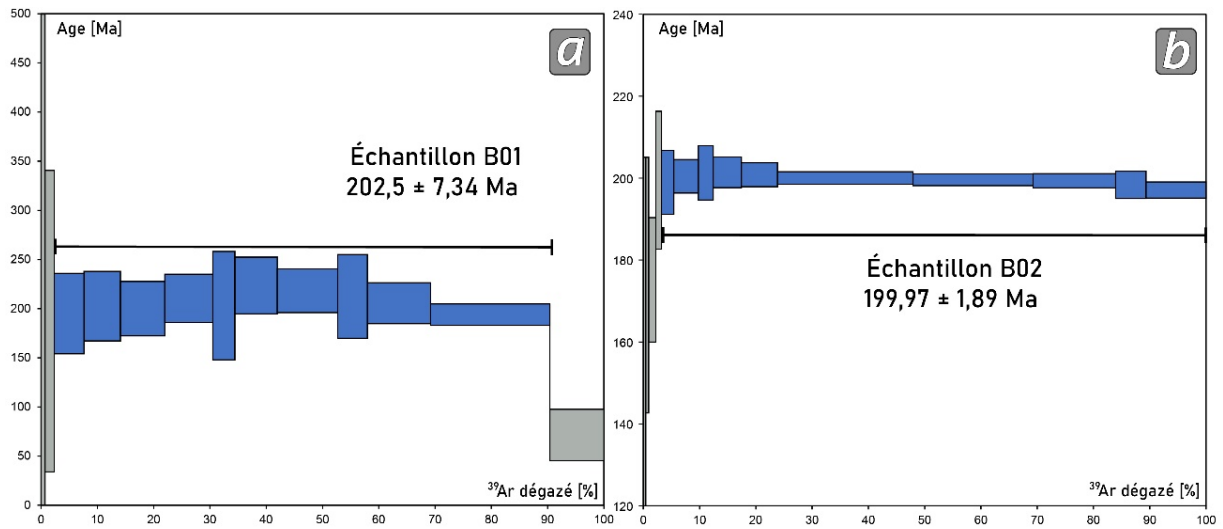


Figure V.8: Spectre d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en fonction de ^{39}Ar libéré obtenu sur biotites des échantillons ; a) B01 et b) B02, avec une marge d'erreur de 2σ .

Ces âges plateau sont concordants avec les isochrones inverses à (Figure V.9) :

- $203,38 \pm 7,76$ Ma avec un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ initial de $283,62 \pm 102,82$ et un MSWD de 0,92 pour B01.
- $198,84 \pm 2,75$ Ma avec un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ initial de $360,43 \pm 133,25$ et un MSWD de 1,07 pour B02.

Nous retenons les âges plateau de $202,5 \pm 7,34$ Ma pour B01 et $199,77 \pm 1,89$ Ma pour B02 comme les âges des biotites et donc du métamorphisme de contact qui correspond à la mise en place du sill doléritique.

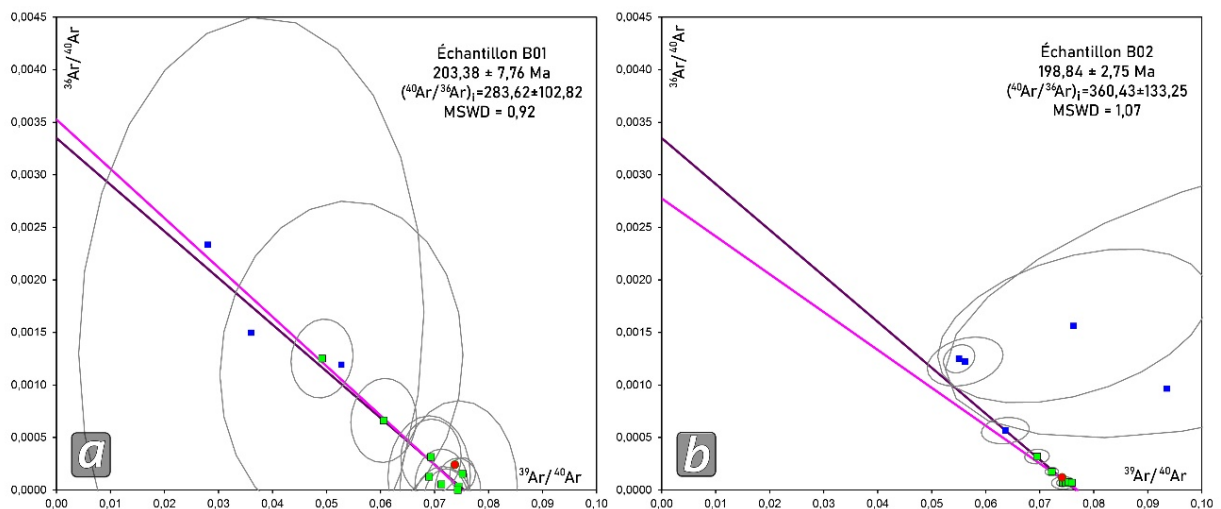


Figure V.9: Diagrammes isochrone inverse des rapports $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur biotites des échantillons ; a) B01 et b) B02, avec une marge d'erreur de 2σ .

VI. Discussions des résultats

VI.1 Caractéristiques géochimiques et corrélations avec la CAMP

VI.1.1 Sills et dyke

Les sills et le dyke étudiés dans ce travail sont des dolérites différenciées identiques aux tholéiites pauvres en titane de la province magmatique de l'Atlantique Central du nord-ouest de l'Afrique (Maroc, Algérie et Mali). Les compositions en éléments majeurs et en traces des dolérites des groupes 2, 3 et 4, présentent des similitudes avec celles des quatre unités définies dans le Haut Atlas marocain : elles sont bien corrélées avec les trois unités : intermédiaire, supérieure et récurrente (Figure IV.16 et IV.17). Cette corrélation est bien mise en évidence dans les diagrammes utilisant les rapports d'éléments incompatibles tels que Zr/Yb versus Zr/Y (Figure VI.1). Seule l'unité inférieure n'est pas représentée dans la zone d'étude.

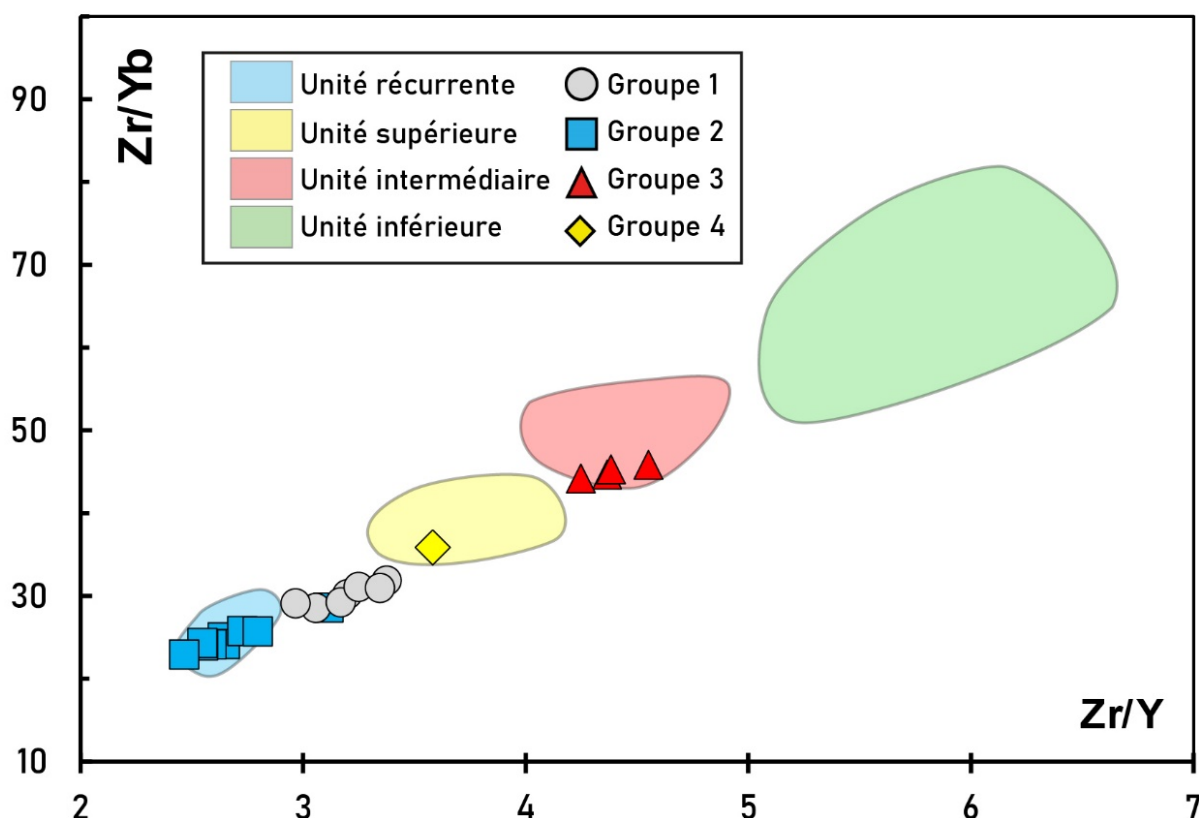


Figure VI.1 : diagramme Zr/Yb vs Zr/Y, illustrant les similitudes géochimiques entre les roches étudiées et les unités de la CAMP définies dans le Haut Atlas marocain. Les champs pour les coulées de lave et les roches intrusives du CAMP d'Algérie, du Maroc et du bassin de Taoudenni (unités récurrentes, supérieures, intermédiaires et inférieures) proviennent de (Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Meddah et al., 2017; Marzoli et al., 2019; Tegner et al., 2019).

Les compositions des dolérites du groupe 2, notamment leurs fortes teneurs en TiO_2 et Fe_2O_3 , et leurs spectres de terres rares presque plats (Figure IV.18), correspondent à l'unité récurrente. Cette unité a déjà été identifiée dans le bassin de Tindouf (Chabou,

2008; Bersi et al., 2021). Ces dolérites proviennent des sills entourant les pipes des anticlinaux de Zemoul, Draa el Kelba et Assejmi ainsi que le grand sill d'Oum Soba, situé près de la frontière algéro-marocaine. Si on ajoute les abondants sills doléritiques d'affinité récurrente qui se sont mis en place dans le Carbonifère du flanc nord du bassin de Tindouf et les dykes et sills dans le Dévonien du flanc sud (Chabou, 2008; Bersi et al., 2021), le volume des magmas de la CAMP ayant des affinités géochimiques de l'unité récurrente, semble beaucoup plus important que celui reconnu jusqu'à présent. En particulier, le sill d'Oum Soba qui affleure sur plus de 100 km de longueur avec une épaisseur de presque 200 m, constitue l'un des plus grand sill de la CAMP dans le nord-ouest de l'Afrique.

Jusqu'à présent, seuls des volumes mineurs de basaltes de l'unité récurrente ont été signalés au sommet des piles de lave du Haut Atlas central (Maroc) (Marzoli et al., 2019). Il semblerait donc que les dolérites intrusives de l'unité récurrente soient beaucoup plus importantes que leur équivalent extrusif.

Les caractéristiques géochimiques des dolérites du groupe 3 sont bien corrélées à celles de l'unité intermédiaire, notamment en termes de teneurs intermédiaires en TiO_2 (moyenne de 1,18 % en poids), de concentrations en éléments en traces et du rapport $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (moyenne de 3,45). Ce groupe comprend des échantillons provenant des sills entourant les pipes de Tinfouchy-ouest, de l'anticlinal de Draa el-Kelba et du dyke de Dfeif. Ce dernier est géochimiquement identique au dyke de Ksi-Ksou et à la plupart des dolérites du dyke de Foum Zguid, et diffère de la composition du sill adjacent d'Oum Soba, ce qui exclut une alimentation de ce dernier par le dyke de Dfeif.

Il est intéressant de noter que deux sills d'affinité géochimique différente (*intermédiaire et récurrente*) se retrouvent dans la même zone près des pipes doléritiques de l'anticlinal de Draa el-Kelba. Cette association sur un même site de dolérites d'affinités géochimiques différentes a également été mise en évidence dans l'Anti-Atlas (Maroc) (Marzoli et al., 2019).

La présente étude confirme la nature peu évoluée de la dolérite du groupe 4 (échantillon *HM01*) telle que rapportée récemment (échantillon *T4* de Bersi et al., 2021). Cette dolérite peut être assignée à l'unité supérieure, mais avec des compositions globales plus primitives (par exemple, $\text{Ni} = 194 \text{ ppm}$, $\text{Cr} = 714 \text{ ppm}$, $\text{Mg\#} = 0,72$) (Tableau IV.7). L'échantillon *HM01* provient du grand sill de Hassi Mahmoud qui affleure sur une superficie de plus de 65 Km^2 . L'étude détaillée de ce sill représente une cible intéressante pour des recherches futures étant donné que sa composition géochimique

primitive unique n'a jamais été observée auparavant parmi les tholéiites de la CAMP dans le nord-ouest de l'Afrique.

VI.1.2 Les pipes

Les compositions géochimiques des dolérites du groupe 1 (dolérites de pipes) (cette étude, les échantillons T16 de [Bersi et al., 2021](#) et l'échantillon Tin5 de [Chabou, 2008](#)) n'ont jamais été observées auparavant dans la CAMP. D'après les diagrammes de variation de Mg# par rapport aux éléments majeurs et traces ([Figure IV.16](#) et [IV.17](#)) et les diagrammes AFM ([Figure IV.15](#)) et TiO_2 par rapport à $\text{Zr}/(\text{P}_2\text{O}_5 \times 10^4)$ ([Figure IV.14](#)), il n'y a aucun doute sur la nature tholéitique des dolérites de pipes, comme c'est le cas pour les dolérites d'autres groupes. Les spectres de REE normalisés aux chondrites pour les dolérites du groupe 1 et du groupe 2 sont parallèles et montrent les mêmes tendances, avec un enrichissement en terres rares lourdes pour les dolérites du groupe 1 ([Figure IV.18](#)). Ces modèles suggèrent une relation cogénétique entre les deux groupes reliés par une cristallisation fractionnée et indiquent que ces deux groupes sont issus d'une même source mantellique via différents degrés de fusion partielle. La même conclusion est suggérée par les spectres d'éléments traces normalisés au manteau primitif ([Figure IV.19](#)) qui montrent des tendances presque identiques pour les dolérites des groupes 1 et 2, avec des concentrations d'éléments en traces plus élevées, et des anomalies fortement négatives en Sr et Ti pour les dolérites du groupe 1, ce qui est typique de la cristallisation fractionnée d'échantillons évolués. De plus, l'origine des dolérites des groupes 1 et 2 issue de la même source mantellique via différents degrés de fusion partielle est bien mise en évidence sur les diagrammes Hf versus Th ou Zr/Yb versus Zr/Y ([Pearce et Norry, 1979](#)) ([Figure VI.1](#)). Dans ces diagrammes, les points des dolérites des groupes 1 et 2 se projettent sur une même droite passant par l'origine, ce qui est caractéristique de roches cogénétiques. Nous pouvons donc conclure que les dolérites des pipes étudiées (groupe 1) représentent les produits évolués des magmas de l'unité récurrente. Ces pipes semblent être localisés dans le bassin de Tindouf, bien que, comme nous l'avons déjà noté, des cheminées doléritiques aient également été signalées dans le bassin de Taoudenni ([Villemur, 1967](#)) mais leur appartenance à la CAMP n'a pas encore été prouvée.

VI.2 Age de mise en place

VI.2.1 Les sills

L'échantillon IG03 qui provient d'un sill de l'unité récurrente dans la région de Draa El-Kelba dans le flanc nord du bassin de Tindouf, a fourni un âge plateau de $197,6 \pm 3,3$ Ma mesuré sur biotite. Cet âge est considéré comme la meilleure estimation de l'âge de mise en place du sill. Les deux échantillons de cornéennes de métamorphisme de contact B01 et B02 ont fournis des âges plateau de $202,5 \pm 7,3$ Ma et $199,8 \pm 1,9$ Ma respectivement. Ils représentent l'âge de métamorphisme de contact qui correspond à la mise en place du sill doléritique.

Ces âges rentrent dans l'intervalle de l'activité CAMP, et sont en accord avec le pic d'activité de la CAMP dans le sud-ouest algérien ($200,9 \pm 1,8$ Ma) ([Chabou et al., 2007](#)). 200 Ma dans le bassin de Taoudenni ([Verati et al., 2005](#)) (les âges ont été recalculés d'après [Renne et al., 2011](#)), et 201,4 Ma au Maroc ([Marzoli et al., 2019](#)).

VI.2.2 Les pipes

L'étude géochronologique menée dans ce travail, nous a permis d'avoir pour la première fois un âge précis des dolérites de pipes. L'échantillon Z01, prélevé d'un pipe de la région de Zemoul dans le flanc nord du bassin de Tindouf, a fourni un âge plateau mesuré sur biotite de $193,7 \pm 3,4$ Ma : cet âge représente la meilleure estimation de l'âge minimum de mise en place des dolérites du pipe de Zemoul. Il est le seul disponible actuellement sur les pipes de la CAMP dans le bassin de Tindouf.

Cet âge est plus jeune par rapport au pic de l'activité autour de 201 Ma pour l'ensemble de la CAMP, et à l'âge de $200,9 \pm 1,8$ Ma ([Chabou et al., 2007](#)) considéré comme la meilleure estimation de l'âge du magmatisme CAMP dans le sud-ouest algérien.

Cet âge obtenu sur le pipe de Zemoul démontre que ces pipes doléritiques dans le bassin de Tindouf appartiennent à la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) et représentent probablement les derniers produits de la CAMP dans le nord-ouest de l'Afrique.

VI.3 Rôle de la cristallisation fractionnée

Les variations de composition en éléments majeurs et en traces des échantillons étudiés peuvent être expliquées en partie par la cristallisation fractionnée. D'autres facteurs qui peuvent contrôler cette variation de composition peuvent être liés aux différents degrés de fusion partielle et à la contamination crustale. Des informations qualitatives peuvent être obtenues à partir des diagrammes de variation des éléments majeurs et des éléments en traces (Figure IV.16 et IV.17) :

- Les variations de la composition chimique et trends observés chez les échantillons des quatre groupes indiquent que les dolérites des groupes 1 et 2 ne peuvent être liées à celles des groupes 3 et 4 par cristallisation fractionnée à partir d'une même source. Deux tendances de différenciation sont visibles sur les diagrammes de variation des éléments majeurs et traces, en particulier sur les diagrammes SiO_2 vs. $\text{Mg\#}$ or Zr vs. $\text{Mg\#}$ (Figure IV.16 et IV.17).
- Chez les dolérites des groupes 3 et 4, la corrélation positive entre $\text{Mg\#}$ et Ni et la diminution de SiO_2 avec l'augmentation de $\text{Mg\#}$ semblent indiquer un fractionnement de l'olivine. Cependant, ce fractionnement n'est probablement pas significatif compte tenu de l'absence de variation de Co dans les dolérites du groupe 3. Par contre, la forte diminution des teneurs en Cr et la diminution du rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ avec celle de $\text{Mg\#}$ indiquent un fractionnement significatif du clinopyroxène. Le comportement incompatible de Sr , et à moindre mesure de Al_2O_3 et l'absence d'anomalies significatives en Eu et Sr indiquent un fractionnement limité du plagioclase durant la différenciation des dolérites de ces groupes.
- Chez les dolérites du groupe 2, le fractionnement des plagioclases est fortement indiqué par l'absence de variation du Sr et par les anomalies négatives en Eu et Sr . La diminution du rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ avec la diminution du $\text{Mg\#}$ et les variations limitées en Sr et Al_2O_3 indiquent un fractionnement du clinopyroxène en plus de celui du plagioclase. Les valeurs plus élevées du rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ et de la teneur en Sc et plus faibles des teneurs en Sr et Ga à $\text{Mg\#}$ comparable chez les dolérites du groupe 2 par rapport aux dolérites des groupes 3 et 4 indiquent une cristallisation plus importante du plagioclase par rapport au pyroxène. Ceci implique une cristallisation des magmas du groupe 2 à plus faible pression (et donc à plus faible profondeur) que celle des groupes 3 et 4. Par ailleurs, la diminution de Co et Ni ainsi que l'augmentation de SiO_2 avec la diminution de $\text{Mg\#}$ peuvent trahir une influence de l'olivine dans l'évolution de ce groupe.

- Chez les dolérites du groupe 1 (pipes), un fractionnement significatif du plagioclase est indiqué par les faibles teneurs en Al_2O_3 , la variation faible de la teneur en Sr et les anomalies négatives en Eu et Sr. Le comportement faiblement compatible des éléments alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), du Ba et du Rb semble indiquer un fractionnement des feldspaths alcalins plutôt que celui du plagioclase calcique. Par ailleurs, les teneurs constantes en Cr indiquent une contribution faible du clinopyroxène dans l'évolution de ce groupe. La diminution importante du Fe_2O_3 , TiO_2 et du vanadium combiné avec une forte anomalie négative en Ti montrent que le fractionnement des oxydes ferrotitanés est important dans ce groupe de dolérites. Enfin, le comportement compatible du Cu et de Zn indique une élimination des sulfures dans ce groupe, en adéquation avec l'abondance modale des sulfures dans les pipes.

VI.4 Rôle de la contamination crustale

En plus de la cristallisation fractionnée, le rôle de la contamination crustale dans l'évolution des roches étudiées doit être considéré. Le contact avec la croûte continentale dans le système de plomberie magmatique de la CAMP est inévitable et modifie la composition des magmas pendant la différenciation dans les chambres magmatiques. Le rôle de la contamination crustale dans l'empreinte géochimique des tholéiites continentales en général, et des produits CAMP en particulier, est une question encore débattue. Alors que des travaux antérieurs attribuent les signatures géochimiques des tholéiites continentales et de la CAMP, notamment leurs signatures en éléments en traces de type arc, à la contamination crustale ([Dupuy et Dostal, 1984](#); [Dostal et Dupuy, 1984](#); [Campbell, 1985](#); [Arndt et al., 1993](#)), d'autres travaux soulignent que les magmas CAMP n'ont pas été contaminés de manière significative par la croûte continentale lors de leur ascension vers la surface ([Pegram, 1990](#); [Chabou et al., 2010](#); [Pinto et al., 2017](#)). Des études détaillées récentes, utilisant des données isotopiques Sr-Nd-Pb-Os, ont démontré que la contribution de la contamination crustale dans la génération des magmas CAMP est faible ou négligeable, et que leurs signatures crustales ont été héritées d'une source mantellique modifiée par des processus de métasomatisme lié à des subductions anciennes ([Callegaro et al., 2013](#); [Merle et al., 2014](#); [Whalen et al., 2015](#); [Marzoli et al., 2019](#); [Tegner et al., 2019](#); [Elkins et al., 2020](#)). Dans le cas de nos échantillons, la question de la contamination crustale concerne plus particulièrement les dolérites des pipes qui ont interagit fortement avec les roches encaissantes, comme en témoignent l'abondance des xénolites et le métamorphisme de contact induit autour de ces roches. On peut également se demander si les fortes anomalies en Sr et Ti des dolérites des pipes ne sont pas en partie une empreinte d'assimilation crustale.

Dans le diagramme Th/Yb versus Nb/Yb de [Pearce \(2008\)](#) (Figure VI.2), les roches étudiées se projettent en dehors du domaine MORB-OIB avec des rapports Th/Yb élevés, dans le domaine des tholéïtes de la CAMP à faible teneurs en Ti. Les dolérites des pipes montrent les rapports Th/Yb les plus élevés et tendent vers la composition des granites éburnéens ([Ennih et Liégeois, 2008](#)), qui constituent les roches du socle du bassin de Tindouf, et donc les potentiels contaminants. Cette tendance est caractéristique d'un magma modifié par assimilation de la croûte continentale ou dérivé d'une source mantellique métasomatisée via d'anciennes subductions ([Pearce, 2014](#)). Il est donc probable que les dolérites des pipes aient subi une assimilation crustale plus importante que les autres groupes étudiés, en mobilisant du matériel crustal depuis les parois des conduits magmatiques.

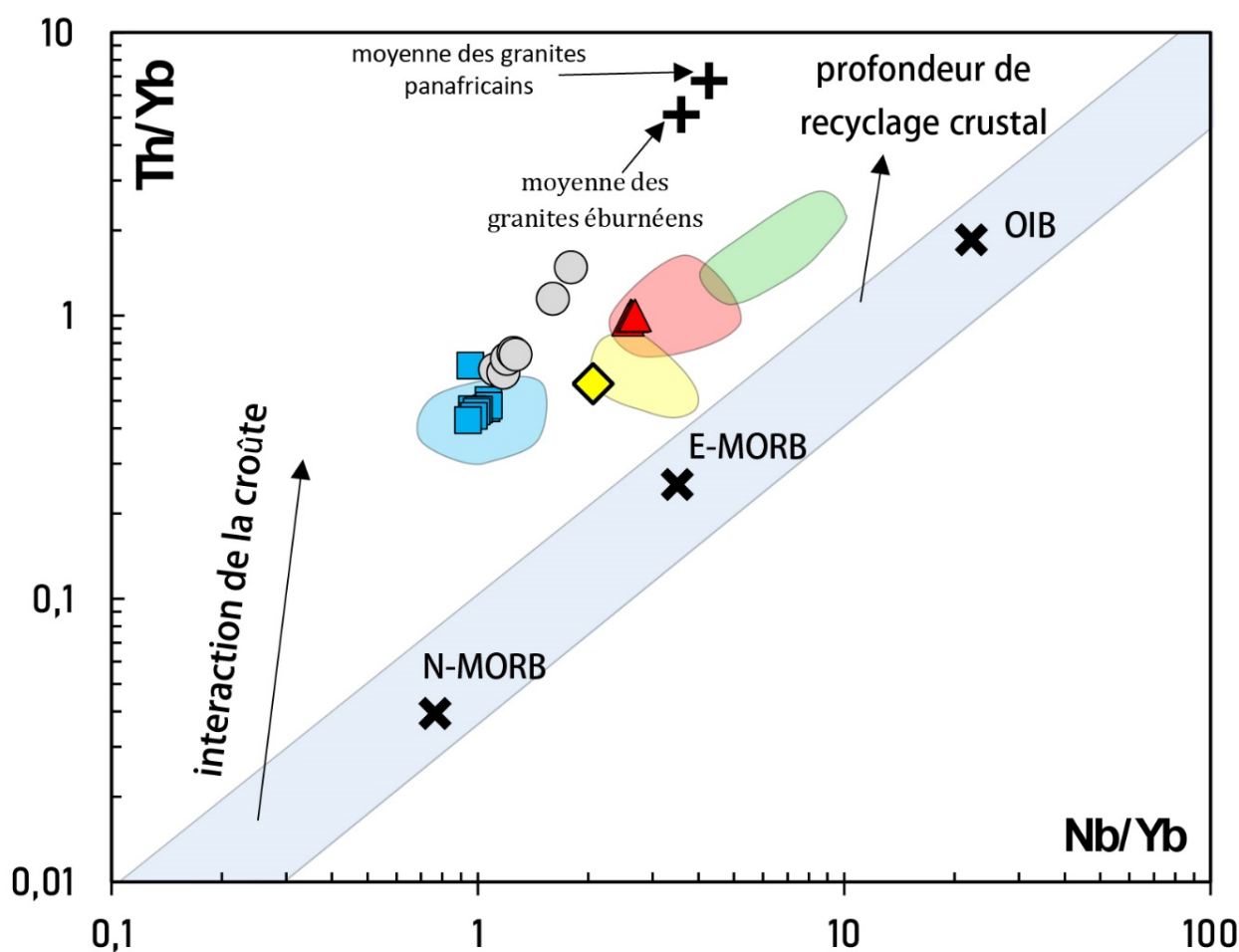


Figure VI.2 : diagramme Th/Yb vs Nb/Yb (d'après [Pearce, 2008](#)) Les roches étudiées se projettent en dehors du domaine du manteau et montrent une tendance de roches dont la source mantellique a été modifiée par métasomatisme, tout comme les autres formations CAMP du nord-ouest de l'Afrique. Certaines dolérites de pipes forment des lignes vers les compositions du granite éburnéen ([Ennih et Liégeois 2008](#)) qui est considéré comme la croûte locale. Même légende que la figure VI.1.

Nous avons modélisé l'assimilation crustale en plus de la cristallisation fractionnée (AFC) par les compositions en éléments en traces (Figure VI.3). L'échantillon HM01 est considéré comme représentatif du magma primaire, et la moyenne des

granites éburnéens du craton ouest-africain comme la part assimilante. Le mélange de la composition du magma primaire présumé (HM01) avec la composition des granites éburnéens montre que l'assimilation crustale a dû jouer un rôle important dans l'évolution des échantillons étudiés. Une origine commune pour les magmas de l'unité supérieure (groupe 4) et intermédiaire (groupe 3) est évidente comme déjà mentionné, mais des variations locales peuvent être liées à la différence des taux d'AFC (18 à 24 % pour le groupe 3) (Figure VI.3). Sur la base des compositions isotopiques, les mêmes degrés de contamination ont été également rapportés au Maroc (Marzoli et al., 2019) avec un basalte de l'unité supérieure (équivalent à notre dolérite du groupe 4) comme composition de départ.

Pour les unités de pipes (groupe 1) et récurrentes (groupe 2) qui sont dérivées de la même source mantellique, nous partons d'une moyenne de l'unité récurrente (groupe 2). La tendance de l'AFC modélisée explique parfaitement l'évolution du magma de la composition récurrente au magma des pipes. Le taux de cristallisation fractionnée et d'assimilation (AFC) des échantillons de pipes varie de 12 à 30 % et atteint 50 % pour les échantillons les plus évolués (Figure VI.3).

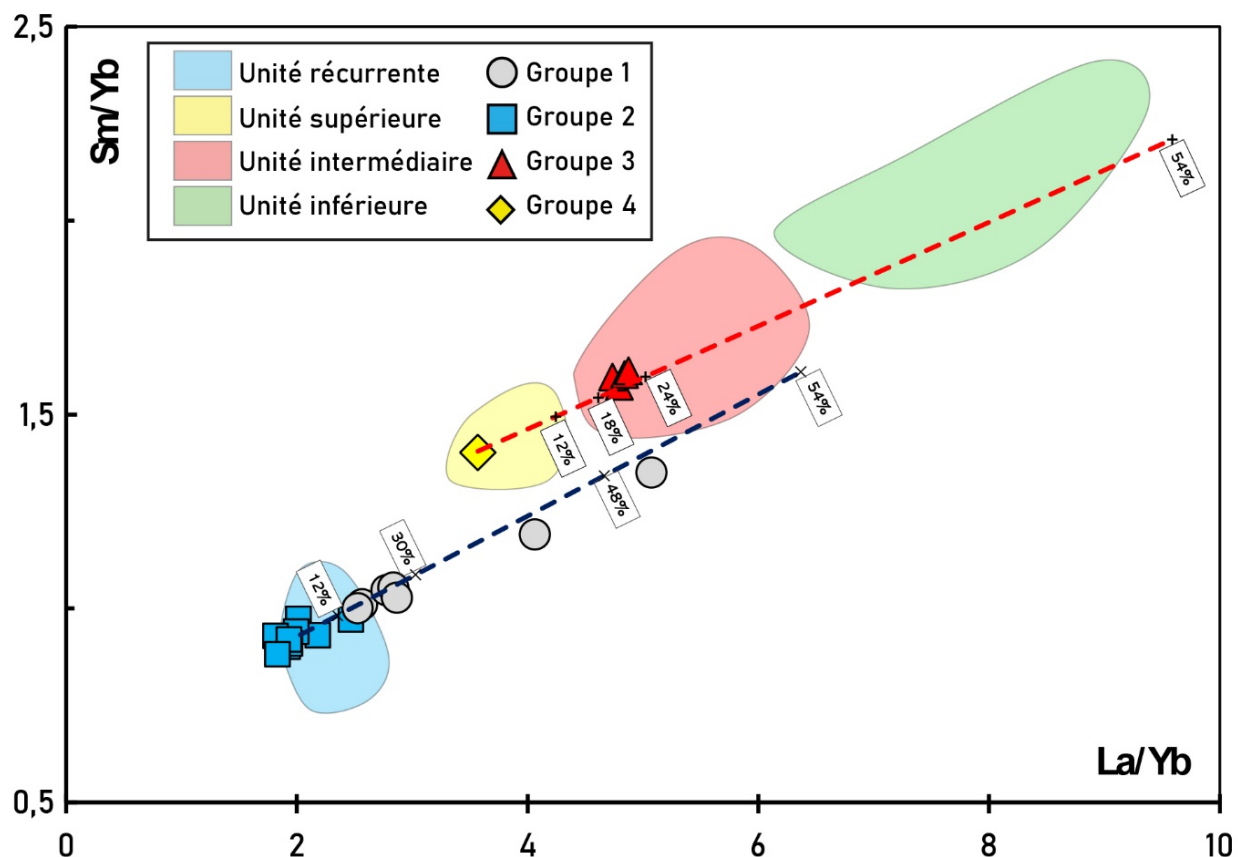


Figure VI.3 : La variation des rapports (La/Yb) et (Sm/Yb) pour les roches étudiées. Les courbes en pointillés représentent la modélisation de l'AFC (cristallisation fractionnée et assimilation crustale), la première (courbe en pointillés rouges) part de la composition de l'échantillon le moins évolué (HM1) et

relie les groupes 3 (unité intermédiaire) et 4 (unité supérieure), tandis que la seconde (courbe en pointillés bleus) relie les groupes 1 (unité de pipes) et 2 (unité récurrente) avec comme point de départ la composition moyenne du groupe 2. Le contaminant utilisé dans la modélisation AFC a la composition des granites éburnéens (données d'[Ennih et Liégeois, 2008](#)) considérés comme le socle local.

VI.5 Source du manteau et processus de fusion

Comme suggéré jusqu'à présent, la source des magmas CAMP à faible teneur en Ti est probablement liée à un manteau lithosphérique sous-continentale (SCLM) enrichi, ayant subi un métasomatisme lié à d'anciens processus de subduction ([Pegram, 1990](#); [Bertrand, 1991](#); [Cebria et al., 2003](#); [De Min et al., 2003](#); [Chabou et al., 2010](#); [Merle et al., 2011, 2014](#); [Callegaro et al., 2013](#); [Whalen et al., 2015](#); [Marzoli et al., 2018, 2019](#); [Tegner et al., 2019](#); [Elkins et al., 2020](#); [Pearce et al., 2021](#)).

[Verati et al., \(2005\)](#) et [Chabou et al., \(2010\)](#) ont expliqué les variations de composition des dykes et des sills du Mali et de l'Algérie comme le résultat d'un degré croissant de fusion partielle d'une même source mantellique. [Marzoli et al., \(2019\)](#) et [Tegner et al., \(2019\)](#) ont démontré à partir de l'étude de la séquence volcanique CAMP du Maroc que les variations intra-unités ne peuvent pas être facilement expliquées par des degrés variables de fusion partielle et suggèrent que cela pourrait être le résultat de variations dans la proportion de croûte continentale mélangée à la source mantellique. Les magmas de l'unité récurrente sont très différents des magmas des unités inférieure, intermédiaire et supérieure : cette différence s'explique par la dynamique de fusion du manteau et des changements mineurs dans la composition de la source ([Tegner et al., 2019](#)). Pour évaluer les conditions de fusion et déterminer la nature de la source mantellique, nous avons modélisé une fusion partielle utilisant le « modal batch partial melting » à partir d'une source de lherzolite à grenat-spinelle légèrement enrichie pour les unités intermédiaires et supérieures et d'une lherzolite à spinelle-grenat pour l'unité récurrente et les pipes ([Figure VI.4](#)). Une fusion partielle d'environ 9 à 11 % est nécessaire pour les sills et des dykes de l'unité intermédiaire (groupe 3), et de 16 % pour le sill de Hassi Mahmoud (groupe 4). Les magmas de l'unité récurrente (groupe 2) nécessitent une source différente des magmas des unités inférieure, intermédiaire et supérieure, et sont compatibles avec la fusion partielle de 10 à 17 % d'une source mantellique à spinelle-grenat. Les échantillons de pipes sont le résultat d'un taux de fusion partielle plus faible (3 à 10 %) à partir de la même source que l'unité récurrente ([Figure VI.4](#)).

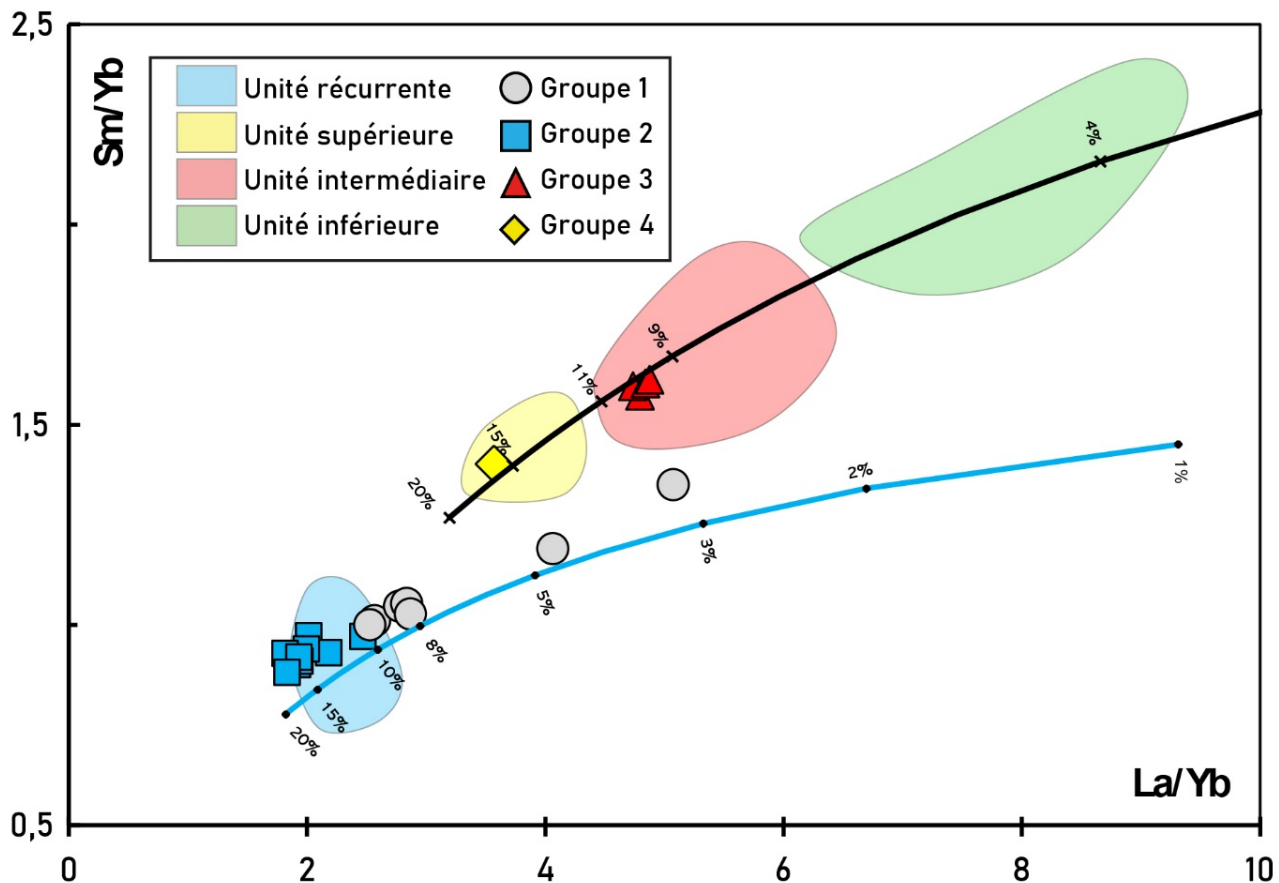


Figure VI.4 : La variation des rapports (La/Yb) et (Sm/Yb) pour les roches étudiées. Les courbes représentent la modélisation de la fusion discontinue non modale. Pour les groupes 3 et 4 (courbe noire), la composition modale de la lherzolite grenat-spinelle est : olivine = 0,55, orthopyroxène = 0,25, clinopyroxène = 0,15, spinelle = 0,025 et grenat = 0,025. Mode de fusion : olivine = 0,15, orthopyroxène = 0,20, clinopyroxène = 0,55, spinelle = 0,05 et grenat = 0,05 et la composition du manteau modèle est : La = 0,78 ppm, Yb = 0,34 ppm et Sm = 0,33 ppm (d'après [Verati et al., \(2005\)](#) et [Chabou et al., \(2010\)](#)). Pour les groupes 1 et 2 (courbe bleue), les modes de la source et de fusion qui reproduisent le mieux la variation sont les suivants : modes minéraux de la lherzolite spinelle-grenat (olivine = 0,50, orthopyroxène = 0,25, clinopyroxène = 0,19, spinelle = 0,05 et grenat = 0,01), les modes de fusion (olivine = 0,20, orthopyroxène = 0,20, clinopyroxène = 0,50, spinelle = 0,02 et grenat = 0,08) et la composition du manteau modèle (La = 0,7 ppm, Yb = 0,40 ppm et Sm = 0,35 ppm). Les modèles de fusion sont basés sur les équations de [Shaw \(1970\)](#) et les coefficients de partage proviennent de [McKenzie et O'Nions \(1991\)](#).

Les tholéiites de la CAMP du Maroc ([Marzoli et al., 2019](#); [Tegner et al., 2019](#)) ont été rapportées dans les Figure [VI.3](#) et [VI.4](#), ainsi que les coulées de lave des monts des Ksour ([Meddah et al., 2017](#)), les dykes de Taoudenni ([Verati et al., 2005](#)) et les sills et dykes algériens ([Chabou, 2008](#)). Ces formations magmatiques sont également alignées sur la même courbe de fusion calculée, ce qui suggère que ces roches proviennent probablement de la même source mantellique située sous le craton ouest-africain via des degrés de fusion variables.

VI.6 Relation entre la mise en place des pipes et la structuration du flanc Nord du bassin de Tindouf

Depuis des décennies, il a été signalé le fait que les pipes doléritiques du flanc nord du bassin de Tindouf soient situés dans les cœurs de trois anticlinaux majeurs (Zemoul, Oum el Ksi et Dra el-Kelba) (Figure II.5). Les pipes nouvellement découverts dans la région à l'aide de la télédétection (*Hachemaoui et al., 2018; Bersi et al., 2021*) et des investigations de terrain (cette étude) montrent que ces pipes occupent systématiquement le cœur d'autres anticlinaux (Assejmi, *échantillon TIF13* ; Fort Lotfy Est, Fort Lotfy Ouest, Smeïra). Cette préférence pour les pipes à se mettre en place dans les cœurs des anticlinaux n'a jusqu'à présent pas été expliquée, et certains auteurs affirment que ce mode de gisement est probablement dû au hasard (*Jacquemont, 1957*). Cependant, il est peu probable que cette relation résulte d'une coïncidence, car il n'y a aucune raison pour que le magma des pipes remonte à la surface à partir d'un conduit vertical situé exactement sous les cœurs des anticlinaux. Dans le cas de la structure de Dra el-Kelba, qui abrite les plus importantes structures de pipes doléritiques de la région, elle s'est superposée à l'anticlinal d'Igma, ce qui a donné lieu dans la littérature à parler de la double structure anticlinale Igma-Dra el Kelba. L'existence de ce double anticlinal et la série de petits anticlinaux en forme de dôme (Oum el Assel, Smeïra, Tinfouchy Ouest, Tinfouchy Sud-Est, Tinfouchy Est) avec leurs noyaux de pipes doléritiques sont difficiles à expliquer dans le contexte tectonique général du flanc nord du bassin de Tindouf. Nous suggérons que ces anticlinaux qui abritent dans leurs cœurs des pipes doléritiques peuvent être expliqués comme des plis forcés formés au-dessus d'intrusions magmatiques. Ces plis forcés liés à des intrusions ont été largement décrits dans la littérature récente (*Hansen et Cartwright, 2006; Jackson et al., 2014; Omosanya et al., 2017; Schmiedel et al., 2017; Geng et al., 2020; Kumar et al., 2021*). Les plissements forcés cités dans la littérature se forment généralement en réponse à la mise en place de sills magmatiques. La nature différenciée des magmas des pipes et donc leur forte viscosité peut générer des déformations importantes dans les strates sus-jacentes au-dessus des pipes comme en témoigne le redressement presque à la verticale des roches sédimentaire autour des pipes.

Ces structures plissées en relations avec les pipes fournissent une explication satisfaisante à la localisation systématique des pipes aux cœurs des anticlinaux de la région. Il est remarquable de signaler que les intrusions des pipes doléritiques des structures de Zemoul, Oum el Ksi et Dra el Kelba ont une forme allongée (Figure III.13, III.16 et III.17), ce qui a engendré la formation d'anticlinaux allongés. Par contre, le pipe

circulaire d'Assejmi et ceux de formes circulaires qui affleurent à l'Ouest sont systématiquement associés à des anticlinaux en forme de dômes (dômes circulaires).

Il est possible que d'autres anticlinaux majeurs du flanc nord du bassin de Tindouf qui n'abritent pas de pipes dans leurs cœurs (Zemoul, Igma, Hassi Mahmoud...) soient des structures plissées liées à des sills étant donné que ces structures montrent d'énormes sills sur leurs bords et présentent une géométrie en forme de soucoupe qui imite la forme des sills (saucer-shaped sills). Des investigations plus détaillées sur ces possibles plis forcés en relation avec les intrusions magmatiques de la CAMP (sills et pipes) dans la région seront d'une importance majeure pour une réévaluation du système pétrolier du flanc nord du bassin de Tindouf.

Les pipes étudiés dans ce travail sont différentes des complexes de cheminées hydrothermales (*Hydrothermal vent complexes* ou HVCs) associées aux grandes provinces magmatiques et qui ont été abondamment décrites dans la littérature ces dernières années ([Svensen et al., 2006, 2015](#); [Jerram et al., 2016](#)). Les HVCs sont probablement formées par l'intrusion de sills dans des sédiments riches en matériaux volatiles, ce qui cause des dégagements explosifs de gaz qui atteignent la surface. Ces structures sont les manifestations en surface de ces dégagements de gaz et sont essentiellement composées par des roches sédimentaires et des brèches avec très peu de matériels magmatiques ([Svensen et al., 2006](#)). Ceci n'est pas le cas des pipes du bassin de Tindouf étudiés dans ce travail qui sont dominés par des roches magmatiques (dolérites). Les données géochimiques suggèrent que ces pipes sont probablement formées à partir de chambres magmatiques riches en magmas récurrentes évolués.

Notons pour finir que les pipes doléritiques du flanc nord du bassin de Tindouf sont parfois mises en évidence sur les profils sismiques réalisés dans la région (*rapport interne SONATRACH* in [Kettouche, 2009](#)). L'interprétation de ces sections sismiques réalisées dans les anticlinaux de Zemoul, Oum el-Ksi et Assejmi montre l'existence de structures circulaires décrites comme des affaissements ou des zones mylonitiques qui traversent toute la série sédimentaire. En superposant les tracés des coupes sismiques, sur la carte géologique du flanc nord du bassin de Tindouf ([Figure VI.5](#)), les emplacements des pipes coïncident avec les zones détectées comme mylonitiques, ce qui ne pourrait pas être une simple coïncidence : ces structures décrites par les pétroliers comme mylonitiques ne sont en fait que des pipes doléritiques.

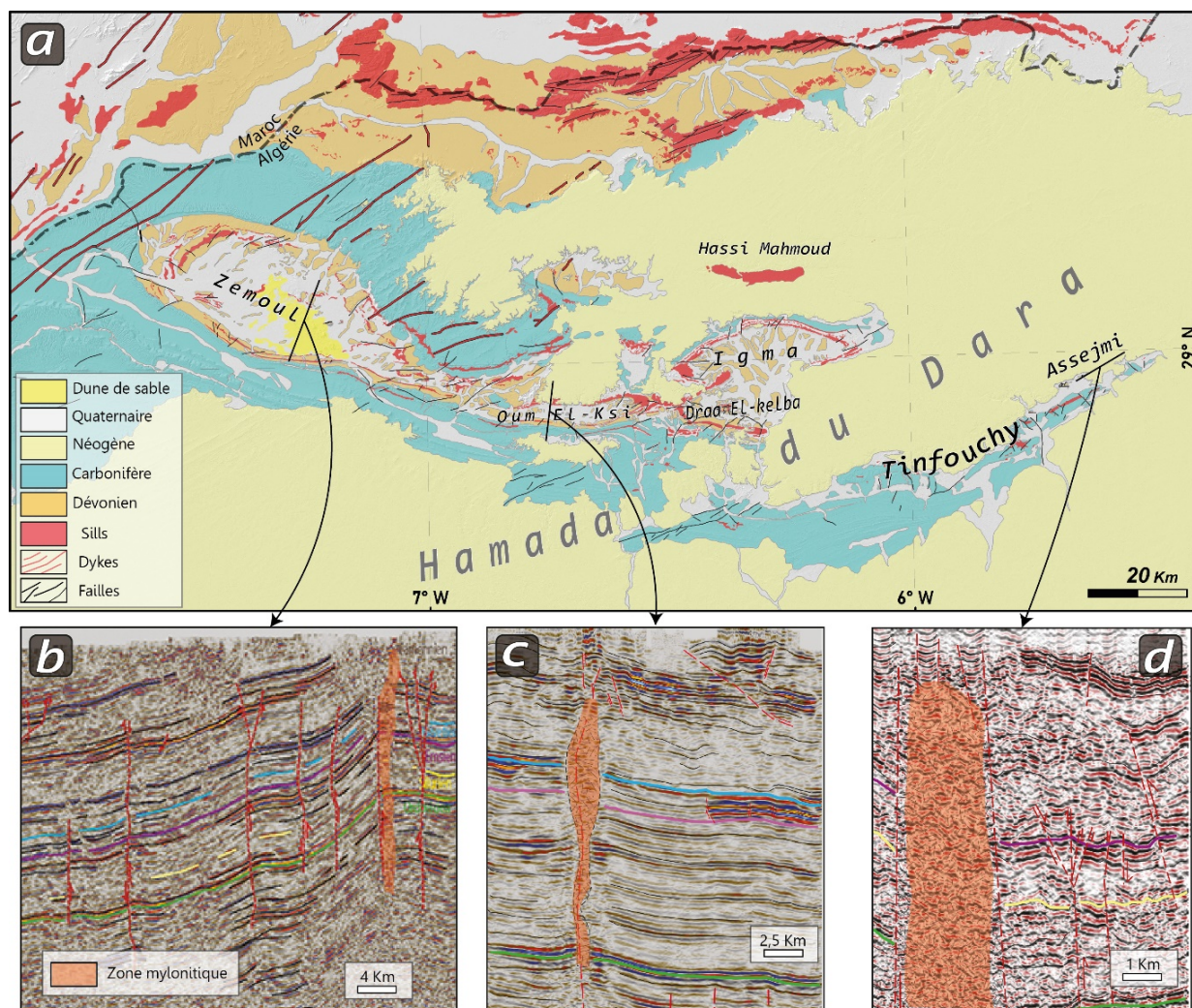


Figure VI.5 : **a)** Carte géologique du flanc nord du bassin de Tindouf montrant les positions des tracés des profils sismiques. **b)** Section sismique traversant l'anticlinal de Zemoul. **c)** Section sismique traversant l'anticlinal d'Oum El-Ksi. **d)** Section sismique traversant l'anticlinal d'Assejmi.

VI.7 La signification des xénolithes carbonatitiques et des sulfures associés aux pipes doléritiques

L'étude pétrographique des pipes doléritiques révèle la présence de xénolithes de carbonatite dans ces roches. Ces xénolithes carbonatitiques dans les pipes n'ont jamais été signalés auparavant dans les roches de la CAMP. Pour la première fois, nous rapportons la présence d'inclusions carbonatitiques associées à des magmas riches en sulfures dans des roches magmatiques différenciées de la CAMP (pipes). En l'absence d'études pétrographiques et pétrologiques détaillées sur ces pseudos carbonatites, la relation génétique entre ces xénolithes et les magmas encaissants de la CAMP n'est pas clair. Des liquides carbonatitiques associées aux Grandes Provinces Ignées (LIPs) ont déjà été signalés dans les provinces du Deccan, Parana-Etendeka, de Sibérie et de l'Éthiopie (*Ernst et Bell, 2010; Ernst et al., 2019; Kogarko et Veselovskiy, 2019; Chandra et*

[al., 2019](#)) mais elles sont généralement liées à des roches ultra-mafiques, mises en place avant ou après la phase principale tholéiitique de l'activité magmatique de ces provinces.

Différentes hypothèses ont été proposées pour expliquer la formation des carbonatites: (i) séparation non miscible d'un liquide carbonatitique à partir d'un magma parent riche en carbone ([Wyllie et Lee, 1998](#)), (ii) cristallisation fractionnée très poussée d'un magma alcalin sous-saturée en silice et riche en carbone ([Veksler et Lentz, 2006](#)), (iii) métasomatisme alcalin extrême de roches silicatées lors de la cristallisation fractionnée de roches ultra-mafiques, (iv) contamination de magmas silicatés par des sédiments crustaux riches en carbone ([Demény et al., 2008](#)) et (v) faible degré de fusion partielle d'une péridotite du manteau riche en carbone (métasomatisée) à une profondeur supérieure à 70 km ([Bell, 1989](#)).

Compte tenu de nos données de terrain et géochimiques, notamment le métamorphisme de contact important développé autour des pipes doléritiques, les preuves géochimiques d'une contamination crustale des dolérites du groupe 1 (pipes) et leurs fortes teneurs en sulfures, ainsi que la nature tholéiitique des roches mafiques étudiées, la meilleure explication de la présence de xénolithes carbonatitiques dans les dolérites des pipes est probablement celle qui invoque la digestion de carbonates des roches sédimentaires encaissantes par les magmas du groupe 1.

Plusieurs travaux dans la littérature ont montré que la teneur en soufre du magma augmente au cours de l'interaction de ce magma avec les roches sédimentaires encaissantes suite à l'incorporation de soufre crustal. Lorsque la teneur de saturation en S est dépassée, l'exsolution d'un liquide immiscible riche en soufre se produit ([Naldrett, 2011](#)). Par ailleurs, les conduits magmatiques, discordants sur les roches sédimentaires encaissantes, à l'instar des pipes du bassin de Tindouf, présentent un potentiel de contamination maximum ([Hughes et al., 2015](#)). On peut ainsi expliquer la présence de xénolithes carbonatitiques et des sulfures dans les dolérites des cheminées du bassin de Tindouf comme la conséquence possible de l'assimilation de roches encaissantes crustales par les magmas des conduits de pipes.

Notons que la cristallisation de calcite magmatique primaire suite à l'interaction entre les magmas et les roches encaissantes carbonatées ont été signalées à plusieurs reprises dans la littérature (par exemple [Peccerillo, 1998](#) ; [Gozzi et al., 2014](#) ; [Lustrino et al., 2019](#)).

VI.8 Implications géodynamiques

Sur la base des données et de la discussion présentées dans les sections précédentes, nous proposons un schéma possible de l'évolution du système de plomberie magmatique de la CAMP dans le bassin de Tindouf ([Figure VI.6](#)).

1) La présence d'une importante anomalie thermique est nécessaire pour expliquer la génération du magmatisme étendu de la CAMP dans la région. Ce réchauffement peut être le résultat du réchauffement global du manteau sous le supercontinent Pangéen ([Coltice et al., 2007, 2009](#)), mais il n'est pas exclu, comme le suggèrent [Marzoli et al., \(2019\)](#) et [Tegner et al., \(2019\)](#), qu'un panache mantellique sous le craton ouest-africain ait fourni un complément de chaleur au magmatisme CAMP dans le nord-ouest de l'Afrique. De plus, la convection à petite échelle liée au craton (*Edge-driven convection*) ([King et Anderson, 1998](#)) pourrait expliquer la mise en place du magmatisme intrusif de la CAMP dans le bassin de Tindouf, compte tenu de son emplacement entre le bouclier cratonique épais de Reguibat et les ceintures varisques adjacentes. Ce mécanisme est souvent mentionné pour expliquer la génération des magmas intrusifs de la CAMP dans les grands bassins péri-cratoniques du Gondwana qui présentent le même contexte géologique que celui du bassin de Tindouf (c'est-à-dire la localisation de ces bassins entre une zone cratonique épaisse et les jeunes ceintures mobiles adjacentes) tels que les bassins du Sahara Occidental (bassins de Taoudenni et Reggane) ([Chabou et al., 2010](#)) et du Brésil ([Iacumin et al., 2003](#); [Merle et al., 2011](#)).

2) Les magmas des unités intermédiaire et supérieure ont été mis en place les premiers, sous forme de corps intrusifs dans le bassin de Tindouf au cours d'un premier épisode de génération de magmas, à partir d'une source mantellique lithosphérique subcontinental (SCLM) avec des composants enrichis de matériaux crustaux recyclés, à des profondeurs correspondantes au champ de stabilité du grenat-spinelle. L'augmentation du degré de fusion des unités intermédiaire (9-11 % de fusion partielle) à supérieure (15 % de fusion partielle) peut refléter une augmentation des températures du manteau sous le bassin de Tindouf.

3) Des magmas volumineux de l'unité récurrente se sont ensuite mis en place dans le bassin de Tindouf, résultant de la fusion (10-15 % de fusion partielle) d'une source mantellique moins profonde dans le champ de stabilité du spinelle avec une empreinte asthénosphérique. La remontée asthénosphérique sous le bassin de Tindouf pendant ce deuxième épisode de génération de magma est peut-être liée à un amincissement lithosphérique dû à la localisation du bassin de Tindouf près de la marge du rift de l'océan Atlantique. Cependant, une activité convective associée à un panache mantellique peut également expliquer l'amincissement lithosphérique sous le bassin

de Tindouf, car une étude récente indique que les magmas de l'unité récurrente présentent des compositions isotopiques semblables à celles d'un panache ([Marzoli et al., 2019](#)).

4) La cristallisation fractionnée avancée et l'assimilation crustale des magmas de l'unité récurrente dans des chambres magmatiques peu profondes ont conduit à l'éruption de magmas évolués sous forme de pipes dans le flanc nord du bassin de Tindouf.

5) Pendant la cristallisation fractionnée avancée et l'assimilation crustale des magmas de l'unité récurrente, des composants carbonatitiques et des autolithes riches en sulfures ont été séparés du liquide doléritique silicaté par immiscibilité. L'abondance de sulfures dans les dolérites de pipes confirme la suggestion récente ([Tegner et al., 2019](#)) d'une augmentation importante de la teneur en soufre de la source de l'unité récurrente.

6) L'intrusion verticale du magma des pipes censée atteindre un niveau peu profond dans le bassin de Tindouf a provoqué un important métamorphisme de contact affectant les sédiments paléozoïques, et le développement de structures plissées, au cœur desquelles les pipes se sont mis en place.

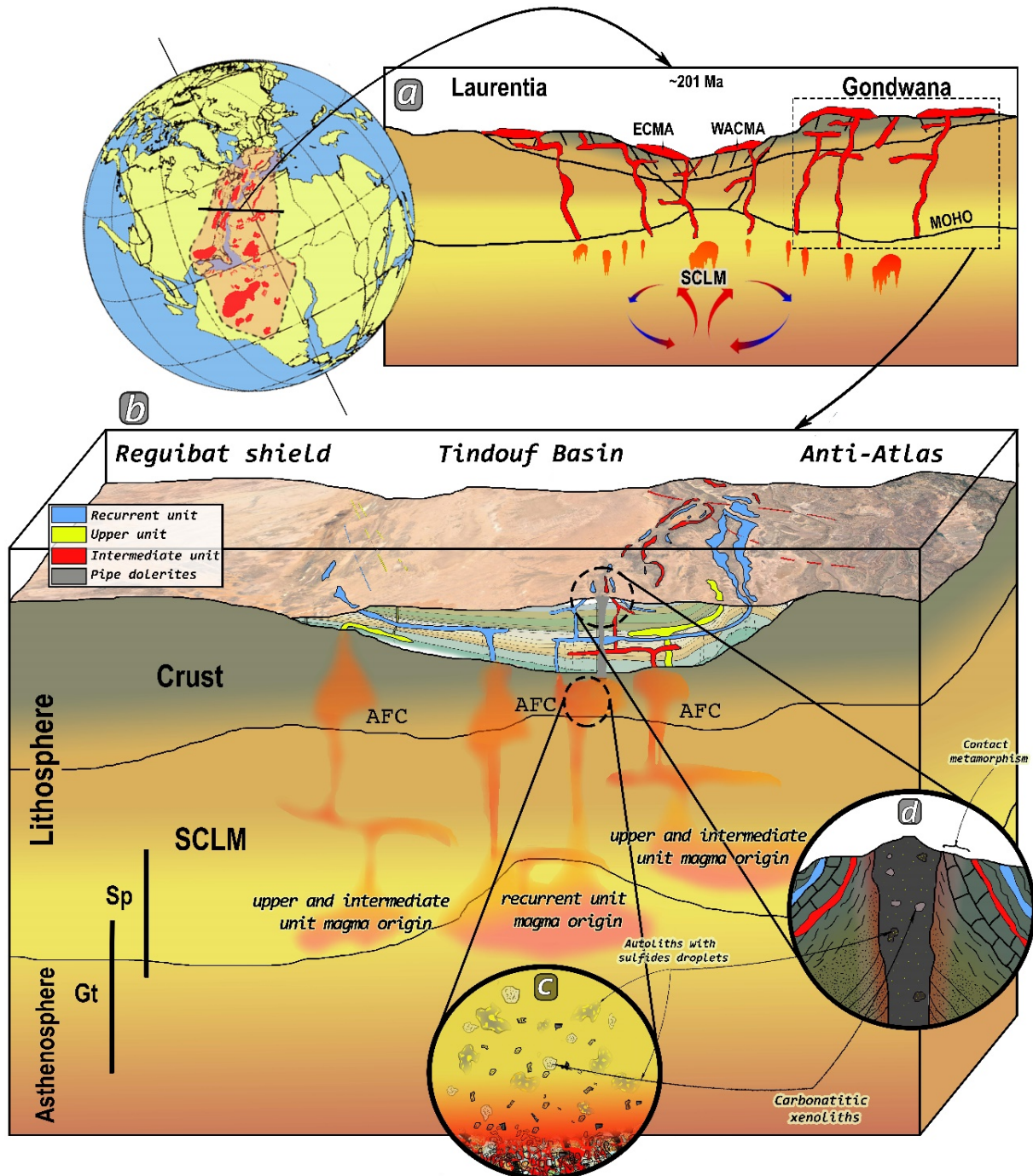


Figure VI.6: Modèle géodynamique de l'évolution du système de plomberie magmatique de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) au sein du continent Pangéen et du bassin de Tindouf. **a)** Coupe transversale à l'échelle lithosphérique pendant l'événement CAMP (~201 Ma) après le rifting de la Pangée dans la Zone Atlantique Centrale. SCLM = manteau lithosphérique subcontinental, ECMA = anomalie magnétique de la côte est, WACMA = anomalie magnétique de la côte ouest africaine (d'après Labails et al., 2010). En rouge les intrusions des magmas CAMP. **b)** Coupe transversale à l'échelle lithosphérique dans le bassin de Tindouf pendant l'événement CAMP. La production de magmas de l'unité supérieure et intermédiaire se produit principalement à des profondeurs correspondant au champ de stabilité du grenat-spinelle, avec des composants enrichis provenant de matériel crustal recyclé et affectés par l'assimilation crustale (AFC). Les magmas de l'unité récurrente résultent d'une fusion avec une empreinte asthénosphérique à une profondeur encore plus faible (champ de stabilité du spinelle). Les magmas de pipes résultent de la cristallisation fractionnée avancée de l'unité récurrente dans des chambres magmatiques peu profondes. **c)** Pendant la cristallisation fractionnée avancée des

magmas de l'unité récurrente, les composants carbonatitiques et les autolithes riches en sulfures sont séparés par immiscibilité. **d)** L'intrusion verticale des magmas de pipes avec un métamorphisme de contact affectant les sédiments paléozoïques et le développement de structures de plis, localisant les pipes au cœur des anticlinaux.

D'un point de vue régional, [Marzoli et al. \(2019\)](#) ont montré que le système de plomberie magmatique de la CAMP de l'Anti-Atlas, de la vallée d'Argana et des monts Jbilet (Maroc), situé au nord du bassin de Tindouf, était formé principalement par les magmas des unités Intermédiaire et Supérieure. Au sud-est du bassin de Tindouf, [Chabou et al. \(2010\)](#) ont identifié des dykes de la CAMP de composition Intermédiaire dans la région de Fersiga, près de la frontière algéro-malienne, et de roches intrusives de la CAMP (sills et dykes) de composition intermédiaire entre les unités Intermédiaire et Supérieure dans les bassins de Reggane et du Hank (Sud-Ouest algérien). [Bersi et al. \(2021\)](#) ont identifié deux unités géochimiques (unités supérieures et récurrentes) au sein des roches intrusives de la CAMP (sills et dykes) du bassin de Tindouf et un nouveau type de magma possible (intrusions en forme de pipes) ayant une composition géochimique inhabituelle (pour les roches de la CAMP du Nord-Ouest de l'Afrique) intermédiaire entre les Unités récurrentes et supérieures. La présente étude indique pour la première fois la présence de l'unité Intermédiaire dans le bassin de Tindouf et confirme l'existence d'un nouveau groupe géochimique (pipes doléritiques) qui représente en fait le produit évolué des magmas de l'unité Récurrente. Le bassin de Tindouf fournit donc l'un des enregistrements les plus complets de l'évolution du système de plomberie magmatique de la CAMP en Afrique du Nord-Ouest. Ceci indique que ce bassin a connu une évolution plus mature que les autres bassins du sud-ouest algérien

VI.9 Existe-t-il un lien entre les sills du bassin de Tindouf et l'extinction de masse à la limite Trias/Jurassique ?

La relation de cause à effet entre le magmatisme de la CAMP et l'extinction de masse survenue à la limite Trias-Jurassique (TJB pour *Triassic-Jurassic Boundary*) ($201,56 \pm 0,02$ Ma) ([Blackburn et al., 2013](#)) est défendue par de nombreux auteurs ([Davies et al., 2017](#); [Landwehrs et al., 2020](#); [Lindström et al., 2017](#); [Panfili et al., 2019](#); [Schoene et al., 2010](#)). Les effets du dégazage massif lors des activités volcaniques sont dramatiques pour les écosystèmes marins et terrestres. Les modèles de perturbation du cycle du carbone par l'activité de la CAMP ([Bachan et Payne, 2016](#); [Capriolo et al., 2020](#); [Heimdal et al., 2018](#); [Paris et al., 2012](#)) suggèrent que la quantité de CO₂ que le magma de la CAMP a injecté dans l'atmosphère a probablement contribué à un réchauffement climatique rapide. Ces auteurs estiment que la concentration de CO₂ dans les magmas de la CAMP

devrait être de 0,5 à 1,0 % en poids, entraînant un dégazage global de CO₂ à des taux d'environ 105 milliards de tonnes ([Capriolo et al., 2020](#)). D'après nos mesures de la PAF (perte au feu) sur les roches totales, un échantillon de sill (IG04) qui appartient à l'unité récurrente enregistre 1,85 % en poids de CO₂ ([Tableau IV.1](#)) une valeur supérieure à celles calculées par [Capriolo et al., \(2020\)](#), ce qui suggère que les sills de l'unité récurrente du flanc nord du bassin de Tindouf ont probablement contribué à la saturation de l'atmosphère en CO₂ lors de leurs mises en place. De plus, le métamorphisme de contact très marqué observé dans l'encaissant sédimentaire générerait également des volatils dérivés des sédiments comme cela a été démontré au Brésil ([Heimdal et al., 2018](#)). Une importante quantité de CO₂ pourrait avoir été injectée dans l'atmosphère suite au métamorphisme de contact des calcaires et des sédiments riches en matière organique dans le bassin de Tindouf. En effet, de nombreux sills du bassin de Tindouf ont été mis en place dans des sédiments carbonatés du Viséen supérieur-Serpukhovien dans la région de Smeïra ([Bersi et al., 2021](#)), et comme cela a été mentionné auparavant, les affleurements les plus importants des sills de la CAMP dans le flanc nord du bassin de Tindouf (sill de Oum Soba) se sont mis en place dans l'épaisse série des schistes riches en matière organique du Dévonien supérieur (Famennien). Ces constatations indiquent que les sills doléritiques du bassin de Tindouf notamment ceux de l'unité récurrente pourraient avoir joué un rôle dans l'injection importante de CO₂ dans l'atmosphère pendant l'événement CAMP, et par conséquent sur la crise biologique Trias/Jurassique. Cependant, les datations géochronologiques réalisées sur les dolérites de l'Unité récurrente ([Verati et al., 2007](#) ; ce travail) semblent indiquer que ces roches sont plus jeunes que l'âge de la limite Trias/Jurassique, excluant une influence de ces derniers sur la crise survenue autour de cette limite.

VI.10 Les pipes du bassin de Tindouf ont-ils contribué à la crise de la limite Trias/Jurassique ?

La libération des gaz dans l'atmosphère pendant la mise en place des LIPs est souvent associée à la mise en place des pipes ou des événements ([Svensen et al., 2009, 2006](#)). Le rôle du soufre dans le déclenchement des changements environnementaux pendant les extinctions de masse a été souvent discuté, notamment pour la CAMP ([Callegaro et al., 2014](#); [Guex et al., 2016](#); [Landwehrs et al., 2020](#)). [Callegaro et al. \(2014\)](#) ont constaté que les formations magmatiques de la CAMP et du Deccan, qui sont associés à des extinctions majeures, contenaient de fortes concentrations en soufre magmatique, avec une moyenne de 1000 ppm de soufre dans la composition des roches totales. Des échantillons de pipes du bassin de Tindouf contiennent 5200 à 12700 ppm de soufre

dans les teneurs des volatiles. Bien que la présence des sulfures peut augmenter les teneurs en S dans les pipes doléritiques, elles restent supérieures aux estimations précédentes pour le volcanisme de la CAMP. Ces résultats indiquent que les pipes doléritiques du bassin de Tindouf, très riches en soufre et qui contiennent des xénolites de carbonatites pourraient constituer des conduits de première importance pour une injection de S et de CO₂ dans l'atmosphère pendant l'événement CAMP. Une libération rapide de CO₂ à partir des roches carbonatitiques des provinces du Deccan et de Sibérie aurait joué un rôle dans l'extinction de masse des limites Crétacé-Tertiaire (K-T) et Permo-Trias (P-T) respectivement ([Gales et al., 2020](#)).

Le présent travail indique que les pipes doléritiques du bassin de Tindouf pourraient avoir contribué à l'injection de S et de CO₂ dans l'atmosphère pendant l'événement CAMP, et par conséquent, avoir eu une influence possible dans les changements climatiques survenus à la limite Tr-Jr.

Cependant, le premier et seul âge Ar/Ar obtenu dans ce travail sur l'échantillon Z01 du pipe de Zemoul ($193,7 \pm 3,4$ Ma) est beaucoup plus jeune que l'âge de la limite Tr-Jr (201 Ma), excluant toute relation de cause à effet entre la mise en place des pipes du bassin de Tindouf et l'extinction massive de la limite Tr-Jr. Il faut cependant être prudent avec cet âge obtenu sur le pipe de Zemoul (*âge unique pour l'instant sur les pipes de Tindouf*) et dater plus de dolérites des pipes pour avoir un âge statistiquement significatif. Compte tenu de la richesse en zircon des pipes doléritiques, un défi majeur pour l'avenir est de comparer la chronologie de la mise en place des pipes dans le bassin de Tindouf avec l'âge de l'ETE (*End Triassic Extinction*) en réalisant des datations U-Pb de haute précision sur zircon. Ces datations de haute précision ont récemment été utilisées avec succès pour démontrer le lien de causalité entre l'activité intrusive des LIPs et les extinctions de masse, par exemple, entre la CAMP et l'ETE ([Davies et al., 2017](#)) et la province des trapps de Sibérie avec l'extinction de masse de la fin du Permien ([Burgess et al., 2017](#); [Burgess et Bowring, 2015](#)).

Conclusion générale

La Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) dans le flanc nord du bassin de Tindouf (Algérie) est représenté par d'immenses sills et de nombreux dykes, ainsi que par des petits massifs circulaires (pipes) recoupant l'ensemble de la série paléozoïque et supposés appartenir à la CAMP. Les pipes sont localisés aux cœurs de structures anticlinales de la région.

Dans les sills et les dykes, les dolérites présentent des textures intergranulaires et ophitiques à grain moyen à grossier, avec une minéralogie typique des tholéiites continentales, notamment des roches de la CAMP, i.e. clinopyroxène et plagioclase. Des oxydes Fe-Ti, de la biotite et de l'apatite complètent la paragenèse.

Les dolérites de pipes présentent une texture granophyrique hypovolcanique à grain fin à moyen avec une minéralogie assez homogène composée de plagioclase, de clinopyroxène, de feldspath potassique, de quartz, de biotite, d'amphibole, de calcite et de sulfures disséminés. Elles contiennent également d'abondantes xénolites carbonatitiques et autolites de dolérite.

Toutes les roches étudiées sont des tholéiites à faible teneur en Ti, de composition basaltique pour les sills et le dyke, et de composition andésite-basaltique à andésitique pour les dolérites de pipes. Ces roches ont subi une cristallisation fractionnée importante de minéraux mafiques, à l'exception d'un échantillon prélevé du sill de Hassi Mahmoud qui présente des caractéristiques de magma primaire qui n'ont jamais été observées auparavant parmi les tholéiites CAMP du Nord-Ouest de l'Afrique.

Les dolérites étudiées sont subdivisées en quatre groupes sur la base de leurs compositions en éléments majeurs et en éléments traces. Trois groupes correspondent à trois unités (intermédiaire, supérieure et récurrente) parmi les quatre définies dans le Haut Atlas du Maroc, tandis que le quatrième groupe, représenté par les dolérites des pipes, présente des caractéristiques géochimiques qui n'ont jamais été rapportées auparavant dans les roches de la CAMP au nord-ouest de l'Afrique. Cependant, et sur la base de critères géologiques et géochimiques, nous avons démontré que les pipes doléritiques appartiennent à la CAMP et représentent les produits évolués de magmas apparentés à l'unité récurrente. Par ailleurs, la présente étude indique que le volume des magmas récurrents mis en place dans le bassin de Tindouf est beaucoup plus important que celui connu dans le Haut-Atlas marocain.

Les variations des compositions en éléments majeurs et traces et la modélisation du processus d'AFC indiquent que la cristallisation fractionnée, et une possible contamination crustale ont joué un rôle important dans l'évolution des roches étudiées.

La modélisation l'AFC montre notamment une évolution des magmas de l'unité récurrente vers les magmas des pipes avec une contamination continentale significative par la croûte continentale (craton ouest-africain).

La modélisation de la fusion partielle suggère que les magmas intermédiaires et supérieurs des sills et des dykes ont été produits respectivement par 9-11 % et 15 % de fusion partielle d'une source de lherzolite grenat-spinelle légèrement enrichie, alors que les magmas des dolérites de l'unité récurrente et ceux des pipes, nécessitent une source différente, moins profonde et enrichie d'une lherzolite à spinelle (+/-grenat), à raison de 10-15 % et 2-10 % de fusion partielle respectivement.

Les résultats des datations Ar/Ar réalisés sur quatre échantillons de dolérites (1 pipe, 1 sill de l'unité récurrente, 2 cornéennes en contact avec un sill doléritique) ont fourni des âges-plateaux de $193,7 \pm 3,4$ Ma pour le pipe, $197,6 \pm 3,3$ Ma pour le sill et $202,5 \pm 7,3$ Ma et $199,8 \pm 1,9$ Ma pour les cornéennes. L'âge obtenu sur le pipe, plus jeune que celui des sills et autres formations magmatiques de la CAMP du nord-ouest de l'Afrique confirme les résultats de la géochimie qui indiquent que les pipes sont les produits de la différenciation de l'unité récurrente et donc les dernières manifestations de la CAMP mises en place dans la région.

Nous suggérons que les petits anticlinaux du flanc nord du bassin de Tindouf dont les cœurs sont recoupés par des pipes doléritiques représentent des plis forcés au-dessus d'intrusions magmatiques. Ces structures anticlinales formées par la remontée de pipes au sein de l'encaissant sédimentaire fournissent une explication satisfaisante à la localisation systématique des pipes doléritiques aux cœurs de ces anticlinaux.

Les xénolithes de carbonatites et les sulfures abondants dans les pipes doléritiques sont probablement le résultat de la digestion des roches sédimentaires encaissantes (riches en carbonates) par les conduits magmatiques des pipes.

Enfin, les teneurs très élevées en CO₂ et en soufre des dolérites des pipes, mises en évidence par l'analyse des substances volatiles, combinées à la mise en place de grands sills dans les argiles riches en matières organiques du Dévonien supérieur du flanc nord du bassin de Tindouf, indiquent que le CO₂ et les gaz sulfuriques ont dû être largement libérés dans l'atmosphère, contribuant au changement climatique et à l'extinction massive de la limite Trias-Jurassique.

Références bibliographiques

- A**diri, Z., Lhissou, R., El Harti, A., Jellouli, A., Chakouri, M., **2020**. Recent advances in the use of public domain satellite imagery for mineral exploration : A review of Landsat-8 and Sentinel-2 applications. *Ore Geology Reviews* 117, 103332. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103332>
- Aliev, M., Aït Laoussine, N., Avrov, V., Aleksine, G., Barouline, G., Lakovlev, B., Korj, M., Kouvykine, J., Makarov, V., Mazanov, V., Medvedev, E., Mkrtchiane, O., Moustafinov, R., Oriev, L., Oroudjeva, D., Oulmi, M., Saïd, A., **1971**. Geological Structures and Estimation of Oil and Gas in the Sahara in Algeria. *Spain Altamira-Rotopress, S.A.* .265 p.
- Amrouche, F., **2004**. Le carbonifère du flanc nord du bassin de Tindouf sédimentologie, biostratigraphie, subsidence, réservoirs et ressources hydriques associées. *Mémoire de Magister. USTHB, Alger*.
- Anderson, D.L., **2013**. The persistent mantle plume myth. *Australian Journal of Earth Sciences* 60, 657–673. <https://doi.org/10.1080/08120099.2013.835283>
- Arndt, N.T., Czamanske, G.K., Wooden, J.L., Fedorenko, V.A., **1993**. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics* 223, 39–52. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90156-E](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90156-E)
- Askri, H., Belmecheri, A., Benrabah, B., Boudjema, A., Boumendjel, K., Daoudi, M., Drid, M., Ghalem, T., Docca, A.M., Ghandriche, H., Ghomari, A., Guellati, N., Khennous, M., Lounici, R., Naili, H., Takherist, D., Terkmani, M., **1995**. Geology of Algeria. *Geology of Algeria 1–93*.
- B**achan, A., Payne, J.L., **2016**. Modelling the impact of pulsed CAMP volcanism on pCO₂ and δ¹³C across the Triassic–Jurassic transition. *Geological Magazine* 153, 252–270. <https://doi.org/10.1017/S0016756815000126>
- Baksi, A.K., Archibald, D.A., **1997**. Mesozoic igneous activity in the Maranhão province, northern Brazil: ⁴⁰Ar/³⁹Ar evidence for separate episodes of basaltic magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 151, 139–153. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(97\)81844-4](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(97)81844-4)
- Belabbès, S., **2003**. Mise en place d’une base de données gravimétriques de l’Algérie et interprétation des données gravimétriques du bassin de Tindouf. *Mémoire de magister. USTHB, Alger*.
- Belfoul, M.A., Falk, F., Hassenforder, B., **2001**. Mise en évidence d’une tectonique tangentielle antérieure au plissement majeur dans la chaîne hercynienne de l’Anti-Atlas occidental,

- Maroc. *Journal of African Earth Sciences* 32, 723–739. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00051-9](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00051-9)
- Bell, k., **1990**. Carbonatites : Genesis and Evolution. *Mineralogical Magazine* 54. 349 p. <https://doi.org/10.1180/minmag.1990.054.375.26>
- Bell, B., Butcher, H., **2002**. On the emplacement of sill complexes : evidence from the Faroe–Shetland Basin. In: Jolly, D.W., Bell, B., (Eds.), The North Atlantic Igneous Province: Stratigraphy, Tectonic, Volcanic and Magmatic Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 197, 307–329. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.197.01.12>
- Benhamouche, A., **2003**. Les formations hamadiennes de la région de Tindouf. Analyse sédimentologique, organisation d'ensemble. *Mémoire de magister. USTHB, Alger*.
- Bentahar, I., Raji, M., **2021**. Comparison of Landsat OLI, ASTER, and Sentinel 2A data in lithological mapping : A Case study of Rich area (Central High Atlas, Morocco). *Advances in Space Research* 67, 945–963. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.10.037>
- Bersi, M., **2016**. Cartographie et mode de mise en place des dykes et des sills de la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) dans le bassin de Tindouf. *Thèse de doctorat. USTHB, Alger*.
- Bersi, M., Chabou, M.C., Saibi, H., Hachemaoui, O., Kherchouche, R., **2021**. Mapping CAMP formations of the northern flank of Tindouf Basin by integrating remotely sensed data, geochemistry and field observations. *Lithos* 380–381, 105870. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105870>
- Bersi, M., Saibi, H., Chabou, M.C., **2016**. Aerogravity and remote sensing observations of an iron deposit in Gara Djebilet, southwestern Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 116, 134–150. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.01.004>
- Bertrand, H., **1991**. The Mesozoic Tholeiitic Province of Northwest Africa: A Volcano-Tectonic Record of the Early Opening of Central Atlantic. In: Kampunzu, A.B., Lubala, R.T. (eds) *Magmatism in Extensional Structural Settings*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-73966-8_7
- Bertrand, H., Dostal, J., Dupuy, C., **1982**. Geochemistry of early mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth and Planetary Science Letters* 58, 225–239. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90196-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90196-0)
- Bertrand, H., Fornari, M., Marzoli, A., García-Duarte, R., Sempere, T., **2014**. The Central Atlantic Magmatic Province extends into Bolivia. *Lithos*, 188, 33–43. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.019>

- Bertrand, H., Villeneuve, M., Corsini, M., Paquette, J.-L., Ndiaye, M., Gärtner, A., **2019**. Le granite du sondage de Gassane (Sénégal) : un témoin de l'ouverture de l'Atlantique central au Jurassique ? *Géologues*. 203, 30-35.
- Bessoles, B., **1977**. Géologie de l'Afrique : le craton ouest africain. *Mémoire du BRGM*.88, 403 p.
- Bitam, L., Fabre, J., **1996**. Géodynamique du craton ouest africain central et oriental : héritage et évolution post-panafricains. *Mémoires du Service géologique de l'Algérie*. 8, 311 p, Boumerdès.
- Bitam, L., Gourvennec, R., Robardet, M., **1996**. Les formations paléozoïques anté-carbonifères du sous bassin de Djebilet (flanc Sud du bassin de Tindouf), Nord-Ouest du Sahara Algérien. In : Bitam, L., Fabre, J. Géodynamique du craton ouest africain central et oriental : héritage et évolution post-panafricains. *Mémoires du Service géologique de l'Algérie*. 8, 15-22, Boumerdès.
- Blackburn, T.J., Olsen, P.E., Bowring, S.A., McLean, N.M., Kent, D.V., Puffer, J., McHone, G., Rasbury, E.T., Et-Touhami, M., **2013**. Zircon U-Pb geochronology links the end-triassic extinction with the central Atlantic magmatic province. *Science* 340, 941–945. <https://doi.org/10.1126/science.1234204>
- Bond, D.P.G., Wignall, P.B., **2014**. Large igneous provinces and mass extinctions: An update. In : Keller, G., Kerr, A.C., Volcanism, Impacts and Mass Extinctions: Causes and Effects. *Geological Society of America* 505, 29–55. [https://doi.org/10.1130/2014.2505\(02\)](https://doi.org/10.1130/2014.2505(02))
- Bouiflane, M., Manar, A., Medina, F., Youbi, N., Rimi, A., **2017**. Mapping and characterization from aeromagnetic data of the Fom Zguid dolerite Dyke (Anti-Atlas, Morocco) a member of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP). *Tectonophysics* 708, 15–27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.023>
- Bryan, S.E., Ernst, R.E., **2008**. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth-Science Reviews* 86, 175–202. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.008>
- Bryan, S.E., Ferrari, L., **2013**. Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years. *Bulletin of the Geological Society of America* 125, 1053–1078. <https://doi.org/10.1130/B30820.1>
- Burgess, S.D., Bowring, S.A., **2015**. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction. *Science Advances* 1, e1500470. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1500470>
- Burgess, S.D., Muirhead, J.D., Bowring, S.A., **2017**. Initial pulse of Siberian Traps sills as the trigger of the end-Permian mass extinction. *Nature Communications* 8, 164. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00083-9>

- Callegaro, S., Marzoli, A., Bertrand, H., Blichert-Toft, J., Reisberg, L., Cavazzini, G., Jourdan, F., Davies, J.H.F.L., Parisio, L., Bouchet, R., Paul, A., Schaltegger, U., Chiaradia, M., **2017**. Geochemical constraints provided by the Freetown Layered Complex (Sierra Leone) on the origin of high-Ti tholeiitic CAMP magmas. *Journal of Petrology* 58, 1811–1840. <https://doi.org/10.1093/petrology/egx073>
- Callegaro, S., Marzoli, A., Bertrand, H., Chiaradia, M., Reisberg, L., Meyzen, C., Bellieni, G., Weems, R.E., Merle, R., **2013**. Upper and lower crust recycling in the source of CAMP basaltic dykes from southeastern North America. *Earth and Planetary Science Letters* 376, 186–199. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.023>
- Callegaro, S., Rapaille, C., Marzoli, A., Bertrand, H., Chiaradia, M., Reisberg, L., Bellieni, G., Martins, L., Madeira, J., Mata, J., Youbi, N., Min, A.D., Azevedo, M.R., Bensalah, M.K., **2014**. Enriched mantle source for the Central Atlantic magmatic province: New supporting evidence from southwestern Europe. *Lithos* 188, 15–32. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.021>
- Campbell, I.H., **1985**. The difference between oceanic and continental tholeiites: a fluid dynamic explanation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91, 37–43. <https://doi.org/10.1007/BF00429425>
- Campbell, I.H., Griffiths, R.W., **1990**. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 99, 79–93. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90072-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90072-6)
- Campbell, I.H., Kerr, A.C., **2007**. The Great Plume Debate: Testing the plume theory. *Chemical Geology* 241, 149–152. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.01.013>
- Capriolo, M., Marzoli, A., Aradi, L.E., Callegaro, S., Corso, J.D., Newton, R.J., Mills, B.J.W., Wignall, P.B., Bartoli, O., Baker, D.R., Youbi, N., Remusat, L., Spiess, R., Szabó, C., **2020**. Deep CO₂ in the end-Triassic Central Atlantic Magmatic Province. *Nature Communications* 11, 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15325-6>
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., **2001**. Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: A study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter* 25, 187–198. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2001.tb00595.x>
- Cebriá, J.M., López-Ruiz, J., Doblas, M., Martins, L.T., Munha, J., **2003**. Geochemistry of the early Jurassic Messejana- Plasencia dyke (Portugal-Spain): Implications on the origin of

- the Central Atlantic magmatic province. *Journal of Petrology* 44, 547–568. <https://doi.org/10.1093/petrology/44.3.547>
- Chabou, M.C., **2008**. Datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ et Géochimie de la Province Magmatique de l'Atlantique Central dans le Sud-Ouest algérien. *Thèse de doctorat. Ecole nationale supérieure polytechnique*, 266 p. Alger.
- Chabou, M.C., Bertrand, H., Sebaï, A., **2010**. Geochemistry of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in south-western Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 58, 211–219. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.02.009>
- Chabou, M.C., Sebai, A., Féraud, G., Bertrand, H., **2007**. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la province magmatique de l'Atlantique central dans le Sud-Ouest algérien. *Comptes Rendus - Geoscience* 339, 970–978. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.09.011>
- Chalokwu, C.I., **2001**. Petrology of the freetown layered complex, Sierra Leone: Part II. Magma evolution and crystallisation conditions. *Journal of African Earth Sciences* 32, 519–540. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(01\)90112-5](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(01)90112-5)
- Chandra, J., Paul, D., Stracke, A., Chabaux, F., Granet, M., **2019**. The Origin of Carbonatites from Amba Dongar within the Deccan Large Igneous Province. *Journal of Petrology* 60, 1119–1134. <https://doi.org/10.1093/petrology/egz026>
- Choubert, G., **1960**. Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *Mémoire Société géologique de France* 1, 447–527.
- Choubert, G., **1951**. Les dolérites hercyniennes du Sud marocain. *Compte rendu hebdomadaire des séances de l'académie des sciences de Paris*. 233, 701–703.
- Ciampalini, A., Garfagnoli, F., Antonielli, B., Moretti, S., Righini, G., **2013**. Remote sensing techniques using Landsat ETM+ applied to the detection of iron ore deposits in Western Africa. *Arabian Journal of Geosciences* 6, 4529–4546. <https://doi.org/10.1007/s12517-012-0725-0>
- Ciampalini, A., Garfagnoli, F., Antonielli, B., Ventisette, C.D., Moretti, S., **2012**. Photolithological map of the southern flank of the Tindouf Basin (Western Sahara). *Journal of Maps* 8, 453–464. <https://doi.org/10.1080/17445647.2012.746947>
- Ciampalini, A., Garfagnoli, F., Ventisette, C.D., Moretti, S., **2013**. Potential Use of Remote Sensing Techniques for Exploration of Iron Deposits in Western Sahara and Southwest of Algeria. *Natural Resources Research* 22, 179–190. <https://doi.org/10.1007/s11053-013-9209-5>

- Coffin, M.F., Eldholm, O., **1994**. Large igneous provinces : Crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics* 32, 1–36. <https://doi.org/10.1029/93RG02508>
 - Coltice, N., Bertrand, H., Rey, P., Jourdan, F., Phillips, B.R., Ricard, Y., **2009**. Global warming of the mantle beneath continents back to the Archaean. *Gondwana Research, Special Issue : Supercontinent Dynamics* 15, 254–266. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.10.001>
 - Coltice, N., Phillips, B.R., Bertrand, H., Ricard, Y., Rey, P., **2007**. Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents. *Geology* 35, 391–394. <https://doi.org/10.1130/G23240A.1>
 - Conrad, J., **1972**. Distension Jurassique et tectonique éocrétaçée sur Le Nord-Ouest de la Plate-forme-Africaine (Bassin de Reggane, Sahara central). *Compte rendu de l'académie des sciences de Paris*. 274, 2423–2426.
- D**alrymple, G.B., Grommé, C.S., White, R.W., **1975**. Potassium-Argon Age and Paleomagnetism of Diabase Dikes in Liberia : Initiation of Central Atlantic Rifting. *Geological Society of America, Bulletin* 86, 399–411. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86<399:PAAPOD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<399:PAAPOD>2.0.CO;2)
- Davies, D.R., Rawlinson, N., **2014**. On the origin of recent intraplate volcanism in Australia. *Geology* 42, 1031–1034. <https://doi.org/10.1130/G36093.1>
 - Davies, J.H.F.L., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., Ernesto, M., Schaltegger, U., **2017**. End-Triassic mass extinction started by intrusive CAMP activity. *Nature Communications* 8, 1–8. <https://doi.org/10.1038/ncomms15596>
 - De Min, A., Piccirillo, E.M., Marzoli, A., Bellieni, G., Renne, P.R., Ernesto, M., Marques, L.S., **2003**. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil : Petrology, geochemistry, ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages, paleomagnetism and geodynamic implications. *Geophysical Monograph Series* 136, 91–128. <https://doi.org/10.1029/136GM06>
 - De Min, A.D., Callegaro, S., Marzoli, A., Nardy, A.J., Chiaradia, M., Marques, L.S., Gabbarrini, I., **2018**. Insights into the petrogenesis of low- and high-Ti basalts: Stratigraphy and geochemistry of four lava sequences from the central Paraná basin. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 355, 232–252. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.08.009>
 - De Vicente, G., Olaiz, A., Muñoz-Martín, A., Cunha, P.P., **2021**. Longest and still longer : The Messejana-Plasencia dyke and its links with later Alpine deformation belt in Iberia. *Tectonophysics* 815, 229009. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229009>

- Deckart, K., Bertrand, H., Liégeois, J.-P., **2005**. Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. *Lithos*, 82, 289–314. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.023>
- Deckart, K., Féraud, G., Bertrand, H., **1997**. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: Implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 205–220. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00102-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00102-7)
- Deleau, P., Jongmans, W.J., **1951**. Les bassins houillers du Sud-Oranais dans la région de Colomb-Béchar, Abadla. *Bulletin du service de la carte géologique d'Algérie*. 20, 277p.
- Demény, A., Casillas, R., Ahijado, A., de La Nuez, J., Andrew Milton, J., Nagy, G., **2008**. Carbonate xenoliths in La Palma : Carbonatite or alteration product? *Geochemistry* 68, 369–381. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2008.05.002>
- Denyszyn, S.W., Fiorentini, M.L., Maas, R., Dering, G., **2018**. A bigger tent for CAMP. *Geology* 46, 823–826. <https://doi.org/10.1130/G45050.1>
- Diallo, D., Bertrand, H., Azambre, B., Gregoire, M., Caseiro, J., **1992**. Le complexe basique-ultrabasique du Kakoulima (Guinée-Conakry): une intrusion tholéïitique stratifiée liée au rifting de l'Atlantique central. *Comptes rendus de l'académie des sciences, série II* 314, 937–943.
- Dorais, M.J., Tubrett, M., **2008**. Identification of a subduction zone component in the Higganum dike, Central Atlantic Magmatic Province : A LA-ICPMS study of clinopyroxene with implications for flood basalt petrogenesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, 1-13. <https://doi.org/10.1029/2008GC002079>
- Dörnhöfer, K., Göritz, A., Gege, P., Pflug, B., Oppelt, N., **2016**. Water Constituents and Water Depth Retrieval from Sentinel-2A—A First Evaluation in an Oligotrophic Lake. *Remote Sensing* 8, 941. <https://doi.org/10.3390/rs8110941>
- Dostal, J., Dupuy, C., **1984**. Geochemistry of the North Mountain basalts (Nova Scotia, Canada). *Chemical Geology* 45, 245–261. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(84\)90040-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(84)90040-8)
- Doxani, G., Vermote, E., Roger, J.-C., Gascon, F., Adriaensen, S., Frantz, D., Hagolle, O., Hollstein, A., Kirches, G., Li, F., Louis, J., Mangin, A., Pahlevan, N., Pflug, B., Vanhellemont, Q., **2018**. Atmospheric Correction Inter-Comparison Exercise. *Remote Sensing* 10, 352. <https://doi.org/10.3390/rs10020352>
- Drusch, M., Del Bello, U., Carlier, S., Colin, O., Fernandez, V., Gascon, F., Hoersch, B., Isola, C., Laberinti, P., Martimort, P., Meygret, A., Spoto, F., Sy, O., Marchese, F., Bargellini,

- P., **2012**. Sentinel-2: ESA's Optical High-Resolution Mission for GMES Operational Services. *Remote Sensing of Environment, The Sentinel Missions - New Opportunities for Science* 120, 25–36. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.11.026>
 - Dunning, G.R., Hodych, J.P., **1990**. U/Pb zircon and baddeleyite ages for the Palisades and Gettysburg sills of the northeastern United States: Implications for the age of the Triassic/Jurassic boundary. *Geology* 18, 795–798. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0795:UPZABA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0795:UPZABA>2.3.CO;2)
 - Dupuy, C., Dostal, J., **1984**. Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth and Planetary Science Letters* 67, 61–69. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90038-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90038-4)
 - Durozoy, G., **1960**. Reconnaissance géologique dans le Hank (Sahara occidental). *Bulletin de service de la carte géologique d'Algérie* 28, 21–42.
- E**l Hachimi, H., Youbi, N., Madeira, J., Marzoli, A., Mata, J., Bertrand, H., Bensalah, M.K., Boumehdi, M.A., Doblas, M., Medina, F., Abbou, M.B., Martins, L., **2020**. Physical volcanology and emplacement mechanism of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) lava flows from the Central High Atlas, Morocco. *Comptes Rendus. Géoscience* 352, 1–18. <https://doi.org/10.5802/crgeos.7>
- Elkins, L.J., Meyzen, C.M., Callegaro, S., Marzoli, A., Bizimis, M., **2020**. Assessing Origins of End-Triassic Tholeiites From Eastern North America Using Hafnium Isotopes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 21, e2020GC008999. <https://doi.org/10.1029/2020GC008999>
 - Ennih, N., Liégeois, J.P., **2008**. The boundaries of the West African craton, with special reference to the basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt. In : Ennih, N., Liégeois, J.P., (Eds.), The boundaries of the West African craton *Geological Society of London Special Publication* 297, 1–17. <https://doi.org/10.1144/SP297.1>
 - Ernst, R., Jowitt, S., **2013**. Large Igneous Provinces (LIPs) and Metallogeny, in: Colpron, M., Bissig, T., Rusk, B.G., Thompson, J.F.H., (Eds.), Tectonics, Metallogeny, and Discovery: The North American Cordillera and Similar Accretionary Settings. *Society of Economic Geologists*, 17, pp. 17–51.
 - Ernst, R.E., **2014**. Large Igneous Provinces. *Cambridge University Press*, 653 p.
 - Ernst, R.E., Bond, D.P.G., Zhang, S.-H., Buchan, K.L., Grasby, S.E., Youbi, N., Bilali, H.E., Bekker, A., Doucet, L.S., **2020**. Large Igneous Province Record Through Time and Implications for Secular Environmental Changes and Geological Time-Scale Boundaries, in: Ernst, R.E., Dickson, A.J., Bekker, A., (Eds.), Large Igneous Provinces: A driver of

- global environmental and biotic changes. *American Geophysical Union (AGU)*, pp. 1–26.
<https://doi.org/10.1002/9781119507444.ch1>
- Ernst, R.E., Buchan, K.L., **2003**. Recognizing Mantle Plumes in the Geological Record. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 31, 469–523.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.145500>
- Ernst, R.E., Desnoyers, D.W., **2004**. Lessons from Venus for understanding mantle plumes on Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 146, 195–229.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.10.012>
- Ernst, R.E., Liikane, D.A., Jowitt, S.M., Buchan, K.L., Blanchard, J.A., **2019**. A new plumbing system framework for mantle plume-related continental Large Igneous Provinces and their mafic-ultramafic intrusions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 384, 75–84. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.07.007>
- Ernst, R.E., Youbi, N., **2017**. How Large Igneous Provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 478, 30–52.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.03.014>
- F**abre, J., **2005**. Géologie du Sahara Occidental et Central. Tervuren African Geosciences Collection, *Musée Royal de l'Afrique Central, Tervuren, Belgique*. 572 p.
- Fabre, J., **1983**. Afrique de l'Ouest : introduction géologique et termes stratigraphiques *Lexique stratigraphique international*. Pergamon Press Oxford (UK) 396 p.
- Fabre, J., **1976**. Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines : La couverture phanérozoïque. *SNED, Alger*, 422 p.
- Fal, S., Maanan, M., Baidder, L., Rhinane, H., **2019**. The Contribution of SENTINEL-2 Satellite Images for Geological Mapping in the South of Tafilalet Basin (eastern Anti-Atlas Morocco). *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 4212, 75–82. <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-4-W12-75-2019>
- Floyd, P.A., Winchester, J.A., **1975**. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters* 27, 211–218.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90031-X)
- Frizon de Lamotte, D.F. de, Tavakoli-Shirazi, S., Leturmy, P., Averbuch, O., Mouchot, N., Raulin, C., Leparmentier, F., Blanpied, C., Ringenbach, J.-C., **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, 107–122. <https://doi.org/10.1002/tect.20007>
- Fuller, E.R., Head, J.W., **2003**. Olympus Mons, Mars: Detection of extensive preareole volcanism and implications for initial mantle plume behavior. *Geology* 31, 175–178. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0175:OMMDOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0175:OMMDOE>2.0.CO;2)
- G**ales, E., Black, B., Elkins-Tanton, L.T., **2020**. Carbonatites as a record of the carbon isotope composition of large igneous province outgassing. *Earth and Planetary Science Letters* 535, 116076. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116076>
- Garner, E.L., Murphy, T.J., Gramlich, J.W., Paulsen, P.J., Barnes, I.L., **1975**. Absolute Isotopic Abundance Ratios and the Atomic Weight of a Reference Sample of Potassium. *J Res Natl Bur Stand A Phys Chem* 79A, 713–725. <https://doi.org/10.6028/jres.079A.028>
- Gasquet, D., Ennih, N., Liégeois, J.-P., Soulaïmani, A., Michard, A., **2008**. The Pan-African Belt, in: Michard, André, Saddiqi, O., Chalouan, A., Lamotte, D.F. de (Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin, Heidelberg*, pp. 33–64. https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3_2
- Ge, W., Cheng, Q., Tang, Y., Jing, L., Gao, C., **2018**. Lithological Classification Using Sentinel-2A Data in the Shibanjing Ophiolite Complex in Inner Mongolia, China. *Remote Sensing* 10, 638. <https://doi.org/10.3390/rs10040638>
- Geng, M., Song, H., Guan, Y., Chen, J., Zhang, R., Zhang, B., Zhang, X., **2020**. Sill-related seafloor domes in the Zhongjiannan Basin, western South China Sea. *Marine and Petroleum Geology* 122, 104669. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104669>
- Gevin, P., **1960**. Études et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires : Bordures sédimentaires. *Editions du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, 328 p.
- Gevin, P., **1972**. Les structures plissées d'Oum el Assel (région de Tindouf, Sahara occidental). *Compte rendu de la société géologique de France* 173–175.
- Gottfried, D., Froelich, A.J., **1988**. Variations of palladium and platinum contents and ratios in selected early Mesozoic tholeiitic rock associations in the eastern United States. *US Geological Survey Bulletin* 1776, 322–341.
- Gottfried, D., Froelich, A.J., Rait, N., Aruscavage, P.J., **1990**. Fractionation of palladium and platinum in a Mesozoic diabase sheet, Gettysburg basin, Pennsylvania: implications for

- mineral exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 37, 75–89. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(90\)90083-M](https://doi.org/10.1016/0375-6742(90)90083-M)
- Gozzi, F., Gaeta, M., Freda, C., Mollo, S., Di Rocco, T., Marra, F., Dallai, L., Pack, A., **2014**. Primary magmatic calcite reveals origin from crustal carbonate. *Lithos* 190–191, 191–203. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.12.008>
- Graff, J.R., Ernst, R.E., Samson, C., **2018**. Evidence for triple-junction rifting focussed on local magmatic centres along Parga Chasma, Venus. *Icarus* 306, 122–138. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2018.02.010>
- Guerrak, S., **1989**. Time and space distribution of Palaeozoic oolitic ironstones in the Tindouf Basin, Algerian Sahara. *Geological Society Special Publication* 46, 197–212. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.046.01.17>
- Guerrak, S., **1988**. Métallogénie du gisement de minerai de fer oolithique dévonien de Mecheri Abdelaziz (Bassin de Tindouf, Sahara occidental algérien). *Mémoires de l'Office National de la Géologie, Alger*. 1, 325 p.
- Guerrak, S., **1984**. Les minéralisations ferrières du bassin de Tindouf : le gisement de fer oolithique Dévonien de Mecheri Abdelaziz (Sahara algérien). *Thèse de doctorat, Alger* 317 p.
- Gux, J., Pilet, S., Müntener, O., Bartolini, A., Spangenberg, J., Schoene, B., Sell, B., Schaltegger, U., **2016**. Thermal erosion of cratonic lithosphere as a potential trigger for mass-extinction. *Scientific Reports* 6, 23168. <https://doi.org/10.1038/srep23168>
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A., **2005**. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 43, 83–143. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.017>
- H**achemaoui, O., Chabou, M.C., Bersi, M., Verati, C., **2018**. Cartographie et distribution des cheminées doléritiques dans le bassin de Tindouf par imagerie satellitaire, Landsat 8 et Sentinel 2A. In : 2ème Colloque International Sur La Géologie de La Chaîne Des Maghrébides et Des Régions Voisines (CIGCM 2018). Sétif, Algérie. *Abstract Volume*, pp. 111–112. <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.16058.75202>
- Hailwood, E.A., Mitchell, J.G., **1971**. Palaeomagnetic and Radiometric Dating Results from Jurassic Intrusions in South Morocco. *Geophysical Journal International* 24, 351–364. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb02183.x>
- Hames, W.E., Renne, P.R., Ruppel, C., **2000**. New evidence for geologically instantaneous emplacement of earliest Jurassic Central Atlantic magmatic province basalts on the

- North American margin. *Geology* 28, 859–862. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<859:NEFGIE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<859:NEFGIE>2.0.CO;2)
- Hansen, D.M., Cartwright, J., **2006**. The three-dimensional geometry and growth of forced folds above saucer-shaped igneous sills. *Journal of Structural Geology* 28, 1520–1535. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.04.004>
- Head, J.W., Coffin, M.F., **1997**. Large igneous provinces : A planetary perspective. *Geophysical Monograph Series* 100, 411–438. <https://doi.org/10.1029/GM100p0411>
- Heimdal, T.H., Callegaro, S., Svensen, H.H., Jones, M.T., Pereira, E., Planke, S., **2019**. Evidence for magma–evaporite interactions during the emplacement of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil. *Earth and Planetary Science Letters* 506, 476–492. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.11.018>
- Heimdal, T.H., Jones, M.T., Henrik, H.S., **2020**. Thermogenic carbon release from the Central Atlantic magmatic province caused major end-Triassic carbon cycle perturbations. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 117, 11968–11974. <https://doi.org/10.1073/pnas.2000095117>
- Heimdal, T.H., Svensen, H.H., Ramezani, J., Iyer, K., Pereira, E., Rodrigues, R., Jones, M.T., Callegaro, S., **2018**. Large-scale sill emplacement in Brazil as a trigger for the end-Triassic crisis. *Scientific Reports* 8, 141. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-18629-8>
- Herzberg, C., Gazel, E., **2009**. Petrological evidence for secular cooling in mantle plumes. *Nature* 458, 619–622. <https://doi.org/10.1038/nature07857>
- Hesselbo, S.P., Robinson, S.A., Surlyk, F., Piasecki, S., **2002**. Terrestrial and marine extinction at the Triassic-Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle perturbation : A link to initiation of massive volcanism? *Geology* 30, 251–254. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0251:TAMEAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0251:TAMEAT>2.0.CO;2)
- Hill, R.I., **1991**. Starting plumes and continental break-up. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 398–416. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90218-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90218-7)
- Hofmann, C., Courtillot, V., Féraud, G., Rochette, P., Yirgu, G., Ketefo, E., Pik, R., **1997**. Timing of the ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change. *Nature* 389, 838–841. <https://doi.org/10.1038/39853>
- Hole, M.J., **2015**. The generation of continental flood basalts by decompression melting of internally heated mantle. *Geology* 43, 311–314. <https://doi.org/10.1130/G36442.1>
- Hollard, H., **1973**. La mise en place au lias des dolérites dans le paléozoïque moyen du nord-est des plaines du Dra et du bassin de Tindouf (Sud de l'Anti-Atlas central, Maroc). *Compte rendu de l'académie des sciences de Paris T. 277*, 553–556.

Hollard, H., **1970**. Silurien-Dévonien-Carbonifère. In : Choubert, G., Faure-Muret, A., (Eds.), Colloque International sur les corrélations du Précambrien. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 229, p. 171-188.

Hollard, H., Jacquemont, P., **1956**. Le Gothlandien, le Dévonien et le Carbonifère des régions du Dra et du Zemoul. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc* 15, 7–33.

Hu, B., Xu, Y., Wan, B., Wu, X., Yi, G., **2018**. Hydrothermally altered mineral mapping using synthetic application of Sentinel-2A MSI, ASTER and Hyperion data in the Duolong area, Tibetan Plateau, China. *Ore Geology Reviews* 101, 384–397. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.07.017>

Hughes, H.S.R., Boyce, A.J., McDonald, I., Davidheiser-Kroll, B., Holwell, D.A., McDonald, A., Oldroyd, A., **2015**. Contrasting mechanisms for crustal sulphur contamination of mafic magma : evidence from dyke and sill complexes from the British Palaeogene Igneous Province. *Journal of the Geological Society* 172, 443–458. <https://doi.org/10.1144/jgs2014-112>

Ilacumin, M., De Min, A., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., **2003**. Source mantle heterogeneity and its role in the genesis of Late Archaean–Proterozoic (2.7–1.0 Ga) and Mesozoic (200 and 130 Ma) tholeiitic magmatism in the South American Platform. *Earth-Science Reviews* 62, 365–397. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00163-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00163-0)

Idres, M., Belabbes, S., Bourmatte, A., Haddoum, H., Samaï, S., **2011**. Proposition d'un modèle de morphologie du socle sous le bassin de Tindouf, Algérie, à partir de l'inversion 3D des données gravimétriques. *Bulletin du Service Géologique National* 22, 81–90.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., **1971**. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>

Jackson, C.A.-L., Jackson, M.P.A., Hudec, M.R., Rodriguez, C., **2014**. Internal structure, kinematics, and growth of a salt wall: Insights from 3-D seismic data. *Geology* 42, 307–310. <https://doi.org/10.1130/G34865.1>

Jacquemont, **1957**. Mise au point sur l'état des travaux de pré-reconnaissance dans le bassin de Tindouf. *Rapport interne, N° : 01503. Bureau de recherche de pétrole*, 161 p.

Jacquemont, P., **1971**. Dolérites du paléozoïque saharien. *Rapport interne, Bureau de recherche pétrolière SONATRACH*, 22 p.

- Janney, P.E., Castillo, P.R., **2001**. Geochemistry of the oldest Atlantic oceanic crust suggests mantle plume involvement in the early history of the central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 192, 291–302. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00452-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00452-6)
- Jerram, D.A., Svensen, H.H., Planke, S., Polozov, A.G., Torsvik, T.H., **2016**. The onset of flood volcanism in the north-western part of the Siberian Traps : Explosive volcanism versus effusive lava flows. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 38–50. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.04.022>
- Jourdan, F., H. Bertrand, U. Schärer, J. Blichert-Toft, G. Féraud, A. B. Kampunzu., **2007**. Major and Trace Element and Sr, Nd, Hf, and Pb Isotope Compositions of the Karoo Large Igneous Province, Botswana–Zimbabwe: Lithosphere vs Mantle Plume Contribution. *Journal of petrology* 48, 1043–1077. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm010>
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Watkeys, M.K., Renne, P.R., **2008**. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the sill complex of the Karoo large igneous province : Implications for the Pliensbachian-Toarcian climate change. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9. <https://doi.org/10.1029/2008GC001994>
- Jourdan, F., Marzoli, A., Bertrand, H., Cirilli, S., Tanner, L.H., Kontak, D.J., McHone, G., Renne, P.R., Bellieni, G., **2009**. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of CAMP in North America : Implications for the Triassic-Jurassic boundary and the ^{40}K decay constant bias. *Lithos* 110, 167–180. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.12.011>
- Jourdan, F., Renne, P.R., **2007**. Age calibration of the Fish Canyon sanidine $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard using primary K–Ar standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 387–402. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.09.002>
- K**err, A.C., White, R.V., Saunders, A.D., **2000**. LIP reading: Recognizing oceanic plateaux in the geological record. *Journal of Petrology* 41, 1041–1056. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.7.1041>
- Kettouche, Dj., **2009**. Impact de la structuration Hercynienne sur le système pétrolier du bassin de Tindouf (Sahara algérien occidental), *Mémoire d'ingénieur USTHB. Alger*, 177 p.
- King, S.D., Anderson, D.L., **1998**. Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 289–296. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00089-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00089-2)
- Knight, K.B., Nomade, S., Renne, P.R., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., **2004**. The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic-Jurassic boundary: Paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. *Earth and Planetary Science Letters* 228, 143–160. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.09.022>

- Kogarko, L.N., Veselovskiy, R.V., **2019**. Geodynamic origin of carbonatites from the absolute paleotectonic reconstructions. *Journal of Geodynamics* 125, 13–21. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.01.017>
- Koppers, A.A.P., **2002**. ArArCALC—software for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age calculations. *Computers & Geosciences* 28, 605–619. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(01\)00095-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00095-4)
- Kukawska, E., Lewiński, S., Krupiński, M., Malinowski, R., Nowakowski, A., Rybicki, M., Kotarba, A., **2017**. Multitemporal Sentinel-2 data - remarks and observations, in : 9th International Workshop on the Analysis of Multitemporal Remote Sensing Images (MultiTemp). *Abstract Volume* pp. 1–4. <https://doi.org/10.1109/MultiTemp.2017.8035212>
- Kumar, P.C., Alves, T.M., Sain, K., **2021**. Forced folding in the Kora Volcanic Complex, New Zealand : A case study with relevance to the production of hydrocarbons and geothermal energy. *Geothermics* 89, 101965. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101965>
- Kutina, J., **1992**. The Gabbro-dolerite magmatism of the Foum Zguid region: relation to deep structure of Morocco and possible potential for cobalt, nickel and platinum-group metals. *Proceedings of the International Conferences on Basement Tectonics*, pp. 175–193. https://doi.org/10.1007/978-94-017-0833-3_13
- L**abails, C., Olivet, J.L., Aslanian, D., Roest, W.R., **2010**. An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 355–368. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.024>
- Landwehrs, J.P., Feulner, G., Hofmann, M., Petri, S., **2020**. Climatic fluctuations modeled for carbon and sulfur emissions from end-Triassic volcanism. *Earth and Planetary Science Letters* 537, 116174. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116174>
- Lantzanakis, G., Mitraka, Z., Chrysoulakis, N., **2017**. Comparison of Physically and Image Based Atmospheric Correction Methods for Sentinel-2 Satellite Imagery. In : Karacostas, T., Bais, A., Nastos, P.T. (Eds.), *Perspectives on Atmospheric Sciences*, pp. 255–261. https://doi.org/10.1007/978-3-319-35095-0_36
- Le Bas, L., Maitre, L., Streckeisen, A., Zanettin, B., **1986**. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Lee, J.-Y., Marti, K., Severinghaus, J.P., Kawamura, K., Yoo, H.-S., Lee, J.B., Kim, J.S., **2006**. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4507–4512. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1563>

- Leeman, W.P., Ma, M.-S., Murali, A.V., Schmitt, R.A., **1978**. Empirical estimation of magnetite/liquid distribution coefficients for some transition elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 65, 269–272. <https://doi.org/10.1007/BF00375512>
- Lenz, O., **1887**. Timbouctou, voyage au Maroc : au Sahara et au Soudan (Vol. 1). *Hachette*.
- Lenz, O., **1886**. Timbouctou, voyage au Maroc : au Sahara et au Soudan (Vol. 2). *Hachette*.
- Leprêtre, R., Barbarand, J., Missenard, Y., Leparmentier, F., Lamotte, D.F.D., **2014**. Vertical movements along the northern border of the West African Craton: the Reguibat Shield and adjacent basins. *Geological Magazine* 151, 885–898. <https://doi.org/10.1017/S0016756813000939>
- Leverington, D., **2009**. A Brief Overview of Reflectance Spectroscopy and Hyperspectral Imaging. *Texas Tech University, Department of Geosciences*.
- Lindström, S., Callegaro, S., Davies, J., Tegner, C., van de Schootbrugge, B., Pedersen, G.K., Youbi, N., Sanei, H., Marzoli, A., **2021**. Tracing volcanic emissions from the Central Atlantic Magmatic Province in the sedimentary record. *Earth-Science Reviews* 212, 103444. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103444>
- Lindström, S., Pedersen, G.K., van de Schootbrugge, B., Hansen, K.H., Kuhlmann, N., Thein, J., Johansson, L., Petersen, H.I., Alwmark, C., Dybkjær, K., Weibel, R., Erlström, M., Nielsen, L.H., Oschmann, W., Tegner, C., **2015**. Intense and widespread seismicity during the end-Triassic mass extinction due to emplacement of a large igneous province. *Geology* 43, 387–390. <https://doi.org/10.1130/G36444.1>
- Lindström, S., Schootbrugge, B. van de, Hansen, K.H., Pedersen, G.K., Alsen, P., Thibault, N., Dybkjær, K., Bjerrum, C.J., Nielsen, L.H., **2017**. A new correlation of Triassic–Jurassic boundary successions in NW Europe, Nevada and Peru, and the Central Atlantic Magmatic Province : A time-line for the end-Triassic mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 478, 80–102. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.12.025>
- Lustrino, M., Luciani, N., Stagno, V., **2019**. Fuzzy petrology in the origin of carbonatitic/pseudocarbonatitic Ca-rich ultrabasic magma at Polino (central Italy). *Scientific Reports* 9, 9212. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-45471-x>

Magee, K.P., Head, J.W., **2001**. Large flow fields on Venus : Implications for plumes, rift associates, and resurfacing. In : Ernst, R., Buchan, K. Mantle plumes : their identification through time. *Geological Society of America*. <https://doi.org/10.1130/O-8137-2352-3.81>

- Martins, L.T., Madeira, J., Youbi, N., Munhá, J., Mata, J., Kerrich, R., **2008**. Rift-related magmatism of the Central Atlantic magmatic province in Algarve, Southern Portugal. *Lithos* 101, 102–124. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.07.010>
- Martins, V.S., Barbosa, C.C.F., De Carvalho, L.A.S., Jorge, D.S.F., Lobo, F.D.L., Novo, E.M.L. de M., **2017**. Assessment of Atmospheric Correction Methods for Sentinel-2 MSI Images Applied to Amazon Floodplain Lakes. *Remote Sensing* 9, 322. <https://doi.org/10.3390/rs9040322>
- Marzen, R.E., Shillington, D.J., Lizarralde, D., Knapp, J.H., Heffner, D.M., Davis, J.K., Harder, S.H., **2020**. Limited and localized magmatism in the Central Atlantic Magmatic Province. *Nature Communications* 11, 1–8. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17193-6>
- Marzoli, A., Bertrand, H., Knight, K.B., Cirilli, S., Buratti, N., Verati, C., Nomade, S., Renne, P.R., Youbi, N., Martini, R., Allenbach, K., Neuwerth, R., Rapaille, C., Zaninetti, L., Bellieni, G., **2004**. Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology* 32, 973–976. <https://doi.org/10.1130/G20652.1>
- Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., Callegaro, S., Merle, R., Reisberg, L., Chiaradia, M., Brownlee, S.I., Jourdan, F., Zanetti, A., Davies, J.H.F.L., Cuppone, T., Mahmoudi, A., Medina, F., Renne, P.R., Bellieni, G., Crivellari, S., Hachimi, H.E., Bensalah, M.K., Meyzen, C.M., Tegner, C., **2019**. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Morocco. *Journal of Petrology* 60, 945–996. <https://doi.org/10.1093/petrology/egz021>
- Marzoli, A., Callegaro, S., Dal Corso, J., Davies, J.H.F.L., Chiaradia, M., Youbi, N., Bertrand, H., Reisberg, L., Merle, R., Jourdan, F., **2018**. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): A Review, in: Tanner, L.H. (Ed.), *The Late Triassic World: Earth in a Time of Transition*, Topics in Geobiology. Springer International Publishing, Cham, pp. 91–125. https://doi.org/10.1007/978-3-319-68009-5_4
- Marzoli, A., Jourdan, F., Puffer, J.H., Cuppone, T., Tanner, L.H., Weems, R.E., Bertrand, H., Cirilli, S., Bellieni, G., Min, A.D., **2011**. Timing and duration of the Central Atlantic magmatic province in the Newark and Culpeper basins, eastern U.S.A. *Lithos* 122, 175–188. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.12.013>
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., Min, A.D., **1999**. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science* 284, 616–618. <https://doi.org/10.1126/science.284.5414.616>
- May, P.R., **1971**. Pattern of Triassic-Jurassic Diabase Dikes around the North Atlantic in the Context of Predrift Position of the Continents. *GSA Bulletin* 82, 1285–1292. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[1285:POTDDA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[1285:POTDDA]2.0.CO;2)

- McDonough, W.F., Sun, S. s, **1995**. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- McDougall, I., **2014**. Perspectives on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. In : Jourdan, F., Mark, D, F., Verati, C. Advances in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating : From Archaeology to Planetary Sciences. *Geological society, london, special publications*, 378. <https://doi.org/10.1144/SP378.20>
- McGhee, G.R., Clapham, M.E., Sheehan, P.M., Bottjer, D.J., Droser, M.L., **2013**. A new ecological-severity ranking of major Phanerozoic biodiversity crises. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 370, 260–270. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.12.019>
- McHone, J.G., **2003**. Volatile emissions from Central Atlantic Magmatic Province Basalts : Mass assumptions and environmental consequences. In : Hames, W., Mchone, J.H., Renne, P., Ruppel, C. The Central Atlantic Magmatic Province : Insights From Fragments of Pangea. *AGU Journals, Geophysical Monograph Series* 136, 241–254. <https://doi.org/10.1029/136GM013>
- McHone, J.G., **2000**. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics* 316, 287–296. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00260-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00260-7)
- McKenzie, D., O'nions, R.K., **1991**. Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Element Concentrations. *Journal of Petrology* 32, 1021–1091. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.5.1021>
- Medaouri, M., **2004**. Etude structurale de la jonction Ougarta/Anti-Atlas, région de Zemoul-Adhim Filou (plateforme Saharienne Occidentale, Algérie). *Mémoire de Magister. USTHB, Alger*, 165 p.
- Meddah, A., **2010**. La province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) dans le bassin des Ksour (Atlas Saharien occidental, Algérie). *Thèse de doctorat. Oran*. 144 p.
- Meddah, A., Bertrand, H., Elmi, S., **2007**. La province magmatique de l'Atlantique central dans le bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie). *Comptes Rendus - Geoscience* 339, 24–30. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.10.006>
- Meddah, A., Bertrand, H., Seddiki, A., Tabetiouna, M., **2017**. The triassic-liassic volcanic sequence and rift evolution in the saharan atlas basins (Algeria). Eastward vanishing of the central Atlantic magmatic province. *Geologica Acta* 15, 11–23. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.1.2>

- Meer, F.D.V. der, Werff, H.M.A. van der, Ruitenbeek, F.J.A. van, **2014**. Potential of ESA's Sentinel-2 for geological applications. *Remote Sensing of Environment* 148, 124–133. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.03.022>
- Menchikoff, N., **1949**. Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidental. *Annales Hébert Haug* 7, 303–325.
- Menchikoff, N., **1930**. Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Revue de géographie physique et géologie dynamique* 3 (2), 103–248.
- Merle, R., Marzoli, A., Bertrand, H., Reisberg, L., Verati, C., Zimmermann, C., Chiaradia, M., Bellieni, G., Ernesto, M., **2011**. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr-Nd-Pb-Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). *Lithos* 122, 137–151. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.12.010>
- Merle, R., Marzoli, A., Reisberg, L., Bertrand, H., Nemchin, A., Chiaradia, M., Callegaro, S., Jourdan, F., Bellieni, G., Kontak, D., Puffer, J., McHone, J.G., **2014**. Sr, Nd, Pb and Os Isotope Systematics of CAMP Tholeiites from Eastern North America (ENA): Evidence of a Subduction-enriched Mantle Source. *Journal of Petrology* 55, 133–180. <https://doi.org/10.1093/petrology/egt063>
- Monod, T., **1935**. Remarques sur la structure du Sahara Occidental. *Bulletin de la Société géologique de France* 5, 5–10.
- N**aldrett, A.J., **2011**. Fundamentals of Magmatic Sulfide Deposits. In : Chusi Li; Edward M. Ripley. *Magmatic Ni-Cu and PGE Deposits: Geology, Geochemistry, and Genesis. Reviews in economic geology*. 17. <https://doi.org/10.5382/Rev.17>
- Naldrett, A.J., **1997**. Key factors in the genesis of Noril'sk, Sudbury, Jinchuan, Voisey's Bay and other world-class Ni-Cu-PGE deposits: Implications for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences* 44, 283–315. <https://doi.org/10.1080/08120099708728314>
- Nedjari, A., Ouali, R., Hamdidouche, R., Benhamouche, A., Debaghi, F., Amrouche, F., Messamri, K., **2011**. La géologie saharienne revisitée (1980-2009). *Mémoires de service géologique national* 85–176.
- Nomade, S., Knight, K.B., Beutel, E., Renne, P.R., Verati, C., Féraud, G., Marzoli, A., Youbi, N., Bertrand, H., **2007**. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province : Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic-Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244, 326–344. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.034>

Nomade, S., Pouclet, A., Chen, Y., **2002**. The French Guyana doleritic dykes: Geochemical evidence of three populations and new data for the Jurassic Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of Geodynamics* 34, 595–614. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(02\)00034-0](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(02)00034-0)

Omosanya, K.O., Johansen, S.E., Eruteya, O.E., Waldmann, N., **2017**. Forced folding and complex overburden deformation associated with magmatic intrusion in the Vøring Basin, offshore Norway. *Tectonophysics* 706–707, 14–34. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.03.026>

Oyarzun, R., Doblas, M., López-Ruiz, J., Cebrá, J.M., **1997**. Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: Implications for long-lived magmatism in western North Africa and Europe. *Geology* 25, 727–730. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0727:OOTCAA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0727:OOTCAA>2.3.CO;2)

Panfil, G., Cirilli, S., Corso, J.D., Bertrand, H., Medina, F., Youbi, N., Marzoli, A., **2019**.

New biostratigraphic constraints show rapid emplacement of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) during the end-Triassic mass extinction interval. *Global and Planetary Change* 172, 60–68. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.09.009>

Paris, G., Donnadieu, Y., Beaumont, V., Fluteau, F., Goddér, Y., **2016**. Geochemical consequences of intense pulse-like degassing during the onset of the Central Atlantic Magmatic Province. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 74–82. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.04.011>

Paris, G., Donnadieu, Y., Beaumont, V., Fluteau, F., Goddér, Y., **2012**. Modeling the consequences on late Triassic environment of intense pulse-like degassing during the Central Atlantic Magmatic Province using the GEOCLIM model. *Climate of the Past Discussions* 8, 2075–2110. <https://doi.org/10.5194/cpd-8-2075-2012>

Parisio, L., Jourdan, F., Marzoli, A., Melluso, L., Sethna, S.F., Bellieni, G., **2016**. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of alkaline and tholeiitic rocks from the northern deccan traps: Implications for magmatic processes and the K–Pg boundary. *Journal of the Geological Society* 173, 679–688. <https://doi.org/10.1144/jgs2015-133>

Peace, A.L., Phethean, J.J.J., Franke, D., Foulger, G.R., Schiffer, C., Welford, J.K., McHone, G., Rocchi, S., Schnabel, M., Doré, A.G., **2020**. A review of Pangaea dispersal and Large Igneous Provinces – In search of a causative mechanism. *Earth-Science Reviews*, 206, 102902. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102902>

- Pearce, J.A., **2014**. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements* 10, 101–108.
<https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.101>
- Pearce, J.A., **2008**. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pearce, J.A., **1996**. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A., (Eds.) Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration. *Geological Association of Canada, Short Course Notes* 12, 79–113.
- Pearce, J.A., Ernst, R.E., Peate, D.W., Rogers, C., **2021**. LIP printing : Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record. *Lithos* 392–393, 106068. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106068>
- Pearce, J.A., Norry, M.J., **1979**. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 69, 33–47.
<https://doi.org/10.1007/BF00375192>
- Peccerillo, A., **1998**. Relationships between ultrapotassic and carbonate-rich volcanic rocks in central Italy: petrogenetic and geodynamic implications. *Lithos* 43, 267–279.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00016-4](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00016-4)
- Pegram, W.J., **1990**. Development of continental lithospheric mantle as reflected in the chemistry of the Mesozoic Appalachian Tholeiites, U.S.A. *Earth and Planetary Science Letters* 97, 316–331. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90049-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90049-4)
- Peucat, J.J., Capdevila, R., Drareni, A., Mahdjoub, Y., Kahoui, M., **2005**. The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: Petrology, geochemistry and geochronology. *Precambrian Research* 136, 309–352.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.12.002>
- Pinto, V.M., Santos, J.O.S., Ronchi, L.H., Hartmann, L.A., Bicudo, C.A., de Souza, V., **2017**. Field and geochemical constraints on the relationship between the Apoteri basalts (northern Brazil, southwestern Guyana) and the Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of South American Earth Sciences* 79, 384–393.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.08.015>
- Polozov, A.G., Svensen, H.H., Planke, S., Grishina, S.N., Fristad, K.E., Jerram, D.A., **2016**. The basalt pipes of the Tunguska Basin (Siberia, Russia): High temperature processes and volatile degassing into the end-Permian atmosphere. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 51–64. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.06.035>

Potrel, A., Peucat, J.J., Fanning, C.M., **1998**. Archean crustal evolution of the West African Craton: example of the Amsaga Area (Reguibat Rise). U/Pb and Sm/Nd evidence for crustal growth and recycling. *Precambrian Research* 90, 107–117. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00044-8](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00044-8)

Potrel, A., Peucat, J.J., Fanning, C.M., Auvray, B., Burg, J.P., Caruba, C., **1996**. 3.5 Ga old terranes in the West African Craton, Mauritania. *Journal of the Geological Society* 153, 507–510. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.4.0507>

Pour, A.B., Hashim, M., Hong, J.K., Park, Y., **2019**. Lithological and alteration mineral mapping in poorly exposed lithologies using Landsat-8 and ASTER satellite data: North-eastern Graham Land, Antarctic Peninsula. *Ore Geology Reviews*, 108, 112–133. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.07.018>

Renne, P.R., Balco, G., Ludwig, K.R., Mundil, R., Min, K., **2011**. Response to the comment by W.H. Schwarz et al. on “Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology” by P.R. Renne et al. (2010). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 5097–5100. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.06.021>

Richards, M.A., Duncan, R.A., Courtillot, V.E., **1989**. Flood basalts and hot-spot tracks: Plume heads and tails. *Science* 246, 103–107. <https://doi.org/10.1126/science.246.4926.103>

Ruhl, M., Hesselbo, S.P., Al-Suwaidi, A., Jenkyns, H.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Storm, M., Mather, T.A., Riccardi, A.C., **2020**. On the onset of Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) volcanism and environmental and carbon-cycle change at the Triassic–Jurassic transition (Neuquén Basin, Argentina). *Earth-Science Reviews* 208, 103229. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103229>

Ruiz-Martínez, V.C., Torsvik, T.H., Hinsbergen, D.J.J. van, Gaina, C., **2012**. Earth at 200Ma: Global palaeogeography refined from CAMP palaeomagnetic data. *Earth and Planetary Science Letters* 331–332, 67–79. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.008>

Sahabi, M., Aslanian, D., Olivet, J.L., **2004**. Un nouveau point de départ pour l’histoire de l’Atlantique central. *Comptes Rendus - Geoscience* 336, 1041–1052. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.03.017>

Saunders, A.D., **2005**. Large Igneous Provinces: Origin and Environmental Consequences. *Elements* 1, 259–263. <https://doi.org/10.2113/gselements.1.5.259>

- Schlische, R.W., Withjack, M.O., Olsen, P.E., **2003**. Relative Timing of CAMP, Rifting, Continental Breakup, and Basin Inversion: Tectonic Significance, in: The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea. *American Geophysical Union (AGU)*, pp. 33–59. <https://doi.org/10.1029/136GM03>
- Schmiedel, T., Kjoberg, S., Planke, S., Magee, C., Galland, O., Schofield, N., Jackson, C.A.-L., Jerram, D.A., **2017**. Mechanisms of overburden deformation associated with the emplacement of the Tulipan sill, mid-Norwegian margin. *Interpretation* 5, SK23–SK38. <https://doi.org/10.1190/INT-2016-0155.1>
- Schoene, B., Guex, J., Bartolini, A., Schaltegger, U., Blackburn, T.J., **2010**. Correlating the end-Triassic mass extinction and flood basalt volcanism at the 100 ka level. *Geology* 38, 387–390. <https://doi.org/10.1130/G30683.1>
- Scotese, C.R., 2016. Tutorial : PALEOMAP paleoAtlas for GPlates and the paleoData plotter program. <http://www.earthbyte.org/paleomap-paleoatlas-for-gplates/>
- Sebai, A., Feraud, G., Bertrand, H., Hanes, J., **1991**. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 455–472. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90222-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90222-4)
- Sharkov, E., Bogina, M., Chistyakov, A., 2017. Magmatic systems of large continental igneous provinces. *Geoscience Frontiers* 8, 621–640. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.03.006>
- Shaw, D.M., **1970**. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 237–243. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8)
- Smith, A.D., **2013**. Recycling of oceanic crust and the origin of intraplate volcanism. *Australian Journal of Earth Sciences* 60, 675–680. <https://doi.org/10.1080/08120099.2013.838188>
- Smithies, R.H., Kirkland, C.L., Korhonen, F.J., Aitken, A.R.A., Howard, H.M., Maier, W.D., Wingate, M.T.D., Gromard, R.Q. de, Gessner, K., **2015**. The Mesoproterozoic thermal evolution of the Musgrave Province in central Australia - Plume vs. the geological record. *Gondwana Research* 27, 1419–1429. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.12.014>
- Sola, I., García-Martín, A., Sandonís-Pozo, L., Álvarez-Mozos, J., Pérez-Cabello, F., González-Audicana, M., Montorio Llovería, R., **2018**. Assessment of atmospheric correction methods for Sentinel-2 images in Mediterranean landscapes. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 73, 63–76. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.05.020>
- Soulaimani, A., Ouanaïmi, H., Saddiqi, O., Baidder, L., Michard, A., **2018**. The Anti-Atlas Pan-African Belt (Morocco): Overview and pending questions. *Comptes Rendus Geoscience*,

- The West African Craton and its margins. *A tribute to Professor André Michard for his jubilee of works in Morocco* 350, 279–288. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2018.07.002>
- Svensen, H., Jamtveit, B., Planke, S., Chevallier, L., **2006**. Structure and evolution of hydrothermal vent complexes in the Karoo Basin, South Africa. *Journal of the Geological Society* 163, 671–682. <https://doi.org/10.1144/1144-764905-037>
- Svensen, H., Planke, S., Chevallier, L., Malthé-Sørenssen, A., Corfu, F., Jamtveit, B., **2007**. Hydrothermal venting of greenhouse gases triggering Early Jurassic global warming. *Earth and Planetary Science Letters* 256, 554–566. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.013>
- Svensen, H., Planke, S., Polozov, A.G., Schmidbauer, N., Corfu, F., Podladchikov, Y.Y., Jamtveit, B., **2009**. Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 490–500. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.015>
- Svensen, H.H., Hammer, O., Chevallier, L., Jerram, D.A., Silkose, P., Polteau, S., Planke, S., **2020**. Understanding thermogenic degassing in large igneous provinces: Inferences from the geological and statistical characteristics of breccia pipes in the western parts of the Karoo Basin. *Special Paper of the Geological Society of America* 544, 67–84. [https://doi.org/10.1130/2020.2544\(03\)](https://doi.org/10.1130/2020.2544(03))
- Svensen, H.H., Jerram, D.A., Polozov, A.G., Planke, S., Neal, C.R., Augland, L.E., Emeleus, H.C., **2019**. Thinking about LIPs: A brief history of ideas in Large igneous province research. *Tectonophysics*, 760, 229–251. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.008>
- Svensen, H.H., Planke, S., Neumann, E.-R., Aarnes, I., Marsh, J.S., Polteau, S., Harstad, C.H., Chevallier, L., **2015**. Sub-Volcanic Intrusions and the Link to Global Climatic and Environmental Changes, in: Breikreuz, C., Rocchi, S. (Eds.), *Physical Geology of Shallow Magmatic Systems: Dykes, Sills and Laccoliths*. Springer International Publishing, Cham, pp. 249–272. https://doi.org/10.1007/11157_2015_10
- T**awadros, E., **2011**. *Geology of North Africa*. CRC Press, 930 p.
- Tegner, C., Marzoli, A., McDonald, I., Youbi, N., Lindström, S., **2020**. Platinum-group elements link the end-Triassic mass extinction and the Central Atlantic Magmatic Province. *Scientific Reports* 10, 1–8. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-60483-8>
- Tegner, C., Michelis, S.A.T., McDonald, I., Brown, E.L., Youbi, N., Callegaro, S., Lindström, S., Marzoli, A., **2019**. Mantle Dynamics of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): Constraints from Platinum Group, Gold and Lithophile Elements in Flood Basalts of Morocco. *Journal of Petrology* 60, 1621–1652. <https://doi.org/10.1093/petrology/egz041>

- Tollo, R.P., Gottfried, D., **1992**. Petrochemistry of Jurassic basalt from eight cores, Newark Basin, New Jersey: Implications for the volcanic petrogenesis of the Newark Supergroup. In: Puffer, J.H., Ragland, P.C. Eastern North American Mesozoic Magmatism. *Geological Society of America*. 268. <https://doi.org/10.1130/SPE268-p233>
- Torsvik, T.H., Burke, K.C., Webb, S.J., Ashwal, L.D., Steinberger, B.M., **2009**. Diamonds sampled by plumes from the core-mantle boundary. *Nature*. 466, 352-355. <https://doi.org/10.1038/nature09216>
- Toummite, A., Liegeois, J.P., Gasquet, D., Bruguier, O., Beraaouz, E.H., Ikenne, M., **2013**. Field, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Pan-African granitoids from the Tifnoute Valley (Sirwa, Anti-Atlas, Morocco): A post-collisional event in a metacratonic setting. *Mineralogy and Petrology* 107, 739-763. <https://doi.org/10.1007/s00710-012-0245-3>
- V**eksler, I., Lentz, D., **2006**. Parental magmas of plutonic carbonatites, carbonate-silicate immiscibility and decarbonation reactions: evidence from melt and fluid inclusions. In: Webster J.D., (Ed.), Melt inclusions in Plutonic Rocks. *Montreal (QC): Mineralogical Association of Canada, Short Course 36*, 123-149.
- Verati, C., Bertrand, H., Féraud, G., **2005**. The farthest record of the Central Atlantic Magmatic Province into West Africa craton: Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of Taoudenni basin intrusives (northern Mali). *Earth and Planetary Science Letters* 235, 391-407. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.012>
- Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., **2007**. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic-Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244, 308-325. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.033>
- Villemur, J.-R., **1967**. Reconnaissance géologique et structurale du bassin de Taoudenni, *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)*, 51. 151 p.
- Villeneuve, M., **2005**. Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt. *Journal of African Earth Sciences* 43, 166-195. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.012>
- Vuolo, F., Žóltak, M., Pipitone, C., Zappa, L., Wenng, H., Immitzer, M., Weiss, M., Baret, F., Atzberger, C., **2016**. Data Service Platform for Sentinel-2 Surface Reflectance and Value-Added Products: System Use and Examples. *Remote Sensing* 8, 938. <https://doi.org/10.3390/rs8110938>

- W**ang, X.C., Wilde, S.A., Xu, B., Pang, C.J., **2016**. Origin of arc-like continental basalts: Implications for deep-Earth fluid cycling and tectonic discrimination. *Lithos* 261, 5–45. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.12.014>
- Whalen, L., Gazel, E., Vidito, C., Puffer, J., Bizimis, M., Henika, W., Caddick, M.J., **2015**. Supercontinental inheritance and its influence on supercontinental breakup: The Central Atlantic Magmatic Province and the breakup of Pangea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16, 3532–3554. <https://doi.org/10.1002/2015GC005885>
- Wignall, P.B., **2001**. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth Science Reviews* 53, 1–33. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00037-4](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00037-4)
- Wilson, M., **1997**. Thermal evolution of the Central Atlantic passive margins: continental break-up above a Mesozoic super-plume. *Journal of the Geological Society* 154, 491–495. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.3.0491>
- Wyllie, P.J., Lee, W.-J., **1998**. Model System Controls on Conditions for Formation of Magnesiocarbonatite and Calciocarbonatite Magmas from the Mantle. *Journal of Petrology* 39, 1885–1893. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.1885>
- Z**anouda, H.S., Laouar, R., Salmi-Laouar, S., Sebai, A., Verati, C., Bouhlel, S., Boyce, A.J., **2019**. The Sidi El Hemissi Triassic “ophites” (Souk Ahras, NE Algeria): petrology, geochemistry, and petrogenesis. *Arabian Journal of Geosciences* 12, 274. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4462-5>
- Zeroug, S., Bounoua, N., Lounissi, R., **2007**. Well Evaluation Conference. Algeria. Published by Schlumberger. 489 pp.

Annexe

1. Procédures analytiques pour les volatiles

Le protocole de détermination de la perte au feu totale (PAF) est réalisée par gravimétrie. On pèse à l'aide d'une balance de précision (0,1 mg) un aliquot de 200 à 500 mg d'échantillon. Placé dans un creuset en alumine, celui-ci est chauffé dans un four à 1000°C durant 4 heures. Après refroidissement à température ambiante dans un dessiccateur, le résidu est à nouveau pesé. Le rapport entre le poids brut et le résidu (après simulation de la fusion de l'échantillon) définit cette PAF.

Pour les 6 échantillons, le pourcentage de la PAF variait de 3,1 à 6,2%. En additionnant les pourcentages des constituants pour chaque échantillon les valeurs vont de 17,5 à 21,7%. Le pourcentage de la PAF n'est pas égal à la somme des pourcentages des constituants PAF.

FeO occasionne un gain au feu en s'oxydant en Fe_2O_3 lors de la mesure de la PAF.

La formule théorique de la PAF est normalement $\text{PAF} = \text{CO}_2 + \text{S} + \text{H}_2\text{O} - \text{FeO}$.

On ne peut pas systématiquement relier la somme des constituants et la PAF totale car deux constituants peuvent avoir des comportements variables selon la composition globale de l'échantillon :

Le soufre (S) selon qu'il est présent sous forme de sulfures ou de sulfates dans l'échantillon, peut en effet soit se volatiliser à 1000°C (et donc augmente la valeur de la PAF) ou se transformer en SO_3 (et rester dans le résidu donc diminuer la PAF).

Les conditions redox vont influencer le fer (FeO) qui peut s'oxyder à 1000°C en présence d' O_2 et générer un gain au feu (donc une diminution de la PAF).

Certains éléments volatiles peuvent également occasionner une perte au feu mais c'est rarement significatif : le fluor (qui prend la place de l'oxygène dans la roche), le chlore, le mercure, l'arsenic, le sélénium, etc. Ce n'est pas le cas de nos échantillons.

Concernant le calcul des pourcentages, on ne cherche pas un bouclage à 100% des constituants de la perte au feu, leurs pourcentages constituent une information sur la constitution de la PAF et sont relatifs à la masse totale d'échantillon.

D'autre part, comme mentionné plus haut, les pourcentages des constituants de la perte au feu ne sont pas à ajouter entre eux dans la mesure par exemple où le FeO engendre un gain au feu. En fonction du % de FeO, il faut ajouter le 1/2 oxygène que

gagne la matière en s'oxydant en Fe_2O_3 à haute température, tandis que les éléments volatiles la quitte.

H_2O : H_2O^- : mesure de l'humidité par gravimétrie. L'échantillon est pesé, séché à l'étuve à 105°C pendant 4h ou plus, puis repesé.

La différence de masse correspond au $\%\text{H}_2\text{O}^-$

H_2O^+ : mesure de l'eau de constitution. Après avoir été pesée et séchage à 105°C , l'échantillon est chauffé à 1000°C dans un four tubulaire sous courant d'azote, ce gaz vecteur emporte alors l'eau qui se dégage de l'échantillon vers un titrateur karl automatique fischer (SI ANALYTICS TITROLINE 7500KF) qui mesure la quantité d'eau dégagée.

$\text{CO}_{2\text{tot}}$ et S_{tot} : mesurés par infrarouge du C et S après calcination de l'échantillon par induction et fondants (W, Sn, Fe) sous courant d'oxygène. Instrument : HORIBA EMIA 320-V2

FeO : attaque acide sulfuro-fluorhydrique rapide puis mesures par oxydo-réduction au bichromate de potassium sur titrateur automatique (SI ANALYTICS TITROLINE 7000).

2. Le granite de Tinfouchy (TIF05)

A l'affleurement, le faciès est décrit comme granitoïde. Une fois observé sous microscope polarisant, l'échantillon TIF 05 montre une texture microgrenue composée de quartz xénomorphe, biotite, de feldspaths alcalins et des plagioclases qui sont presque complètement séricitisés. L'altération est très avancée, elle ne laisse dans certains cas que des fantômes des minéraux complètement transformés. Les minéraux sont hétérogranulaires mécaniquement déformés, comme le témoignent l'extinction onduleuse des quartz et les microfractures observées en lames minces.

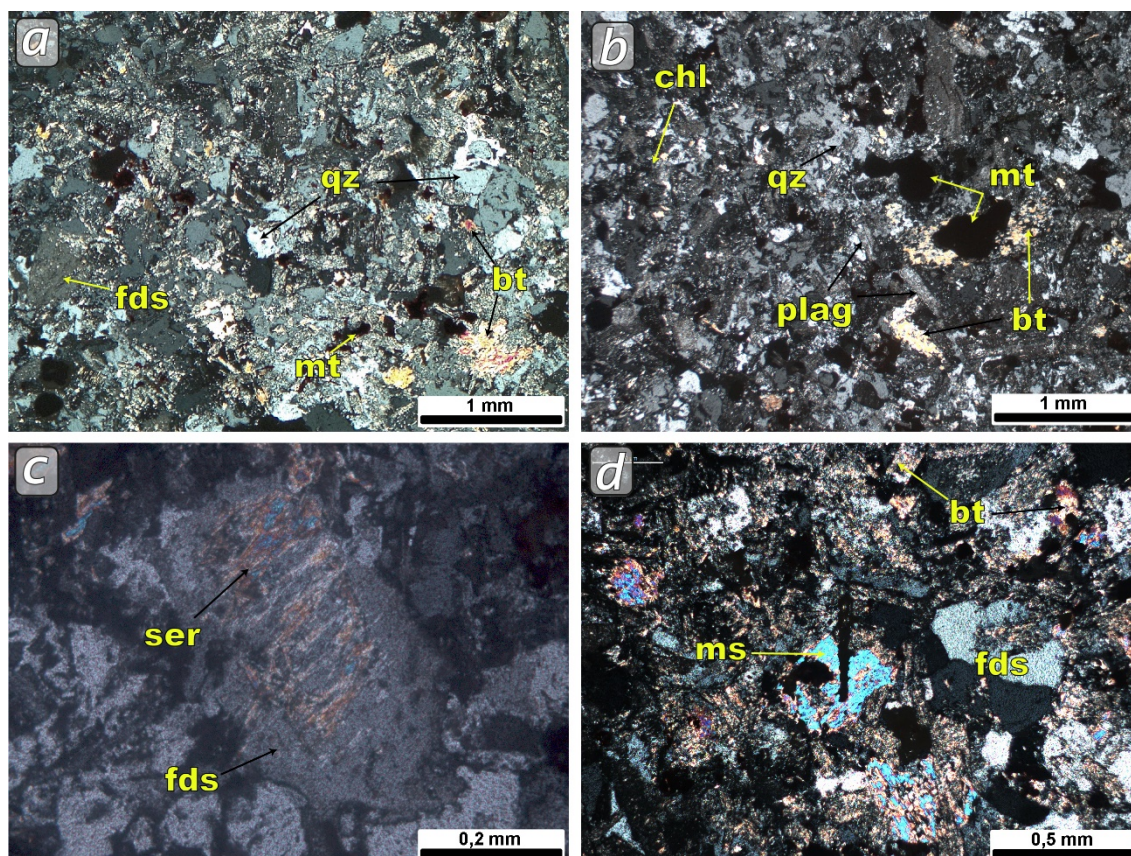


Figure VI.1 : Microphotographie des lames minces de l'échantillon TIF 05 en LPA. **a** et **b**) texture microgrenue et composition granitique de l'échantillon TIF 05, **c**) début de transformation d'un feldspath alcalin en séricite, **d**) zoom montrant une muscovite et un feldspath alcalin ainsi que l'altération très poussée de l'échantillon. **bt** : biotite, **qz** : quartz, **fds** : feldspath alcalin, **ms** : muscovite, **ser** : séricite, **mt** : magnétite, **chl** : chlorite.

2.1 Géochimie du granite de Tinfouchy

Les résultats des analyses chimiques réalisées sur cet échantillon sont donnés dans le Tableau VI.1. D'un point de vue géochimique, le granite de Tinfouchy est peralumineux ($Al/(2Ca+Na+K) = 1.67$) ; ($Al/(Na+K) = 1.86$) pauvre en calcium (0.38 %) et riche en potassium (5.39 %). Le granite peut être classé comme un granite calco-alcalin riche en potassium. Dans les diagrammes des spectres normalisés au manteau primitif l'échantillon TIF05 montre des caractéristiques très similaires avec les granites panafricains, avec des anomalies négatives en Ti et Sr.

Comme mentionné précédemment, l'existence d'un granite dans le bassin de Tindouf est problématique, aucun magmatisme de nature granitique n'a été décrit dans le bassin de Tindouf. Le spectre d'un granite de sondage au Sénégal a été reporté dans le diagramme de la Figure VI.2 ce granite est daté à 200 Ma et interprété comme étant le résultat de l'anatexie causée par les intrusions de la CAMP (*Bertrand et al., 2019*). Des similitudes entre le granite de Sénégal et de Tinfouchy sont à signaler, notamment les anomalies négatives en Ti, Sr et Nb.

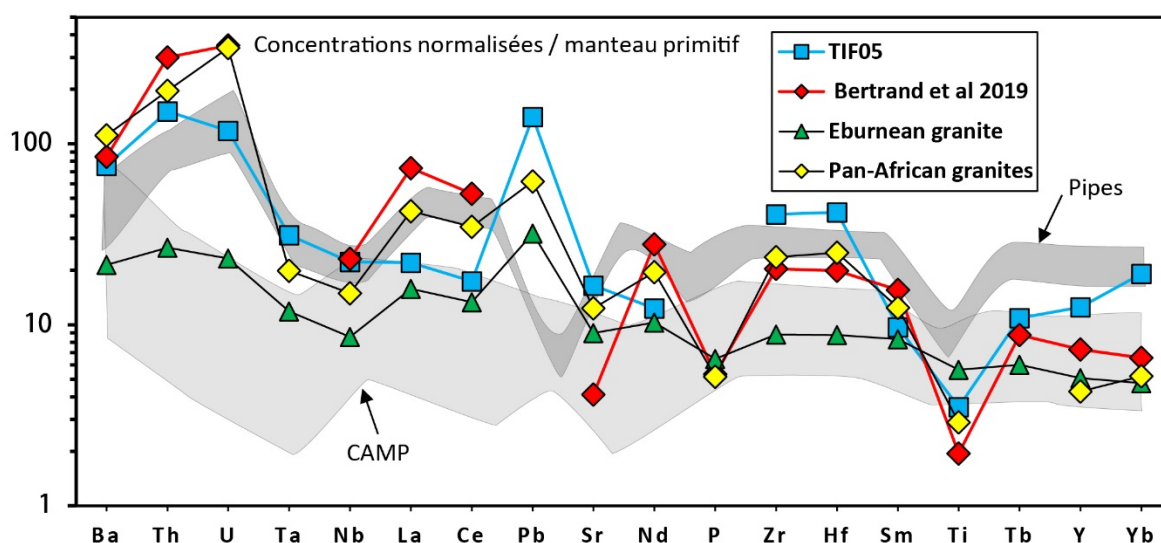


Figure VI.2: Spider Diagrams normalisés au manteau primitif (*McDonough et Sun, 1995*), du granite de Tinfouchy. Le champ de la CAMP représenté par des roches qui proviennent d'Algérie, du Maroc et du bassin de Taoudenni (*Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Meddah et al., 2017; Marzoli et al., 2019; Tegner et al., 2019*) ainsi que les pipes provenant de ce travail sont reportés. Bertrand et al., 2019 donne le spectre du granite du Sénégal. Les granites Eburnéens et pan-africains proviennent respectivement de *Ennih et Liégeois 2008* et *Toummite et al., 2013*.

Tableau VI.1: Résultats des analyses chimiques (éléments majeurs exprimés en wt.%, et éléments en traces exprimées en ppm) de l'échantillon TIF 5.

SiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	TiO₂	LOI	Total
71,14	13,05	4,17	0,40	0,38	1,62	5,39	0,68	3,10	99,94

As	10,36	Dy	8,70	Lu	1,27	Sm	3,93	Y	53,74
Ba	500,22	Er	6,89	Mo	1,37	Sn	6,78	Yb	8,44
Be	1,94	Eu	0,98	Nb	14,65	Sr	328,32	Zn	13,39
Bi	3,75	Ga	31,75	Nd	15,42	Ta	1,16	Zr	427,80
Cd	0,08	Gd	4,53	Ni	6,70	Tb	1,08		
Ce	29,07	Ge	1,37	Pb	25,35	Th	11,94		
Co	1,11	Hf	11,82	Pr	3,92	Tm	1,19		
Cr	8,86	Ho	2,15	Rb	83,60	U	2,39		
Cs	2,57	In	0,11	Sc	13,59	V	138,46		
Cu	8,89	La	14,27	Sb	1,56	W	1,45		

3. Tableaux d'analyse Ar/Ar

3.1 Echantillon Z01

Incremental Heating		36Ar(a) [A]	37Ar(ca) [A]	38Ar(cl) [A]	39Ar(k) [A]	40Ar(r) [A]	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Z01_F8_01	3,0 %	0,0001572	1,325305	0,048325	0,016391	0,11803	120,19 $\pm 2261,00$	71,77	0,05	1 ± 12
Z01_F8_02	5,0 %	0,0059514	1,224645	0,091578	0,084006	0,07931	15,31 $\pm 427,20$	4,67	0,27	6 ± 76
Z01_F8_03	7,0 %	0,0181648	2,810735	0,335374	0,331925	0,49883	24,11 $\pm 96,95$	8,41	1,07	10 ± 43
Z01_F8_04	9,0 %	0,0732111	0,108623	1,999290	1,868285	4,65588	39,80 $\pm 16,83$	17,52	6,05	1453 ± 140842
Z01_F8_05	10,0 %	0,0469559	4,120657	0,957367	1,127258	6,81808	95,12 $\pm 26,29$	32,67	3,65	23 ± 49
Z01_F8_06	12,0 %	0,1005494	0,017360	1,443701	2,655780	24,08519	140,81 $\pm 12,06$	44,45	8,59	12927 ± 9873877
Z01_F8_07	15,0 %	0,0139366	2,558120	0,532327	0,757894	8,96523	181,58 $\pm 41,56$	68,18	2,45	25 ± 118
Z01_F8_08	18,0 %	4 0,0132309	4,286476	1,775375	2,114246	26,94801	194,92 $\pm 14,87$	87,04	6,84	42 ± 124
Z01_F8_09	21,0 %	4 0,0073982	7,381033	1,608153	3,996411	51,32414	196,32 $\pm 8,04$	95,66	12,93	46 ± 82
Z01_F8_10	24,0 %	4 0,0066977	2,318709	0,237668	1,311828	16,78397	195,62 $\pm 25,00$	113,23	4,25	48 ± 306
Z01_F8_11	30,0 %	4 0,0035128	7,504185	0,476783	4,593268	56,77014	189,31 $\pm 6,88$	97,95	14,86	52 ± 84
Z01_F8_12	40,0 %	4 0,0050531	1,470030	0,693016	4,676449	58,17396	190,48 $\pm 6,57$	97,25	15,13	269 ± 1945
Z01_F8_13	45,0 %	4 0,0100784	0,041344	1,038073	3,484819	45,05082	197,56 $\pm 5,55$	93,54	11,28	7122 ± 2340092
Z01_F8_14	50,0 %	4 0,0067498	3,430523	0,370651	2,111211	26,69634	193,46 $\pm 8,84$	92,78	6,83	52 ± 196
Z01_F8_15	60,0 %	4 0,0035939	5,115082	0,174907	0,450386	5,76269	195,63 $\pm 48,04$	84,14	1,46	7 ± 21
Z01_F8_16	70,0 %	4 0,0038228	1,205046	0,306112	1,319912	16,56377	192,07 $\pm 13,93$	93,35	4,27	93 ± 938

Σ 0,3053543 17,105294 12,088702 30,900067 348,89971

Information on Analysis	Results	40(r)/39(k) $\pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	39Ar(k) (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Sample = Z01_F8_01	Age Plateau	12,65895 $\pm 0,20175$	193,66 $\pm 3,38$	0,63	77,86	0 ± 19
Material = Biotite		$\pm 1,59\%$	$\pm 1,75\%$	75%	9	
Location = Tindouf			Full External Error $\pm 4,64$	2,00	2 σ Confidence Limit	
Analyst = Chrystèle VERATI	Total Fusion Age		Analytical Error $\pm 2,93$	1,0000	Error Magnification	
Project = MCMaster2020						
Mass Discrimination Law = LIN						
Irradiation = McMASTER2020		11,29123 $\pm 0,25674$	173,71 $\pm 4,06$		16	153 ± 459
J = 0.00892963 ± 0.00004108		$\pm 2,27\%$	$\pm 2,34\%$			
Fish Canyon = 28.020 ± 0.070 Ma			Full External Error $\pm 4,97$			
			Analytical Error $\pm 3,77$			

3.2 Echantillon IG03

Incremental Heating		36Ar(a) [A]	37Ar(ca) [A]	38Ar(cl) [A]	39Ar(k) [A]	40Ar(r) [A]	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca $\pm 2\sigma$
IG03_F7_01	3 °C	0,0072386	0,726196	0,043572	0,060652	0,24779	64,75 $\pm 594,39$	10,28	0,13	7 ± 173
IG03_F7_02	5 °C	0,0185641	2,595816	0,068338	0,141048	1,53227	167,32 $\pm 247,88$	21,65	0,29	5 ± 30
IG03_F7_03	7 °C	0,0355360	0,787100	0,353256	1,034652	13,26967	195,95 $\pm 32,24$	55,50	2,13	111 ± 2270
IG03_F7_04	9 °C 4	0,0150631	2,319814	0,939784	3,175285	43,70042	209,48 $\pm 10,67$	90,49	6,55	116 ± 814
IG03_F7_05	10 °C 4	0,0065071	0,411480	0,930656	3,029805	41,76534	209,79 $\pm 11,09$	95,36	6,25	622 ± 24124
IG03_F7_06	11 °C 4	0,0006260	4,389990	0,172241	0,611649	8,43430	209,86 $\pm 55,60$	102,04	1,26	12 ± 46
IG03_F7_07	13 °C 4	0,0017776	0,353444	0,473340	1,573892	20,86523	202,19 $\pm 21,06$	97,31	3,24	376 ± 16887
IG03_F7_08	15 °C 4	0,0002605	5,957271	0,679370	2,249194	30,10773	204,05 $\pm 14,59$	99,52	4,64	32 ± 84
IG03_F7_09	18 °C 4	0,0005515	8,054536	1,201563	4,223953	55,89511	201,85 $\pm 8,33$	99,48	8,71	44 ± 103
IG03_F7_10	21 °C 4	0,0025385	4,348019	1,784839	6,125349	80,45612	200,43 $\pm 5,53$	98,85	12,63	119 ± 449
IG03_F7_11	25 °C 4	0,0028853	5,717147	1,998182	7,214805	93,45402	197,80 $\pm 4,78$	98,86	14,87	107 ± 331
IG03_F7_12	30 °C 4	0,0054201	2,472271	2,228197	7,885826	101,14953	195,97 $\pm 4,24$	98,20	16,26	270 ± 1770
IG03_F7_13	40 °C 4	0,0225450	6,689309	2,941336	11,186959	142,07593	194,14 $\pm 3,28$	95,26	23,06	141 ± 343
Σ		0,1182614	43,999433	13,814674	48,513067	632,95345				

Information on Analysis	Results	40(r)/39(k) $\pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	39Ar(k) (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Sample = IG03_F7_01 Material = Biotite Location = Tindouf Analyst = Chrystèle VERATI Project = MCMaster2020 Mass Discrimination Law = LIN Irradiation = McMASTER2020 J = 0.00892386 $\pm$ 0.00004105 Fish Canyon = 28.020 $\pm$ 0.070 Ma	Age Plateau Error Mean	12,93761 $\pm$ 0,19050 $\pm$ 1,47%	197,58 $\pm$ 3,25 $\pm$ 1,64%	2,00 3%	97,45 10	23 $\pm$ 37
			Full External Error $\pm$ 4,59 Analytical Error $\pm$ 2,76	1,94 1,4158	2 σ Confidence Limit Error Magnification	
	Total Fusion Age	13,04707 $\pm$ 0,17646 $\pm$ 1,35%	199,16 $\pm$ 3,08 $\pm$ 1,55%		13	93 $\pm$ 128
			Full External Error $\pm$ 4,49 Analytical Error $\pm$ 2,55			

3.3 Echantillon B01

Incremental Heating		36Ar(a) [A]	37Ar(ca) [A]	38Ar(cl) [A]	39Ar(k) [A]	40Ar(r) [A]	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca $\pm 2\sigma$
B01_F11_01	3,0 %	0,0008623	0,71910	0,0000000	0,010352	0,11195	166,93 $\pm$ 3055,67	30,28	0,09	1,2 $\pm$ 34,1
B01_F11_02	5,0 %	0,0030066	2,90149	0,0000000	0,072487	1,11106	232,28 $\pm$ 413,82	55,25	0,61	2,1 $\pm$ 12,8
B01_F11_03	7,0 %	0,0044437	0,66174	0,0413885	0,196661	2,40160	187,41 $\pm$ 153,27	64,31	1,66	25,1 $\pm$ 633,7
B01_F11_04	9,0 %	4 0,0158570	11,84311	0,1259536	0,622806	7,93171	195,03 $\pm$ 40,89	62,53	5,27	4,4 $\pm$ 4,7
B01_F11_05	11,0 %	4 0,0083936	7,93315	0,2280687	0,767319	10,15965	202,35 $\pm$ 35,14	80,07	6,49	8,2 $\pm$ 14,5
B01_F11_06	13,0 %	4 0,0042080	1,47976	0,2751628	0,928714	12,13703	199,86 $\pm$ 27,52	90,43	7,85	53,0 $\pm$ 467,4
B01_F11_07	15,0 %	4 0,0007686	8,70071	0,3569081	1,009583	13,93446	210,45 $\pm$ 24,53	98,17	8,54	9,8 $\pm$ 14,5
B01_F11_08	18,0 %	4 0,0002188	6,22792	0,1365086	0,463602	6,16018	203,03 $\pm$ 55,06	98,73	3,92	6,3 $\pm$ 14,4
B01_F11_09	21,0 %	4 0,0021801	15,63690	0,2708877	0,889595	13,09177	223,56 $\pm$ 28,97	105,01	7,52	4,8 $\pm$ 4,3
B01_F11_10	26,0 %	4 0,0020162	17,20913	0,4241536	1,271223	18,23111	218,19 $\pm$ 22,19	103,19	10,75	6,2 $\pm$ 6,0
B01_F11_11	32,0 %	4 0,0011427	7,11236	0,1662095	0,621467	8,66586	212,49 $\pm$ 42,64	96,02	5,26	7,4 $\pm$ 15,6
B01_F11_12	40,0 %	4 0,0000001	14,39293	0,3892002	1,329026	17,88522	205,48 $\pm$ 20,81	99,78	11,24	7,8 $\pm$ 8,5
B01_F11_13	50,0 %	4 0,0051553	8,25972	0,9299366	2,506928	31,79646	194,27 $\pm$ 10,61	95,17	21,20	25,6 $\pm$ 43,4
B01_F11_14	60,0 %	0,0010675	15,72123	0,0000000	1,134169	5,09000	71,15 $\pm$ 26,03	105,93	9,59	6,1 $\pm$ 6,9
Σ		0,0387930	117,47578	3,3443779	11,823931	148,70805				

Information on Analysis	Results	40(r)/39(k) $\pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	39Ar(k) (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Sample = B01_F11_01 Material = Biotite Location = Tindouf Basin Analyst = Chrystèle Verati Project = MCMaster2020 Mass Discrimination Law = LIN Irradiation = MCMaster2020 J = 0.00894212 $\pm$ 0.00004113 Fish Canyon = 28.020 $\pm$ 0.070 Ma	Age Plateau	13,25126 $\pm$ 0,49299 $\pm$ 3,72%	202,50 $\pm$ 7,34 $\pm$ 3,63%	0,82 60%	88,04 10	5,6 $\pm$ 2,5
		Full External Error $\pm$ 8,06		1,94	2 σ Confidence Limit	
		Analytical Error $\pm$ 7,13		1,0000	Error Magnification	
	Total Fusion Age	12,57687 $\pm$ 0,59742 $\pm$ 4,75%	192,73 $\pm$ 8,85 $\pm$ 4,59%		14	8,5 $\pm$ 4,3
		Full External Error $\pm$ 9,39				
		Analytical Error $\pm$ 8,68				

3.4 Echantillon B02

Incremental Heating		36Ar(a) [A]	37Ar(ca) [A]	38Ar(cl) [A]	39Ar(k) [A]	40Ar(r) [A]	Age ± 2σ (Ma)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca ± 2σ
B02_F12_01	3,0 %	0,0003677	3,101183	0,00000	0,01316	0,1939	255,75 ± 5043,16	63,94	0,00	0 ± 5
B02_F12_02	5,0 %	0,0008985	7,046528	0,05651	0,08698	0,6616	119,07 ± 520,31	70,95	0,03	1 ± 3
B02_F12_03	7,0 %	0,0088592	6,094066	0,87296	0,52325	2,0488	62,28 ± 80,19	43,50	0,19	7 ± 15
B02_F12_04	9,0 %	0,0134558	1,819687	1,07732	0,65681	4,5969	109,85 ± 66,07	53,24	0,23	30 ± 231
B02_F12_05	11,0 %	0,0320485	0,812818	2,48294	1,47296	16,6457	174,21 ± 31,21	63,39	0,52	153 ± 2707
B02_F12_06	13,0 %	0,0801927	0,335591	5,31150	3,53514	40,2602	175,50 ± 15,22	62,61	1,25	890 ± 42497
B02_F12_07	15,0 %	0,0251918	4,756897	4,34071	2,83284	36,9995	199,89 ± 16,75	82,95	1,00	50 ± 143
B02_F12_08	18,0 % 4	0,0287004	0,298665	9,26165	6,25271	81,4002	199,27 ± 7,84	90,29	2,22	1769 ± 90216
B02_F12_09	21,0 % 4	0,0297440	1,016770	17,66569	12,23478	160,5218	200,75 ± 4,10	94,55	4,34	1017 ± 13479
B02_F12_10	25,0 % 4	0,0068911	3,726273	10,72012	7,45308	98,2069	201,57 ± 6,61	97,73	2,64	169 ± 653
B02_F12_11	30,0 % 4	0,0130966	4,410576	20,87697	14,13485	186,4572	201,78 ± 3,62	97,73	5,01	271 ± 779
B02_F12_12	35,0 % 4	0,0163403	5,922154	25,68216	17,99409	236,5606	201,13 ± 2,92	97,76	6,38	257 ± 476
B02_F12_13	40,0 % 4	0,0649408	9,017219	88,81187	68,07553	891,0108	200,29 ± 1,47	97,65	24,13	638 ± 889
B02_F12_14	45,0 % 4	0,0544758	5,462020	74,00248	60,13258	785,4073	199,89 ± 1,45	97,75	21,31	930 ± 2396
B02_F12_15	51,0 % 4	0,0415576	5,871243	49,40549	41,45758	541,2354	199,81 ± 1,64	97,54	14,69	597 ± 1384
B02_F12_16	61,0 % 4	0,0153068	6,198234	17,43109	15,18785	197,0437	198,63 ± 3,33	97,52	5,38	207 ± 493
B02_F12_17	75,0 % 4	0,0281748	2,773028	36,17700	30,12043	388,1734	197,37 ± 1,96	97,66	10,68	918 ± 4603
Σ		0,4602423	67,394440	364,17645	282,13830	3667,4236				
Information on Analysis		Results								
		40(r)/39(k) ± 2σ				Age ± 2σ (Ma)		MSWD	39Ar(k) (% ,n)	K/Ca ± 2σ
Sample = B02_F12_01		Age Plateau				13,05237 ± 0,05102	199,77 ± 1,89	1,07	96,78	286 ± 262
Material = Biotite						± 0,39%	± 0,95%	38%	10	
Location = Tindouf Basin						Full External Error	± 3,78	1,94	2σ Confidence Limit	
Analyst = Chrystèle VERATI						Analytical Error	± 0,74	1,0339	Error Magnification	
Project = MCMaster2020										
Mass Discrimination Law = LIN		Total Fusion Age				12,99867 ± 0,05865	198,99 ± 1,93		17	354 ± 308
Irradiation = McMASTER2020						± 0,45%	± 0,97%			
J = 0.00894883 ± 0.00004116						Full External Error	± 3,79			
Fish Canyon = 28.020 ± 0.070 Ma						Analytical Error	± 0,85			

4. Travaux de recherche publié par l'auteur

Hachemaoui, O., Chabou, MC., Verati, C., Bersi, M. (2022). The evolution of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) plumbing system and its possible environmental effects during the Triassic-Jurassic transition: insights from doleritic pipes of the Tindouf basin, SW Algeria. *Gondwana Research*, 170, pp 370-394.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.04.009>

Bersi, M., Chabou, MC., Saibi, H., **Hachemaoui, O.**, Kherchouche, R., (2021). Mapping CAMP formations of the northern flank of Tindouf Basin by integrating remotely sensed data, geochemistry and field observations. *Lithos*, 380-381, 105870.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105870>

Hachemaoui, O., Chabou, MC., Verati, C., Bersi, M. (2019). Détection semi-automatique des cheminées doléritiques du bassin de Tindouf par imagerie satellite Sentinel 2. *Mediterranean school on modeling & Multi-scale Imagery in Earth Sciences, Alger*. 24-30 septembre 2019 (présentation orale).

Hachemaoui, O., Chabou, MC., Bersi, M., Verati, C. (2018). Cartographie et distribution des cheminées doléritiques dans le bassin de Tindouf par imagerie satellitaire, Landsat 8 et Sentinel 2A. *2ème colloque international sur la géologie de la chaîne des Maghrébides et des régions voisins, Sétif*, 4-6 décembre 2018, recueil des résumés, p. 11-112 (Poster).



Contents lists available at ScienceDirect

Gondwana Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/gr

The evolution of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) plumbing system and its possible environmental effects during the Triassic-Jurassic transition: Insights from doleritic pipes of the Tindouf basin, SW Algeria

Oubaida Hachemaoui ^{a,b,c}, Moulley Charaf Chabou ^{a,b,*}, Chrystele Verati ^c, Mohand Bersi ^{a,b}

^a Department of Earth Sciences, Institute of Architecture and Earth Sciences, Ferhat Abbas University, Setif 1, Campus El Bez, Setif 19137, Algeria

^b Emerging Materials Research Unit, Ferhat Abbas University, Setif 1, Campus El Bez, Setif, 19137, Algeria

^c UMR Géoazur, Université Côte d'Azur, Observatoire de la Côte d'Azur, 250 rue Albert Einstein, Sophia Antipolis, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 3 August 2021

Revised 12 March 2022

Accepted 11 April 2022

Available online 15 April 2022

Handling Editor: F. Pirajno

Keywords:

CAMP

Doleritic pipes

Carbonatitic xenoliths

Forced folds

Tindouf basin

ABSTRACT

Exposed parts of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) plumbing system, including huge doleritic sills and numerous dykes, are widespread in the northern flank of the Tindouf basin (Algeria). Doleritic pipes, that have never been studied so far, are spatially associated with these sills and dykes and thus supposed of CAMP origin. We present new field, petrographic and geochemical data on the pipe dolerites and other components of the CAMP plumbing system of the northern flank of the Tindouf basin. According to petrographic investigations, doleritic sills and dyke display homogeneous mafic petrographic features, typical of CAMP tholeiites, whereas doleritic pipes show more chemically evolved characteristics with granophytic texture containing an abundance of K-feldspar and quartz. Furthermore, we report for the first time the presence of abundant carbonatitic xenoliths in the pipe dolerites. Geochemically, all the investigated rocks are low-Ti tholeiites that can be subdivided into four groups, three of them correlate well with three (Intermediate, Upper and Recurrent units) of the four units defined in the High Atlas of Morocco, whereas the fourth group, represented by pipe dolerites, show geochemical features that have never been reported before. However, their tholeiitic nature, their association in the field at the same geographic location with CAMP sills, and their trace element patterns, all indicate that pipe dolerites are of CAMP origin, representing the evolved products of Recurrent magmas. Our study suggests that the small anticlines of the northern flank of the Tindouf basin that host doleritic pipes in its cores can be explained as forced folds above igneous intrusions. Finally, the high CO₂ and sulfur contents of the pipe dolerites, combined with the emplacement of large sills within Upper Devonian organic-rich shales of Tindouf basin indicate an important emanation of CO₂ and sulfuric gases that have contributed to climate change at the Triassic-Jurassic boundary.

© 2022 International Association for Gondwana Research. Published by Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Large Igneous Provinces (LIPs) are now recognized of major importance in terrestrial geological history (Svensen et al., 2019), involving significant environmental impact (for a recent review, see Ernst et al., 2021). Furthermore, they could be of economic importance, as their emplacement may trigger mineralization processes or influence hydrocarbon generation and migration in

sedimentary basins (Ernst and Jowitt, 2013). Such voluminous magmatic events are characterized by their complex plumbing system, including doleritic dykes, sills, layered intrusions and pipes, which constitute the pathway of magma from source regions to shallow crust (ch.5 in Ernst, 2014; Ernst et al., 2019). The LIPs plumbing system has received much attention in recent years since the recognition that for some LIPs, the emplacement of extensive sills and layered intrusions in the sedimentary basins is probably the main driving of global scale environmental change leading to mass extinctions (Svensen et al., 2015; Davies et al., 2017; Burgess et al., 2017; Marzoli et al., 2018; Heimdal et al., 2019). Whereas long individual dykes, dolerite dyke swarms, dolerite sill provinces and layered intrusions are well documented and studied

* Corresponding author at: Department of Earth Sciences, Institute of Architecture and Earth Sciences, Ferhat Abbas University, Setif 1, Campus El Bez, Setif 19137, Algeria.

E-mail address: charaf.chabou@univ-setif.dz (M.C. Chabou).

<https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.04.009>

1751-7311/© 2022 International Association for Gondwana Research. Published by Elsevier B.V. All rights reserved.

as major components of LIPs, vertical conduits or pipe-like intrusions are rarely described in the literature despite: i) their critical role in feeding the main occurrences (massive lava flows, thick sills and dyke swarms) then their potential to decipher early magmatic processes or mantle sources, (ii) their direct relationship with environmental changes (Svensen et al., 2007, 2009; Polozov et al., 2016), and (iii) their metallogenic interest (Neumann et al., 2017). Furthermore, these structures could root deeply into the lithosphere and carried out xenoliths *en route* to the surface as in the case of kimberlite and lamproite pipes. Xenoliths, which can help constraining potential crustal contaminant or mantle sources, are rarely reported from intrusive and extrusive LIPs components (dykes, sills and lava flows).

The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) is one of the largest and most important LIPs on earth, covering an area inferred of more than 10 million square kilometers (Marzoli et al., 1999, 2018). It extends over North and South America, southwestern Europe and western Africa and is related to the breakup of Pangaea and opening of the Central Atlantic Ocean (Schlische et al., 2003; Svensen et al., 2018; Peace et al., 2020). The emplacement age of this major LIPs is now well constrained at around 201 Ma (Blackburn et al., 2013; Davies et al., 2017; Marzoli et al., 2018 and references therein), the timing of which coincides with the Triassic-Jurassic mass extinction, suggesting a probable cause-and-effect relationship (Hesselbo et al., 2002; Marzoli et al., 2004; Schoene et al., 2010; Blackburn et al., 2013; Paris et al., 2016; Davies et al., 2017; Lindström et al., 2017, 2021; Heimdal et al., 2018; Panfili et al., 2019; Capriolo et al., 2020; Ruhl et al., 2020). CAMP magmatism is dominated by tholeiitic basalts and basaltic andesites (Marzoli et al., 2018) and is geochemically divided into a prevailing low-Ti group ($\text{TiO}_2 < 2.0 \text{ wt}\%$) and a high-Ti group ($\text{TiO}_2 > 2.0 \text{ wt}\%$) restricted to a small area in north-eastern South America (French Guyana, Surinam and northern Brazil) and Western Africa (Liberia and Sierra Leone), suggesting a strong regional control on magma composition (Marzoli et al., 2018).

One peculiarity of the CAMP is the predominance of intrusive and subvolcanic rocks (dykes and sills), whereas extrusive magmatism is relatively rare and restricted to rift basins with basaltic lava piles not exceeding several hundred meters thick (Marzoli et al., 2018; Svensen et al., 2018). The CAMP shows certainly the most aerially extensive outcrops of LIPs plumbing system on Earth. This includes, amongst others, (i) large sills intruding Paleozoic sediments of the Amazonian basin in Brazil (Marzoli et al., 1999; De Min et al., 2003; Svensen et al., 2018; Heimdal et al., 2019); (ii) long individual dykes, with well-known examples including Fom Zguid dyke in Morocco (200 km long, Bouiflane et al., 2017; Marzoli et al., 2019), Ksi Ksou dyke in Algeria (800 km long, Sebai et al., 1991; Chabou et al., 2010) and Messejana dyke in Spain (530 km long, Cebriá et al., 2003); (iii) dolerite dyke swarms such as the Taoudenni basin dyke swarm in northern Mali (Verati et al., 2005), Eastern North American (ENA) swarm (McHone et al., 1987; Callegaro et al., 2013) or the giant Cassiporé swarm located in northern Brazil, Surinam and French Guyana and its extension in the once contiguous regions of Western Africa (Liberia and Sierra Leone) (De Min et al., 2003; Teixeira et al., 2019); (iv) layered intrusions represented by the Kakoulima laccolith in Guinea (Deckart et al., 2005) and the Freetown layered complex in Sierra Leone (Callegaro et al., 2017). Despite this diversity and the huge outcrop area of intrusive bodies, no vertical conduits or pipe-like structures have been so far reported in the large literature of the last twenty years dedicated to the CAMP, whereas in other LIPs, such structures are known (examples: Siberian trap, Polozov et al., 2016; Karoo LIP, Svensen et al., 2020; the North Atlantic Igneous Province, Bell and Butcher, 2002) even if they have only rarely been studied.

In south-western Algeria, intrusive CAMP magmatism extends into the main sedimentary basins of the area, occurring as sills and dykes within Neoproterozoic to Paleozoic strata of the Tindouf, Reggane and Hank basins (Chabou et al., 2010). They range in age from $196.8 \pm 1.6 \text{ Ma}$ to $200.9 \pm 1.8 \text{ Ma}$ (Chabou et al., 2007; the ages are recalculated after Renne et al., 2011) and are geochemically similar to the CAMP low-Ti tholeiites (Chabou et al., 2010; Bersi et al., 2021).

In the northern flank of the Tindouf basin, several previous studies indicate the occurrence of doleritic circular massifs or chimneys, supposed of CAMP origin. Jacquemont (1957) considered these dolerite chimneys as the potential feeders for the sill complexes in the area, whereas Hollard (1973) viewed them as pathways for magma ascent from the upper mantle. These rocks can thus provide an opportunity to test the hypothesis that doleritic chimneys are the potential feeder channel for the CAMP magmatism in the area. Furthermore, information about the mantle sources can be obtained from investigating the composition of these rocks. On the other hand, the study of these intrusive bodies can shed light on their possible involvement in the environmental perturbations during the End-Triassic crisis and their metallogenic potential.

Recently, several doleritic chimneys located in the Tindouf basin have been mapped and one of them, located in the core of the Zemoul anticline, investigated in the field (Bersi et al., 2021). It has been described as plug-like intrusion and is composed of strongly differentiated dolerites (Bersi et al., 2021). Furthermore, these dolerites are enriched in disseminated sulfides that could be of economic interest (Bersi et al., 2021). On the basis of these interesting preliminary results, further detailed investigations have been undertaken on several plug-like intrusions of the Tindouf basin, termed hereafter doleritic pipes.

In this article, we present the results of these investigations comprising field descriptions, petrological and geochemical data on the dolerites of several pipe intrusions and from other components (dykes and sills) of the CAMP plumbing system of the northern flank of the Tindouf basin. We describe for the first time, the occurrence of carbonatitic inclusions in the doleritic pipes. Such carbonatitic xenoliths have never been reported within the CAMP rocks in previous studies. We then discuss the geodynamic implications of these new results and explore the possible implications of the emplacement of carbonate and sulfide rich dolerite pipes of the Tindouf basin in environmental change during the Triassic-Jurassic transition.

2. Geological background

2.1. CAMP plumbing system in northwest Africa

In northwest Africa, different components of the CAMP plumbing system are impressively exposed in the Sahara region, from northern Mali through southwestern Algeria to southern Morocco (Fig. 1). They comprise the complex dyke swarm of the Taoudenni basin in northern Mali and its continuation in southwestern Algeria (Fersiga area), large doleritic sills intruding the Neoproterozoic to Paleozoic sedimentary basins surrounding the Reguibat shield (West African Craton) in northern Mauritania (Taoudenni basin), southwestern Algeria (Hank, Reggane and Tindouf basins) and Southern Morocco (Anti-Atlas), and few major NE-SW to ENE-WSW doleritic dykes (Fig. 1) (Bertrand, 1991; Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Marzoli et al., 2019; Bersi et al., 2021).

Radiometric age determinations of these intrusive rocks from NW Africa gave: (i) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages range from $197.5 \pm 1.4 \text{ Ma}$ to $204.6 \pm 1.7 \text{ Ma}$ with a main peak at 200 Ma for the Taoudenni dyke swarm (Verati et al., 2005; the ages are recalculated

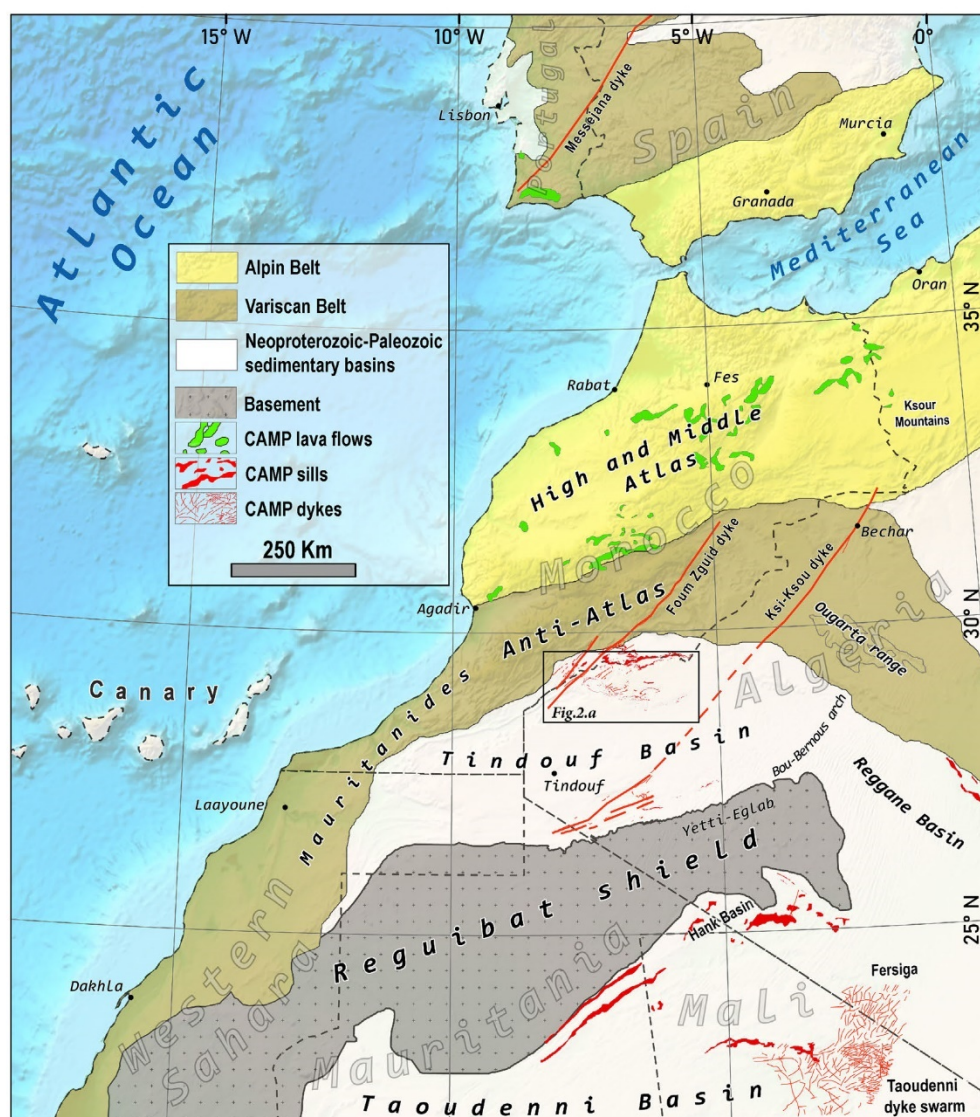


Fig. 1. Schematic map of northwestern Africa showing location of the study area and the distribution of CAMP magmatism, modified from Verati et al. (2005), Chabou et al. (2010), Marzoli et al., (2019) and Bersi et al. (2021).

after Renne et al., 2011); (ii) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mini-plateau ages ranging from 196.8 ± 1.6 Ma to 200.9 ± 1.8 Ma for sills and dykes of southwestern Algeria (Chabou et al., 2007; the ages are recalculated after Renne et al., 2011); (iii) zircon U-Pb age of 201.11 ± 0.07 Ma from Foum Zguid dyke (Davies et al., 2017), which represents the only precise age for the intrusive CAMP rocks of the Anti-Atlas (southern Morocco). In contrast, twenty of precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages are available from extrusive lava flows of the rift basins of Morocco (Middle Atlas, Meseta and Central High Atlas), suggesting a main peak activity at ca. 201.4 Ma (Marzoli et al., 2019 and references therein). In addition, precise U-Pb ages of 201.264 ± 0.054 Ma and 201.569 ± 0.042 Ma was obtained respectively by Blackburn et al., (2013) and Marzoli et al., (2019) from the Amellal sill located in the Argana rift basin of Morocco.

Geochemically, dolerites of the northwestern Africa CAMP plumbing system belong to the low-Ti group and are well correlated to the four distinct units defined in the CAMP volcanic

sequence of the High Atlas basins in Morocco (Bertrand, 1991; Marzoli et al., 2019) called the Lower, Intermediate, Upper, and Recurrent units (Verati et al., 2005; Chabou, 2008; Chabou et al., 2010; Marzoli et al., 2019; Bersi et al., 2021). This suggests that these rocks probably derived from the same mantle source (although of variable mineralogy) via various degrees of partial melting (Bertrand, 1991; Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Marzoli et al., 2019).

In the Sahara region of northwest Africa, some old papers reported on the occurrence of doleritic circular massifs, described as chimneys or pipes, cutting Paleozoic sediments, and thus supposed of CAMP origin. Villemur (1967) distinguished three types of chimneys in the Taoudenni basin (northern Mali): doleritic, granophyric and breccias chimneys. In the northern flank of Tindouf basin (southwestern Algeria) Hollard and Jacquemont (1956), Jacquemont (1971) and Hollard (1973) reported on the existence of circular massifs or pipes, located in the cores of the main

anticline structures of the basin. Finally, [Gevin \(1960\)](#) indicated the presence of dolerite chimneys cluster in the southern flank of the Tindouf basin.

2.2. Overview on the geology and the structural features of northern flank of the Tindouf basin

The study area is located in the northern flank of the Tindouf basin (southwestern Algeria) ([Fig. 1](#)). This basin is a large WSW–ENE trending syncline, approximately 800 km long, 200–300 km wide and up to 10 km deep in its axial zone ([Villeneuve, 2005](#)). It is bordered to the west, north and northeast by Variscan belts namely the Mauritanides, the Anti-Atlas and the Ougarta, respectively ([Michard et al., 2010](#)) ([Fig. 1](#)). The southern limit of the basin corresponds to the Paleoproterozoic basement of the Yetti-Eglab massif (Reguibat shield, West African Craton) ([Peucat et al., 2005](#)), whereas in the southeast, it is separated from the Reggane basin by the Bou-Bernous arch ([Fig. 1](#)). Structurally, the Tindouf basin is an asymmetrical pericratonic basin, with the deepest part near the northern flank. It is filled with Paleozoic sediments of Cambrian to Upper Carboniferous age outcropping in both the southern and northern flanks of the basin, whereas in its central part, the Paleozoic is covered by flat-lying continental sediments of Cretaceous to Quaternary age (Hamada Plateaus) ([Fig. 2a](#)) ([Fabre, 2005](#); [Villeneuve, 2005](#)). In the southern side of the basin, strata are sub-horizontal displaying a shallow dip to the north ($\sim 1\text{--}3^\circ$), whereas in its northern flank, mildly deformed strata of Upper Devonian age are overlain by a large monocline (Carboniferous series of Jebel Ouarkiz) dipping at 15° to 30° south-southeastward into the Tindouf basin ([Helg et al., 2004](#)).

The CAMP intrusive rocks investigated in this study are located in the northern flank of the Tindouf basin in Algeria ([Fig. 2a](#)). In this area, the Paleozoic strata are represented by a thick series (~ 3000 m) of Upper Devonian (Famennian) organic-rich shales, and ~ 1800 m of Carboniferous formations starting with siliciclastic rocks (Tournaisian and Visean), followed by carbonate sediments (Late Visean–Serpukhovian) and ending with continental sandstones (Bashkirian) ([Cózar et al., 2014](#)). In some areas, the Paleozoic formations and their CAMP intrusive bodies are hidden completely by the Cretaceous to Quaternary cover of the Hamada du Dra ([Fig. 2a](#)). The upper Devonian formations are structured into a series of WNE–ESE to ESE–WNW-trending anticlines which are classically interpreted as the result of Late Carboniferous compressive deformation ([Frizon de Lamotte et al., 2013](#)). In the study area, the main anticlines are, from north to south and west to east respectively ([Hollard and Jacquemont, 1956](#); [Jacquemont, 1957](#); [Aliev et al., 1971](#)) ([Fig. 2a](#)): (i) The Hassi Mahmoud E–W trending anticline is 35 km long and 20 km wide, with a northern and southern flank dips of 6° and 4° respectively; (ii) The Zemoul anticline is the most extensive folding structure in the area. It is 50 km long and 25 km wide WNE–ESE-trending structure with northern flank dip of 5° and a steeper southern flank dipping at 15° . The core of this anticline shows the oldest formations (middle Devonian limestones and clays) exposed in the Algerian part of the northern flank of the Tindouf basin. (iii) The Oum el Ksi anticline is a long and extremely narrow structure trending E–W of 31 km long and 4 km wide; (iv) The Igma anticline is an asymmetric E–W trending structure 36 km long and 10 km wide, with a relatively straightened northern flank dipping at 12° ; (v) The Dra el Kelba anticline is separated from the Igma structure by a very lightly marked saddle. It is 25 km long and 10 km wide. (vi) The Lotfi-Tinfouchy anticline structures stretch over 75 km long trending ESE–WNW composed of a series of small anticlines (Oum el Assel, Smeïra, Tinfouchy West, Tinfouchy South-East, Fort-Lotfi, Assejmi). These structures are limited in its northern borders by an important ESE–WNW-trending fault namely Oum el Assel fault.

2.3. CAMP magmatism in the northern flank of the Tindouf basin

CAMP dyke and sill complexes are spectacularly exposed along the northern flank of the Tindouf basin in Algeria and in their extension in the Dra valley in southern Morocco ([Fig. 2a](#)). They were first described by [Choubert \(1951\)](#) as one of the most beautiful gabbro-doleritic complexes in the world. Their Jurassic age was first established by [Hailwood and Mitchell \(1971\)](#) and [Conrad \(1972\)](#), previously considered to be Upper Carboniferous (these rocks are known in the ancient literature as hercynian dolerites). The earliest studies have only briefly mentioned the occurrence of doleritic sills, dykes and circular massifs in the area ([Choubert, 1951](#); [Hollard and Jacquemont, 1956](#); [Jacquemont, 1957, 1971](#); [Hollard, 1973](#)). As mentioned above, [Bersi et al. \(2021\)](#) have recently mapped CAMP formations of the northern flank of Tindouf Basin, including sills, dykes and pipes using remote sensing satellite imagery, field observations, and geochemistry. [Fig. 2a](#) shows the distribution of the main intrusive bodies in the area.

Sills are the most abundant manifestation of the CAMP plumbing system in the northern flank of the Tindouf basin. They intrude three stratigraphic levels with a thickness of several tens of meters:

- (i) into the Famennian shales which contain the most extensive outcrops of CAMP sills in the area. Sills crop out in the Famennian without interruption from the western limit of the Zemoul anticline to the eastern limit of Igma structure, through Oum el Ksi and Dra el Kelba anticlines, over a distance of 200 km. They appear in a window below the Hamada du Dra, intruding the Famennian of the Hassi Mahmoud anticline. They are also visible within the Famennian of the Lotfi-Tinfouchy structures. Finally, they form huge and spectacular outcrops within the Famennian strata of the Dra Valley along the Algerian-Moroccan border. Geochemically, [Chabou \(2008\)](#) and [Bersi et al. \(2021\)](#) have identified Upper unit signature in dolerite sills intruding the Famennian from the Zemoul-Igma and Hassi-Mahmoud anticlines.
- (ii) in the Tournaisian siliciclastic sediments all around the Zemoul-Igma folding system and
- (iii) within the Late Visean carbonates of the Oum el Assel and Smeïra structures. Dolerites intruding the two later stratigraphic levels are geochemically related to the Recurrent unit ([Chabou, 2008](#); [Bersi et al., 2021](#)).

Numerous CAMP-presumed dykes intruded the whole Paleozoic series of the northern flank of Tindouf basin. These dykes trend NE–SW to ENE–WSW, parallel to the neighboring great dyke of Fom Zguid of southern Morocco and has been mapped for about ten to hundred km ([Aliev et al., 1971](#); [Jacquemont, 1971](#); [Bersi et al., 2021](#)). They are generally poorly exposed, except in the Famennian of the Dra Valley near Dfeif area, where an ENE–WSE-trending dyke is easily recognized in satellite images and well exposed in the field ([Fig. 5f](#)).

Several doleritic pipes, referred as intrusive massifs or chimneys in ancient literature and supposed of CAMP origin, have been reported in the northern flank of the Tindouf basin ([Hollard and Jacquemont, 1956](#); [Hollard, 1970, 1973](#); [Aliev et al., 1971](#); [Jacquemont, 1971](#)).

Previous studies have mentioned three outcrops of such structures located in the cores of the Zemoul, Oum el Ksi and Dra el Kelba anticlines, whereas potential new dolerite pipes have been recently mapped by remote sensing techniques ([Hachemaoui et al., 2018](#); [Bersi et al., 2021](#)). Dolerites are described as presenting vacuolar facies due to the presence of gas bubbles during the solidification of the magma and scoriaceous surfaces ([Jacquemont,](#)

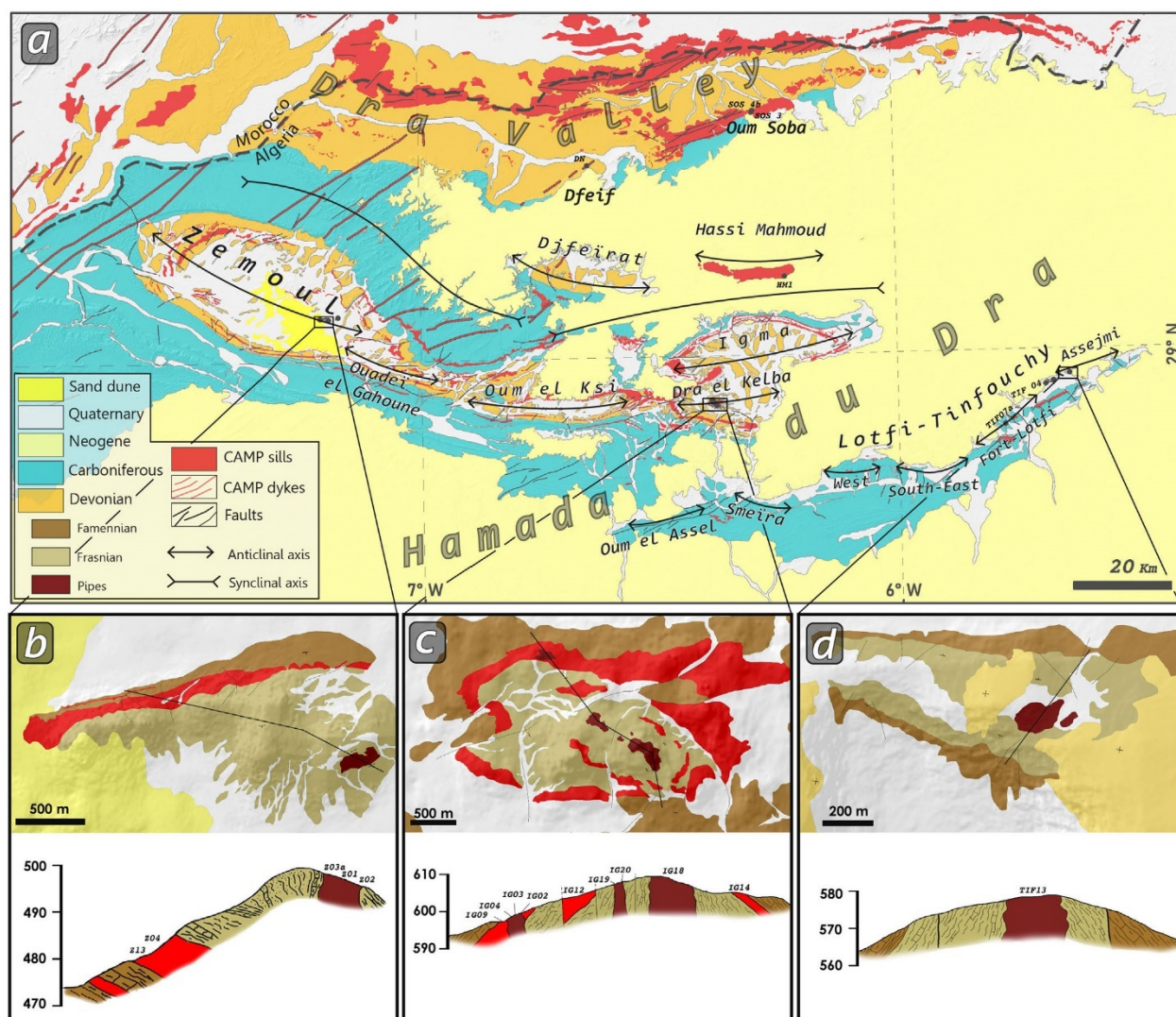


Fig. 2. a) Schematic geologic map of the northern flank of the Tindouf basin, showing the distribution of CAMP sills and dykes and the locations of the main doleritic pipe outcrops. This map is based on the 1:200,000 geologic map of Agadir Tissint-Oued Zemoul (Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, n°219), and completed by remote sensing investigations (Hachemaoui et al., 2018) and field observations. b, c and d) simplified geologic maps showing pipes and surrounding sills in Zemoul, Draa El-Kelba and Assejmi area respectively. Detailed schematic cross-sections are presented for each area showing sample locations.

1957; Aliev et al., 1971). Recent studies on two samples from the Zemoul pipes and one sample from Dra el Kelba pipes show that these pipes are characterized by (Chabou, 2008; Bersi et al., 2021) (i) the highly differentiated character of the dolerites; (ii) the strong contact metamorphism developed around them, leading to the development of hornfels in the contact zone between dolerites and wall rocks and changes in the coloration of the enclosing shales in an intense purplish-red color and (iii) the abundance of disseminated sulfides (pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, and pyrrhotite) and calcite vesicles in the dolerites.

3. Samples and analytical techniques

Samples for our present study were collected during two field trips to the northern flank of the Tindouf basin in 2019. We have investigated four doleritic pipes and surrounding sills located near the cores of Zemoul, Oum el Ksi, Dra el Kelba and Assejmi

anticlines. We have also sampled dolerites from a big dyke (which we refer to Dfeif dyke) and from a huge sill (referred as Oum Soba sill) located in the Dra Valley near the Algerian-Moroccan border within a military area that's never been investigated before. Finally, dolerites from Hassi Mahmoud sill were collected in order to confirm their geochemically primitive character as indicated by Bersi et al. (2021). We have selected 21 samples for geochemical analysis.

Whole rock major and trace element analyses were carried out at the "Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques", CNRS-CRPG, Nancy (France). Major elements were determined by inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry (ICP-AES), and trace elements by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) following the methods described in Carignan et al. (2001). Major, trace and rare earth element (REE) analysis of the samples are given in [Supplementary Material 1–Table1](#).

Six samples with high LOI (>3 wt%) (IG04, IG18, IG19, IG20, TIF13 and Z02) were analyzed for volatiles (total water, sulfur and CO₂) and ferrous iron at CNRS-CRPG, Nancy (France).

For total water measurement, the powder is weighed and then heated to 105 °C then reweighed. The difference of weight corresponds to H₂O⁻. After weighted at 105°, the sample is heating in a tubular furnace at temperature of 1000° while nitrogen is being used as carrier gas. The water generated (H₂O⁺) was then determined by Karl Fischer automatic titration.

Total sulfur and CO₂ contents were measured by infrared absorption with a carbon–sulfur EMIA 320-V2 (HORIBA).

Fe²⁺ was measured by dissolving samples in sulfuric and hydrofluoric acid mixture. Fe²⁺ amount was then determined by automatic titration at the equivalent point with potassium dichromate. The volatile contents of the six samples cited above are listed in [Supplementary Material 1–Table 2](#).

4. Results

4.1. Field observations

The Zemoul pipe crops out in the eastern termination of the Zemoul anticline at ca. 29°04'51"N 07°11'56"W ([Fig. 2a, b](#)). In this location, a high rocky mass rises from the surrounding plain near the massive sand dunes of Zemoul that cover the south-eastern half of the Zemoul anticline (Zemoul mean sand dunes in the local Chleuh language) ([Fig. 3a, b, d](#)). The Zemoul pipe structure extend over 1 km in length for an approximately width of 600 m ([Fig. 2b](#)). To the contact of the pipe-like body ([Fig. 3b, c, d](#)), the Upper Devonian (Frasnian) shales are vertically uplifted and have undergone strong contact metamorphism. The pipe consists of near-homogeneous massive dolerites with a black to dark brown patina (Z01 and Z02 samples) ([Fig. 3e](#)). On a fresh break, dolerites are light-colored containing disseminated sulfides and carbonates. The rocks are often vesicular (Z03a sample) due to the presence of gas bubbles during the crystallization of the rock after emplacement (e.g. [Caroff et al., 2000; Merle et al., 2005](#)). The weathering of dolerite pipes forms boulders of elongated rather than spherical shapes ([Fig. 3e](#)). Two doleritic sills are visible near the pipe, intruding Famennian shales ([Fig. 2b, 3a](#)). The first is about ten cm thick and consist of highly altered dolerites. The second is a large sill of about ten meter thick which is well exposed 2.5 km east of Zemoul pipe at ca. 29°04'58"N 07°10'25"W (Z13 and Z04 samples). This sill shows large development of spherical weathering of dolerites. Zemoul pipe is characterized by the development around it of late-stage leucocratic dykes and hydrothermal veins that intrude the sills. Hydrothermal veins that strike E-W are calcite-bearing of about ten centimeters thick and 3 to 4 m long. Leucocratic dykes that strike approximately NE are 50 cm to 1 m thick. They show iron banding and contain abundant leucocratic xenoliths. A third type of dykes seeing in the area is rich in carbonates and shows reaction rims with the hosting dolerites. Dyke thickness range from 20 to 25 cm. Detailed investigation of these late-stage dykes and veins is out of scope of our study.

At 48 km to the southeast of Zemoul pipe crop out in the core of the Oum el Ksi anticlines two prominent elongated-shape structures known as “Riāat El-Kelba”. These structures are clearly visible on satellite images ([Fig. 5a](#)). The largest of the two structures (OK1), located at ca. 28°54'29"N 06°42'38"W, is ENE-WSW elongated structure of about 800 m long and 300 m wide and is separated from its twin to the West by 600 m. This later (OK2), located at ca. 28°54'35"N 06°43'14"W, is a NE-SW trending structure (~500 m long and 200 m wide) with an opening in its southwestern part. Earlier works have reported dolerite occurrences in the

core of these structures, however, and in spite of intensive investigation in the field, we did not find any true dolerites. All samples taken from these structures are metamorphic shales and sandstones.

At 80 km to the southeast of Zemoul pipe crop out the most important and the most complex intrusive-structure of the northern flank of the Tindouf basin. Here, in the core of Dra el Kelba anticline ([Fig. 2c](#)), numerous pipes surrounded by several sills cross-cutting the Upper Devonian country rocks, the whole being cut by a complex system of late-stage leucocratic and breccia dykes and hydrothermal veins. The center of this complex oval-shaped structure of approximately 3 km long and 1.5 km wide is located at ca. 28°54'46"N 06°23'10"W. The sedimentary country rocks are highly disturbed by the magmatic intrusions and were affected by strong contact metamorphism. Three pipes-like structures DK1, DK2 and DK3 located respectively at ca. 28°55'07"N-06°23'27"W, 28°54'49"N-06°23'10"W and 28°54'41"N-06°23'00"W, were investigated and sampled ([Fig. 2c, 4a](#)). DK3 is the largest of the three displaying an elongated shape of 400 m long and 100 m wide ([Fig. 4a, b](#)). A fourth pipe studied by [Chabou \(2008\)](#) is located in the north-eastern edge of the Dra el Kelba intrusive-complex at ca. 28°55'08"N 06°22'37"W. Pipe dolerites of the Dra el Kelba show the same characteristics seen in the Zemoul pipe dolerites, i.e., light-colored vesicular dolerites containing disseminated sulfides and carbonates xenoliths (IG19 and IG18 samples) ([Fig. 4c, d](#)). They also contain abundant dolerite autoliths (IG20 sample). Two important sills cropping out inside the Dra el Kelba intrusive-complex, the innermost one partly encircles DK2 and DK3 pipes (IG12 and IG14 samples), whereas the outermost runs along the northern border of the intrusive-complex and is cut by DK1 pipe (IG02, IG03, IG04 and IG09 samples). As is the case of Zemoul pipe area, late magmatic and hydrothermal process occurred inside the Dra el Kelba intrusive-complex, including leucocratic, iron banding/calcitic and breccia dykes, calcite-bearing and quartz-bearing veins.

At 73 km to the east of Dra el Kelba intrusive-complex crop out a newly discovered pipe structure located in the core of Assejmi anticline. It was first detected by remote sensing ([Hachemaoui et al. 2018](#)) and then investigated in the field. Assejmi pipe is a near circular structure roughly 100 m in diameter ([Fig. 2d, 5b, c](#)). The intrusion of the pipe induced disruption and an important contact metamorphism in country rocks ([Fig. 5c](#)). The later are intersected by small ferruginous veins. Pipe dolerite is vesicular and contain abundant carbonate xenoliths (TIF13 sample). A few meters to the north, an E-W trending aplitic dyke intrude the pipe.

Further to the west, several circular structures are investigated, but none of them contain dolerites. Only an extensive contact metamorphism is developed around them reflecting the existence of magmatic bodies (pipes) inside these structures. Furthermore, doleritic sills are widespread in this area, intruding Upper Devonian and Lower Carboniferous strata. One sill (TIF04 sample), located at 28°56'29"N-05°40'25"W near the Assejmi pipe, and another located in the Fort Lotfi anticline at 28°51'47"N-05°46'35"W (TIF07a sample), were sampled for this study whereas others were studied by [Bersi et al. \(2021\)](#).

Other components of the CAMP plumbing system of the northern flank of the Tindouf basin investigated in this study include Hassi Mahmoud and Oum Soba sills and Dfeif dyke, located further to the North of the above-described structures.

As indicated before, Hassi Mahmoud sills is a large intrusive body that appears in a window below the Hamada du Dra between ca. 29°10'11"N 06°24'59"W and 29°09'13"N 06°10'18"W ([Fig. 2a](#)), intruding the Famennian of the Hassi Mahmoud anticline. This sill forms a saucer-shaped outcrop some 25 km long and 3 km wide in maximum and consists of massive dark greenish dolerites that often show spheroidal weathering (HM01 sample).

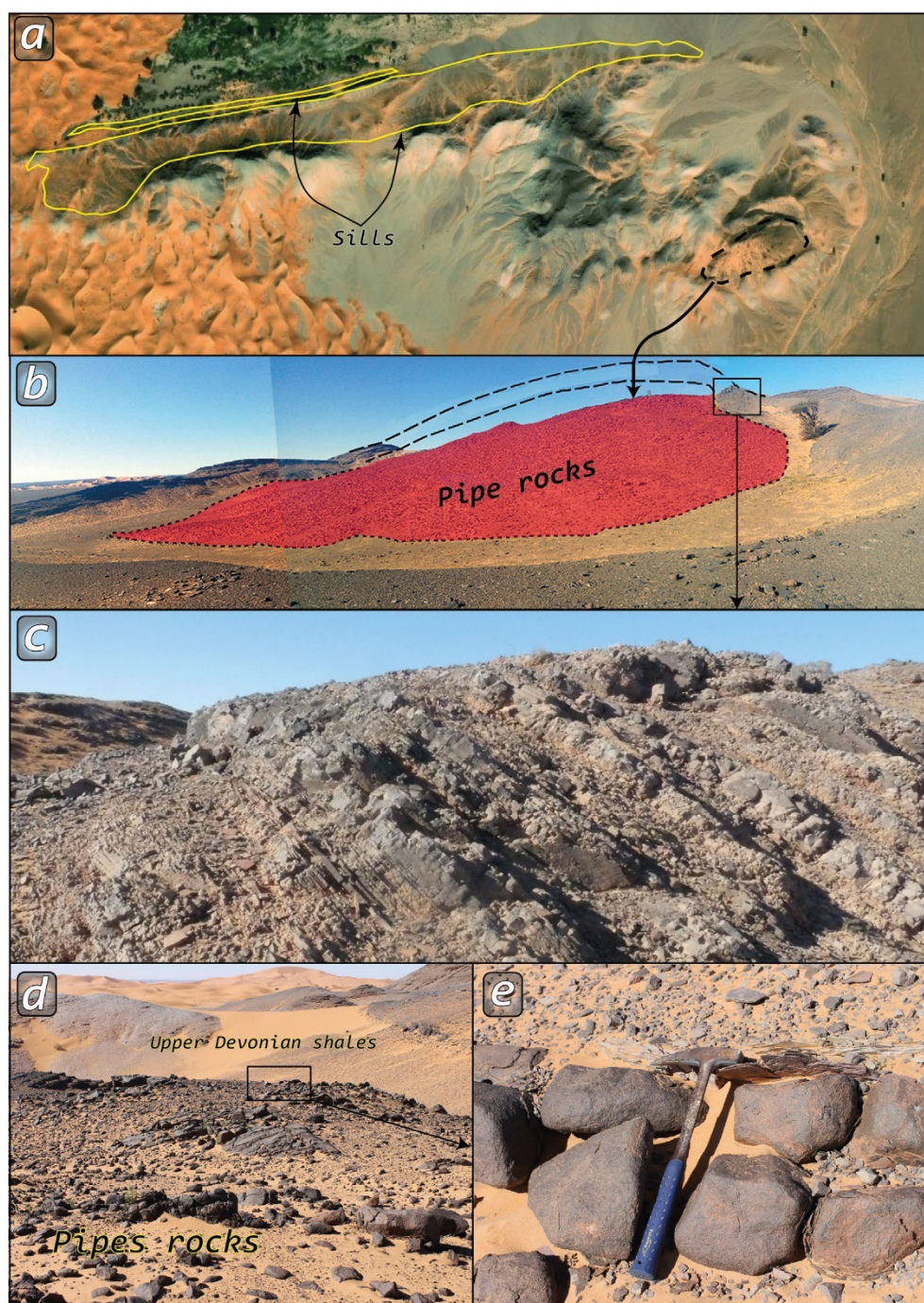


Fig. 3. Satellite and field photographs of the Zemoul pipe. a) Google Earth image of Zemoul pipe and surrounding sills. b) field view of Zemoul pipe showing pipe dolerites (in red) intruding Upper Devonian country rocks. c) Inclined sedimentary strata to the contact of the Zemoul pipe. d) Field view showing pipe dolerites in the foreground, Upper Devonian shales affected by contact metamorphism in the middle ground and the sand dunes of Zemoul in the background. e) Close-up view of the contact area between the pipe and the hosting rocks showing pipe dolerites of elongated shapes and the vertically uplifted shales in the contact of the dolerites. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

In the northern termination of the Hamada du Dra extends the Dra Valley that straddles the Algerian-Moroccan border. This valley hosts the most important CAMP sill plumbing system in North-western Africa. Due to political unrest in this area, these sills have never been investigated before. We have sampled a huge sill (Oum Soba sill) (SOS03 and SOS04b samples) located in the southern part

of the Dra valley in the point of coordinates 29°27'02"N 06°17'48"W (Fig. 2a, 5d, e). This sill, as much as 200 m thick, extends over 100 km long from southwest to northeast (Fig. 2a). The sill is massive, containing dark green gabbroic dolerites and is frequently crosscutting by small quartz-bearing centimetric veins.

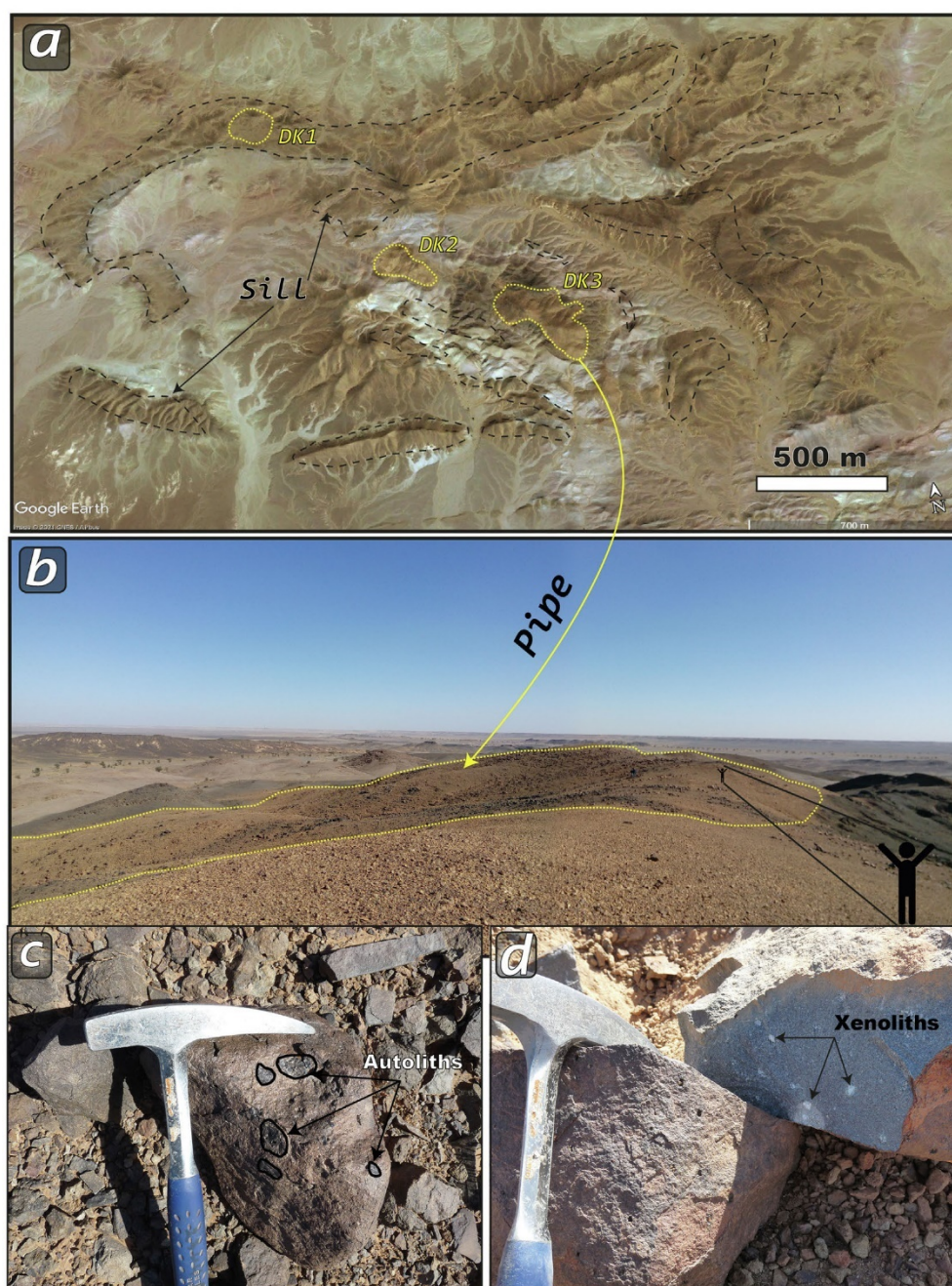


Fig. 4. Satellite and field photographs of the Dra el Kelba pipe. a) Google Earth image of Dra el Kelba pipes and surrounding sills and sediments. b) Field view of Dra el Kelba pipe. c) IG18 pipe sample showing doleritic autoliths rich in disseminated sulfides (highlighted by black circles). d) IG16 sample showing carbonatitic xenoliths.

Lastly, about thirty km to the West of Oum Soba occur an impressive well exposed ENE-WSE-trending en-echelon dyke (Dfeif dyke) (Fig. 2a) that can be traced in the field for more than 20 km (Fig. 5f, g). The dyke is from 5 to 10 m thick and contains fresh massive dolerites in its center (Fig. 5g) and spherical weathering dolerite boulders in its margin. Samples were taken from the center of the dyke (DN sample) and its margins (DN1 and DN2 samples) at the point located at ca. 29°21'26"N 06°38'43"W.

4.2. Petrographic notes

In both sills and dyke, the dolerite displays medium to coarse-grained intergranular texture (Fig. 6a), except HM01 sample that shows a coarse-grained (almost gabbroic) ophitic texture with poikilitic clinopyroxene including laths of plagioclase (Fig. 6b). In Oum Soba sills (SOS samples), the texture evolves from microdoleritic at the sill margins to gabbroic at the center. The primary mineralogy

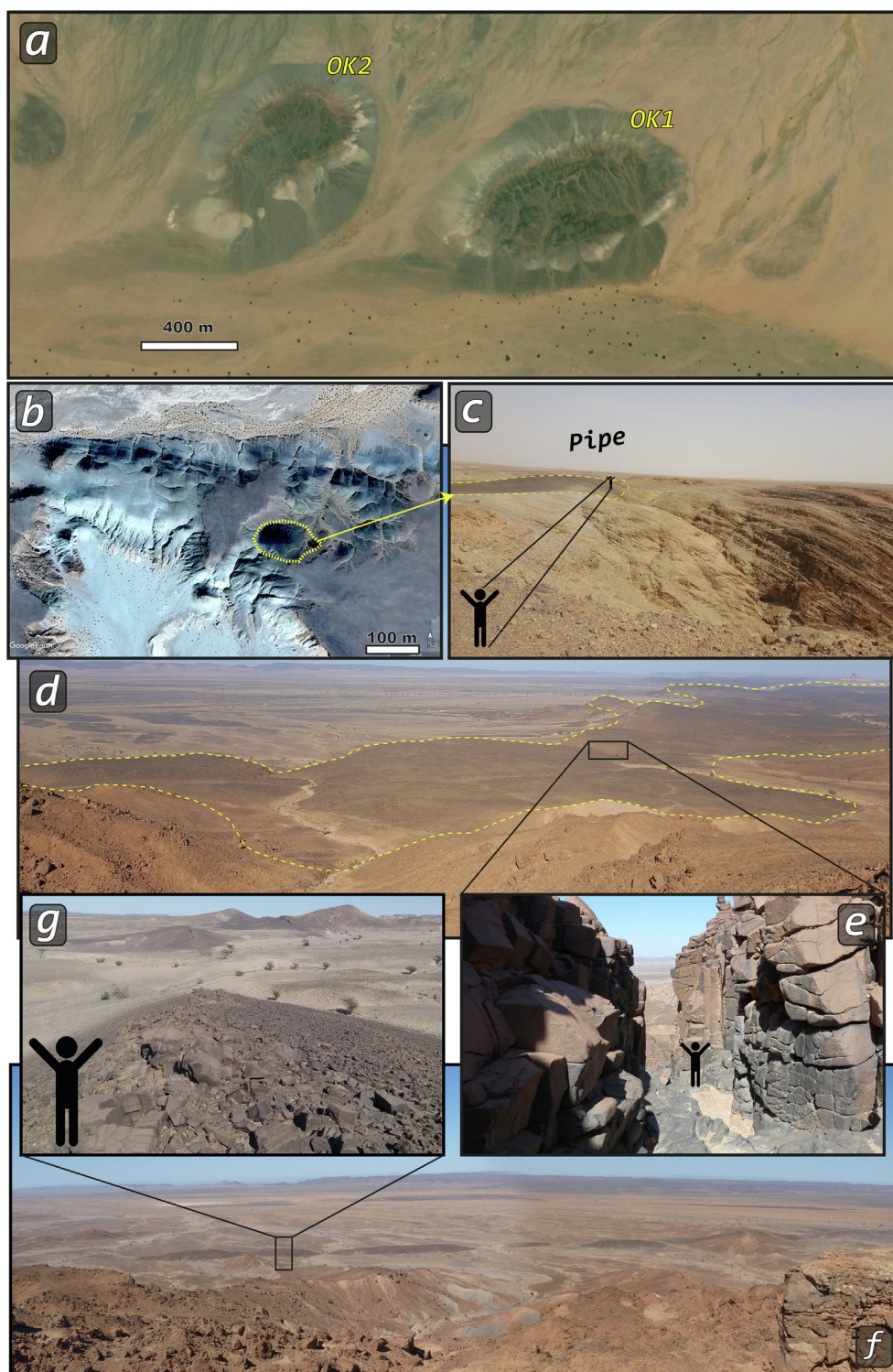


Fig. 5. Satellite and field photographs of pipes, sills and dyke of the northern flank of the Tindouf basin. a) Google Earth image of the twin pipes of Oum el Ksi anticline. b) Google Earth image of Assejmi pipe and surrounding sediments. c) Field view of Assejmi pipe and inclined hosting sediments in its contact. d) Field view of the huge Oum Soba sill. e) Close-up view within the heart of Oum Soba sill. f) Panorama taken from the northern edge of the Hamada du Dra showing Upper Devonian shales of the Dra Valley intruded by an ENE-WSE-trending en-echelon dyke (Dfeif dyke). g) Close-up view taken from the middle of the Dfeif dyke.

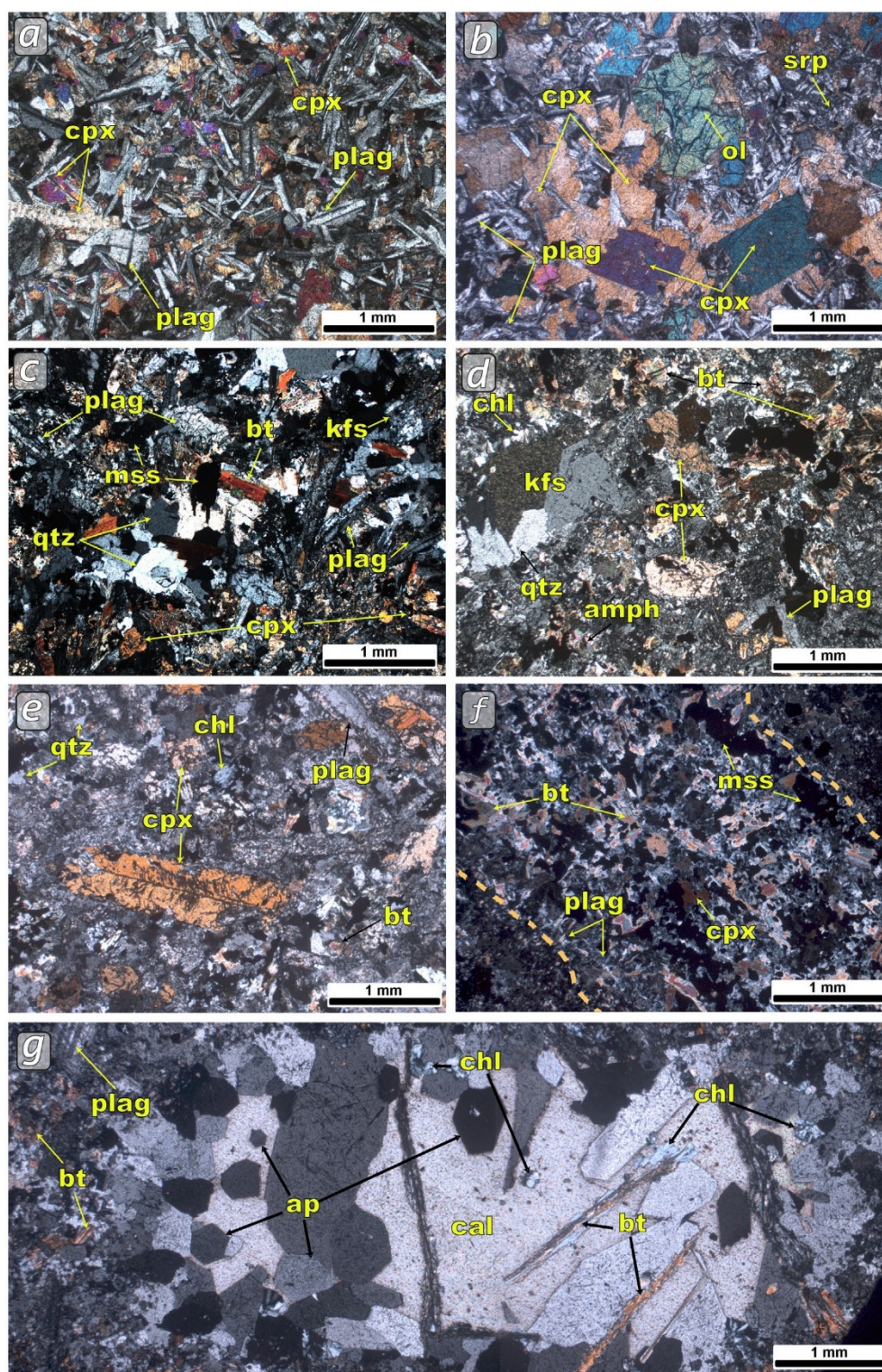


Fig. 6. Photomicrographs in cross-polarized light of representative dolerites and their xenoliths. a) Dyke sample DN showing typical intergranular texture, in which the interstices between plagioclase laths are occupied by clinopyroxene grains. b) HM1 sill sample showing coarse-grained poikilitic clinopyroxenes including small laths of plagioclase; serpentine is developed after olivine and pyroxenes. c) IG03 sample with CPx + Plg-rich patches associated to Bt + Qtz + K-f-rich patches; biotite often displays a margin of blastic chlorite; K-feldspar phenocryst is transformed into sericite. d and e) Samples from Zemoul pipes (Z02 and Z03 samples respectively) showing granophyric texture with augitic pyroxene, plagioclase laths with slightly dusty appearance due to alteration to sericite, K-feldspar, quartz and biotite. f) Pipe sample IG18 showing doleritic autolith rich in disseminated sulfides underlined by yellow line. g) Carbonatitic xenolith (IG18 pipe sample) showing phenocrysts of calcite with apatite and biotite inclusions often altered in chlorite. Abbreviations: (plag) Plagioclase, (qtz) Quartz, (bt) Biotite, (cpx) Clinopyroxene, (chl) Chlorite, (amph) Amphibole, (kfs) K-feldspar, (cal) Calcite, (ap) Apatite, (ol) Olivine, (srp) Serpentine, (mss) monosulfide solution. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

of these rocks is typical of continental tholeiites and consists of augitic clinopyroxene (40–55 vol%), calcic plagioclase laths (40–55 vol%), pigeonite (~5 vol%) and minor amounts of Fe-Ti oxides (1 vol%) (i.e., magnetite and ilmenite), biotite and apatite. Interstitial micropegmatite (a micrographic intergrowth of quartz and alkali feldspar) is common in coarse-grained rocks. Few samples contain secondary minerals such as sericite (after plagioclase), amphibole and chlorite (after pyroxene).

The pipes contain fine to medium-grained dolerites with fairly homogeneous mineralogy consisting of plagioclase (40–45 vol%), clinopyroxene, K-feldspar, quartz, biotite, amphibole, calcite, and opaque phases (disseminated sulfides) (Fig. 6c). They display hypovolcanic granophyric texture (Fig. 6d, e). Plagioclases show labradorite-andesine laths and are randomly oriented, with partial alteration to sericite, mainly along the cleavage planes. Pyroxene (30–35 vol%) is mainly augite, with rare included epidote crystals; it is often fractured and slightly altered to chlorite. The K-feldspar phenocrysts (15–20 vol%) are often altered into sericite. Quartz (10–15 vol%) is either found as aggregate or as discrete grains that are distributed throughout the matrix. Biotite (5–10 vol%) forms elongated rods with zircon inclusions and is generally associated with hornblende. In addition, dolerites from the pipes show dolerite autoliths, composed almost exclusively of augite and plagioclase, with sulphides in the form of interstitial droplets (Fig. 6f). They also contain abundant carbonatitic xenoliths displaying calcite phenocrysts surrounded by sericite, chlorite and encompassing apatite crystals (Fig. 6g). The distinctive feature of the pipe is their high sulfide contents in particular samples IG18 and IG20.

4.3. Whole rock geochemistry

4.3.1. Effects of alteration

Thin section examination and geochemical results indicate that some of the studied samples, including pipe dolerites and IG02, IG03 and IG04 samples, have been subjected to alteration. All these samples exhibit high LOI values (above 2 %) and show weakly to strongly sericitized plagioclases in thin section. We can therefore expect that these rocks have been perturbed by gain or loss of easily remobilized elements like LILE (K, Sr, Rb, Ba, Cs) and some major elements associated with the plagioclases (Al_2O_3 , CaO, Na_2O). Indeed, some of these mobile elements display scatter in their concentrations when they are plotted against immobile element such as Zr (Supplementary Material 2– Figures S1–S2) which may reflect alteration processes. IG18 and Z01 samples are those who have suffered the most of alteration effects as most elements in these two samples display scatter in concentrations on Zr-element variation diagrams. Furthermore, IG18, IG20 and Z01 samples that exhibit a depletion in CaO (<4 wt%) are correspondingly enriched in $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (>4 wt%) which is characteristic of alteration or contamination of these samples by the surrounding rocks. Fractional crystallization cannot account for the observed range of these elements in these samples because they do not follow fractionation trends in Zr vs. CaO and Zr vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagrams (Supplementary Material 2– Figure S1). Chemical compositions of other samples with high LOI contents do not seem to have been affected by alteration as there is no correlation between LOI and mobile elements (Supplementary Material 2– Figures S3–S4). Furthermore, these samples show significant correlation on Zr variation diagrams. The high LOI values displaying by these samples may reflect high sulfur and CO_2 contents since pipe dolerites are very rich in sulphides and contain abundant carbonatitic xenoliths. Indeed, the analyzed components of the LOI of five pipe samples (Supplementary Material 1– Table 2) show high $\text{H}_2\text{O}_{\text{total}}$ contents (3.05–3.91 wt%) and significant contents in total CO_2 (0.51–3.83 wt%) and S (0.52–1.27 wt%).

In contrast, elements that are commonly reputed immobile during alteration such high field strength elements (HSFE) (Ti, P, Zr, Y, Nb, Ta, Hf, Th), some transition metals (Ni, Co, Cr, V) and the REE plot coherently on Zr variation diagrams (except IG18 and Z01 samples that show abnormal values in some immobile elements such as Th and La, Supplementary Material 2– Figure S2) precluding any mobilization of these elements in the studied samples. Hereafter, we will use these immobile elements in our geochemical and petrogenetic interpretations, in particular for altered dolerites (IG18, Z01 and samples with LOI > 4 wt%). Furthermore, major element and LILE chemistry will be used only for unaltered rocks.

4.3.2. Geochemical characteristics

All the studied rocks are tholeiites (Fig. 7a) displaying a typical tholeiitic trend in an AFM diagram with strong Fe enrichment (Fig. 7b). In the total alkali versus silica (TAS) diagram (Le Bas et al. 1986) (Fig. 7c) all samples plot in the basaltic and andesite basaltic fields within the CAMP domain. On the Zr/Ti versus Nb/Y classification diagram (Pearce, 1996) (Fig. 7d) that includes the altered rocks, pipe dolerites fall in the field of andesites and basaltic andesites, while other samples plot in the basalt field. The majority of the studied rocks are CIPW-quartz normative, except for HM1 and Z04 samples which are olivine normative. All are low-Ti tholeiites with TiO_2 ranging from 0.8 to 1.9 wt%. Two pipe dolerites (Z02 and Z03a) are distinguished by high TiO_2 values (1.89 and 1.91 wt%, respectively) whereas HM1 sample displays the lowest TiO_2 value (0.82 wt%). All investigated samples have undergone significant fractional crystallization of mafic minerals, with Mg# [$\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$; $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}=0.15$] ranging from 0.14 to 0.59 and MgO contents varying from 1.11 and 6.97 wt%, with the exception of sample HM1 which displays a high Mg# value (~0.72) and high compatible trace element contents (Ni, Cr and Co, see below), suggesting that this sample is derived from primary magma.

On the whole, the studied dolerites are characterized by low to moderate SiO_2 (48.61–55.75 wt%), moderate to high Fe_2O_3 (10.88–19.20 wt%), moderate to low CaO (11.85–5.37 wt%) and relatively low Na_2O (1.64–2.78 wt%) and K_2O (0.37–1.93 wt%). Al_2O_3 varies narrowly from 11.82 to 14.18 wt%. Except HM1 sample, the abundances of the compatible trace elements in the studied dolerites are low to moderate (Ni: 4.14–109.3 ppm; Cr: 9.65–289.99 ppm; Co: 17.3–63.33 ppm and V: 54.92–409.53 ppm), confirming their evolved nature.

In detail, four groups can be distinguished on the basis of major and trace element abundances (Figs. 9 and 10).

The first group (Group 1) corresponds to the pipe dolerites (IG18, IG19, IG20, Z01, Z02, Z03a and TIF 13 samples) and shows the most evolved compositions with Mg# between 0.14 and 0.23 (MgO between 1.11 and 2.40 wt%) (Fig. 9). They are characterized by moderate to large variations of SiO_2 (50.55–55.79 wt%), TiO_2 (1.40–1.91 wt%), Al_2O_3 (11.82–12.86 wt%), Fe_2O_3 (15.97–19.20 wt%), CaO (5.37–6.68 wt%), Na_2O (1.95–2.78 wt%) and K_2O (0.91–1.93 wt%). In term of trace element abundances, samples from Group 1 show the higher contents of Zr (206–344 ppm), Hf (5.75–9.24 ppm), Nb (9.76–14.10 ppm), Th (5.74–9.78 ppm) and Y (63.30–104.76 ppm) and the lowest contents of Ni (4.14–42.17 ppm) and Cr (9.65–48.70 ppm), highlighting their highly evolved nature (Fig. 10).

Group 2 comprises nine dolerite samples (IG02, IG03, IG04, IG09, Z04, Z13, TIF04, SOS3 and SOS4b) and is characterized by high Fe_2O_3 , poor SiO_2 and relatively high TiO_2 contents (15.73–17.49 wt%, 48.61–49.71 wt% and 1.24–1.62 wt%, respectively).

The dolerites of Group 3 (TIF7a, IG12, IG14 and DN samples) have higher SiO_2 (51.53–53.13 wt%) and lower Fe_2O_3 and TiO_2 (11.17–12.61 wt% and 1.10–1.33 wt%, respectively) contents relative to Group 2 samples. The Group 3 dolerites are also distin-

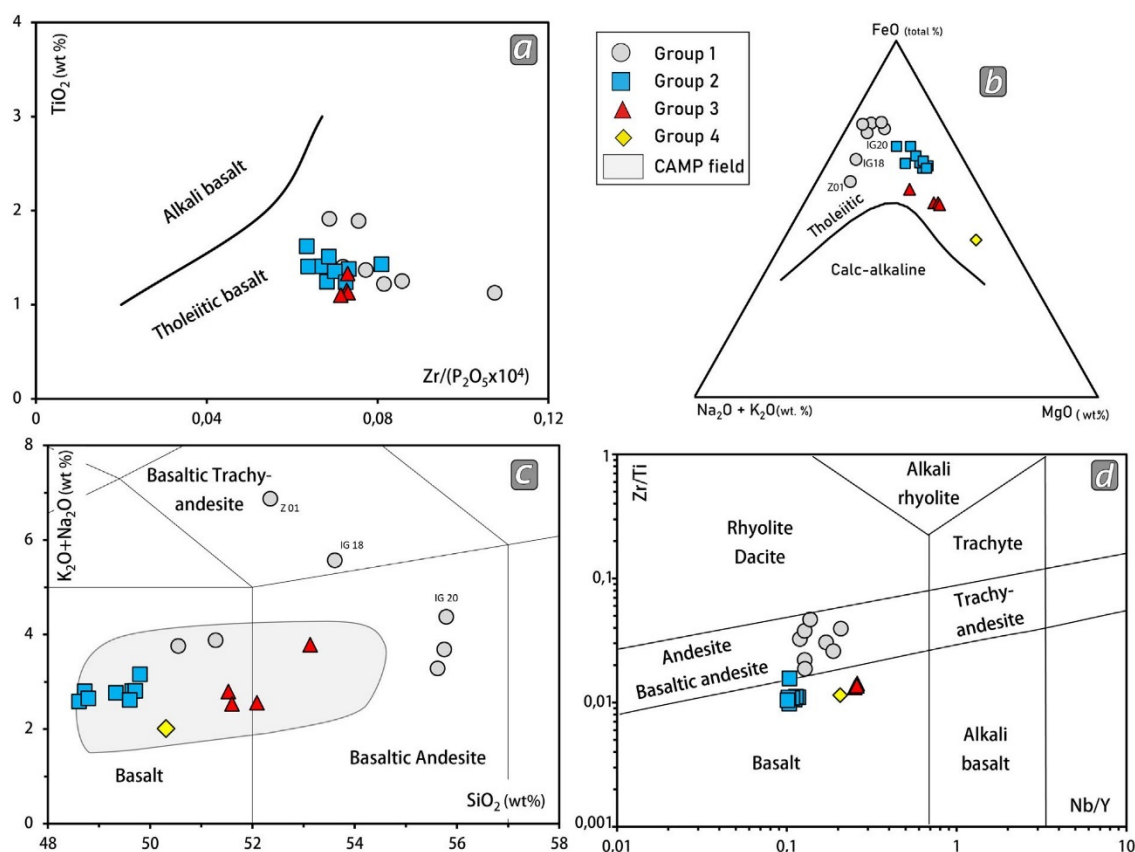


Fig. 7. Geochemical classification diagrams for the studied rocks. a) TiO_2 vs. $\text{Zr}/(\text{P}_2\text{O}_5 \times 10^4)$ diagram (after Floyd and Winchester, 1975). b) AFM diagram (after Irvine and Baragar, 1971). c) Total alkali-silica (TAS) diagram of Le Bas et al. (1986). CAMP field is after Marzoli et al. (2018). d) Zr/Ti vs. Nb/Y diagram (after Pearce, 1996).

guished from the Group 2 by lower Y contents (average of 22.7 vs. 36.8 ppm) and higher Nb (average of 5.8 ppm vs. 4 ppm) and Sr (average of 201 ppm vs. 109 ppm) contents.

Finally, Group 4 comprises one unique sample (HM1) showing primitive features ($\text{MgO} = 11.76$ wt%, $\text{Mg\#} = 0.72$) with the lowest TiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O and K_2O contents (0.82, 10.88, 1.64 and 0.37 wt%, respectively) and the highest CaO content (11.85 wt%). The primitive character of HM1 sample (Group 4) is also quite well highlighted by its highest contents of Ni (194 ppm), Cr (714 ppm) and Co (53.45 ppm) and lowest contents of Zr (57 ppm), Hf (1.54 ppm), Nb (3.26 ppm), Th (0.91 ppm) and Y (15.84 ppm). MgO value, together with Ni, Cr and Co contents are close to those expected for samples in equilibrium with a mantle source (e.g., Merle et al., 2014).

Rare Earth Elements (REE) concentrations of the studied rocks are moderately (Groups 2 to 4 dolerites) to highly (Group 1 dolerites) enriched compared to chondritic values (McDonough and Sun, 1995). The lowest REE concentrations occur in the primitive HM1 sample (Group 4). Chondrite-normalized (CN, McDonough and Sun, 1995) REE patterns of Groups 3 and 4 dolerites (Fig. 8a) display moderate LREE enrichment ($\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}}$: 2.42–3.31; $\text{La}/\text{Sm}_{\text{CN}}$: 1.59–1.90) and sloped HREE patterns ($\text{Dy}/\text{Yb}_{\text{CN}}$: 1.19–1.22), whereas Groups 1 and 2 dolerites show identical parallel flat HREE patterns ($\text{Dy}/\text{Yb}_{\text{CN}}$: 1.04–1.07 for Group 1 and 1.01–1.04 for Group 2) (Fig. 8b, c). Group 2 dolerites show the least LREE-enriched patterns ($\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}}$: 1.30–1.77; $\text{La}/\text{Sm}_{\text{CN}}$: 1.26–1.64). Group 1 dolerites display slightly higher $\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}}$ (1.79–1.95) and $\text{La}/\text{Sm}_{\text{CN}}$ (1.23–1.68) than Group 2. The most evolved rocks (Group 1 dolerites) have slight negative Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.74\text{--}0.81$) whereas

for other samples, no significant Eu-anomaly is observed ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.85\text{--}0.99$).

Primitive mantle-normalized multi-trace element patterns (Fig. 8d, e, f) show moderate to high (Group 1 dolerites) enrichment in large ion lithophile elements (LILE) and display negative Ta, Nb and P anomalies (Ta/Ta^* : 0.28–0.69, Nb/Nb^* : 0.18–0.51, P/P^* : 0.51–0.83). The patterns of Group 1 dolerites also show strong negative Sr and Ti anomalies (Sr/Sr^* : 0.13–0.37, Ti/Ti^* : 0.22–0.52). A notable negative Sr anomaly is also observed in Group 2 dolerites (Sr/Sr^* : 0.32–0.71) and, to a lesser degree, in Group 3 (Sr/Sr^* : 0.76–0.77, except TIF7a sample). Furthermore, all samples, except HM1, display strong positive Pb anomalies (Pb/Pb^* : 1.95–27.24). The strongest Pb anomalies are observed in IG18 and Z01 samples (Pb/Pb^* of 19.89 and 27.24 respectively), suggesting their contamination by crustal wall rocks.

4.3.3. Variation trends

Selected major element oxide and trace element vs. $\text{Mg\#}$ diagrams are presented in Figs. 9 and 10. The studied samples show negative P_2O_5 , Na_2O , K_2O (Groups 2 to 4), SiO_2 , and TiO_2 (Groups 2 to 4) and positive CaO (Groups 2 to 4) and $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ correlations with $\text{Mg\#}$, respectively (Fig. 9). These variation trends are typical of tholeiitic suites in general, and continental tholeiites in particular (e.g., MacDougall, 1988). The Al_2O_3 concentrations show limited variations over the range of $\text{Mg\#}$. The Fe_2O_3 increases slightly with decreasing $\text{Mg\#}$ in the Groups 3 dolerites, then remains constant in Group 2, whereas it decreases in Group 1. For dolerites of Group 1, alkali elements ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) and TiO_2 show positive correlations with $\text{Mg\#}$ whereas CaO , and

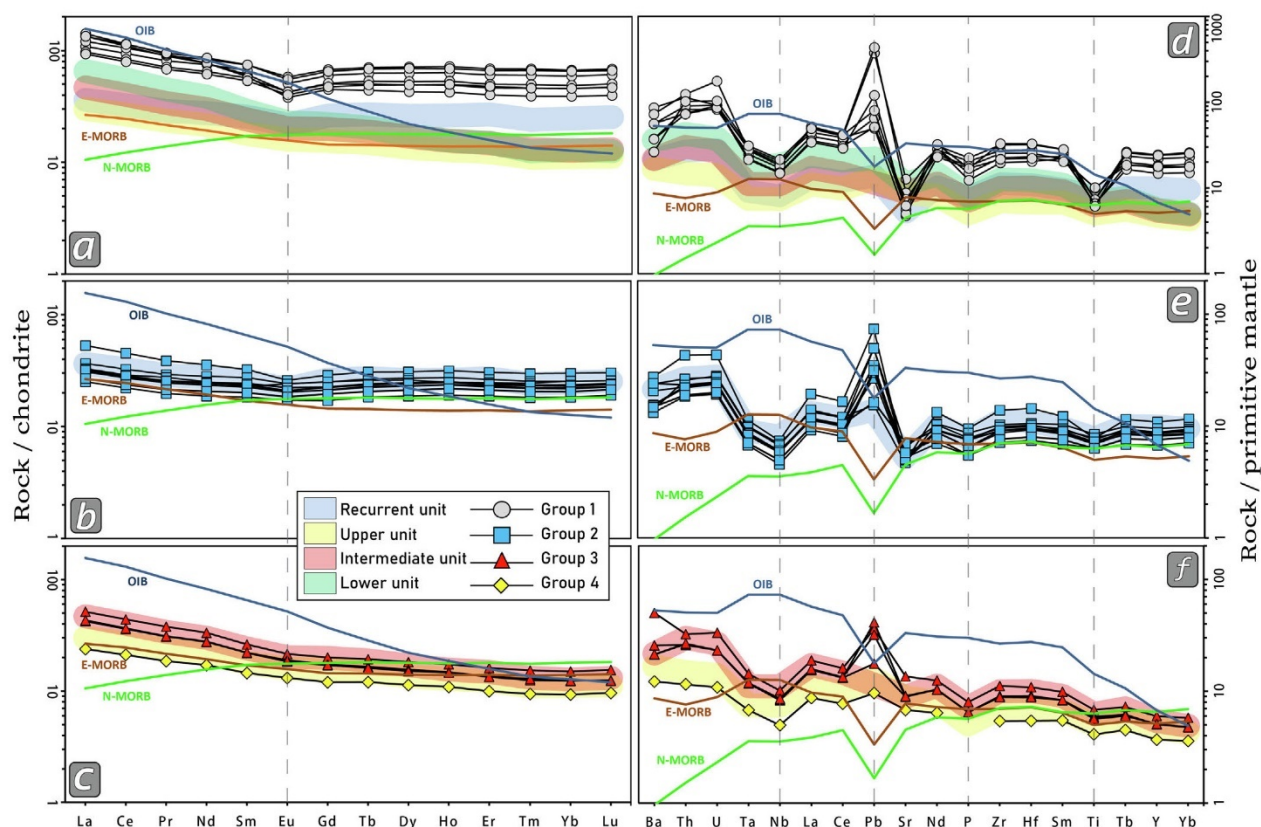


Fig. 8. Chondrite-normalized REE (a: Group 1, b: Group 2, c: Groups 3 and 4) and primitive-mantle-normalized incompatible element (d: Group 1, e: Group 2, f: Groups 3 and 4) patterns for the four dolerite groups from the Tindouf basin. Normalizing values and compositions of N-MORB, E-MORB and OIB are from McDonough and Sun (1995). Variation ranges from Lower, Intermediate, Upper and Recurrent volcanic units are also reported (Verati et al., 2005; Chabou et al., 2010; Meddah et al., 2017; Marzoli et al., 2019; Tegner et al., 2019; Bersi et al., 2021).

CaO/Al₂O₃ display rough trends. Furthermore, abrupt change in variation trends of TiO₂ and Fe₂O₃ towards Group 1 dolerites reflects delayed fractionation of Ti-Fe oxides. Finally, the high TiO₂ (1.89 and 1.91 wt%), Fe₂O₃ (19.19 and 19.20 wt%), V (197 and 208 ppm) and Sc (40.2 and 41.6 ppm) contents of Z02 and Z03a samples suggest accumulation of Fe-Ti oxides, in agreement with petrographic observations.

In the studied rocks, Ni, Cr and Co are positively correlated, while Zr, Th, La, Hf, Nb, Y, Yb, Rb (Groups 2 to 4 dolerites) and Ba (Groups 2 to 4) are negatively correlated with Mg# (Fig. 10). Cr increases slightly in Groups 1 and 2 dolerites, and then increases abruptly in Group 3. Y and Yb show slight positive correlations with Mg# in Groups 2 to 4 dolerites, and strong positive correlations in Group 1. For dolerites of Group 1, the mobile elements Rb and Ba display the same positively correlated trends with Mg# although with some scatter likely due to alteration. The Sr concentrations are fairly constant over the range of Mg# in Group 1 (except for IG18, Z01 and Z02 samples where variations of Sr are rather scattered) and Group 2 dolerites, while it shows a strong negative correlation in Groups 3 and 4 dolerites. Lastly, variation trends of V with Mg# is particularly interesting as it displays a slight negative correlation in Group 3 dolerites and in some samples of Group 2, then a strong positive correlation in Group 1 and IG02, and IG03 samples (Group 2 dolerites). Fe-Ti oxides have fractionated during differentiation of Group 1 as indicated by the evolution of V contents as this element is included in magnetite (Leeman et al. 1978).

5. Discussion

5.1. Correlations with the Central Atlantic Magmatic Province

The major and trace element compositions of the Groups 2, 3 and 4 dolerites of the Tindouf basin bear similarities to those of dolerites from the Central Atlantic Magmatic Province of North-west Africa (Morocco, Algeria and Mali), and correlate well with three (Intermediate, Upper and Recurrent units) of the four units defined in the High Atlas of Morocco. This correlation is well highlighted in diagrams that involve incompatible element ratio such as Zr/Yb versus Zr/Y (Fig. 11a) or La/Yb vs. TiO₂ (Fig. 11b). In Fig. 11b, Group 3 and 4 dolerites plot in the field of Prevalent group which encompasses the Intermediate and Upper units (Marzoli et al., 2018), whereas Group 2 dolerites lie within Recurrent field. By contrast, pipe dolerites (Group 1) (except the altered Z01 and IG18 samples) do not match any of the 6 fields defined by Marzoli et al. (2018). Only the Lower unit is not represented in the study area.

The compositions of Group 2 dolerites, notably their high TiO₂ and Fe₂O₃ contents, and their almost flat REE patterns, correspond to the Recurrent unit, previously identified in the Tindouf basin (Chabou, 2008; Bersi et al., 2021). These dolerites come from sills surrounding pipe structures of Zemoul, Draa el Kelba and Assejmi anticlines and from the huge Oum Soba sill, located near the Algerian-Moroccan border. If we add the abundant doleritic sills of Recurrent affinity that intrude Carboniferous strata of the

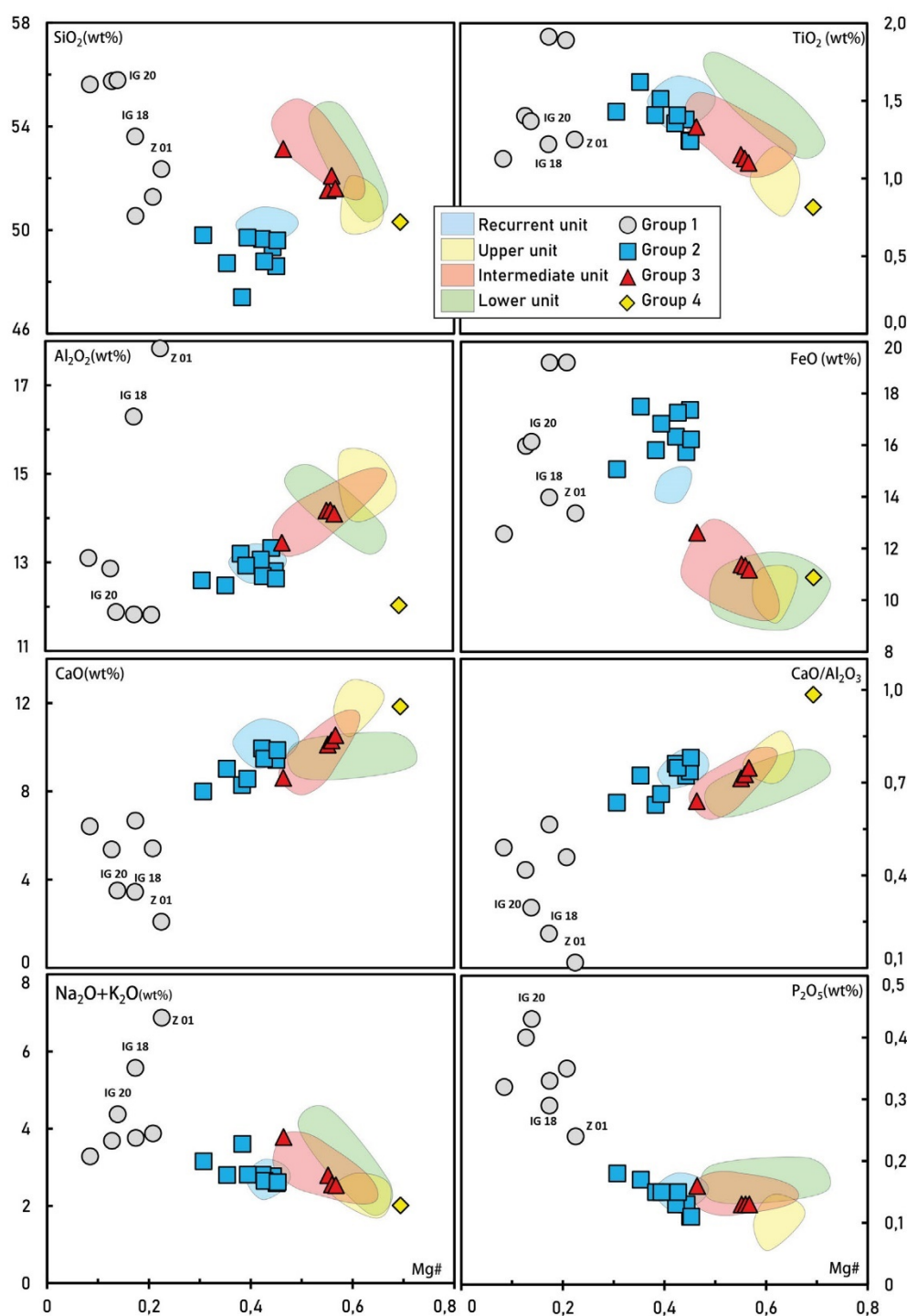


Fig. 9. Major element (wt. % oxides) variations for the northern Tindouf dolerites, versus Mg# [$Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$; $Fe^{3+}/Fe^{2+}=0.15$]. The fields for CAMP lava flows and intrusive rocks from Algeria, Morocco and Taoudenni Basin (Recurrent, Upper, Intermediate, and Lower units) are from Verati et al., (2005); Chabou et al., (2010); Meddah et al., (2017); Marzoli et al., (2019); Tegner et al., (2019) and Bersi et al., (2021).

northern flank of the Tindouf basin (Bersi et al. 2021), the volume of CAMP magmas with Recurrent unit-like geochemical affinities is much more important than that previously recognized. In particular, Oum Soba sill is up to 100 km long and 200 m thick, and constitutes one of the most important CAMP sills plumbing system in

Northwestern Africa. So far, only minor volumes of Recurrent basalts have been reported from the top of the Central High Atlas CAMP lava piles (Morocco) (Marzoli et al., 2019). It would therefore appear that intrusive dolerites of Recurrent unit are much more important than their extrusive equivalent.

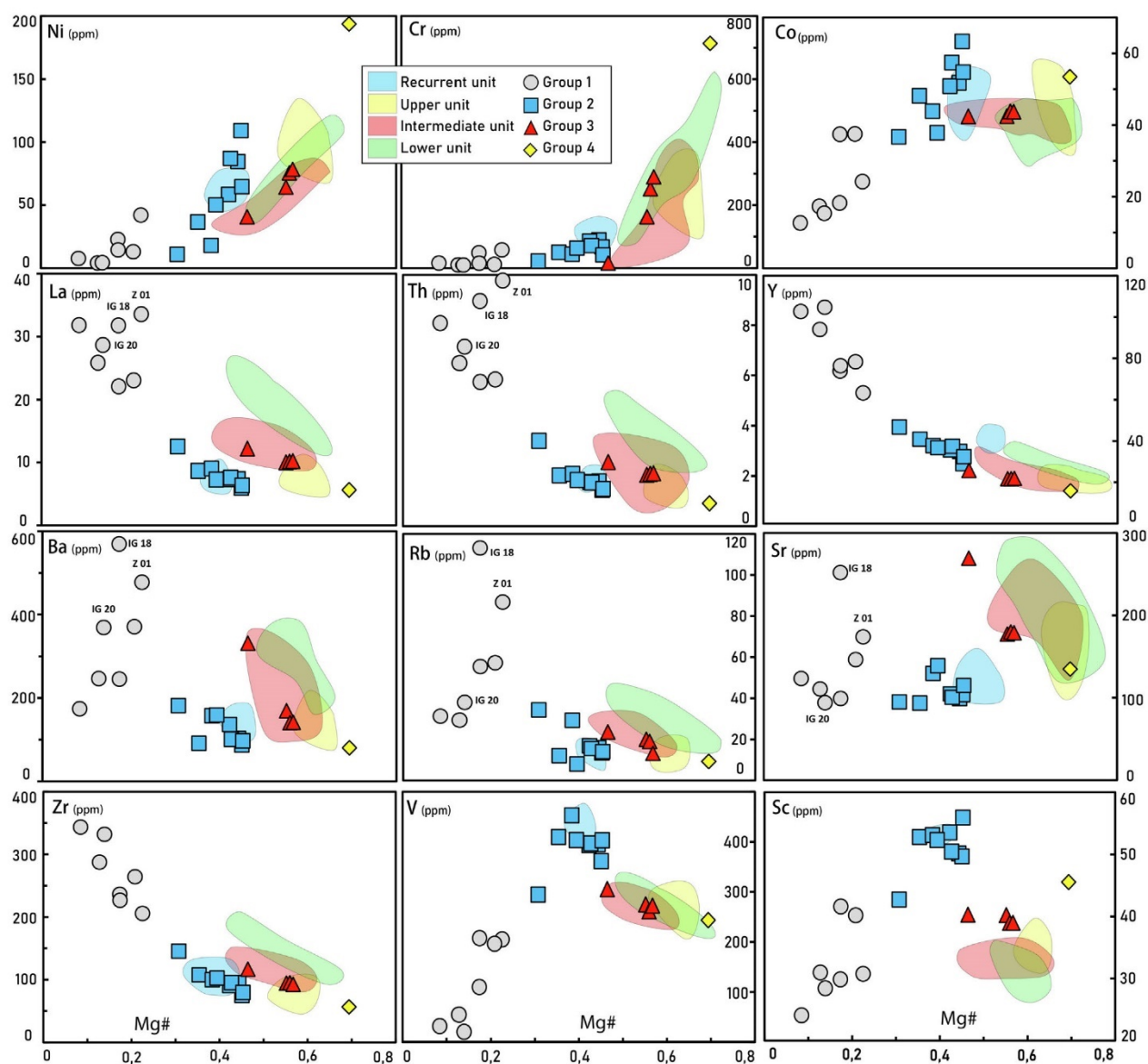


Fig. 10. Selected trace elements (ppm) plotted against Mg# [$Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$; $Fe^{3+}/Fe^{2+}=0.15$].

The geochemical characteristics of Group 3 dolerites show strong chemical affinity with the intermediate unit, notably in terms of intermediate TiO_2 contents (mean of 1.18 wt%), trace element concentrations and La/Yb_{CN} (mean of 3.45). This group comprises samples from sills surrounding pipe structures of Tinfouchy West, Draa el Kelba anticlines and Dfeif dyke. The latter is geochemically identical to the Ksi-Ksou dyke and most dolerites from Fom-Zguid dyke, and differs from the composition of the adjacent Oum Soba sill, precluding any feeder-dyke relation with this sill.

It is worth noting that two sills with different geochemical affinity (Intermediate and Recurrent) crop out in the same area near the dolerite pipes of Draa el Kelba anticline. This association at the same site of dolerites with different geochemical affinities have been also recently highlighted in the CAMP intrusive rocks from the Anti-Atlas (Morocco) (Marzoli et al., 2019).

The present study confirms the primitive nature of Group 4 dolerite (HM01 sample) as reported recently (sample T4 of Bersi et al., 2021). This dolerite can be assigned to the Upper unit, but with more primitive overall compositions (e.g., $Ni = 194$ ppm, $Cr = 714$ ppm, $Mg\# = 0.72$ comparing to the average range of the Upper unit in the Tindouf basin, $Ni = 105$ ppm, $Cr = 235$ ppm, $Mg\# = 0.59$; Bersi et al., 2021) (Fig. 10), suggesting that the related magma displays more primitive features than the common Upper magmas.

Geochemical compositions of Group 1 dolerites (pipe dolerites) (this study and Bersi et al., 2021) have never been seen and reported before in the CAMP of Northwest Africa and, as far as we know, in the entire CAMP province. In the absence of geochronological data, the belonging of this group to the CAMP is discussed hereafter on the basis of geological and geochemical evidences:

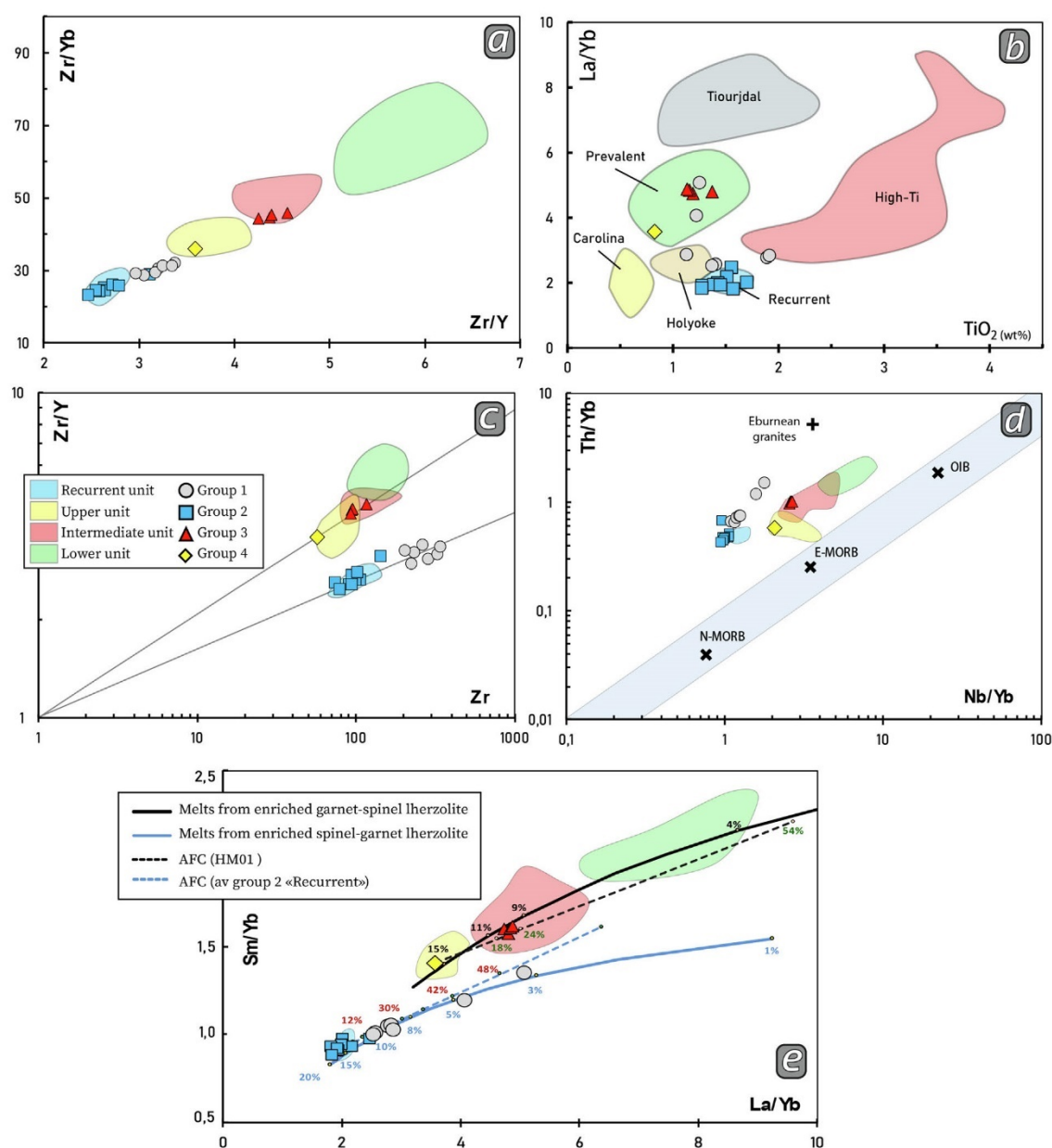


Fig. 11. a) Zr/Yb vs. Zr/Y diagram, illustrating the correlation between Group 2, 3 and 4 dolerites and the Recurrent, Upper and Intermediate CAMP units respectively. Group 1 does not correlate with any of the four CAMP units of the High Atlas of Morocco. This Group plots between the Recurrent and the Upper unit. b) La/Yb vs. TiO₂ (wt. %) for the northern Tindouf dolerites. The contoured fields are from Marzoli et al. (2018). c) Zr/Yb vs. Zr diagram (after Pearce and Norry, 1979). Note that Group 1 (pipes) and 2 (Recurrent unit) dolerites display linear positive trends that pass through the origin, indicating a co-genetic relationship. d) Th/Yb vs. Nb/Yb diagram (after Pearce, 2008). The studied rocks fall into the array of mantle modified by subduction-derived fluids along with other CAMP formations of northwestern Africa. Some pipe dolerites form diagonal lines toward the compositions of Eburnean granite (Ennih and Liégeois 2008) (considered as local crust). e) The variation of the light to heavy REE (La/Yb) and middle to heavy REE (Sm/Yb) ratios for northern Tindouf basin dolerites. Solid and dashed curves represent modelling of non-modal batch melting and AFC respectively. For Groups 3 and 4, mineral modes of garnet-spinel lherzolite (black curve) are: olivine = 0.55, orthopyroxene = 0.25, clinopyroxene = 0.15, spinel = 0.025 and garnet = 0.025. Mineral modes for enter melts are: olivine = 0.15, orthopyroxene = 0.20, clinopyroxene = 0.55, spinel = 0.05 and garnet = 0.05 and the composition of the model mantle is: La = 0.78 ppm, Yb = 0.34 ppm and Sm = 0.33 ppm (from Verati et al., (2005) and Chabou et al., (2010)). For Groups 1 and 2, the source and melting modes of the melting model that best reproduces the variation of the REE ratios are the following: mineral modes of spinel-garnet lherzolite (blue curve) (olivine = 0.50, orthopyroxene = 0.25, clinopyroxene = 0.19, spinel = 0.05 and garnet = 0.01), mineral modes for enter melts (olivine = 0.20, orthopyroxene = 0.20, clinopyroxene = 0.50, spinel = 0.02 and garnet = 0.08) and the composition of the model mantle (La = 0.7 ppm, Yb = 0.40 ppm and Sm = 0.35 ppm). The melting models are based on the equations of Shaw (1970) and the partition coefficients are from McKenzie and O'Nions (1991). Two AFC (fractional crystallization and crustal assimilation) paths are illustrated (dashed curves), the first (black dashed curve) starts from the composition of the least evolved sample (HM1) and connect Group 3 (Intermediate unit) and 4 (Upper unit), whereas the second (blue dashed curve) links Group 1 (pipes unit) and 2 (Recurrent unit) and starts from the average composition of Group 2. The contaminant used in the AFC modelling has the composition of Eburnean granites (data from Ennih and Liégeois, 2008) considered as local basement. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

- (a) The stratigraphic relationship between pipes and the surrounding terrains suggests that the emplacement of pipe dolerites is post-Devonian and pre-Cretaceous. According to the variation diagrams for Mg# vs. major and trace elements and AFM and TiO_2 vs. $\text{Zr}/(\text{P}_2\text{O}_5 \times 10^4)$ diagrams, there is no any doubt about the tholeiitic nature of the pipe dolerites, as is the case for dolerites of other groups. So far, we do not know any other Phanerozoic tholeiitic magmatic activity than the CAMP in the Tindouf basin, nor in the Western Saharan basins. The only known doleritic magmatism in the area which is not directly related to the CAMP event is that of the southern part of the Tafilalt basin (Eastern Anti-Atlas, Morocco). This magmatism, recently dated to the Late Permian (Najih et al., 2019), is of sodic-alkaline affinity (Poulet et al., 2017).
- (b) In all investigated sites, pipe dolerites are always enclosed by CAMP sills. Such association in the field and at the same geographic location of pipe dolerites and CAMP formations is probably not coincidental.
- (c) Chondrite-normalized REE patterns for Groups 1 and 2 dolerites (Fig. 8) are typical of co-genetic suite of samples related by fractional crystallization and indicate that these two groups of rocks were all derived from a similar mantle source via different degree of partial melting. The same conclusion is suggested by primitive mantle-normalized trace element patterns which show nearly identical trends for the Groups 1 and 2 dolerites, with higher trace element concentrations, and strongly Sr and Ti negative anomalies for Group 1 dolerites, which is typical of fractional crystallization of evolved samples. Moreover, the derivation of Groups 1 and 2 dolerites from the same mantle source via different degree of partial melting is well highlighted on incompatible-incompatible element diagrams or incompatible element ratio-incompatible element diagrams such as Hf versus Th (not shown) or Zr vs. Zr/Y (Pearce and Norry, 1979) (Fig. 11c). In these diagrams, Groups 1 and 2 dolerites display linear positive trends that pass through the origin, supporting a co-genetic relationship between these rocks. Likewise, a genetic link between Groups 3 and 4 dolerites is obvious from Fig. 11c.

From the above, we can conclude that the studied pipe dolerites (Group 1) are of CAMP origin, and represent the evolved products of magmas of the Recurrent unit (see also sections 5–3 and 5–4). For now, these newly component of the CAMP products and plumbing system appear to be localized in the Tindouf basin, although as noted earlier, occurrences of doleritic pipes were also reported in the Taoudenni basin (Villemur, 1967).

5.2. Role of fractional crystallization

Compositional variability in major and trace elements of the studied samples and its correlation with the degree of evolution can be explained in part by fractional crystallization. Other factors that may control this compositional variability include different degrees of partial melting and crustal contamination. Qualitative information can be obtained from the inspection of the major and trace element variation diagrams (Figs. 9, 10):

- (i) Chemical variations observed among the samples from the four groups of dolerites indicates that Groups 1 and 2 cannot be related to Groups 3 and 4 by mineral fractionation from the same source. Two differentiation trends are visible in the major and trace element variation diagrams, in particular, in SiO_2 vs. Mg# or Zr vs. Mg# (Figs. 9, 10).

- (ii) In Group 3 and 4 dolerites, the positive Mg#–Ni correlation and the decrease of SiO_2 with increasing Mg# may indicate olivine fractionation. However, this fractionation is probably not important considering the lack of variation of Co in Group 3 dolerites. The steep decrease of Cr and the decrease of $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ with decreasing Mg# indicate significant clinopyroxene fractionation. The incompatible behavior of Sr, and in less extent of Al_2O_3 and the lack of significant Eu and Sr anomalies suggest limited fractionation of plagioclase during differentiation of these groups.
- (iii) In Group 2 dolerites, plagioclase fractionation is indicated by the lack of variation of Sr and by the negative Eu and Sr anomalies. The decrease of $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ with decreasing Mg# and the small variations of Sr and Al_2O_3 require clinopyroxene fractionation in addition to plagioclase. Higher $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ and Sc and lower Sr and Ga contents at comparable Mg# in Group 2 dolerites relative to Groups 3 and 4 indicate a higher ratio of plagioclase to pyroxene in the fractionating phases. This implies a crystallization of Group 2 dolerites at lower pressures than those at which Group 3 and 4 magmas were differentiated. Furthermore, the decrease of Co and Ni together with an increase of SiO_2 with decreasing Mg# may betray an influence of olivine in the evolution of this group.
- (iv) In Group 1 dolerites (pipe dolerites), significant plagioclase fractionation is indicated by the low Al_2O_3 contents, the small variation of Sr and by the negative Eu and Sr anomalies. The slight compatible behavior of the alkalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), Ba and Rb suggest fractionation of alkali feldspars rather than calcic plagioclase. Furthermore, the quasi-constancy of Cr indicates that clinopyroxene did not contribute to the evolution of this group. Depletion of Fe_2O_3 , TiO_2 and V along with strong negative Ti anomaly dolerites indicates extensive Fe–Ti oxide fractionation. Lastly, the compatible behavior of Cu and Zn (not shown) in this group is consistent with sulphide removal.

5.3. Role of crustal contamination

In addition to fractional crystallization, the role of crustal contamination in the evolution of the studied rocks needs to be considered. Interaction between the continental crust and the CAMP magmatic plumbing system is inevitable and modifies the composition of magmas during differentiation in crustal reservoirs or during ascent towards surface. The role of crustal contamination in the geochemical fingerprinting of Continental tholeiites in general, and CAMP products in particular is a still debated question. Recent detailed studies, including Sr–Nd–Pb and Os isotopic data, demonstrate that the amount of crustal contamination in the generation of the CAMP products is low or negligible and their crustal-like signatures were inherited from mantle source modified by subduction processes (Callegaro et al., 2013; Merle et al., 2014; Whalen et al., 2015; Marzoli et al., 2019; Tegner et al., 2019; Elkins et al., 2020; Pearce et al., 2021). In the case of our studied samples, the question of crustal contamination relates more specifically the pipes dolerites where their interaction with the hosting crustal rocks is notable as evidenced by their abundant xenoliths and the strong contact metamorphism induced around these rocks. Furthermore, the strong Sr, Ti and Pb anomalies displayed by pipes dolerites indicate that crustal contamination has played an important role during the magmatic evolution of these rocks.

In the Th/Yb versus Nb/Yb diagram of Pearce (2008), the studied rocks are not surprisingly plotted above MORB–OIB array towards high Th/Yb ratios (Fig. 11d), a domain occupied by low-Ti CAMP tholeiites, which is characteristic of parental magma contaminated by continental crust or derived from a mantle source modified by subduction component (Pearce, 2008; 2014). Pipe dolerites show

the higher Th/Yb ratios and form a diagonal line towards the composition of Eburnean granites (Ennih and Liégeois, 2008) (Fig. 11d) that constitute the basement rocks of the Tindouf basin and thus representing the potential contaminant candidate. This trend is characteristic of magmas modified by assimilation of continental crust (Pearce, 2014; Pearce et al., 2021). It is therefore likely that pipe dolerites suffered much more crustal assimilation than the other studied Groups by mobilizing crustal material from the conduit walls of the pipe structures. Nevertheless, we cannot rule out that this crustal signature reflects the imprint of the contamination of the mantle source by sediments with the composition of the Eburnean granites.

We tentatively modeled crustal assimilation in addition to fractional crystallization (AFC) through trace elements compositions (Fig. 11e), with average of Eburnean granites of the West African craton as assimilant. The mixing of presumed primary magma composition (HM01) with Eburnean granites composition show that crustal assimilation has a possible significant role in the evolution of the studied samples. A common origin for the Upper (Groups 4) and Intermediate magmas (Groups 3) is obvious as already mentioned, but local variations may be linked to the difference in the AFC rates (18 to 24% for Group 3). Based on isotopic compositions, the same degrees of contamination are also reported in Morocco (Marzoli et al., 2019) with Upper basalt (equivalent to our Group 4 dolerite) as starting composition. For pipe (Group 1) and Recurrent (Group 2) units, assuming these units are derived from the same mantle source, we start from an average of Recurrent unit (group 2). The trend of modeled AFC explains perfectly the evolution of the magma from Recurrent composition to pipe magma. The fractional crystallization and assimilation (AFC) rate of pipe samples vary from 12 to 30% and reach 50% for the more evolved samples.

5.4. Mantle source and melting processes

As suggested so far, sub-continental lithospheric mantle (SCLM) or asthenospheric mantle, both previously enriched by ancient subduction processes can be the source of the Low-Ti CAMP magma (Pegram, 1990; Bertrand, 1991; Cebriá et al., 2003; De Min et al., 2003; Chabou et al., 2010; Merle et al., 2011, 2014; Callegaro et al., 2013; Whalen et al., 2015; Marzoli et al., 2018, 2019; Tegner et al., 2019; Elkins et al., 2020; Pearce et al., 2021). Verati et al. (2005) and Chabou et al. (2010) explained the compositional variations in dykes and sills from Mali and Algeria as a result of increasing degree of melting of a common mantle source. Marzoli et al. (2019) and Tegner et al. (2019) demonstrated from lava sequence of Morocco that the intra-unit variations cannot be easily explained by varying degrees of fusion and suggests that may be a result of variations in the proportion of continental crust mixed into the mantle source. Recurrent magmas are very different from Lower, Intermediate, and Upper unit magmas, and this change is explained by mantle melting dynamics (from triangular to columnar) and minor changes in source composition (Tegner et al., 2019). To assess the melting conditions and test the source, we modeled a modal batch partial melting of a slightly enriched garnet-spinel lherzolite source for Intermediate and Upper units and spinel-garnet lherzolite for Recurrent and pipe units (Fig. 11e). About 9 to 11 % partial melting is required for the sills and dyke of the Intermediate units (Group 3), and 15% for the Hassi Mahmoud sill (HM01; Group 4). Recurrent unit magmas (Group 2) require a different source from Lower, Intermediate, and Upper unit magmas, and come from 10 to 15% partial melting of a spinel-garnet source. Pipe samples are the result of a lower partial melting rate (3 to 10%) from the same source.

Tholeiites from Moroccan CAMP (Marzoli et al., 2019; Tegner et al., 2019) are reported in Fig. 11e, as well as the lava flows from

the Ksour Mountains (Meddah et al., 2017), the Taoudenni dykes (Verati et al., 2005) and Algerian sills and dykes (Chabou et al., 2010). They are also aligned on the same calculated melting curve, suggesting that these rocks probably originate from the same mantle source located below the West African craton via varying degrees of melting.

5.5. Possible relationship between doleritic pipes and hosting anticlines in the northern flank of Tindouf basin

It has been noted for decades that the doleritic pipes in the northern flank of the Tindouf basin are located in the cores of three major anticlines (Zemoul, Oum el Ksi and Dra el Kelba anticlines) (Fig. 2.a). The newly discovered pipes in the area using remote sensing (Hachemaoui et al., 2018; Bersi et al., 2021) and from field investigations (this study) show that these pipes occupy systematically the core of other anticlines (Assejmi, sample TIF 13; Fort Lotfy East, Fort Lotfy West, Smeira). This preference for occurrences of pipe dolerites in the cores of folded structures in the area was not understood and some authors claim that these occurrences are likely due to chance (Jacquemont, 1957). However, it is unlikely that this relationship is coincidental since there is no reason that magma rises into the surface from vertical conduit exactly beneath the cores of anticlines. In the case of Dra el Kelba structure that hosts in its core the most important doleritic pipe structures in the area, it has superimposed over the Igma anticline, resulting in a double anticline structure namely Igma-Dra el Kelba. The existence of this double anticline and the series of small dome-like anticlines (Oum el Assel, Smeira, Tinfouchy West, Tinfouchy South-East, Tinfouchy East) with their doleritic pipes cores are difficult to explain in the general tectonic context of the northern flank of the Tindouf basin. We suggest that these anticlines that host doleritic pipes in its cores can be explained as forced folds above igneous intrusions. These intrusion-related forced folds have been widely described in recent literature (Hansen and Cartwright, 2006; Jackson et al., 2014; Omosanya et al., 2017; Schmiedel et al., 2017; Geng et al., 2020; Kumar et al., 2021). Although forced folding cited in the literature is generally formed in response to the emplacement of magmatic sills, the differentiated nature of the magma pipes with its high viscosity can generate important deformations in the overlying strata above the pipes. These pipe-folds structures provide a satisfactory explanation to the systematic occurrences of the dolerite pipes in the cores of the anticlines. Furthermore, intrusion underlying the dolerite pipes in the Zemoul, Oum el Ksi and Dra el Kelba structures (Figs. 3, 4, 5) are elongate in shape resulting in the formation of elongated anticlines, whereas circular pipe structures such as Assejmi pipe and several circular structures investigated to the west are associated with dome-like anticlines (circular dome). It is possible that other major anticlines of the northern flank of the Tindouf basin which do not host pipes in their cores (Zemoul, Igma, Hassi Mahmoud ...) are sills-folds structures as they show huge sills in their edges and display saucer-shaped geometry that mimic the shape of the sills. Detailed investigations of the possible intrusion-induced (sills and pipes) forced fold in the area are of primary challenge for future studies as they are of major importance for assessing the hydrocarbon prospectivity of the Tindouf basin.

Comparing to the hydrothermal vent complexes (HVCs) abundantly described in recent literature (Svensen et al., 2006, 2015; Jerram et al., 2016), the pipes studied here are some quite different. HVCs are likely being generated by sills causing explosive gas release from surrounding volatile rich host rocks. They are dominated by sedimentary rocks and breccia with a negligible content of igneous material (Svensen et al., 2006) which is not the case with the pipes of the Tindouf basin which are dominated by

dolerites. Geochemical data suggest that these pipes probably originate from magma chambers of evolved Recurrent magmas.

5.6. The significance of carbonatitic xenoliths and sulphides associated with pipe dolerites in the Tindouf basin

Petrographic examination of pipe dolerites reveals the presence of carbonatite xenoliths in these rocks. These carbonatitic xenoliths in pipe rocks have never been described for the CAMP yet. For the first time, we report the presence of carbonatitic inclusions in association with sulfur-rich melts in differentiated CAMP magmatic rocks (pipe dolerites). In the absence of detailed petrographical and petrological data, the genetic relationship between these xenoliths and the host CAMP magma is not clear. Carbonatitic melts related to Large Igneous Province (LIP) were already reported for Deccan, Paríña-Etendeka, Siberian and Ethiopian volcanism (Ernst and Bell, 2010; Ernst et al., 2019; Kogarko and Veselovskiy, 2019; Chandra et al., 2019) but they are usually associated with ultra-saline-ultra mafic rocks that pre-date or post-date the main tholeiitic event.

Different hypothesis have been proposed to explain the formation of carbonatites that includes: (i) immiscible separation of a carbonatitic liquid from a parental carbon-rich magma (Wyllie and Lee, 1998), (ii) very advanced fractional crystallization of a carbon-rich, alkaline silica-undersaturated melt (Veksler and Lentz, 2006), (iii) extreme alkali metasomatism of silicate rocks during fractional crystallization of ultra-mafic rocks, (iv) contamination of silicate melts by crustal carbon-rich sediments (Demény et al., 2008) and (v) low degree partial melting of a carbon-rich (metasomatised) mantle peridotite at a depth exceeding 70 km (Bell, 1989).

Considering our field and geochemical data including the strong contact metamorphism developed around pipe dolerites, geochemical evidence of crustal contamination of Group 1 dolerites and their high sulfide contents, the tholeiitic mafic composition of the CAMP magma, the best explanation for the presence of carbonatitic xenoliths in the pipe dolerites is related to the digestion of continental sedimentary carbonates by CAMP magma of the Group 1.

As demonstrated so far, sulphur content of magma increased during magma interaction with its wall rocks following the incorporation of crustal sulphide. When the S saturation concentration is exceeded, exsolution of an immiscible sulfur-rich melt occurs (Naldrett, 2011). Furthermore, magma conduits, discordant to sediments, like pipe structures of the Tindouf basin, have maximum contamination potential (Hughes et al., 2015). We can thus explain the occurrence of carbonatitic xenoliths and sulphides in the pipe dolerites as the possible consequence of crustal assimilation of wall rocks by magma of the pipe conduits.

The crystallization of primary magmatic calcite as the result of the interaction between magmas and carbonate bearing wall rocks has been repeatedly reported in the literature (e.g. Peccerillo, 1998; Gozzi et al., 2014; Lustrino et al., 2019).

5.7. Geodynamic implications

On the basis of the data and discussion presented in the previous sections, we propose a possible schematic of the evolution of the CAMP plumbing system in the Tindouf basin (Fig. 12).

- (i) The presence of a large thermal anomaly is necessary to account for the generation of the extensive CAMP magmatism. This heating may have been the result of mantle global warming underneath the insulating Pangea supercontinent (Coltice et al., 2007, 2009), but it is not excluded, as suggested by Marzoli et al. (2019) and Tegner et al. (2019), that

mantle plume incubation beneath West African craton was furnished supplemental heat to CAMP magmatism in north-western Africa. In addition, small-scale convection related to craton (edge-driven convection) (King and Anderson, 1998) could explain the emplacement of intrusive CAMP magmatism in the Tindouf basin, considering its location between the thick cratonic Reguibat shield and the adjacent Variscan belts. Such mechanism is often mentioned to account for the generation of intrusive CAMP bodies in the Gondwana large peri-cratonic basins that have the same geological context as the Tindouf basin (i.e. the location of these basins between thick cratonic area and adjacent young mobile belts) such as Western Saharan (Taoudenni and Reggane basins) (Chabou et al., 2010) and Brazilian basins (Iacumin et al., 2003; Merle et al., 2011).

- (ii) Intermediate and Upper magmas were emplaced the first as intrusive bodies within the Tindouf basin during a single episode of magma generation from a subcontinental lithospheric mantle (SCLM) source with enriched components from recycled crustal material, at depths corresponding to the garnet-spinel stability field. Increasing degree of melting from the Intermediate (9–11 % partial melting) to Upper units (15 % partial melting) may reflect an increase in mantle temperatures beneath the Tindouf basin.
- (iii) Voluminous Recurrent magmas were then emplaced in the Tindouf basin, resulting from melting (10–15 % partial melting) of a shallower mantle source in the spinel stability field with an asthenospheric imprint. The asthenospheric rising beneath the Tindouf basin during this second episode of magma generation reflects a lithospheric thinning due to the location of the Tindouf basin near the rifted margin of the Atlantic Ocean. However, a convective activity associated with a mantle plume can also account for lithospheric thinning beneath the Tindouf basin as recent study indicates that Recurrent magmas display plume-like isotopic compositions (Marzoli et al., 2019).
- (iv) Advanced fractional crystallization and crustal assimilation of Recurrent unit magmas (with 2–10 % partial melting of a spinel-garnet source and AFC rate varying from 12 to 30%) in shallow magma chambers has led to the eruption of evolved magmas in pipe-like structures through the northern flank of the Tindouf basin.
- (v) During advanced fractional crystallization and crustal assimilation of Recurrent magmas, carbonatitic components and sulphide-rich autoliths are separated by immiscibility. The abundance of sulfide in the evolved pipe dolerites confirms the recent suggestion (Tegner et al., 2019) of an important increase of the S content of the source for the Recurrent unit.
- (vi) The vertical intrusion of pipe magma supposed to reach shallow level in the Tindouf basin caused extensive contact metamorphism affecting Paleozoic sediments, and the development of fold structures, locating the pipes in the core of the anticlines.

From a regional perspective, Marzoli et al. (2019) showed that CAMP magmatic plumbing system of the Anti-Atlas, the Argana Valley and Jbilet Mountains (Morocco), located to the north of the Tindouf basin, were formed mainly by magmas of the Intermediate and Upper units. To the southeast of the Tindouf basin, Chabou et al. (2010) identified CAMP dykes with Intermediate composition occurred in the Fersiga area, near the Algerian-Malian border, and CAMP intrusive rocks (sills and dykes) with an intermediate composition between Intermediate and Upper units located in the Reggane and Hank basins (Southwestern Algeria). Bersi et al. (2021) recognized two geochemical units (Upper and Recurrent units) within the CAMP intrusive rocks (sills and dykes)

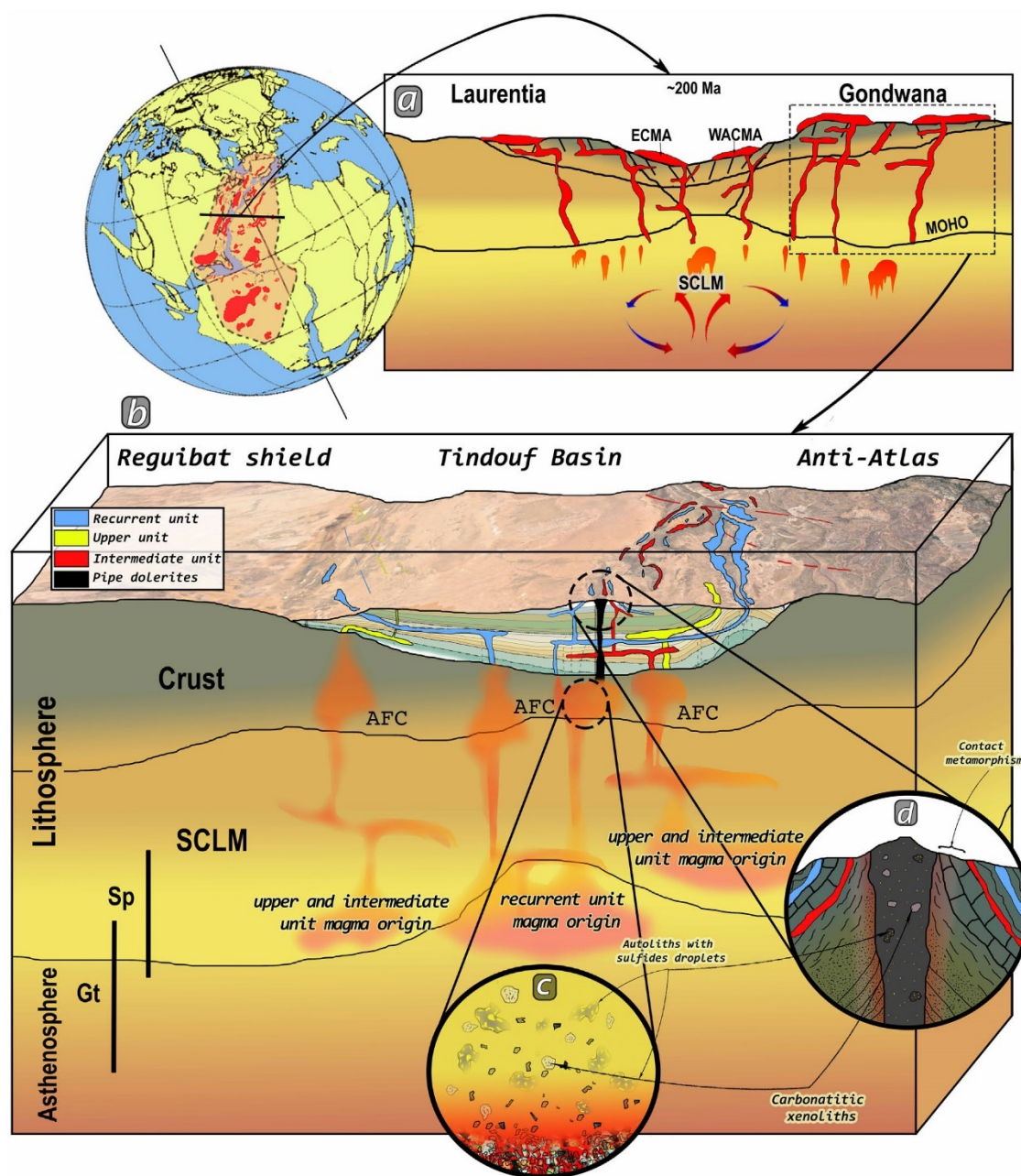


Fig. 12. Sketch illustrating a model for the evolution of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) plumbing system within the rifted central Pangean continent and the Tindouf basin. a) Lithospheric-scale cross section during the CAMP event (~201 Ma) after the Pangea rifting in the Central Atlantic Area. SCLM = Subcontinental Lithospheric Mantle, ECMA = East Coast Magnetic Anomaly, WACMA = West African Coast Magnetic Anomaly (after Labails et al., 2010). Red color = intrusion of CAMP magmas. b) Lithospheric-scale cross section in the Tindouf basin during the CAMP event. Production of Upper and Intermediate magmas occurs dominantly at depths corresponding to the garnet-spinel stability field, with enriched components from recycled crustal material and affected by crustal assimilation (AFC). Recurrent magmas result from melting with an asthenospheric imprint in even shallower depth (spinel stability field). Pipe magmas result from advanced fractional crystallization of Recurrent unit in shallow magma chambers. c) During advanced fractional crystallization of Recurrent magmas, carbonatitic components and sulphide-rich autoliths are separated by immiscibility. d) Vertical intrusion of pipe magma supposed to reach the surface with contact metamorphism affecting Paleozoic sediments, with the development of fold structures, locating the pipes in the core of the anticlines. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

of the Tindouf basin and possible new CAMP magma type (plug-like intrusions) with an unusual geochemical composition (for CAMP rocks) between Recurrent and Upper units. The present study further indicates the presence of the Intermediate unit in the Tindouf basin and confirms the occurrence of new geochemical group (pipe

dolerites) that represents the evolved products of magmas of the Recurrent unit. The Tindouf basin therefore provides one of the most complete records of the evolution of the CAMP plumbing system in northwest Africa. This indicates that this basin experienced more mature extension than other basins of Southwestern Algeria.

5.8. Is there any link between the carbonatitic- and sulfur- rich pipe dolerites and other sills of the Tindouf basin and the End-Triassic Extinction?

The causality of CAMP magmatism on the End-Triassic Extinction (ETE) event is advocated by many authors (Schoene et al., 2010; Davies et al., 2017; Lindström et al., 2017; Panfili et al., 2019; Landwehrs et al., 2020). The effects of massive outgassing during volcanic activities are dramatic for marine and terrestrial ecosystems. The mechanism of released gases to the atmosphere during the emplacement of LIPs is generally associated with pipes or vents (Svensen et al., 2006, 2009). Carbon cycle models for CAMP activity (Paris et al., 2012; Bachan and Payne, 2016; Heimdal et al., 2018; Capriolo et al., 2020) suggest that the amount of CO₂ that CAMP magmatic injected into the atmosphere has likely contributed to global warming. These authors estimate that the CO₂ concentration in CAMP magmas should be 0.5 to 1.0 wt %, leading to global CO₂ degassing at rates of about 10⁵ Gigatons (Capriolo et al., 2020). According to our LOI measurements on whole rock from doleritic pipes, the CO₂ values ranging from 0.5 wt% to 3.2 wt% (Supplementary Material 1– Table 2) are in agreement with these previous estimates. Moreover, the very marked contact metamorphism observed in the sedimentary host rocks would also generate sediment-derived volatiles as that demonstrated in Brazil (Heimdal et al., 2018): CO₂ could be derived from the thermal metamorphism of intruded limestone and organic matter-rich sediments. Indeed, numerous sills of the Tindouf basin were intruded into Late Viséan-Serpukhovian carbonate sediments in the Smeïra area (Bersi et al., 2021), and as already mentioned, the most extensive outcrops of CAMP sills in the northern flank of the Tindouf basin occur within the thick series of Upper Devonian (Famennian) organic-rich shales.

The role of sulfur in driving environmental changes during mass extinctions was discussed, notably for the CAMP vs. ETE (Callegaro et al., 2014; Guex et al., 2016; Landwehrs et al., 2020). Callegaro et al. (2014) found that the CAMP and Deccan traps, both associated with major extinction events, contained high concentrations of magmatic sulfur, with an average of 1000 ppm sulfur in the composition of whole rocks. Samples of pipes from the Tindouf basin reach 5200 to 12700 ppm sulfur in volatile contents. Although the presence of matrix sulphides may increase these S contents in doleritic pipes, they remain higher than previous estimate for CAMP volcanism.

These results indicate that the very S-rich doleritic pipes of the Tindouf basin that host carbonatite xenoliths could be preferential volcanic drains for significant injection of S and CO₂ into the atmosphere during the CAMP event. Rapid release of CO₂ from Deccan and Siberian carbonatites rocks was suggested that could have played a role in K-T and P-T mass extinction respectively (Gales et al., 2020). We consider doleritic pipes from the Tindouf basin as possible S and CO₂ injection systems into the atmosphere during CAMP event with possible contribution to the climatic change at the Tr-Jr boundary.

6. Conclusions

- The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in the northern flank of Tindouf basin (Algeria) is represented by huge sills and numerous dykes, along with small doleritic pipes cutting Paleozoic sediments, and thus supposed of CAMP origin. Pipes are located in the cores of numerous anticline structures of the area.
- In both sills and dyke, dolerites display medium to coarse-grained intergranular and ophitic textures, with a mineralogy typical of continental tholeiites, notably CAMP rocks, consisting of clinopyroxene, calcic plagioclase and minor Fe-Ti oxides, biotite and apatite.
- Pipe dolerites display fine to medium-grained granophyric texture with fairly homogeneous mineralogy consisting of plagioclase, clinopyroxene, K-feldspar, quartz, biotite, amphibole, calcite, and disseminated sulfides. They also contain abundant carbonatitic xenoliths and dolerite autoliths.
- All the studied rocks are low-Ti tholeiites, with basaltic composition for sills and dykes, and basaltic-andesite to andesite compositions for pipe dolerites. They have undergone significant fractional crystallization of mafic minerals, with the exception of one sample taken from Hassi Mahmoud sill which displays primary magma characteristics. Detailed study of this sill represents an interesting target for future investigation given its unique primitive geochemical composition that have never been observed before among CAMP tholeiites of Northwest Africa.
- The studied dolerites can be subdivided into four groups based on their major and trace element compositions. Three groups correlate well with three (Intermediate, Upper and Recurrent units) of the four units defined in the High Atlas of Morocco, whereas the fourth group, represented by pipe dolerites, show geochemical features that have never been seen and reported before in the CAMP of Northwest Africa. However, we have demonstrated on the basis of geological and geochemical evidences that pipe dolerites belonging to the CAMP and represent the evolved products of magmas of the Recurrent unit. Furthermore, the present study indicates that the volume of Recurrent magmas emplaced in the Tindouf basin is much more important to that known in the High Atlas of Morocco.
- Compositional variability in major and trace elements and modelling of AFC process indicate that extensive fractional crystallization and possible crustal contamination have played a significant role in the evolution of the studied rocks. Notably, the trend of AFC modeling produces a good fit to trace element data from Recurrent to pipe dolerite magmas with significant continental contamination by the West African craton crust.
- Trace element modeling of partial melting suggests that the Intermediate and Upper magmas of sills and dykes were produced respectively by 9–11 % and 15 % partial melting of a slightly enriched garnet-spinel lherzolite source, whereas magmas of the recurrent and pipe dolerites require a different and shallower enriched spinel-garnet lherzolite source in the rate of 10–15 % and 2–10 % partial melting respectively.
- We suggest that the small anticlines of the northern flank of the Tindouf basin that host doleritic pipes in its cores can be explained as forced folds above igneous intrusions. These pipe-folds structures provide a satisfactory explanation to the systematic occurrences of the dolerite pipes in the cores of the anticlines.
- Finally, the very high CO₂ and sulfur contents of the pipe dolerites as evidenced by volatile analysis, combined with the emplacement of large sills within Upper Devonian organic-rich shales in the northern flank of the Tindouf basin indicate that CO₂ and sulfuric gases are largely released into the atmosphere and have contributed to the climate change at the Triassic-Jurassic boundary. Given the richness of pipe dolerites in zircon, a major challenge for the future is to compare the

emplacement timing of the pipe bodies in the Tindouf basin with the age of the ETE using high precision U-Pb ages of zirconium minerals (zircon and baddeleyite). Such high precision dating was recently used with success to demonstrate the causal link between LIPs intrusive activity and mass extinctions, for example, between CAMP and ETE (Davies et al., 2017) and Siberian Trap LIP with the end-Permian mass extinction (Burgess and Bowring, 2015; Burgess et al., 2017).

CRediT authorship contribution statement

Oubaida Hachemaoui: Investigation, Methodology, Writing – original draft, Visualization. **Mouley Charaf Chabou:** Conceptualization, Supervision, Writing – original draft, Writing – review & editing, Funding acquisition. **Chrystele Verati:** Supervision, Writing – original draft, Writing – review & editing, Funding acquisition. **Mohand Bersi:** Investigation.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

We would like to warmly thank the military and civil authorities at Tindouf for help during the field work. Grateful thanks are also due to the Direction Générale de la Recherche Scientifique et du Développement Technologique (DGRSDT) for funding this work. This publication has been supported by the internal BQR Program (UMR Géoazur). Oubaida Hachemaoui and Mouley Charaf Chabou are supported by the Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique, PRFU project n°E04N01UN190120180001. Oubaida Hachemaoui was supported for his stay at Géoazur, University Côte d'Azur, by a fellowship from the Franco-Algerian program of high-level formation in France (PROFAS). Richard E. Ernst and Renaud Merle are sincerely thanked for their constructive reviews of this manuscript, as well as Franco Pirajno for the editorial handling.

Appendix A. Supplementary material

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.04.009>.

References

- Aliev, M., Ait Laoussine, N., Avrov, V., Aleksine, G., Barouline, G., Lakovlev, B., Korj, M., Kouvykine, J., Makarov, V., Mazanov, V., Medvedev, E., Mkrtchian, O., Moustafinov, R., Oriev, L., Oroudjeva, D., Oulmi, M., Said, A., 1971. Geological Structures and Estimation of Oil and Gas in the Sahara in Algeria. Spain Altamira-Rotopress, S.A., p. 265.
- Bachan, A., Payne, J.L., 2016. Modelling the impact of pulsed CAMP volcanism on pCO₂ and δ¹³C across the Triassic–Jurassic transition. *Geol. Mag.* 153, 252–270. <https://doi.org/10.1017/S0016756815000126>.
- Bell, K., 1989. Carbonatites: Genesis and Evolution. Unwin Hyman, London, p. 618.
- Wyllie, P.J., Lee, W.-J., 1998. Model system controls on conditions for formation of magnesio-carbonatite and calcio-carbonatite magmas from the mantle. *J. Petrol.* 39, 1885–1893. <https://doi.org/10.1093/ptro/39.11-12.1885>.
- Bell, B., Butcher, H., 2002. On the emplacement of sill complexes: evidence from the Faroe–Shetland Basin. In: Jolly, D.W., Bell, B., (Eds.), The North Atlantic Igneous Province: Stratigraphy, Tectonic, Volcanic and Magmatic Processes. *Geol. Soc., Lond., Spec. Publ.* 197, 307–329. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.197.01.12>.
- Bersi, M., Chabou, M.C., Saïbi, H., Hachemaoui, O., Kherchouche, R., 2021. Mapping CAMP formations of the northern flank of Tindouf Basin by integrating remotely sensed data, geochemistry and field observations. *Lithos* 380–381. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105870>.
- Bertrand, H., 1991. The Mesozoic tholeiitic province of Northwest Africa: A volcano-tectonic record of the early opening of Central Atlantic. In: Kampunzu, A.B., Lubala, R.T., (Eds.), Magmatism in Extensional Structural Settings. The Phanerozoic African Plate, Springer-Verlag, pp. 147–191. https://doi.org/10.1007/978-3-642-73966-8_7.
- Blackburn, T.J., Olsen, P.E., Bowring, S.A., McLean, N.M., Kent, D.V., Puffer, J., McHone, G., Rasbury, E.T., Et-Touhami, M., 2013. Zircon U–Pb geochronology links the end-triassic extinction with the central Atlantic magmatic province. *Science* 340, 941–945. <https://doi.org/10.1126/science.1234204>.
- Bouiflane, M., Manar, A., Medina, F., Youbi, N., Rimi, A., 2017. Mapping and characterization from aeromagnetic data of the Foum Zguid dolerite Dyke (Anti-Atlas, Morocco) a member of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP). *Tectonophysics* 708, 15–27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.023>.
- Burgess, S.D., Bowring, S.A., 2015. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction. *Sci. Adv.* 1. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1500470>.
- Burgess, S.D., Muirhead, J.D., Bowring, S.A., 2017. Initial pulse of Siberian Traps sills as the trigger of the end-Permian mass extinction. *Nat. Commun.* 8, 164. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00083-9>.
- Callegaro, S., Baker, D.R., Min, A.D., Marzoli, A., Geraki, K., Bertrand, H., Viti, C., Nestola, F., 2014. Microanalyses link sulfur from large igneous provinces and Mesozoic mass extinctions. *Geology* 42, 895–898. <https://doi.org/10.1130/G35983.1>.
- Callegaro, S., Marzoli, A., Bertrand, H., Blichert-Toft, J., Reisberg, L., Cavazzini, G., Jourdan, F., Davies, J.H.F.L., Parisio, L., Bouchet, R., Paul, A., Schaltegger, U., Chiaradia, M., 2017. Geochemical constraints provided by the Freetown Layered Complex (Sierra Leone) on the origin of high-Ti tholeiitic CAMP magmas. *J. Petrol.* 58, 1811–1840. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egx073>.
- Callegaro, S., Marzoli, A., Bertrand, H., Chiaradia, M., Reisberg, L., Meyzen, C., Bellieni, G., Weems, R.E., Merle, R., 2013. Upper and lower crust recycling in the source of CAMP basaltic dykes from southeastern North America. *Earth Planet. Sci. Lett.* 376, 186–199. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.023>.
- Capriolo, M., Marzoli, A., Aradi, L.E., Callegaro, S., Corso, J.D., Newton, R.J., Mills, B.J.W., Wignall, P.B., Bartoli, O., Baker, D.R., Youbi, N., Remusat, L., Spiess, R., Szabó, C., 2020. Deep CO₂ in the end-Triassic Central Atlantic Magmatic Province. *Nat. Commun.* 11, 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15325-6>.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: A study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostand. Newsl.* 25, 187–198. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2001.tb00595.x>.
- Caroff, M., Maury, R.C., Cotten, J., Clement, J.-P., 2000. Segregation structures in vapor-differentiated basaltic flows. *Bull. Volcanol.* 62, 171–187. <https://doi.org/10.1007/s004450000077>.
- Cebriá, J.M., López-Ruiz, J., Doblas, M., Martins, L.T., Munha, J., 2003. Geochemistry of the early Jurassic Messejana–Plasencia dyke (Portugal–Spain): Implications on the origin of the Central Atlantic magmatic province. *J. Petrol.* 44, 547–568. <https://doi.org/10.1093/ptrology/44.3.547>.
- Chabou, M., 2008. Datation ³⁹Ar/⁴⁰Ar et Géochimie de la Province Magmatique de l'Atlantique Central dans le Sud-Ouest algérien. PhD thesis, Ecole Nationale Polytechnique, Alger, 266 p.
- Chabou, M.C., Bertrand, H., Sebai, A., 2010. Geochemistry of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in south-western Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 58, 211–219. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.02.009>.
- Chabou, M.C., Sebai, A., Féraud, G., Bertrand, H., 2007. Datation ⁴⁰Ar/³⁹Ar de la province magmatique de l'Atlantique central dans le Sud-Ouest algérien. *C.R. Geosci.* 339, 970–978. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.09.011>.
- Chandra, P., Paul, D., Stracke, A., Chabaux, F., Granet, M., 2019. The Origin of Carbonatites from Amba Dongar within the Deccan Large Igneous Province. *J. Petrol.* 60, 1119–1134. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egz026>.
- Choubert, G., 1951. Les dolérites hercyniennes du Sud marocain. *C.R. Acad. Sci. Paris* 233, 701–703.
- Coltice, N., Phillips, B.R., Bertrand, H., Ricard, Y., Rey, P., 2007. Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents. *Geology* 35, 391–394. <https://doi.org/10.1130/G23240A.1>.
- Coltice, N., Bertrand, H., Rey, P., Jourdan, F., Phillips, B.R., Ricard, Y., 2009. Global warming of the mantle beneath continents back to the Archæan. *Gondwana Res.* 15, 254–266. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2008.10.001>.
- Conrad, J., 1972. Distension Jurassique et tectonique éocène sur le nord-ouest de la plate-forme africaine (Bassin de Reggane, Sahara central). *C.R. Acad. Sci. Paris* 274, 2423–2426.
- Cózar, P., García-Frank, A., Somerville, I.D., Vachard, D., Rodríguez, S., Medina-Varea, P., Said, I., 2014. Lithofacies and biostratigraphical correlation of marine Carboniferous rocks in the Tindouf Basin, NW Africa. *Facies* 60, 941–962. <https://doi.org/10.1007/s10347-014-0409-1>.
- Davies, J.H.F.L., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., Ernesto, M., Schaltegger, U., 2017. End-Triassic mass extinction started by intrusive CAMP activity. *Nat. Commun.* 8, 1–8. <https://doi.org/10.1038/ncomms15596>.
- De Min, A., Piccirillo, E.M., Marzoli, A., Bellieni, G., Renne, P.R., Ernesto, M., Marques, L.S., 2003. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: Petrology, geochemistry, ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages, paleomagnetism and geodynamic implications. In: Hames, W.E., McHome, J.G., Renne, P.R., Ruppel, C. (Eds.), The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea, 136. American Geophysical Union Geophysical Monograph, pp. 209–226. <https://doi.org/10.1029/136GM06>.
- Deckart, K., Bertrand, H., Liégeois, J.-P., 2005. Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. *Lithos* 82, 289–314. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.023>.

- Demény, A., Casillas, R., Ahijado, A., de la Nuez, J., Milton, J.A., Nagy, G., 2008. Carbonate xenoliths in La Palma: Carbonatite or alteration product? *Geochemistry* 68, 369–381. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2008.05.002>.
- Elkins, L.J., Meyzen, C.M., Callegaro, S., Marzoli, A., Bizimis, M., 2020. Assessing origins of End-Triassic tholeiites from Eastern North America using Hafnium isotopes. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 21. <https://doi.org/10.1029/2020GC008999>.
- Ennih, N., Liégeois, J.P., 2008. The boundaries of the West African craton, with special reference to the basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt. In: Ennih, N., Liégeois, J.P., (Eds.), *The boundaries of the West African craton*, Geol. Soc., Lond., Spec. Publ. 297, 1–17. <https://doi.org/10.1144/SP297.1>.
- Ernst, R.E., 2014. *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press, p. 653 p.
- Ernst, R.E., Bell, K., 2010. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites. *Miner. Petrol.* 98, 55–76. <https://doi.org/10.1007/s00710-009-0074-1>.
- Ernst, R.E., Bond, D.P.G., Zhang, S.-H., Buchan, K.L., Grasby, S.E., Youbi, N., Bilali, H.E., Bekker, A., Doucet, L.S., 2021. Large Igneous Province record through time and implications for secular environmental changes and geological time-scale boundaries. In: Ernst, R.E., Dickson, A.J., Bekker, A. (Eds.), *Large Igneous Provinces: A driver of global environmental and biotic changes*. American Geophysical Union (AGU), pp. 1–26. <https://doi.org/10.1002/9781119507444.ch1>.
- Ernst, R., Jowitt, S., 2013. Large Igneous Provinces (LIPs) and Metallogeny. In: Colpron, M., Bissig, T., Rusk, B.G., Thompson, J.F.H., (Eds.), *Tectonics, Metallogeny, and Discovery: The North American Cordillera and Similar Accretionary Settings*. Society of Economic Geologists, 17, pp. 17–51.
- Ernst, R.E., Liikane, D.A., Jowitt, S.M., Buchan, K.L., Blanchard, J.A., 2019. A new plumbing system framework for mantle plume-related continental Large Igneous Provinces and their mafic-ultramafic intrusions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 384, 75–84. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.07.007>.
- Fabre, J., 2005. *Géologie du Sahara Occidental et Central*. Tervuren African Geosciences Collection, Musée Royal de l'Afrique Central, Tervuren, Belgique, p. 572.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.* 27, 211–218. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90031-X).
- Frizon de Lamotte, D., Tavakoli-Shirazi, S., Leturmy, P., Averbuch, O., Mouchot, N., Raulin, C., Leparentier, F., Blanpied, C., Ringenbach, J.C., 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, 107–122. <https://doi.org/10.1002/tect.20007>.
- Gales, E., Black, B., Elkins-Tanton, L.T., 2020. Carbonatites as a record of the carbon isotope composition of large igneous province outgassing. *Earth Planet. Sci. Lett.* 535. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116076>.
- Geng, M., Song, H., Guan, Y., Chen, J., Zhang, R., Zhang, B., Zhang, X., 2020. Sill-related seafloor domes in the Zhongjiannan Basin, western South China Sea. *Mar. Pet. Geol.* 122. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104669>.
- Gevin, P., 1960. *Études et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires: Bordures sédimentaires*. Editions du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, 328 p.
- Gozzi, F., Gaeta, M., Freda, C., Mollo, S., Di Rocco, T., Marra, F., Dallai, L., Pack, A., 2014. Primary magmatic calcite reveals origin from crustal carbonate. *Lithos* 190–191, 191–203. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.12.008>.
- Guex, J., Pilet, S., Müntener, O., Bartolini, A., Spangenberg, J., Schoene, B., Sell, B., Schaltegger, U., 2016. Thermal erosion of cratonic lithosphere as a potential trigger for mass-extinction. *Sci. Rep.* 6, 23168. <https://doi.org/10.1038/srep23168>.
- Hachemaoui, O., Chabou, M.C., Bersi, M., Verati, C., 2018. Cartographie et distribution des cheminées doléritiques dans le bassin de Tindouf par imagerie satellitaire, Landsat 8 et Sentinel 2A. In: 2ème Colloque International sur la Géologie de la Chaîne des Maghrébides et des régions voisines (CIGCM 2018), Sétif, Algérie. Abstract Volume, pp. 111–112. <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.16058.75202>.
- Hailwood, E.A., Mitchell, J.G., 1971. Palaeomagnetic and radiometric dating results from Jurassic intrusions in South Morocco. *Geophys. J. Int.* 24, 351–364. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb02183.x>.
- Hansen, D.M., Cartwright, J., 2006. The three-dimensional geometry and growth of forced folds above saucer-shaped igneous sills. *J. Struct. Geol.* 28, 1520–1535. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.04.004>.
- Heimdal, T.H., Callegaro, S., Svensen, H.H., Jones, M.T., Pereira, E., Planke, S., 2019. Evidence for magma-evaporite interactions during the emplacement of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.* 506, 476–492. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.11.018>.
- Heimdal, T.H., Svensen, H.H., Ramezani, J., Iyer, K., Pereira, E., Rodrigues, R., Jones, M.T., Callegaro, S., 2018. Large-scale sill emplacement in Brazil as a trigger for the end-Triassic crisis. *Sci. Rep.* 8, 141. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-18629-8>.
- Helg, U., Burkhard, M., Caritg, S., Robert-Charrie, C., 2004. Folding and inversion tectonics in the Anti-Atlas of Morocco. *Tectonics* 23, TC4006. <https://doi.org/10.1029/2003TC001576>.
- Hesselbo, S.P., Robinson, S.A., Surlyk, F., Piasecki, S., 2002. Terrestrial and marine extinctions at the Triassic-Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle perturbation: A link to initiation of massive volcanism? *Geology* 30, 251–254. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0251:TAMEAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0251:TAMEAT>2.0.CO;2).
- Hollard, H., 1973. La mise en place au lias des dolérites dans le paléozoïque moyen du nord-est des plaines du Dra et du bassin de Tindouf (Sud de l'Anti-Atlas central, Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris* 277, 553–556.
- Hollard, H., 1970. Silurien-Dévonien-Carbonifère. In: Choubert, G., Faure-Muret, A., (Eds.), *Colloque International sur les corrélations du Précambrien*. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 229, p. 171–188.
- Hollard, H., Jacquemont, P., 1956. Le Gothlandien, le Dévonien et le Carbonifère des régions du Dra et du Zémoul. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 135, 7–33.
- Hughes, H.S.R., Boyce, A.J., McDonald, I., Davidheiser-Kroll, B., Holwell, D.A., McDonald, A., Oldroyd, A., 2015. Contrasting mechanisms for crustal sulphur contamination of mafic magma: evidence from dyke and sill complexes from the British Palaeogene Igneous Province. *J. Geol. Soc.* 172, 428–442. <https://doi.org/10.1144/jgs2014-128>.
- Iacumin, M., De Min, A., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., 2003. Source mantle heterogeneity and its role in the genesis of Late Archaean-Proterozoic (2.7–1.0 Ga) and Mesozoic (200 and 130 Ma) tholeiitic magmatism in the South American Platform. *Earth-Sci. Rev.* 62, 365–397. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00163-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00163-0).
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Jackson, C.A.-L., Jackson, M.P.A., Hudec, M.R., Rodriguez, C., 2014. Internal structure, kinematics, and growth of a salt wall: Insights from 3-D seismic data. *Geology* 42, 307–310. <https://doi.org/10.1130/G34865.1>.
- Jacquemont, P., 1971. Dolérites du paléozoïque saharien. Internal Report, Sonatrach Exploration, 22 p.
- Jacquemont, P., 1957. Mise au point sur l'état des travaux de pré-reconnaissance dans le bassin de Tindouf. Internal Report, B.R.P. Alger, 161 p.
- Jerram, D.A., Svensen, H.H., Planke, S., Polozov, A.G., Torsvik, T.H., 2016. The onset of flood volcanism in the north-western part of the Siberian traps: explosive volcanism v. effusive lava flows. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 441, 38–50.
- King, S.D., Anderson, D.L., 1998. Edge-Driven Convection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 289–296. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00089-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00089-2).
- Kogarko, L.N., Veselovskiy, R.V., 2019. Geodynamic origin of carbonatites from the absolute paleotectonic reconstructions. *J. Geodyn.* 125, 13–21. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.01.017>.
- Kumar, P.C., Alves, T.M., Sain, K., 2021. Forced folding in the Kora Volcanic Complex, New Zealand: A case study with relevance to the production of hydrocarbons and geothermal energy. *Geothermics* 89. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101965>.
- Labails, C., Olivet, J.L., Aslanian, D., Roest, W.R., 2010. An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297, 355–368. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.024>.
- Landwehrs, J.P., Feulner, G., Hofmann, M., Petri, S., 2020. Climatic fluctuations modeled for carbon and sulfur emissions from end-Triassic volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 537. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116174>.
- Le Bas, M.J., Le Maître, R., Streckeisen, A., Zanetti, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>.
- Leeman, W.P., Ma, M.-S., Murali, A.V., Schmitt, R.A., 1978. Empirical estimation of magnetite/liquid distribution coefficients for some transition elements. *Contrib. Mineral. Petrol.* 65, 269–272. <https://doi.org/10.1007/BF00375512>.
- Lindström, S., Callegaro, S., Davies, J., Tegner, C., van de Schootbrugge, B., Pedersen, G.K., Youbi, N., Sanei, H., Marzoli, A., 2021. Tracing volcanic emissions from the Central Atlantic Magmatic Province in the sedimentary record. *Earth-Sci. Rev.* 212. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103444>.
- Lindström, S., van de Schootbrugge, B., Hansen, K.H., Pedersen, G.K., Alsen, P., Thibault, N., Dybkjær, K., Bjerrum, C.J., Nielsen, L.H., 2017. A new correlation of Triassic-Jurassic boundary successions in NW Europe, Nevada and Peru, and the Central Atlantic Magmatic Province: A time-line for the end-Triassic mass extinction. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 478, 80–102. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.12.025>.
- Lustrino, M., Luciani, N., Stagno, V., 2019. Fuzzy petrology in the origin of carbonatitic/pseudocarbonatitic Ca-rich ultrabasic magma at Polino (central Italy). *Sci. Rep.* 9, 9212. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-45471-x>.
- MacDougall, J.D. (Ed.), 1988. *Continental Flood Basalts*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, p. 341.
- Marzoli, A., Bertrand, H., Knight, K.B., Cirilli, S., Buratti, N., Vèrati, C., Nomade, S., Renne, P.R., Youbi, N., Martini, R., Allenbach, K., Neuwirth, R., Rapaille, C., Zaninetti, L., Bellieni, G., 2004. Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology* 32, 973–976. <https://doi.org/10.1130/G20652.1>.
- Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., Callegaro, S., Merle, R., Reisberg, L., Chiaradia, M., Brownlee, S.J., Jourdan, F., Zanetti, A., Davies, J.H.F.L., Cuppone, T., Mahmoudi, A., Medina, F., Renne, P.R., Bellieni, G., Crivellari, S., Hachimi, H.E., Bensalah, M.K., Meyzen, C.M., Tegner, C., 2019. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Morocco. *J. Petrol.* 60, 945–996. <https://doi.org/10.1093/petrology/egz021>.
- Marzoli, A., Callegaro, S., Dal Corso, J., Davies, J.H.F.L., Chiaradia, M., Youbi, N., Bertrand, H., Reisberg, L., Merle, R., Jourdan, F., 2018. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): A Review. In: Tanner, L.H. (Ed.), *The Late Triassic World: Earth in a Time of Transition*, Topics in Geobiology. Springer International Publishing, Cham, pp. 91–125. https://doi.org/10.1007/978-3-319-68009-5_4.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., Min, A.D., 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science* 284, 616–618. <https://doi.org/10.1126/science.284.5414.616>.

- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- McHone, J.G., Ross, M.E., Greenough, J.D., 1987. Mesozoic dyke swarms of eastern North America. In: Halls, H.C., Fahrig, W.H. (Eds.), *Mafic Dyke Swarms*. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 34, 102–111.
- McKenzie, D., O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *J. Petrol.* 32, 1021–1091. <https://doi.org/10.1093/ptrology/32.5.1021>.
- Meddahi, A., Bertrand, H., Seddiki, A., Tabetiouna, M., 2017. The triassic-liassic volcanic sequence and rift evolution in the saharan atlas basins (Algeria). Eastward vanishing of the central Atlantic magmatic province. *Geol. Acta* 15, 11–23. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.1.2>.
- Merle, R., Caroff, M., Girardeau, J., Cotten, J., Guivel, C., 2005. Segregation vesicles, cylinders, and sheets in vapor-differentiated pillow lavas: Examples from Tore-Madeira Rise and Chile Triple Junction. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 141, 109–122. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.09.007>.
- Merle, R., Marzoli, A., Bertrand, H., Reisberg, L., Verati, C., Zimmermann, C., Chiaradia, M., Bellieni, G., Ernesto, M., 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from the western Maranhão basin (NE-Brazil). *Lithos* 122, 137–151. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.12.010>.
- Merle, R., Marzoli, A., Reisberg, L., Bertrand, H., Nemchin, A., Chiaradia, M., Callegaro, S., Jourdan, F., Bellieni, G., Kontak, D., Puffer, J., McHone, J.G., 2014. Sr, Nd, Pb and Os isotope systematics of CAMP tholeiites from eastern North America (ENA): Evidence of a subduction-enriched mantle source. *J. Petrol.* 55, 133–180. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egt063>.
- Michard, A., Soulaïmani, A., Hoepffner, C., Ouanaïmi, H., Baïdder, L., Rjimat, E.C., Saddiqi, O., 2010. The South-Western branch of the Variscan Belt: Evidence from Morocco. *Tectonophysics* 492, 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.021>.
- Najih, A., Montero, P., Verati, C., Chabou, M.C., Fekkak, A., Baïdder, L., Ezzouhairi, H., Bea, F., Michard, A., 2019. Initial Pangean rifting north of the West African Craton: Insights from late Permian U–Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of alkaline magmatism from the Eastern Anti-Atlas (Morocco). *J. Geodyn.* 132, <https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.101670>.
- Naldrett, A.J., 2011. Fundamentals of magmatic sulphide deposits. In: Li, C., & Ripley, E.M. (Eds.), *Magmatic Ni–Cu and PGE Deposits: Geology, Geochemistry, and Genesis*. Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology 17, 1–51.
- Neumann, E.-R., Svensen, H.H., Polozov, A.G., Hammer, Ø., 2017. Formation of Si–Al–Mg–Ca-rich zoned magnetite in an end-Permian phreatomagmatic pipe in the Tunguska Basin, East Siberia. *Miner. Depos.* 52, 1205–1222. <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0717-9>.
- Omosanya, K.O., Johansen, S.E., Eruteya, O.E., Waldmann, N., 2017. Forced folding and complex overburden deformation associated with magmatic intrusion in the Voring Basin, offshore Norway. *Tectonophysics* 706–707, 14–34. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.03.026>.
- Panfili, G., Cirilli, S., Corso, J.D., Bertrand, H., Medina, F., Youbi, N., Marzoli, A., 2019. New biostratigraphic constraints show rapid emplacement of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) during the end-Triassic mass extinction interval. *Glob. Planet. Chang.* 172, 60–68. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.09.009>.
- Paris, G., Donnadieu, Y., Beaumont, V., Fluteau, F., Goddérès, Y., 2016. Geochemical consequences of intense pulse-like degassing during the onset of the Central Atlantic Magmatic Province. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 441, 74–82. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.04.011>.
- Paris, G., Donnadieu, Y., Beaumont, V., Fluteau, F., Goddérès, Y., 2012. Modeling the consequences on late Triassic environment of intense pulse-like degassing during the Central Atlantic Magmatic Province using the GEOCLIM model. *Climate of the Past Discussions* 8, 2075–2110. <https://doi.org/10.5194/cpd-8-2075-2012>.
- Peace, A.L., Phethean, J.J.J., Franke, D., Foulger, G.R., Schiffer, C., Welford, J.K., McHone, G., Rocchi, S., Schnabel, M., Doré, A.G., 2020. A review of Pangaea dispersal and Large Igneous Provinces – In search of a causative mechanism. *Earth-Sci. Rev.* 206, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102902>.
- Pearce, J.A., 2014. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements* 10, 101–108. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.101>.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A., (Eds.) *Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.
- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, 33–47. <https://doi.org/10.1007/BF00375192>.
- Pearce, J.A., Ernst, R.E., Peate, D.W., Rogers, C., 2021. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record. *Lithos* 392–393, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106068>.
- Peccerillo, A., 1998. Relationships between ultrapotassic and carbonate-rich volcanic rocks in central Italy: petrogenetic and geodynamic implications. *Lithos* 43, 267–279. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00016-4](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00016-4).
- Pegram, W.J., 1990. Development of continental lithospheric mantle as reflected in the chemistry of the Mesozoic Appalachian tholeiites, USA. *Earth Planet. Sci. Lett.* 97, 316–331. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90049-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90049-4).
- Peucat, J.J., Capdevila, R., Drareni, A., Mahdjoub, Y., Kahoui, M., 2005. The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: Petrology, geochemistry and geochronology. *Precambrian Res.* 136, 309–352. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.12.002>.
- Polozov, A.G., Svensen, H.H., Planke, S., Grishina, S.N., Fristad, K.E., Jerram, D.A., 2016. The basalt pipes of the Tunguska Basin (Siberia, Russia): High temperature processes and volatile degassing into the end-Permian atmosphere. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 441, 51–64. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.06.035>.
- Poulet, A., El Hadi, H., Bardintzeff, J.-M., Benharref, M., Fekkak, A., 2017. Devonian to Early Carboniferous magmatic alkaline activity in the Tafilalet Province, Eastern Morocco: An Eovariscan episode in the Gondwana margin, north of the West African Craton. *J. Afr. Earth Sci.* 129, 814–841. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.01.030>.
- Renne, P.R., Balco, G., Ludwig, K.R., Mundil, R., Min, K., 2011. Response to the comment by W.H. Schwarz et al. on "Joint determination of 40K decay constants and 40Ar/40K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for 40Ar/39Ar geochronology" by P.R. Renne et al. (2010). *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 5097–5100. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.06.021>.
- Ruhl, M., Hesselbo, S.P., Al-Suwaidi, A., Jenkyns, H.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Storm, M., Mather, T.A., Riccardi, A.C., 2020. On the onset of Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) volcanism and environmental and carbon-cycle change at the Triassic–Jurassic transition (Neuquén Basin, Argentina). *Earth Sci. Rev.* 208, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103229>.
- Schlische, R.W., Withjack, M.O., Olsen, P.E., 2003. Relative Timing of CAMP, Rifting, Continental Breakup, and Basin Inversion: Tectonic Significance. In: Hanes, W. E., McHome, J.G., Renne, P.R., Ruppel, C. (Eds.), *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea*, 136. American Geophysical Union Geophysical Monograph, pp. 33–59. <https://doi.org/10.1029/136GM03>.
- Schmiedel, T., Kjøberg, S., Planke, S., Magee, C., Galland, O., Schofield, N., Jackson, C. A.-L., Jerram, D.A., 2017. Mechanisms of overburden deformation associated with the emplacement of the Tulipan sill, mid-Norwegian margin. *Interpretation* 5, SK23–SK38.
- Schoene, B., Guex, J., Bartolini, A., Schaltegger, U., Blackburn, T.J., 2010. Correlating the end-Triassic mass extinction and flood basalt volcanism at the 100 ka level. *Geology* 38, 387–390. <https://doi.org/10.1130/G30683.1>.
- Sebai, A., Feraud, G., Bertrand, H., Hanes, J., 1991. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, 455–472. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90222-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90222-4).
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 237–1234. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8).
- Svensen, H.H., Jamtveit, B., Planke, S., Chevallier, L., 2006. Structure and evolution of hydrothermal vent complexes in the Karoo Basin, South Africa. *J. Geol. Soc.* 163, 671–682. <https://doi.org/10.1144/1144-764905-037>.
- Svensen, H.H., Planke, S., Chevallier, L., Malthes-Sørensen, A., Corfu, F., Jamtveit, B., 2007. Hydrothermal venting of greenhouse gases triggering Early Jurassic global warming. *Earth Planet. Sci. Lett.* 256, 554–566. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.013>.
- Svensen, H.H., Planke, S., Polozov, A.G., Schmidbauer, N., Corfu, F., Podladchikov, Y. Y., Jamtveit, B., 2009. Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 277, 490–500. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.015>.
- Svensen, H.H., Planke, S., Neumann, E.R., Aarnes, I., Marsh, J.S., Polteau, S., Harstad, C. H., Chevallier, L., 2015. Sub-volcanic intrusions and the link to global climatic and environmental changes. In: Breitkreuz, C., Rocchi, S. (Eds.), *Physical geology of shallow magmatic system*. Springer, Cham, pp. 249–272. https://doi.org/10.1007/11157_2015_10.
- Svensen, H.H., Torsvik, T.H., Callegaro, S., Augland, L., Heimdal, T.H., Jerram, D.A., Planke, S., Pereira, E., 2018. Gondwana Large Igneous Provinces: Plate reconstructions, volcanic basins and sill volumes. In: Sensarma, S., Storey, B. C., (Eds.), *Large Igneous Provinces from Gondwana and adjacent regions*. Geol. Soc., Lond., Spec. Publ. 463, 17–40. <https://doi.org/10.1144/SP463.7>.
- Svensen, H.H., Jerram, D.A., Polozov, A.G., Planke, S., Neal, C.R., Augland, L.E., Emeleus, H.C., 2019. Thinking about LIPs: A brief history of ideas in Large Igneous Province research. *Tectonophysics* 760, 229–251. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.008>.
- Svensen, H.H., Hammer, Ø., Chevallier, L., Jerram, D.A., Silkeset, P., Polteau, S., Planke, S., 2020. Understanding thermogenic degassing in large igneous provinces: Inferences from the geological and statistical characteristics of breccia pipes in the western parts of the Karoo Basin. In: Adatte, T., Bond, D.P.G., Keller, G., (Eds.), *Mass Extinctions, Volcanism, and Impacts: New Developments*. Geol. Soc., Am., Spec. Pap. 544, 67–84. [https://doi.org/10.1130/2020.2544\(03\)](https://doi.org/10.1130/2020.2544(03)).
- Tegner, C., Michels, S.A.T., McDonald, I., Brown, E.L., Youbi, N., Callegaro, S., Lindström, S., Marzoli, A., 2019. Mantle Dynamics of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): Constraints from Platinum Group, Gold and Lithophile Elements in Flood Basalts of Morocco. *J. Petrol.* 60, 1621–1652. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egz041>.
- Teixeira, W., Reis, N.J., Bettencourt, J.S., Klein, E.L., Oliveira, D.C., 2019. Intraplate Proterozoic magmatism in the Amazonian craton reviewed: geochronology, crustal tectonics and global barcode matches. In: Srivastava, R.K., Ernst, R.E., Peng, P. (Eds.), *Dyke Swarms of the World: A Modern Perspective*. Springer Geology. Springer, Singapore, pp. 111–154. https://doi.org/10.1007/978-981-13-1666-1_4.

- Veksler, I.V., Lentz, D., 2006. Parental magmas of plutonic carbonatites, carbonate-silicate immiscibility and decarbonation reactions: evidence from melt and fluid inclusions. In: Webster J.D., (Ed.), *Melt inclusions in Plutonic Rocks*. Montreal (QC): Mineralogical Association of Canada, Short Course 36, 123–149.
- Verati, C., Bertrand, H., Féraud, G., 2005. The farthest record of the Central Atlantic Magmatic Province into West Africa craton: Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of Taoudenni basin intrusives (northern Mali). *Earth Planet. Sci. Lett.* 235, 391–407. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.012>.
- Villemur, J.-R., 1967. Reconnaissance géologique et structurale du bassin de Taoudenni, Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), 51, 151 p.
- Villeneuve, M., 2005. Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt. *J. Afr. Earth Sci.* 43, 166–195. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.012>.
- Whalen, L., Gazel, E., Vidito, C., Puffer, J., Bizimis, M., Henika, W., Caddick, M.J., 2015. Supercontinental inheritance and its influence on supercontinental breakup: The Central Atlantic Magmatic Province and the breakup of Pangea. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 16, 3532–3554. <https://doi.org/10.1002/2015GC005885>.



Contents lists available at ScienceDirect

Lithos

journal homepage: www.elsevier.com/locate/lithos

Research Article

Mapping CAMP formations of the northern flank of Tindouf Basin by integrating remotely sensed data, geochemistry and field observations

Mohand Bersi^a, Mouley Charaf Chabou^a, Hakim Saibi^{b,*}, Oubaida Hachemaoui^{a,c}, Radia Kherchouche^{d,e}^a Department of Earth Sciences, Institute of Architecture and Earth Sciences, Emerging Materials Research Unit, Ferhat Abbas University, Setif 1, Campus El Bez, 19000, Sétif, Algeria^b College of Science, Geology Department, United Arab Emirates University, Al Ain, United Arab Emirates^c Géazur, University Côte d'Azur, 250 rue Albert Einstein, Sophia Antipolis, France^d Geophysical Laboratory, Faculty of Earth Sciences, Geography and Spatial Planning (FSTGAT), University of Sciences and Technology, Houari Boumediene (USTHB), B.P. 32 El Alia, 16111 Algiers, Algeria^e Research Center in Astronomy, Astrophysics and Geophysics (CRAG), BP. 63, Bouzaréah, 16340 Algiers, Algeria

ARTICLE INFO

Article history:

Received 21 March 2020

Received in revised form 26 October 2020

Accepted 9 November 2020

Available online 11 November 2020

Keywords:

CAMP

Tindouf Basin

Remote sensing

Volcanic sulfides

Dolerite sills and dikes

ABSTRACT

The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) is a major Large Igneous Province. Its formation coincides with the breakup of Pangea and the first opening stages of the central Atlantic Ocean. The CAMP consists of mafic rocks, often in the form of sills, dikes, and lava flows, which are spread across four continents (Africa, North America, South America, and Europe). The Algerian CAMP appears in the southwestern Paleozoic Bechar, Tindouf, Hank, and Taoudeni basins, where the magma is intruded within the Paleozoic sedimentary series in the form of giant sills and km-long dikes. The CAMP formations in western Africa are classically subdivided into four stratigraphic units (lower, intermediate, upper, and recurrent); however, only the upper and recurrent units were recognized by previous work in the Tindouf Basin. These two units are geochemically and petrographically well studied, but their spatial distribution and emplacement mode are still unknown.

This study maps CAMP units within the northern flank of the Tindouf Basin by integrating geochemical and remote sensing data. As a first step, basic remote sensing techniques such as color composites and ratioing were applied to Landsat 8 images to locate the different CAMP outcrops in the study area. Then, a field expedition was performed to validate preliminary results and collect samples for geochemical and petrographic analysis. The field and laboratory observations show the existence of three different doleritic units: upper, recurrent, and plug-like intrusion units. This last unit contains a high concentration of sulfides (pyrite, chalcopyrite, and sphalerite) that could be of economic interest. The analysis of the combined geochemical results and reflectance values shows a strong concordance between the mineralogical composition and the spectral response of samples. The reflectance variation of CAMP units is widely controlled by iron, magnesium, and calcium oxides. Thus, advanced image processing techniques were applied on Landsat 8 and Sentinel 2A images. Furthermore, the analysis of the spatial distribution of these units, linked to the formation type (sill, dike, or intrusion) and the stratigraphic level (Devonian or Carboniferous), may provide insight to understand the emplacement mechanism and ore potential.

© 2020 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Central Atlantic Magmatic Province is one of the largest continental igneous provinces on Earth (Marzoli et al. 1999). Its emplacement is linked to the breakup of Pangea at the Triassic–Jurassic boundary, when a large amount of magma was erupted (Marzoli et al. 2018). The CAMP formations, which occur as doleritic sills, dikes, and lava flows, are essentially basaltic in composition. In Southwestern Algeria, CAMP formations include rare lava flows, dikes, sills, and some plug-like

intrusive bodies intruding Neoproterozoic and Paleozoic basins (the Bechar, Tindouf, Reggane, and Hank basins) (Chabou et al. 2007, 2010).

Recent geochemical studies of the CAMP dolerites outcropping in southwestern Algeria allow the identification of the four distinct units defined in the CAMP volcanic sequence of the High Atlas basins in Morocco (Bertrand 1991; Marzoli et al. 2019) called the lower, intermediate, upper, and recurrent units (Chabou 2008; Chabou et al., 2010). However, mapping of the CAMP formations in southwestern Algeria has not yet been completed due to the vast size of the area (>400,000 km²). Furthermore, some sedimentary units are mapped as CAMP magmatic rocks on existing geological maps, whereas other formations recognized in the field as CAMP dolerites are mapped as sedimentary rocks.

* Corresponding author.

E-mail address: hakim.saibi@uae.ac.ae (H. Saibi).

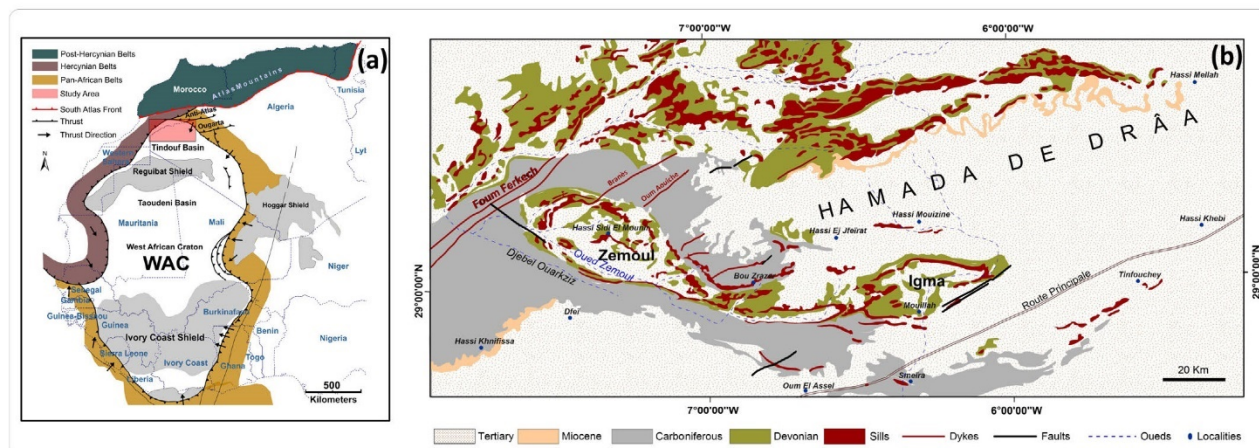


Fig. 1. a) General location map of the study area with respect to geodynamic events, modified after Peucat et al. (2005). b) Geological map of the north flank of the Tindouf Basin, redrawn from the 1:1,000,000 geological map of Morocco (Service Géologique du Maroc 1985).

Remote sensing is often combined with field data to map magmatic formations, especially in arid regions (Khan et al. 2007; Teruiya et al. 2008; Ratnakar and Sundaram 2009; Xiong and Qiu, 2011; Nair and Mathew 2012; Rajendran and Nasir 2018). In the Tindouf Basin, previous studies successfully used remote sensing combined with pre-existing geological data and field investigations for lithological mapping of the southern flank of the basin (Ciampalini et al. 2012), and for the detection and mapping of iron ore deposits in the area (Bersi et al. 2016; Ciampalini et al. 2013a, 2013b).

In this study, we combine remote sensing with field data to map the northern part of the Tindouf Basin, to identify CAMP magmatic occurrences, and to distinguish them from sedimentary units.

We show that integrated remote sensing, field observations, and geochemical analysis allow not only precise mapping of CAMP doleritic sills in the northern part of the Tindouf Basin, but also allow discrimination between the two geochemical units that crop out in the area (i.e., the upper and recurrent units) and, for the first time, precise mapping of plug-like intrusions.

2. Geological setting

The Tindouf Basin is situated in southwestern Algeria, on the northern part of the West African Craton (WAC). It is bounded to the north by the Anti-Atlas belt, to the south by the Reguibat Shield, and to the east by the Reggane Basin and the Ougarta Range (Fig. 1a). The basement

rock of southwestern Algeria consists of Paleoproterozoic rocks of the Yetti-Eglab Massif (part of the Reguibat Shield, Peucat et al. 2005). This basement is unconformably overlain by Paleozoic sediments that crop out in the two flanks (north and south) of the basin, whereas the central part is covered by the so-called Hamada formations of Cretaceous, Tertiary, and Quaternary age (Fabre 2005; Villeneuve 2005). The Tindouf Basin has witnessed at least five tectonic events (Guiraud, 1989 and references therein; Guiraud et al. 2005; Fabre 2005). The first three events (the Pan-African, Caradoc, and Late Silurian–Early Devonian events) are responsible for the reactivation of basement faults and unconformities. The Variscan event (Late Devonian to Late Carboniferous) resulted in mild deformations which are presumed to have been responsible for the folding of the Paleozoic cover of the northern flank of the Tindouf Basin and the final configuration of the basin (Donzeau, 1981). Recent works, however, invoke previously unknown tectonic events in the development of the arch-and-basin geometry in the area, including the Tindouf Basin. Thus, Frizon de Lamotte et al. (2013) highlighted vertical movements and extensional deformation of Late Devonian age, whereas Leprêtre et al. (2014) reported a major exhumation event at the Jurassic/Cretaceous transition. Finally, the Triassic–Jurassic event is linked to the breakup of Pangea and the extensive emplacement of the CAMP, which particularly affects the eastern part of the Tindouf Basin.

The northern flank of Tindouf Basin, which is the subject of this study, shows mildly deformed strata structured into a set of WNW–ESE to NE–SW trending folds, such as the Zemoul and Igma anticlines

Table 1
Bands characteristics of Landsat 8 (OLI) and Sentinel 2A sensors.

Band Number	Central wavelength (nm)	Bandwidth (nm)	Spatial Resolution (m)	OLI Equivalent Band (Wavelength/Resolution)
B1	0.443	20	60	Aerosols (0.43 – 0.45 / 30)
B2	0.490	65	10	Blue (0.45 – 0.51 / 30)
B3	0.560	35	10	Green (0.53 – 0.59 / 30)
B4	0.665	30	10	Red (0.64 – 0.67 / 30)
B5	0.705	15	20	-
B6	0.740	15	20	-
B7	0.783	20	20	-
B8	0.842	115	10	NIR (0.85 – 0.88 / 30)
B8A	0.865	20	20	-
B9	0.945	20	60	-
B10	1.380	30	60	Citrus (1.36 – 1.38 / 30)
B11	1.610	90	20	SWIR1 (1.57 – 1.65 / 30)
B12	2.190	180	20	SWIR2 (2.11 – 2.29 / 30)

Table 2

Mean reflectance intervals of dolerites and their surroundings.

Formations	Blue		Green		Red		NIR		SWIR1		SWIR2	
	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
Dolerites	12,544	14,336	11,008	12,544	13,312	16,896	14,080	15,872	13,824	17,152	9472	11,776
Tournaisian	13,312	14,848	12,032	15,360	13,312	14,592	16,384	19,712	14,592	17,920	15,104	18,176
Visean	13,824	16,128	11,520	16,128	15,104	19,712	17,664	23,552	18,432	24,064	15,616	19,712
Devonian	15,104	16,640	15,104	17,920	17,920	24,320	21,248	24,832	21,760	27,136	18,432	22,528
Tertiary	16,896	20,224	20,992	26,112	29,184	39,936	40,192	46,080	34,560	39,936	30,208	35,072

(Fig. 1b). Another structural unit in the area corresponds to the undeformed Jebel Ouarkiz monocline, dipping at $\sim 15^\circ$ to 30° south-southeastward, forelandward into the Tindouf Basin (Helg et al. 2004). The Paleozoic series of the northern flank of the Tindouf Basin begins with the upper Devonian (Famennian) clays, which are exposed in the center of the main anticlines. The Carboniferous outcrops are essentially composed of sandstones and limestones and occupy the largest area of the Paleozoic outcrop corresponding to the non-folded Jebel Ouarkiz monocline mentioned above. The Paleozoic sequence is partly overlain by Tertiary–Quaternary deposits that form the Hamada Plateaus. The Paleozoic sequence of the northern flank of the Tindouf Basin is intruded by huge volumes of tholeiitic magmas in the form of sills, dikes, and rare intrusive massifs, belonging to the CAMP and of Triassic–Jurassic age (ca. 201 Ma). The dikes trend NE–SW and cut through the full Paleozoic sequence. Large sills are well-developed in the northern flank of the Tindouf Basin. They can reach 100 m thickness,

injected at various levels from the Famennian to the Upper Visean strata, with prevalence in the Famennian shales (Fig. 1b). The plug-like intrusions seem to be restricted to the cores of some anticlines (i.e., Zemoul, Igma, Oum el Ksi, and Tinfouchy).

In south-western Algeria, dolerite sills and dikes of the CAMP are widespread in the three contiguous Tindouf, Reggane, and Taoudenni basins surrounding the Reguibat Shield (Chabou et al. 2010). In addition, two small outcrops of lava flows are known in the Bechar Basin in the northern edge of the Saharan platform (Chabou et al. 2010). Geochemically, these rocks correspond to the low-Ti group ($\text{TiO}_2 < 2.0 \text{ wt\%}$) as is the case with all of the CAMP tholeiites of Northwest Africa (Morocco and Mali; Marzoli et al. 2019; Verati et al. 2005). Based on trace and rare earth elements, Chabou (2008) and Chabou et al. (2010) defined four groups among the CAMP dolerite sills, dikes, and lava flows outcropping in southwestern Algeria, corresponding to the lower, intermediate, upper, and recurrent units of the Moroccan High

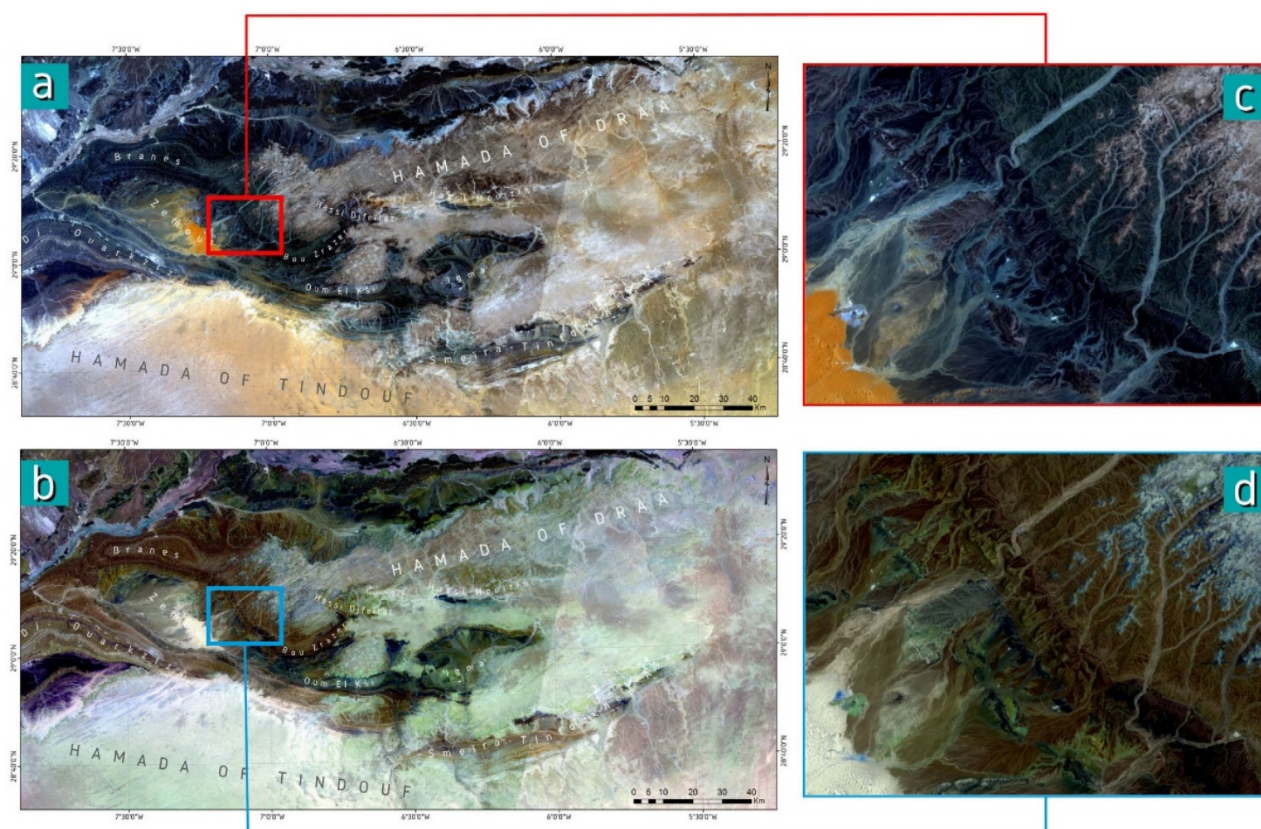


Fig. 2. Color composites of OLI multispectral bands. a) Natural light composite. b) False color composite SWIR2, SWIR1, and NIR. c) Zoomed-in image of dolerite outcrops from image (a). d) Zoomed-in image of dolerite outcrops from image (b).

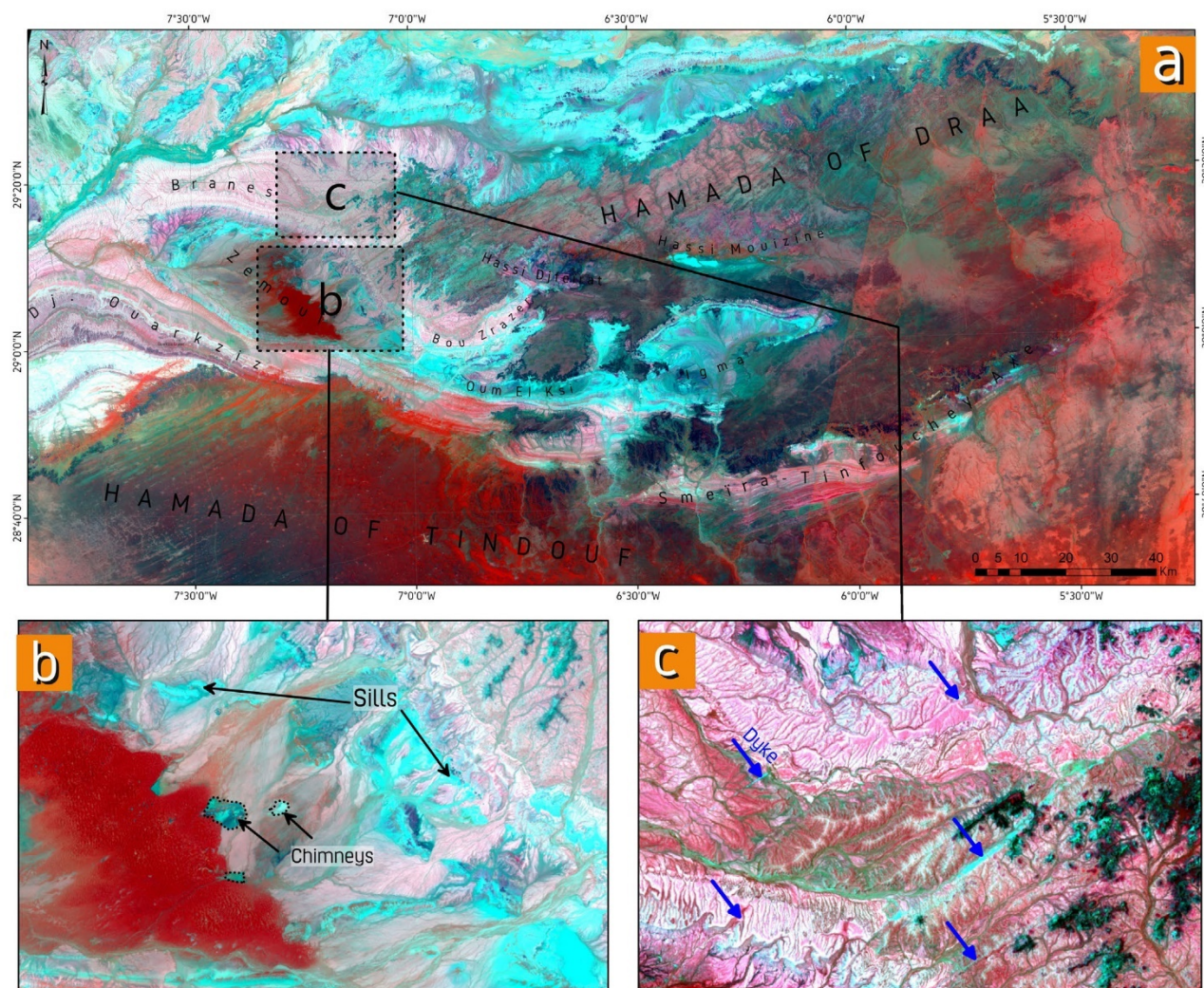


Fig. 3. SWIR1/SWIR2, SWIR1/Green, and SWIR1/Blue ratios displayed respectively in RGB color mode. a) The cyan color represents dolerite outcrops in the study area. b) Sills and plug-like intrusions. c) NE trending dikes.

Atlas. The lower unit is found only in the Bechar Basin (lava flows) and the intermediate unit corresponds to the sills and dikes of the Taoudenni and Reggane basins, whereas the upper and recurrent units occur only in the Tindouf Basin.

3. Methodology

3.1. Remote sensing

The remote sensing part of this work involved two different stages; the first stage consisted of basic image processing techniques applied to Operational Land Imager (OLI) data. The OLI images from Landsat 8 were downloaded for free from <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Three scenes were used: path/row numbers 200/40, 201/40, and 202/40, acquired during June 2016. No atmospheric correction was required since clear sky conditions prevail during the month of June in the Tindouf region. The images were calibrated and mosaicked using ENVI 5.0 software (ENvironment for Visualizing Images). The multispectral

bands (Table 1) of the OLI data were used for applying basic remote sensing techniques (grayscale analysis, color visualization, and band ratioing).

The grayscale visualization of the six multispectral bands is applied to distinguish the spectral behaviors of dolerites and neighborhood formations. Two color composites were created. The visible bands were used for the natural light composite (Red, Green, and Blue, RGB), while the near-infrared band (NIR) and shortwave-infrared bands (SWIR1 and SWIR2) were used for creating the false color composite.

In order to distinguish between Paleozoic outcrops and CAMP formations, we collected the mean reflectance intervals (min and max) in all bands (Table 2) for each formation. These data allowed the generation of optimum band ratios. Reflectance values are weak in the Blue, Green, and SWIR2 bands, while they are strong in the SWIR1 band. The surrounding formations behave in a different manner in the cited bands. According to these observations, three ratios were defined (SWIR1/SWIR2, SWIR1/Green, and SWIR1/Blue) and displayed in RGB Mode.

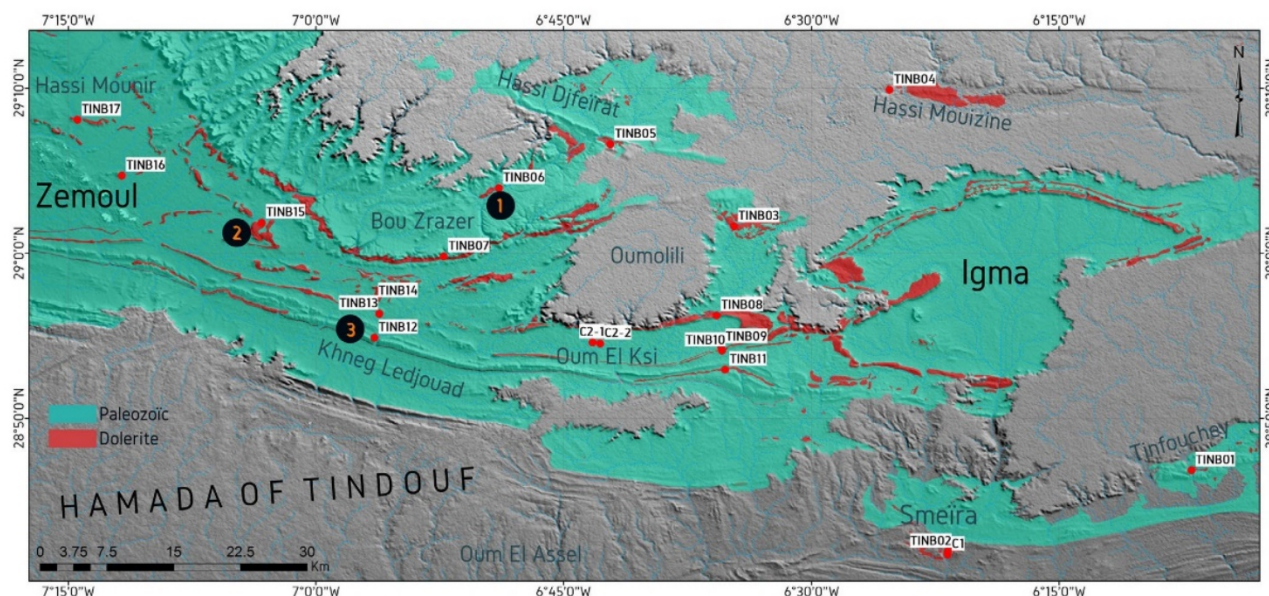


Fig. 4. Field data sampling map, with relief derived from SRTM data. The numbers refer to some examples of results, validation, and correction which are illustrated in Fig. 5.

The second stage of remote sensing analysis included advanced image processing techniques. During this stage, we produced a new way to apply band ratios, using reflectance values and major element geochemistry. Here, we combine the values of dolerite reflectance at the pixels whose coordinates correspond with those of field sampling points with FeO, MgO, and CaO content data. This allows us to characterize the dolerite units through the change in the spectral signature. The presence of iron oxides often causes a decrease in reflectance in the range of 0.8 to 1.1 μm (Ciampalini et al. 2013a; Ciampalini et al. 2013b; Clénet et al., 2010; Correa et al. 2008; Escadafal 1989; Johnson et al. 2017; McDowell et al. 2012; Noda and Yamaguchi 2017; Rossel and Webster 2012; Roy et al. 2009; Singer 1981). The presence of magnesium and calcium oxides causes absorption bands in the range of 1.3 to 2.4 μm (Hunt 1970; Hunt and Salisbury 1971; Hunt and Vincent 1968; Nash 1986). By combining the spectral response with oxide content, we determine which spectral bands vary in reflectance between the three dolerite units (recurrent, upper, and plug-like intrusions) and which oxide is responsible for the observed reflectance variation. Three ratios were defined using the OLI infrared bands (SWIR2/SWIR1, SWIR1/NIR, and NIR/Red) in which the variation in reflectance is significant and correlated with FeO, MgO, and CaO oxide content. Furthermore, to obtain an accurate spatial distribution map of the CAMP units, the same ratios were applied to Sentinel 2A images. The Sentinel 2A images, accessible for free from the European Space Agency (ESA) (website, offer a better spatial resolution (10 m).

The Target Detection Wizard technique allows the detection of mineral targets by using specific processes such as the Adaptive Coherence Estimator (ACE) and Spectral Angle Mapper (SAM). These detection methods are established techniques in geological target detection (Drake et al. 1999; Girouard et al. 2004; Khan 2016; Li et al. 2008; Li et al. 2014). They are based on the spectral signature of the rock-forming minerals; these algorithms find best matches between image spectra and reference target spectra. The reference target spectra used in this study are provided by the United States Geological Survey (USGS) Spectral Library (Clark et al. 2007). The USGS Digital Spectral Library is integrated with ENVI 5.0 software. A conversion of radiometric values from radiance to reflectance is needed to perform this method.

3.2. Geochemical analysis

The samples collected during field work were investigated using prepared thin sections and polished sections analyzed by X-ray diffraction (XRD), to establish the mineralogical phases, and X-ray fluorescence (XRF), to determine the main chemical characteristics of the samples.

The geochemical analyses were performed at the Department of Earth Resources Engineering, Kyushu University. Whole rocks were analyzed for major and trace elements using XRF with pressed powder pellets in a Rigaku RIX 3100. Loss on ignition (LOI) was measured based on the weight difference after ignition at 105 °C for 1.5 h and 900 °C for 2 h.

The XRD analysis was carried out using a Rigaku X-ray Diffractometer Ultima IV. The operating principle is based on the XRD geometry known as Bragg–Brentano (Gravereau 2011). The identified minerals were then targeted within Landsat 8 images using the Target Detection Wizard technique. Augite is the abundant mineral forming the plug-like intrusions; this mineral was therefore targeted to locate other intrusions with responses similar to those of the Zemoul and Igma intrusions.

4. Results

4.1. Remote sensing (first step processing)

The natural light color composite using the visible bands (Red, Green, and Blue bands) shows differentiated Paleozoic outcrops from the Hamada formation (Fig. 2a and c), but the CAMP formations are not well identified. The false colors composite image (SWIR2, SWIR1, and NIR) highlights the CAMP formations which appear as a dark blue color, while the Paleozoic outcrops are dark brown (Fig. 2b and d).

The three band ratios (SWIR1/SWIR2, SWIR1/Green, and SWIR1/Blue) displayed in RGB mode show good discrimination between CAMP dolerites and other formations. The Paleozoic formations appear with shades of pink, the Hamada formation with shades of red, and the dolerites with a cyan color (Fig. 3). Many dolerite outcrops were recognized for the first time, especially in the Smeïra-Tinfouchey axis where these outcrops were mapped as Visean sandstones. The resulting map reveals some scattered circular dolerite bodies distributed over the

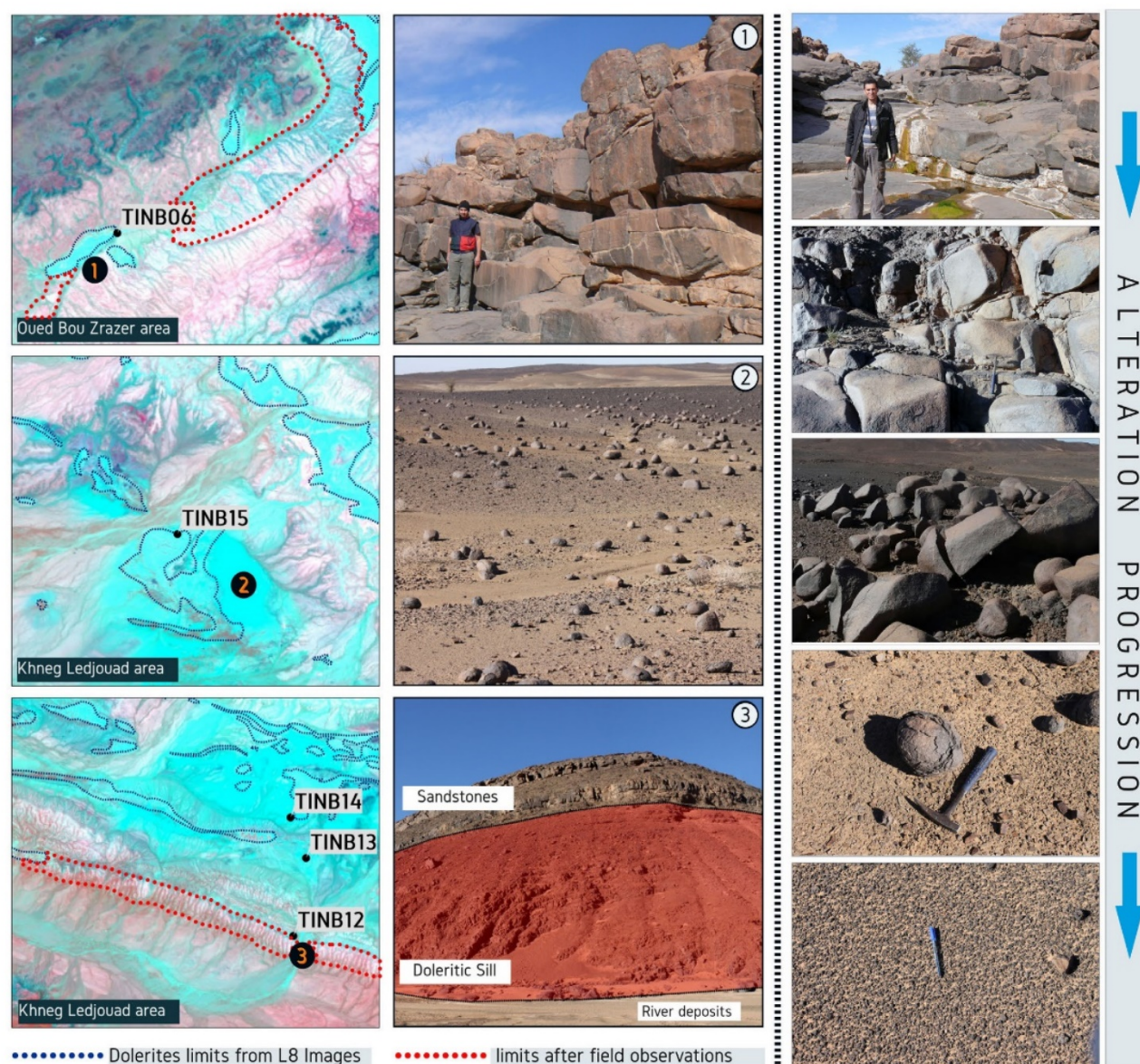


Fig. 5. Field observations. The numbers (1, 2, and 3) refer to the picture locations (see Fig. 4). The right side of the figure illustrates the different alteration stages observed in the field.

Zemoul depression. These circular bodies are identified as the plug-like intrusions. All recognized dolerite outcrops (sills, dikes, and intrusions) were digitized and reported in a general map showing the sampling target points (Fig. 4).

The results of the basic remote sensing techniques allowed us to locate all dolerite outcrops and to create a spatial distribution map of the CAMP in the study area, but these techniques did not efficiently distinguish the upper from the recurrent CAMP units.

4.2. Field observations

Field work results were used to verify, correct, and validate the results of the basic image processing. The steep relief of the main regions containing dike outcrops constitutes an obstacle for sampling. Hence, only sills and intrusions were sampled during this field campaign. Some sills and one intrusion (Igma) were previously sampled (Chabou

2008). Thus, during this mission, new targets were sampled to gain more complete spatial coverage (Fig. 4).

CAMP formations can be identified only with low accuracy using information extracted from satellite images. They appear in varying shades of cyan due to heterogeneities in the outcrops (Fig. 5). The large blocks around T06 (Bou Zrazer and Djfeirat) appear as a continuous dark cyan color, while the altered dolerites appear as a discontinuous light cyan color (near T15). The weathering products of dolerite alteration cover large areas, indicated by the shades of cyan color located along rivers and in small depressions throughout the study area. In some places (T06 and T12), the sills are surmounted by other formations, which prevents us from seeing their full extent on images.

During the field campaign, 18 dolerite samples were collected, 16 from sills and 2 from the Zemoul intrusions. The dolerites contain textural and mineralogical heterogeneities; the differences can be observed

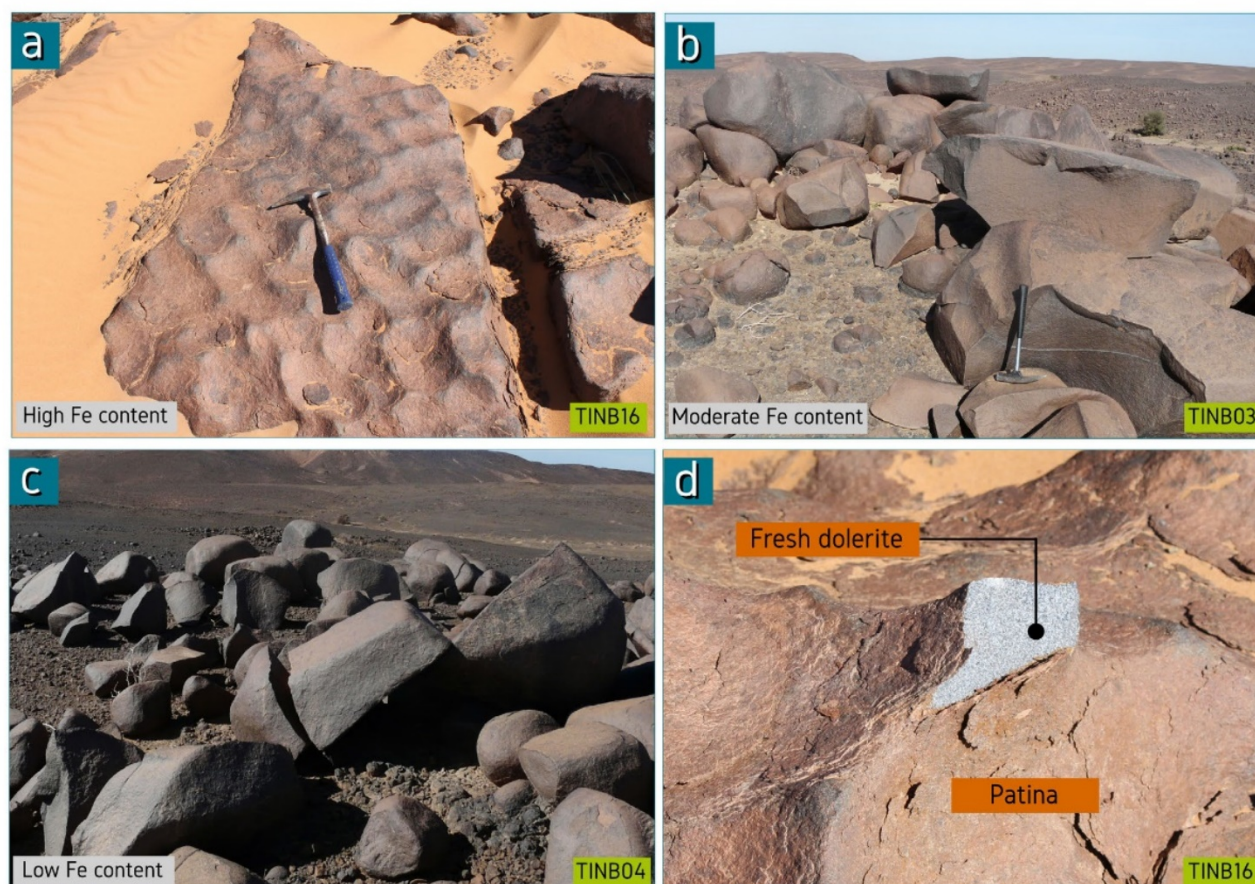


Fig. 6. Color variation of the ferruginous patina caused by the iron oxide content. a) Dolerite with high Fe content characterizing the intrusions. b) Dolerite with a moderate Fe content (around T3). c) Dolerite with low Fe content (around T4). d) Photo showing the color of fresh dolerite.

in the patina colors, which are mainly due to iron oxidation (Fig. 6). Thus, according to patina color, three groups are recognized: a group with bright brown color characterizing the plug-like intrusions (T16), a group with brown color characterizing the sills intruding a Carboniferous formation (T1, T2, T3, T5, T6, T7, T11, and T12) and a group with dark brown color characterizing the sills intruding the Devonian formations (T4, T8, T9, T10, T13, T14, T15, and T17).

The field investigations revealed the following observations:

All sills and intrusions are dolerites with different textures and patina colors.

The sills were injected between initially-deformed (anticlines) geological units (Carboniferous and Devonian) and the doleritic liquid followed the layering.

The sampled sills present three alteration levels. The sills in the Tinfouche region are the most altered and have reduced thicknesses (1 to 5 m). The Devonian sills come in the form of massive cobbles and boulders of varying sizes (5 to 50 cm) and produce an alteration product of small grains that occupy large areas, especially in valleys and depressions. The Carboniferous sills are well preserved, can reach 100 m in thickness, and are in the form of fractured large blocks. The fractures are often filled by calcite veins.

The plug-like intrusions are circular massifs with positive topography showing extensive contact metamorphism of the country rock. The dolerites of these massifs present a scoriaceous aspect with calcite vesicles. Compared to other samples, these are dense and rich in

disseminated sulfides. They may present a mining target; further studies are being performed to evaluate the metallogenic potential of these intrusions.

4.3. Petrography

The studied dolerites may be petrographically divided into three groups based on their textures (Fig. 7). The first group displays medium- to coarse-grained intergranular texture with subhedral to anhedral pyroxene crystals occupying the interstices between euhedral plagioclase laths (Fig. 7a). Minor amounts of titanomagnetite and accessory biotite are also present in these rocks. Estimates of the modal composition from thin section observations indicate that dolerites of this group contain, by volume, 47% plagioclase, 47% clinopyroxene, and 5% titanomagnetite. In the studied area, dolerites of this first group correspond to sills intruded into Carboniferous strata. Dolerites of the second group show typical ophitic texture in which large grains of clinopyroxene encompass smaller subhedral to anhedral plagioclase laths (Fig. 7b). They have an approximate volumetric modal composition of 58% clinopyroxene, 40% plagioclase, and 1% titanomagnetite. Dolerites of this group come from sills intruded into the Famennian shales.

Finally, the third group corresponds to the rocks of the plug-like intrusions. They exhibit equigranular granophyric texture with quartz, alkali feldspar, plagioclase, and clinopyroxene as major mineralogical

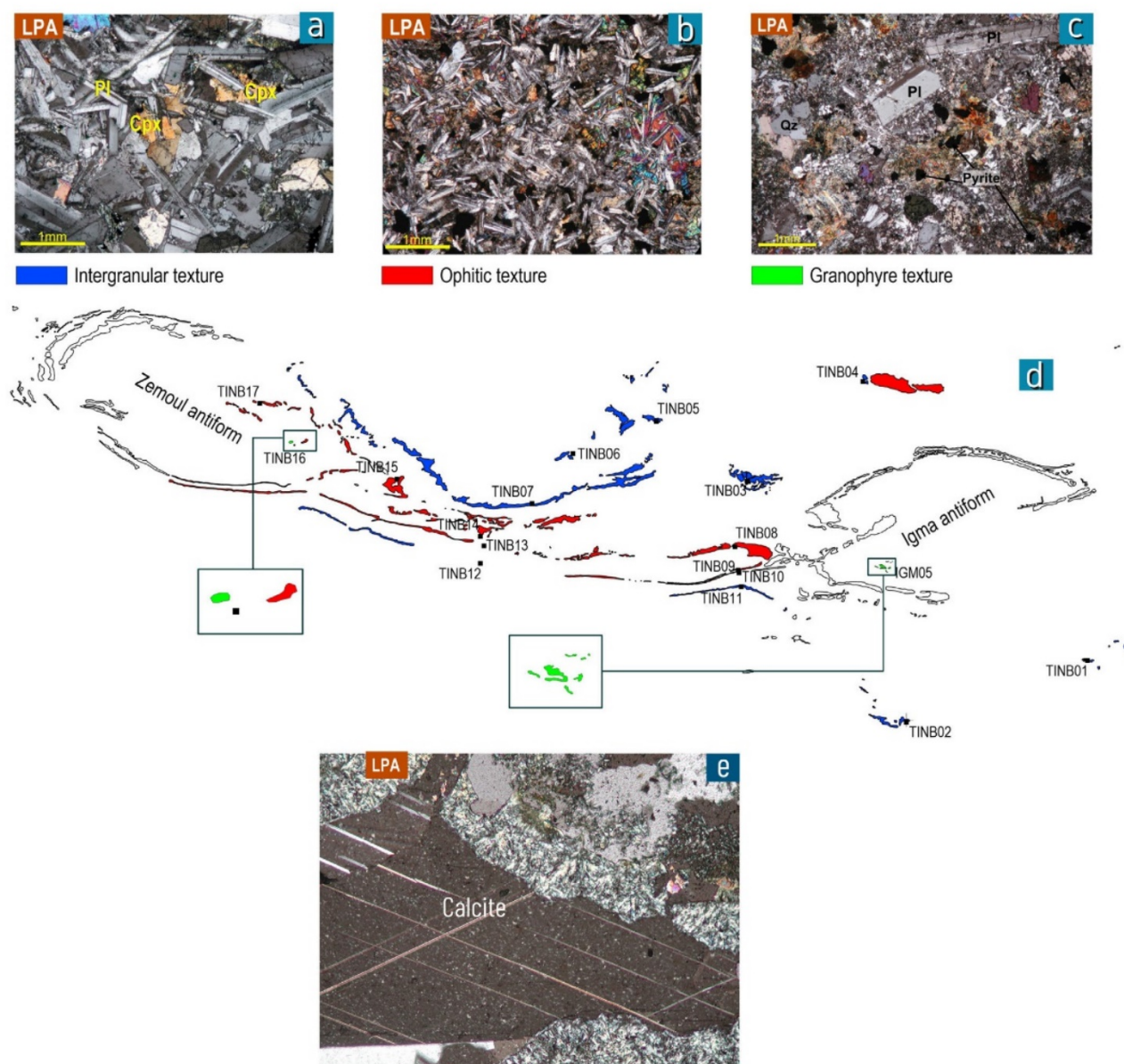


Fig. 7. Photomicrography of dolerite textures in the north flank of Tindouf Basin and their spatial distribution map. a) Photomicrograph of the intergranular texture, Cpx = clinopyroxenes, Pl = plagioclase. b) Photomicrograph of the ophitic texture showing microliths of plagioclase. c) Photomicrograph of the granophyre texture showing disseminated pyrite. d) Spatial distribution map of dolerite textures in the study area. e) Photomicrograph showing calcite inside a vesicle from the Zemoul plug-like intrusion.

components (Fig. 7c). They are rich in biotite and contain accessory apatite and zircon. Sulfides occurring as disseminated grains are abundant in these rocks. The main sulfides are pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite, sphalerite, and galena. Vesicles and vugs are often filled with secondary carbonates. Dolerites of this third group are more altered than those of the first two groups. In general, alteration phases in dolerites are sericite (after plagioclase) in all three groups, amphibole (from clinopyroxene alteration) in the first group, and chlorite (after clinopyroxene and biotite) in the second and the third groups. It should be noted, however, that the majority of observed minerals in the dolerites of the first two groups are fresh.

4.4. Geochemistry

Most of the studied rocks show very low LOI contents (<1 vol%) indicating limited alteration of these rocks (Table 3). Only the two samples of the plug-like intrusions have LOI contents of 2.42 and 2.32 vol%, reflecting the presence of significant alteration as evidenced by the presence of altered minerals in thin sections. The studied rocks have SiO₂ and alkali contents (recalculated to 100 wt% anhydrous) ranging from 49.79 to 53.71 wt% and from 2.13 to 3.54 wt%, respectively.

In the TAS (total alkali–silica) diagram (Le Bas et al., 1986) (Fig. 8), the investigated dolerites plot in subalkaline fields and correspond to

Table 3Major (wt%) and trace (ppm) element compositions and CIPW norm of CAMP dolerites from the study area. $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$.

Group	PLi	PLi	Rec.	Rec.	Rec.	Rec.	Rec.	Rec.	Rec.	Rec.	Rec.	Upp.	Upp.	Upp.	Upp.	Upp.	Upp.	Upp.
Sample ID	T 16-1	T 16-2	T1	T2	T3	T5	T6	T7	T11	T12	T13	T8	T9	T10	T14	T15	T17	T4
Type	Plug	Plug	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill	Sill
SiO ₂	51.29	52.04	49.85	48.83	50.00	50.19	50.32	50.09	49.76	50.27	51.06	50.28	50.61	50.67	50.73	50.46	50.58	49.72
Al ₂ O ₃	12.05	14.87	14.27	13.42	14.66	15.34	14.77	15.01	15.14	14.66	15.38	16.21	16.29	15.74	15.68	15.11	15.74	13.72
FeO _t	18.25	16.00	15.06	15.87	14.84	13.79	14.96	14.81	13.93	14.75	10.71	10.12	10.03	10.46	10.56	10.61	10.26	10.81
MnO	0.30	0.28	0.26	0.25	0.25	0.23	0.26	0.24	0.24	0.25	0.18	0.17	0.05	0.18	0.18	0.19	0.18	0.19
MgO	3.25	2.51	5.29	5.41	4.91	5.02	4.59	4.65	5.68	4.92	6.42	7.03	6.90	7.10	6.71	7.75	6.51	10.32
CaO	5.98	5.86	10.66	9.79	10.12	10.85	10.44	10.23	11.01	10.44	11.23	11.78	11.76	11.70	11.71	11.96	12.04	12.23
Na ₂ O	1.65	1.98	2.05	2.14	2.22	2.32	2.17	2.31	2.13	2.16	2.03	2.10	2.09	1.97	2.01	1.92	1.96	1.72
K ₂ O	1.49	1.45	0.54	0.62	0.68	0.58	0.59	0.71	0.51	0.58	0.59	0.38	0.52	0.47	0.45	0.44	0.33	0.40
TiO ₂	1.80	1.58	1.41	1.53	1.42	1.25	1.40	1.42	1.15	1.43	1.06	0.93	1.06	0.98	0.99	0.91	1.02	0.83
P ₂ O ₅	0.47	0.33	0.17	0.20	0.18	0.17	0.20	0.21	0.14	0.18	0.16	0.16	0.17	0.13	0.13	0.11	0.13	0.12
LOI	2.42	2.32	0.22	1.68	0.45	0.04	0.06	0.08	0.08	0.13	1.00	0.67	0.23	0.44	0.67	0.38	1.08	0.02
Total	98.96	99.22	99.77	99.75	99.74	99.77	99.75	99.75	99.77	99.76	99.80	99.83	99.69	99.84	99.82	99.82	99.83	100.08
Mg#	0.27	0.25	0.42	0.42	0.41	0.43	0.39	0.40	0.46	0.41	0.56	0.59	0.59	0.59	0.57	0.61	0.57	0.67
Ba	287.00	623.00	163.00	234.00	145.00	159.00	178.00	186.00	106.00	176.00	188.00	128.00	192.00	118.00	191.00	116.00	119.00	142.00
Co	29.00	42.00	41.00	37.00	37.00	50.00	42.00	50.00	53.00	53.00	32.00	50.00	62.00	54.00	33.00	45.00	65.00	60.00
Cr	20.00	30.00	108.00	103.00	134.00	120.00	111.00	130.00	144.00	98.00	113.00	231.00	220.00	205.00	204.00	338.00	210.00	709.00
Nb	14.00	15.00	4.00	6.00	6.00	4.00	6.00	6.00	5.00	5.00	7.00	5.00	5.00	4.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ni	8.00	21.00	64.00	57.00	71.00	62.00	56.00	63.00	76.00	53.00	76.00	107.00	105.00	99.00	99.00	130.00	93.00	212.00
Rb	52.00	56.00	13.00	20.00	20.00	17.00	21.00	19.00	15.00	15.00	14.00	10.00	14.00	12.00	12.00	11.00	8.00	11.00
Sr	116.00	157.00	158.00	186.00	114.00	100.00	121.00	113.00	117.00	141.00	201.00	170.00	180.00	181.00	174.00	179.00	172.00	141.00
V	247.00	242.00	431.00	468.00	434.00	422.00	424.00	440.00	403.00	446.00	307.00	259.00	308.00	294.00	293.00	285.00	298.00	273.00
Y	87.00	77.00	38.00	43.00	39.00	35.00	41.00	40.00	31.00	39.00	23.00	21.00	23.00	21.00	19.00	20.00	23.00	18.00
Zr	262.00	242.00	94.00	110.00	104.00	90.00	114.00	106.00	75.00	100.00	86.00	72.00	86.00	72.00	73.00	67.00	74.00	62.00
CIPW Norms																		
Q	9.63	9.63	1.16	0.29	1.14	0.44	1.98	0.82	–	1.74	2.16	0.01	0.38	0.81	1.26	–	1.87	–
Or	9.22	9.09	3.24	3.80	4.12	3.46	3.57	4.26	3.08	3.50	3.59	2.33	3.17	2.81	2.75	2.63	2.00	2.44
Ab	14.42	17.23	17.41	18.43	18.87	19.66	18.36	19.59	18.02	18.31	17.32	17.90	17.76	16.71	17.07	16.27	16.78	14.51
An	21.69	27.71	28.14	25.54	28.11	29.71	28.79	28.46	30.23	28.57	31.39	33.84	33.56	32.86	32.61	31.40	33.50	28.39
Di	4.93	–	19.97	18.96	17.83	19.33	18.39	17.71	19.72	18.62	19.72	19.71	19.64	20.25	20.65	22.51	21.44	25.45
Hy	31.71	29.07	24.04	26.34	23.86	21.91	22.84	23.05	23.31	23.20	21.28	22.01	21.05	22.30	21.32	22.70	20.07	16.36
Ol	–	–	–	–	–	–	–	–	0.37	–	–	–	–	–	–	0.34	–	8.74
Il	3.53	3.08	2.67	2.96	2.70	2.38	2.66	2.69	2.19	2.71	2.03	1.78	2.03	1.87	1.90	1.73	1.95	1.57
Mt	3.64	3.18	2.92	3.12	2.88	2.67	2.89	2.86	2.70	2.85	2.09	1.97	1.94	2.03	2.06	2.06	2.01	2.08
Ap	1.13	0.79	0.39	0.48	0.42	0.39	0.46	0.48	0.32	0.43	0.36	0.37	0.38	0.29	0.30	0.26	0.31	0.28

basalts except for two basaltic andesites (the plug-like intrusion samples). All investigated rocks are low-TiO₂ basalts (TiO₂ < 2 wt%) and have CIPW normative quartz. Their Mg numbers [Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺)], ranging from 0.61 to 0.40, along with their moderate Ni (56–130 ppm) and Cr contents (98–338 ppm) indicate that these rocks underwent a significant amount of crystallization. Only one sample (T4) of the second group has high Mg# (0.67), Ni (212 ppm), and Cr (709 ppm), whereas the two samples of the plug-like intrusions exhibit very low Mg# (0.25–0.27), Ni (8–21 ppm), and Cr (20–30 ppm) contents. The variation diagrams for Mg# versus selected major and trace elements (Fig. 9) exhibit a typical tholeiitic fractionation trend with increases in FeOt and TiO₂ and decreases in CaO, CaO/Al₂O₃, Cr, and Ni with decreasing Mg# (Fig. 9).

On the basis of geochemical data and the variation diagrams (Fig. 9), the studied rocks are subdivided into 3 groups corresponding to the 3 petrographic groups defined above. The dolerites of the first group are Mg-rich (MgO: 6.50–10.35 wt%), Ca-rich (CaO: 11.36–12.25 wt%), Fe-poor (FeOt: 10.08–10.84 wt%), and Ti-poor (TiO₂: 0.83–1.07 wt%) compared to dolerites of the second group (MgO: 4.6–5.7 wt%, CaO: 9.98–11.05 wt%, FeOt: 13.83–16.19 wt%, TiO₂: 1.15–1.56 wt%). The SiO₂ and alkali contents are almost the same for the two groups, with slightly lower silica values for the dolerites of the second group (SiO₂: 49.84–51.68 wt% for the first group and 49.79–50.48 wt% for the second group) and slightly lower alkali contents for the dolerites of the first group (Na₂O + K₂O: 2.12–2.61 wt% for the first group and 2.59–3.02 wt% for the second group). The two samples of the plug-like intrusions compose the third group and display the highest values in terms of silica, alkali, iron, and titanium (SiO₂: 53.13–53.71 wt%,

Na₂O + K₂O: 3.14–3.43 wt%, FeOt: 16.52–18.91 wt%, TiO₂: 1.63–1.86 wt%) and the lowest contents in MgO (2.59–3.37 wt%) and CaO (6.04–6.19 wt%). The highest silica and alkali values occur in the plug-like intrusion samples, which could be interpreted as an effect of alteration; however, the differentiated petrographic characters of these samples (i.e., the relative abundance of quartz and alkali feldspars and the presence of biotite with zircon inclusions) may indicate that the high SiO₂ and alkali contents are a primary feature of these rocks rather than an effect of alteration.

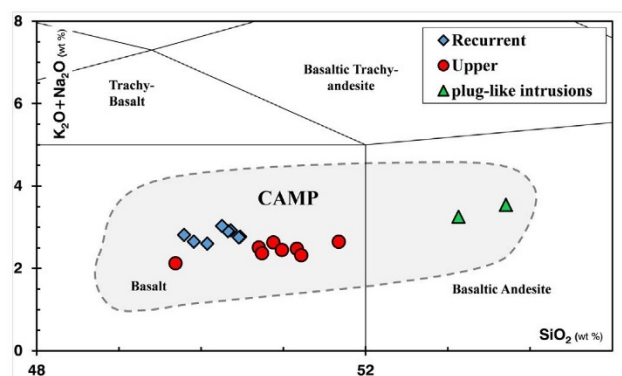


Fig. 8. Total alkali-silica classification diagram (Le Bas et al., 1986) for CAMP dolerites from the northern flank of the Tindouf Basin. CAMP domain after Marzoli et al. (2018).

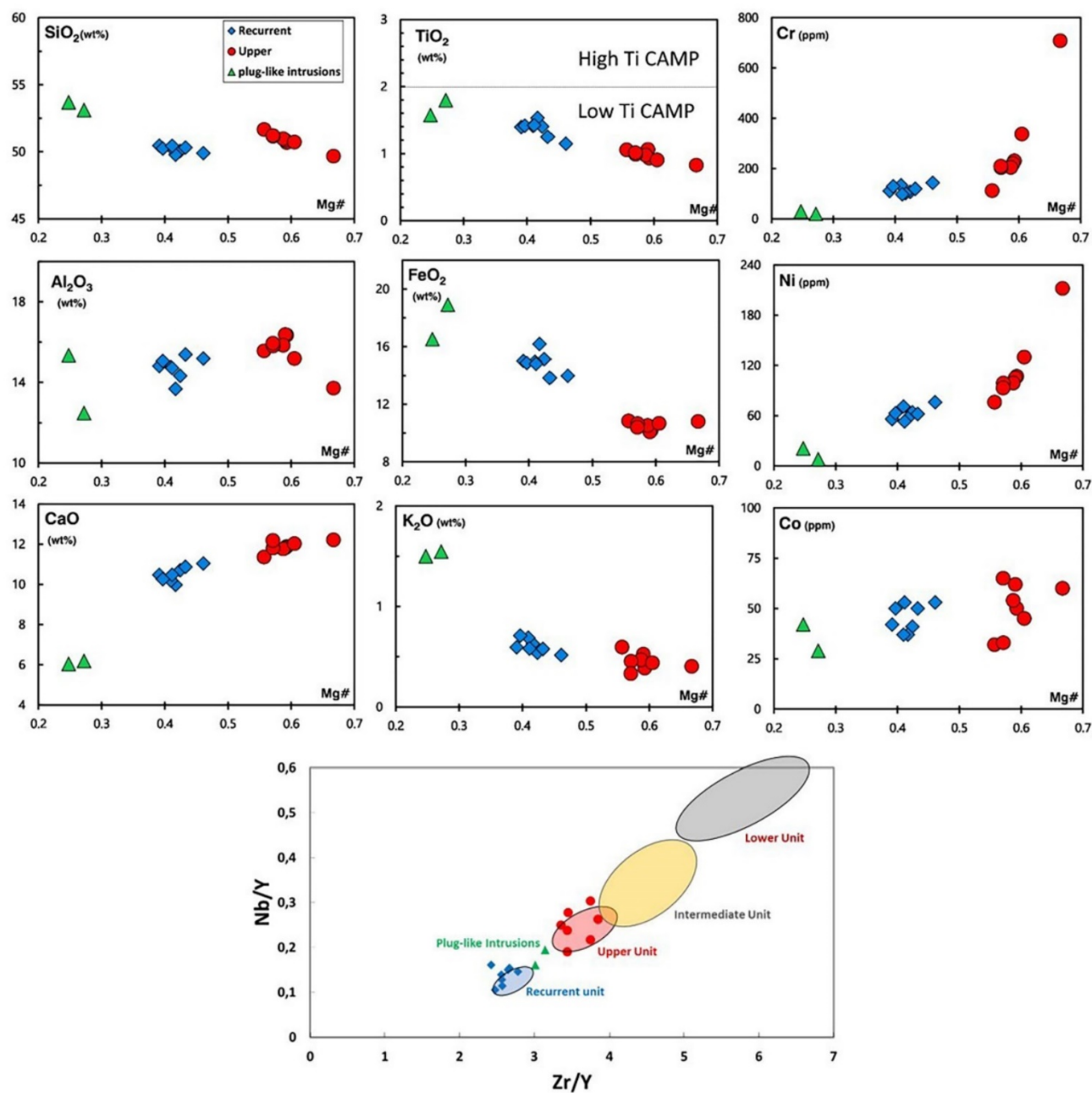


Fig. 9. (Top) Variations of Mg# [$\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$] versus SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , K_2O , TiO_2 and FeO (wt%), and Cr, Ni, and Co (ppm) for CAMP dolerites from the northern flank of the Tindouf Basin. (Bottom) The Nb/Y versus Zr/Y diagram for CAMP dolerites from the northern flank of the Tindouf Basin. Reference fields for CAMP lava flows and intrusive rocks from Morocco (lower, intermediate, upper and recurrent units, Marzoli et al. 2019), Algeria (lower, intermediate and upper units, Chabou et al. 2010) and Taoudenni (lower and intermediate units, Verati et al. 2005) are reported for comparison.

Table 4

Reflectance values at the sampling points with corresponding FeO, MgO and CaO contents (wt%).

	Blue	Green	Red	NIR	SWIR1	SWIR2	FeO	MgO	CaO
T1	12,196	12,649	14,436	15,112	17,049	13,910	15.13	5.31	10.71
T2	12,157	12,841	14,783	15,824	17,641	14,881	16.19	5.52	9.98
T3	11,758	12,184	13,991	15,283	17,684	14,810	14.95	4.95	10.20
T4	12,583	13,271	15,157	15,758	18,365	14,093	10.53	10.35	12.25
T5	11,918	12,350	14,221	15,445	16,852	14,199	13.83	5.03	10.87
T6	11,905	12,318	14,098	15,367	17,211	14,657	15.01	4.60	10.48
T7	11,848	12,364	14,157	15,051	16,671	14,011	14.86	4.66	10.26
T8	11,735	12,267	14,421	16,147	18,930	15,758	10.20	7.09	11.88
T9	11,969	12,861	15,018	15,684	19,032	15,460	10.08	6.93	11.82
T10	12,161	12,903	14,800	15,440	18,508	14,803	10.53	7.14	11.77
T11	12,159	12,938	15,093	16,143	18,582	15,804	13.98	5.70	11.05
T12	11,791	12,364	14,343	15,561	18,039	15,586	14.80	4.93	10.48
T13	12,138	12,554	14,010	14,719	17,915	15,236	10.84	6.50	11.36
T14	11,722	11,890	13,373	14,464	16,893	13,897	10.65	6.77	11.81
T15	11,848	11,950	13,243	13,994	15,894	13,380	10.67	7.79	12.03
T16-1	12,406	13,072	15,258	16,593	22,168	17,645	18.91	3.37	6.19
T16-2	12,519	13,429	16,089	17,855	23,181	18,411	16.52	2.59	6.04
T17	11,899	12,056	13,578	14,698	16,738	13,902	10.39	6.60	12.19

The relationship between these rocks and the different units of the CAMP magmatism are identified by elemental ratio plots (e.g., Nb/Y vs. Zr/Y) as shown in the bottom of Fig. 9. Sills intruded into the Devonian strata are correlated to the upper unit whereas those intruded into the Carboniferous strata are geochemically related to the recurrent unit. The plug-like intrusions plot in an array between the upper and the recurrent units.

5. Discussion

5.1. Combining reflectance with geochemistry

We report the reflectance values of 18 points corresponding to the locations of the sampling points and the concentrations (wt%) of the FeO, MgO, and CaO oxides in Table 4.

For each sampling point, we created a radar diagram showing the variation of reflectance from the six multispectral bands according to the FeO, MgO, and CaO contents (Fig. 10a). The variation of reflectance is weak in the Blue and Green bands and is strong and easily-observable from the Red band to the SWIR2 band, where it

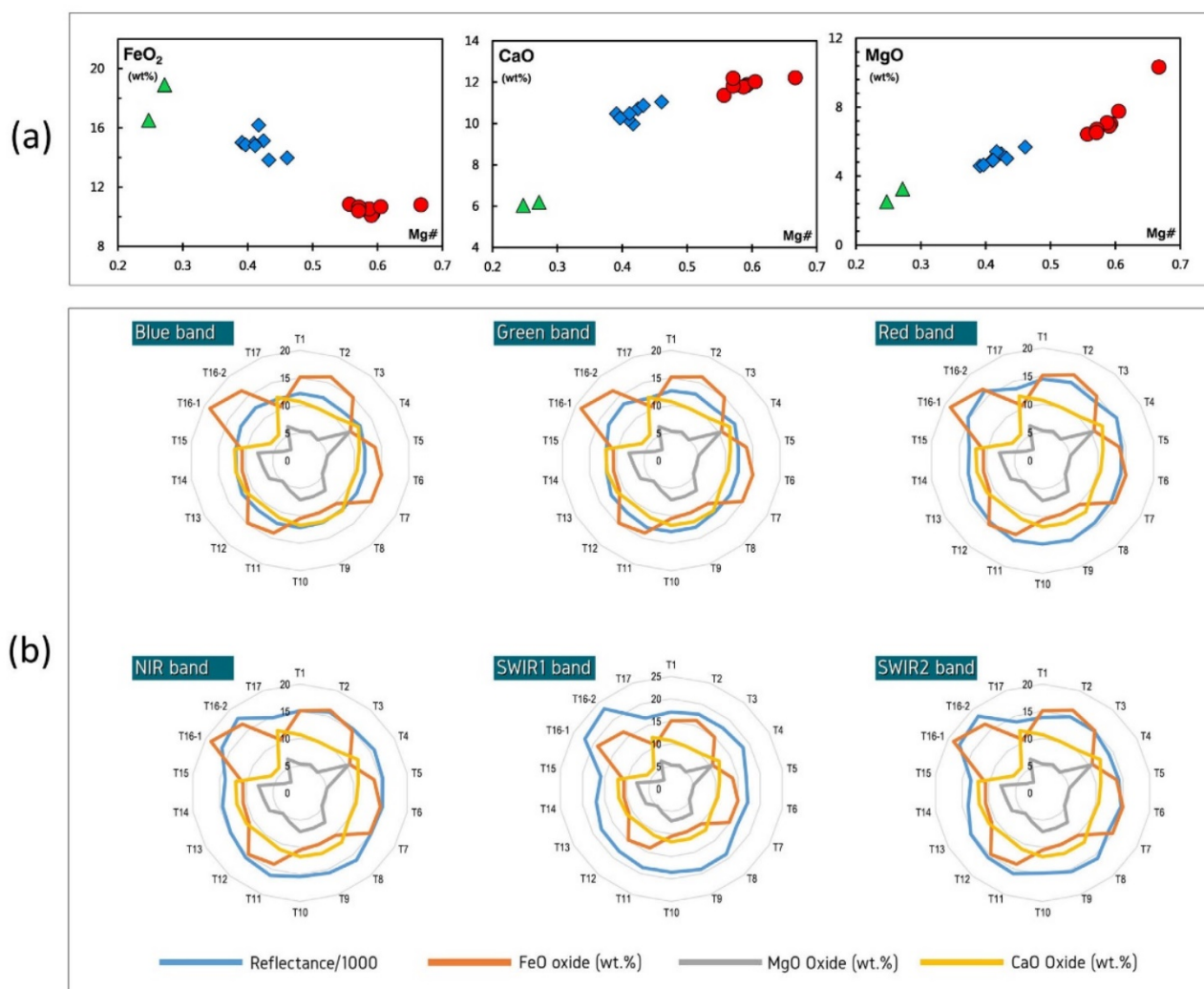


Fig. 10. a) Variations of FeO, MgO, and CaO vs. Mg# [$\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$]. b) Radar data showing the variation of the reflectance at 18 sampling points correlated with the FeO, MgO, and CaO content.

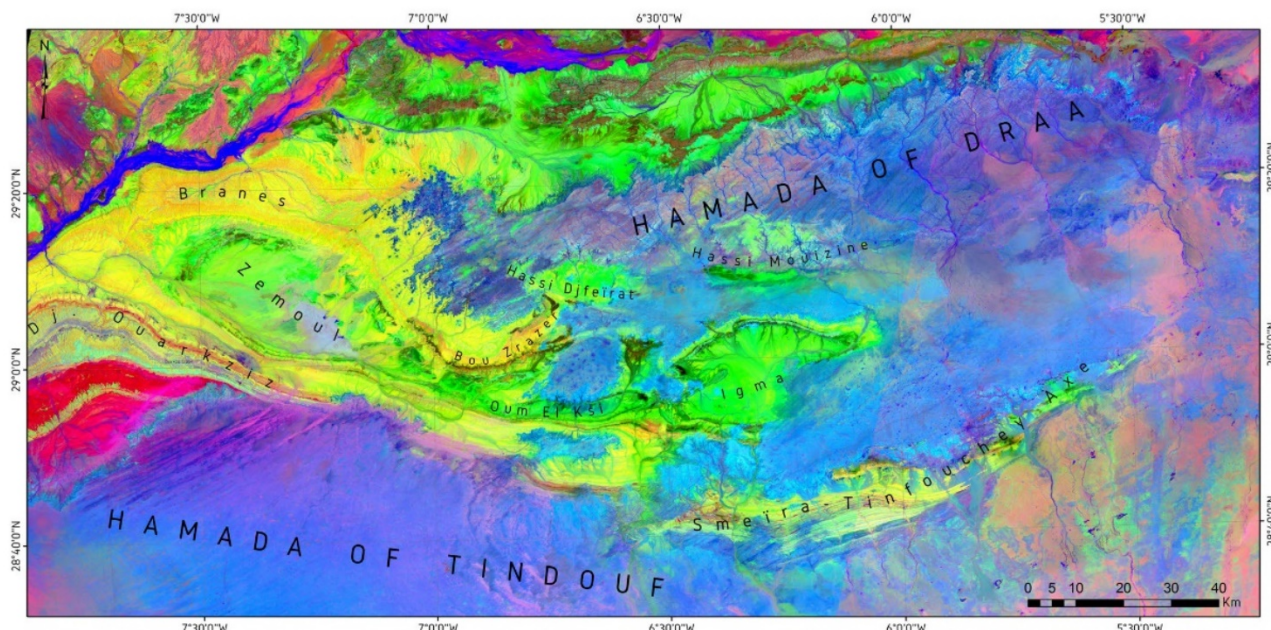


Fig. 11. SWIR2/SWIR1, SWIR1/NIR, and NIR/Red ratios displayed in RGB mode. The dolerites are well-highlighted with a brown color.

reaches its maximum. The radar data show that the reflectance variation in the Red and NIR bands is caused by the variation in the iron oxides. Thus, we can separate the three dolerite groups: the sills intruded into the Devonian strata with moderate reflectance values, the sills intruded into the Carboniferous strata with lower reflectance values, and the plug-like intrusions with higher reflectance values. In the SWIR1 band, the reflectance is correlated with magnesium oxides, while in the SWIR2 band, it is correlated with the calcium oxides. The weak values of MgO and CaO in the intrusion samples are highlighted in the two SWIR bands by high reflectance values, in contrast to the upper and recurrent units where the relatively high contents of the MgO and CaO cause absorption in the SWIR1 and SWIR2 bands (Fig. 10b). According to the radar diagrams of the SWIR1 band, in which the reflectance is controlled by FeO, we can differentiate between the upper unit characterized by low FeO content (relatively high reflectance values) and the recurrent unit characterized by high FeO content (relatively low values). In the radar diagrams of the SWIR2 band, where the reflectance is influenced by the calcium oxides, the high CaO content causes a decrease in the reflectance values. The sills intruding the Devonian strata contain a high CaO content compared to those of the Carboniferous strata, which directly affects the spectral response and provides the ability to distinguish between these two groups: low reflectance values for the first group and relatively high reflectance values for the second group. For the plug-like intrusions, the CaO content is very low, which leads to high reflectance values compared with those of the two previous groups.

The resulting band ratios image (SWIR2/SWIR1, SWIR1/NIR and NIR/Red ratios) (Fig. 11) shows the best discrimination between dolerites and their surrounding formations. Dolerites appear as shades of brown, the Carboniferous formations are yellow, and the Devonian strata are green.

The ratioing treatment, assisted by geochemical data, produces an image that can clearly differentiate between dolerites and Paleozoic formations, and can also differentiate between the upper (light brown) and recurrent (dark brown) CAMP units. The dikes are well-highlighted and are found to be primarily intruded within old strike-

slip faults. Sills are thick and interbedded with Paleozoic formations, and cover large areas. The intrusions appear with shades of brown similar to those of the recurrent unit.

To examine these results in more detail, the same band ratios were applied to the Sentinel 2A images after the resampling process. With the Sentinel 2A resolution of 10 m, the boundaries are clearly visible and the formations are easily mapped, including the intrusions, which are small in size (Fig. 12). The results derived from the Sentinel 2A images contribute to the establishment of the photo-lithological map of the study area.

5.2. Target detection wizard

The Target Detection Wizard map shows individualized and well-highlighted intrusions as a magenta color (Fig. 13). This technique works rapidly to produce the best mapping of the plug-like intrusions. These results highlight important intrusions localized in four regions (Zemoul, Igma, Oum El Ksi, and Hassi Djefirrat); however, the magenta color in the threshold images may not refer directly to dolerites because no outcropped dolerites were recognized in the Oum El Ksi structures. Nevertheless, the color may refer to the violet titaniferous augite (Deer et al. 1997), which is related to the contact metamorphism caused by the plug-like intrusions. Sills and dikes induced slight contact metamorphism, so these results can provide potential locations to look for new plug-like intrusions in southwestern Algeria.

5.3. Distribution of CAMP magmatism in the Tindouf Basin

The mapping of CAMP magmatic rocks exposed along the northern flank of the Tindouf Basin shows that these rocks occur mainly as sill intrusions extending continuously from the Zemoul area in the west to the Igma region in the east over a distance of 200 km. Several single dikes, striking NE–SW, are also mapped in this region and have probably fed the previously mentioned sills even if no clear relationship is seen between dikes and sills in the field or

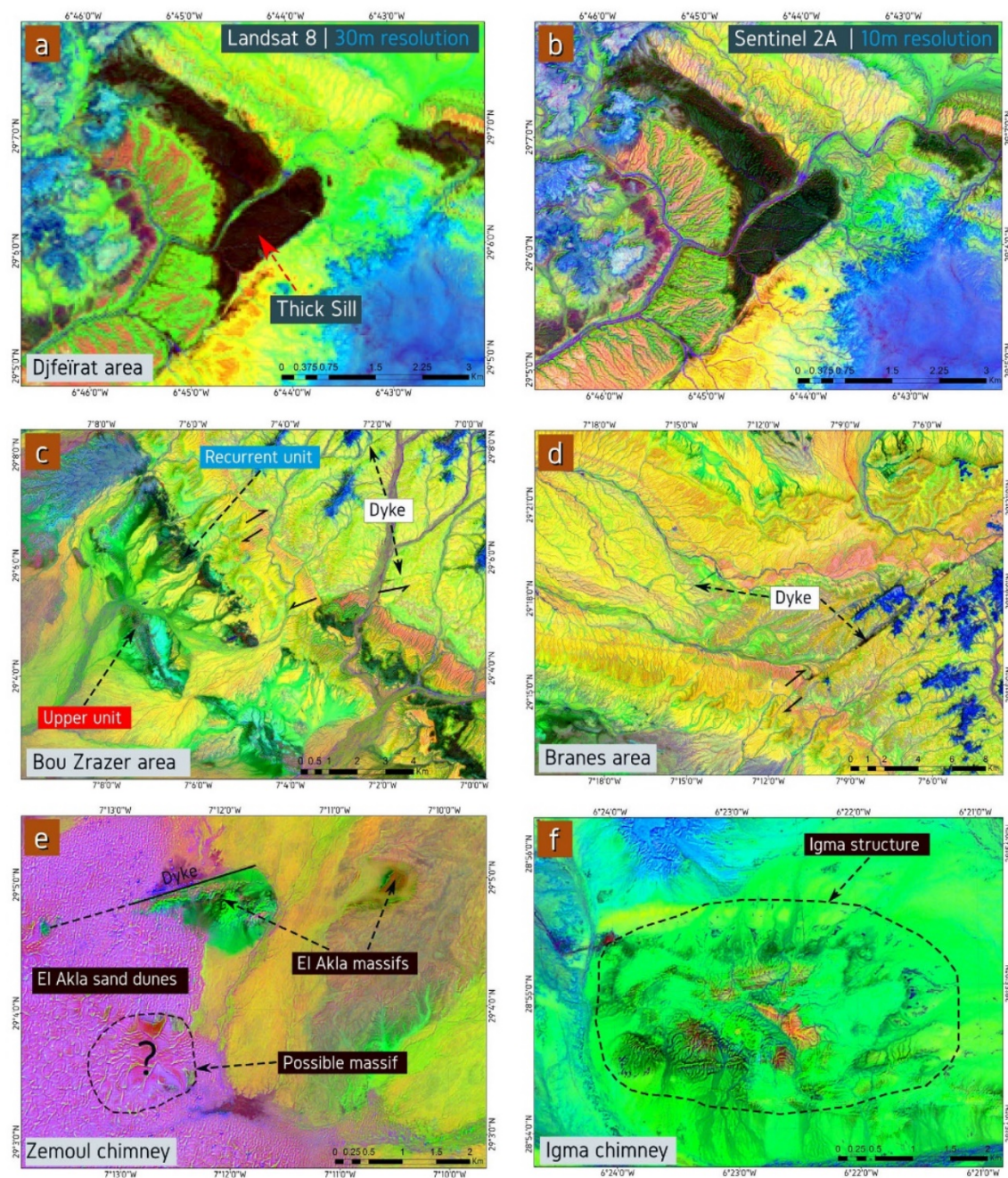


Fig. 12. Ratio images showing different dolerite types. a) Thick sill in Landsat 8 images; the same sill is shown in b) with more details provided by the Sentinel 2A image. c) The recurrent and upper units are well-differentiated with dark brown and light brown coloring, respectively. The dikes are clearly emplaced within old strike-slip faults. d) Long dikes cross-cutting the Paleozoic series. e) Example of the well-highlighted El Akla plug-like intrusion and some massifs covered by dunes, which may be other plug-like intrusions. f) The Igma plug-like intrusion.

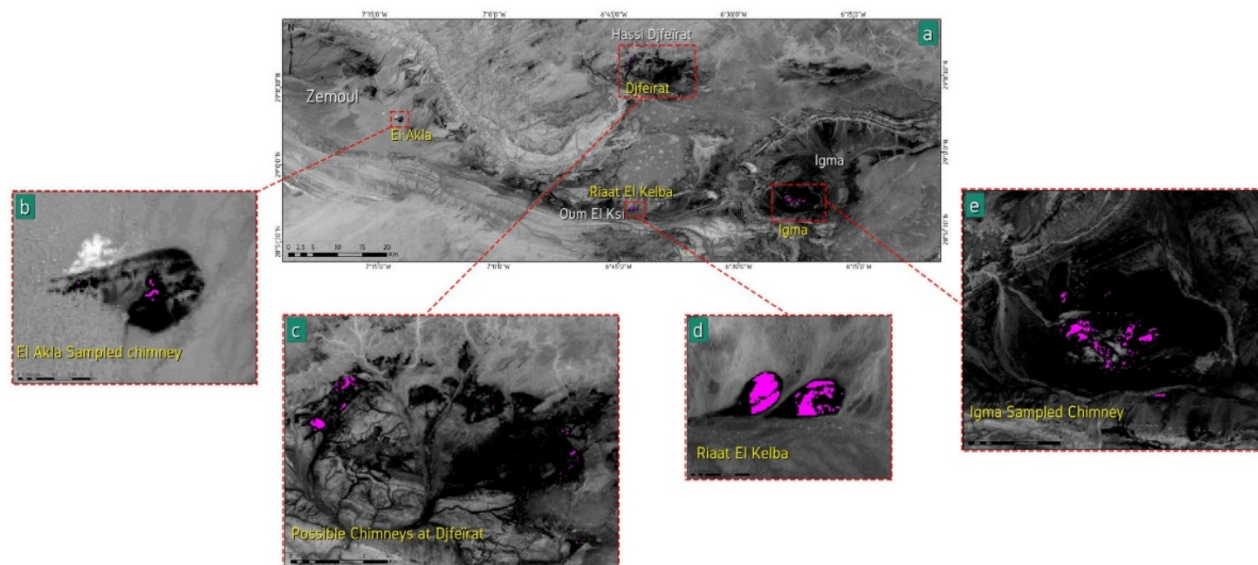


Fig. 13. Threshold images of the SAM target detection method. The magenta color refers to plug-like intrusions, which may form volcanic pipes. a) General view of all highlighted intrusions. b) Zoomed-in image of the El Akla intrusion. c) A close view of the Djeirat massif, which may constitute a plug-like intrusion. d) Riaat El Kelba structures with two circular intrusions, which contain high contact metamorphism. e) Zoomed-in image of the Igma plug-like intrusion.

from satellite images. By contrast, no lava flows have been identified so far in the area. The absence of CAMP lava flows in the Tindouf Basin and in other regions of southwestern Algeria (except the two small outcrops of lava flows in the Bechar Basin) may be due, as suggested by Fabre et al. (1996), to the erosion of kilometer-thick piles of basaltic flows which have covered the region. However, this hypothesis is unlikely since the thickness of the preserved lava piles in the Moroccan basins never exceeds 400 m (Marzoli et al. 2018) whereas kilometer-thick lavas remnants are preserved in the ~180 Ma Karoo large igneous province which is slightly younger than the CAMP. It is therefore more likely that the CAMP intrusive activity in the Tindouf Basin was more significant than the extrusive activity. Furthermore, an Early–Middle Jurassic to Late Cretaceous kilometer-scale erosional event in NW Africa, a region previously presumed to be stable, including the Tindouf Basin was recently highlighted by Leprière et al. (2017). Such an erosional event has probably removed any trace of minor extrusive material linked to the CAMP in the area.

Two of the four magmatic units defined in the CAMP volcanic sequence of the High Atlas basins in Morocco are recognized in the northern flank of the Tindouf Basin, the upper and recurrent units. The absence of the lower and intermediate units in the area is not well understood. For the lower unit, Marzoli et al. (2019) suggested that the basalts of this unit are present only in the Triassic rift basins, notably in the Moroccan High Atlas. Rocks of the intermediate unit are widespread among the dikes and sills of the Anti-Atlas of Morocco, which is continuous with the rocks to the north of the northern flank of the Tindouf Basin. The apparent absence of this unit in the Tindouf area may be due to limited sampling, considering the large size of the region.

The intrusion of the sills into the sedimentary succession of the northern flank of the Tindouf Basin is not random. Sills of the first group (upper unit) intrude into the Famennian shales, whereas those of the second group (recurrent unit) occur at higher stratigraphic levels (Carboniferous sandstones and limestones). This distribution of the sills at certain stratigraphic levels can be explained by the emplacement of the first magmatic pulse (upper unit) within the first layer encountered, composed of rocks of low mechanical competence and permeability

(Famennian shales). The second magmatic pulse (recurrent unit) was then emplaced at a higher level.

Finally, plug-like intrusions occurred near the cores of the main anticlines of the area (Zemoul, Igma, Oum el Ksi). The reason for the location of these intrusive bodies in the cores of the anticlines is unclear.

6. Conclusions

Integrated remote sensing satellite imagery, field observations, and geochemistry have been successfully utilized to map the CAMP formations in the north flank of the Tindouf Basin, southwestern Algeria. In this study, multiple sources of multispectral data derived from OLI and Sentinel 2 sensors were coupled with field observations and geochemistry to map the CAMP outcrops and produce a geochemical unit – remote sensing image correlation. The basic image processing techniques produced the first accurate distribution map of CAMP outcrops in the study area, and the first confirmation of the presence of CAMP outcrops in the Smeïra and Tinfouchy areas, where these formations have long been considered to be Visean sandstones. The field data collection validated and corrected the remote sensing results and were used for petrographic and geochemical analysis. The results of these analyses, combined with advanced remote sensing techniques, provided the ability to recognize three different dolerite units: the upper, recurrent and plug-like intrusion units. The upper unit characterizes sills in Devonian sediments, while the recurrent unit characterizes those in the Carboniferous sediments. The plug-like intrusions are possibly related to CAMP formations given their associations in the field with other CAMP rocks, although isotopic dating is needed to confirm this hypothesis. They produced strong contact metamorphism around them and are enriched in disseminated sulfides with abundant calcite vesicles. The sulfides are primarily pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, and pyrrhotite, which makes them economically interesting and a possible future mining exploration target. The results of this study are regrouped and reported in a photo-lithological map (Fig. 14). This map will be the base map for the upcoming CAMP studies in the Tindouf Basin.

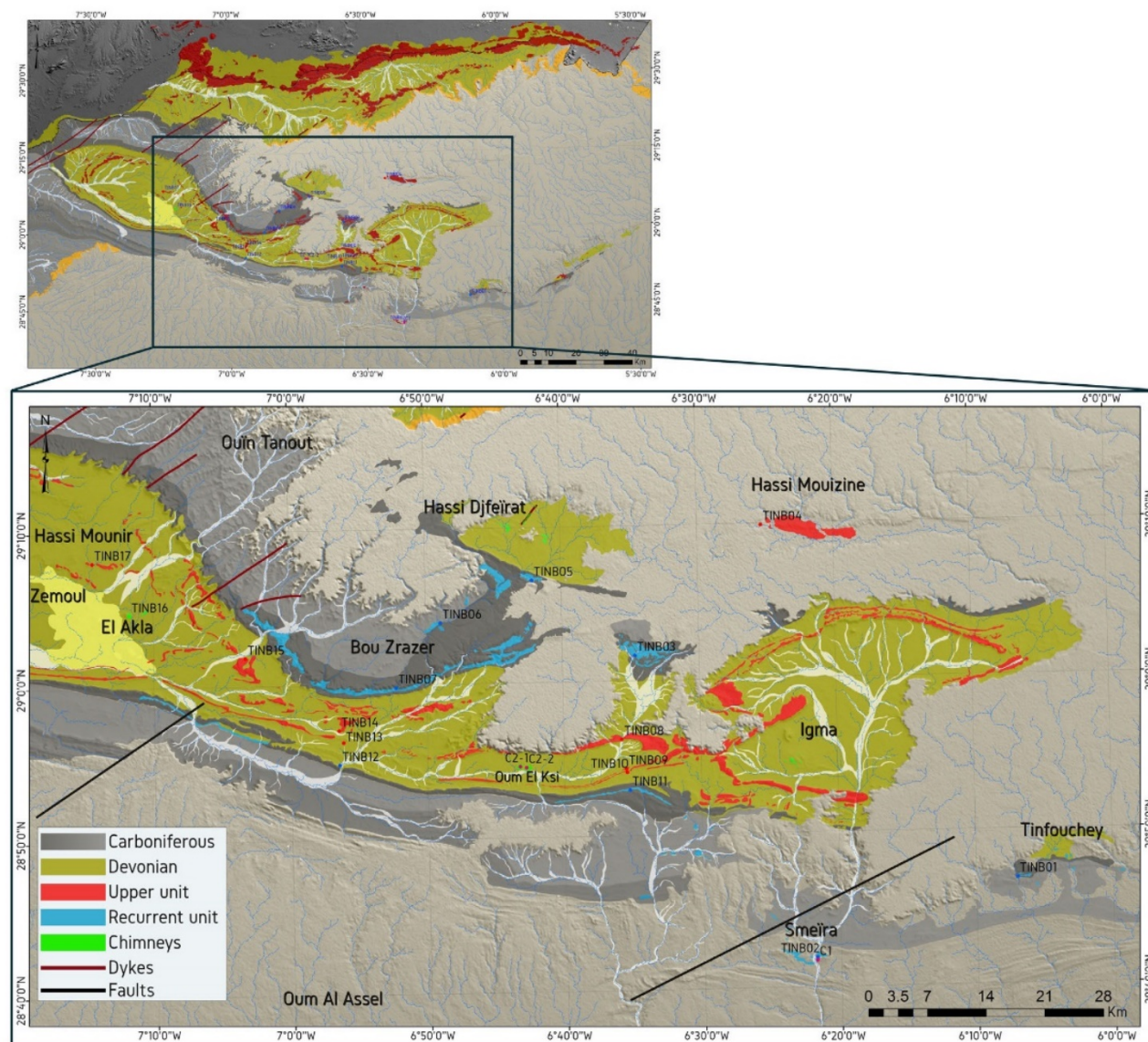


Fig. 14. Photo-lithological map of the study area showing the distribution of CAMP units.

Declaration of Competing Interest

None.

Acknowledgments

The authors thank Prof. K. Watanabe (Faculty of Engineering, Kyushu University, Japan) and the Economic Geology Laboratory at the same university for their support. We thank A.E. Xian-Hua Li, Renaud Merle, and Andrea Marzoli for their comments and suggestions on this paper. We thank DGRSDT (Direction Générale de la Recherche Scientifique et du Développement Technologique) for funding this work. Moulley Charaf Chabou and Oubaida Hachemaoui are supported by the MESRS (Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique), PRFU project n°E04N01UN190120180001.

Oubaida Hachemaoui was supported for his stay at Géoazur, University Côte d'Azur, by a fellowship from the Franco-Algerian program of high level formation in France (PROFAS). H.S. acknowledge the financial support from UAEU (fund number: 31S394).

References

- Le Bas, M.J., Maitre, R.J., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>.
- Bersi, M., Saïbi, H., Chabou, M.C., 2016. Aerogravity and remote sensing observations of an iron deposit in Gara Djebilet, southwestern Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 116, 134–150.
- Bertrand, H., 1991. The Mesozoic Tholeiitic Province of Northwest Africa: A volcano-tectonic record of the early opening of Central Atlantic. In: Kampunzu, A.B., Lubala, R.T. (Eds.), *Magmatism in Extensional Structural Settings*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 147–188.

- Chabou, M.C., 2008. Datation ^{39}Ar - ^{40}Ar et Géochimie de la Province Magmatique de l'Atlantique Central dans le Sud-Ouest Algérien. Ecole Nationale Supérieure Polytechnique, Algeria, p. 266 Doctoral Thesis.
- Chabou, M.C., Sebaï, A., Féraud, G., Bertrand, H., 2007. Datation ^{40}Ar / ^{39}Ar de la province magmatique de l'Atlantique central dans le Sud-Ouest algérien. *Compt. Rendus Geosci.* 339 (16), 970–978.
- Chabou, M.C., Bertrand, H., Sebaï, A., 2010. Geochemistry of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in South-Western Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 58, 211–219.
- Ciampalini, A., Garfagnoli, F., Antonielli, B., Del Ventisette, C., Moretti, S., 2012. Photolithological map of the southern flank of the Tindouf Basin (Western Sahara). *J. Maps* 8 (4), 453–464.
- Ciampalini, A., Garfagnoli, F., Antonielli, B., Moretti, S., Righini, G., 2013a. Remote sensing techniques using Landsat ETM+ applied to the detection of iron ore deposits in Western Africa. *Arab. J. Geosci.* 6, 4529–4546.
- Ciampalini, A., Garfagnoli, F., Del Ventisette, C., Moretti, S., 2013b. Potential use of remote sensing techniques for exploration of iron deposits in Western Sahara and Southwest of Algeria. *Nat. Resour. Res.* 22, 179–190.
- Clark, R.N., Swayze, G.A., Wise, R., Livo, K.E., Hoefen, T., Kokaly, R.F., Sutley, S.J., 2007. USGS Digital Spectral Library splib06a. *US Geol. Surv. Dig. Data Ser.* 231, 2007.
- Clénat, H., Ceuleneer, G., Pinet, P., Abily, B., Daydou, Y., Harris, E., Amri, I., Dantas, C., 2010. Thick sections of layered ultramafic cumulates in the Oman ophiolite revealed by an airborne hyperspectral survey: petrogenesis and relationship to mantle diapirism. *Lithos* 114, 265–281.
- Correa, M.M., Ker, J.C., Barrón, V., Fontes, M.P.F., Torrent, J., Curi, N., 2008. Characterizing iron oxides from coastal and central plain soils. *Revista Brasileira de Ciência do Solo* 32, 1017–1031.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (Eds.), 1997. *Rock-Forming Minerals: Single-Chain Silicates*, Volume 2A. Geological Society of London, London, UK, p. 374.
- Donzeau, M., 1981. Comportement de la dalle saharienne et orogénèse Varisque: essai d'interprétation. *Bull. Soc. Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord* 69 (3–4), 137–172.
- Drake, N.A., Mackin, S., Settle, J.J., 1999. Mapping vegetation, soils, and geology in semiarid shrublands using spectral matching and mixture modeling of SWIR AVIRIS imagery. *Remote Sens. Environ.* 68, 12–25.
- Escadafal, R., 1989. Remote sensing of arid soil surface color with Landsat thematic mapper. *Adv. Space Res.* 9, 159–163.
- Fabre, J., 2005. Géologie du Sahara Occidental et Central, Tervuren African Geoscience Collection. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, p. 108.
- Fabre, J., Arnaud-Vanneau, A., Belhadj, Z., Monod, Th., 1996. Evolution des terrains méso-cénozoïques d'une marge à l'autre du craton ouest-africain, entre le Tanezrouft (Algérie) et l'Adrar de Mauritanie. In: Bitam, L., Fabre, J. (Eds.), *Géodynamique du craton ouest africain central et oriental: héritage et évolution post-panafricains*. Mémoires du Service Géologique de l'Algérie vol. 8, pp. 187–229.
- Frizon de Lamotte, D., Tavakoli-Shirazi, S., Letumy, P., Averbuch, O., Mouchot, N., Raulin, C., Ringenbach, J.C., 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.
- Girouard, G., Bannari, A., El Harti, A., Desrochers, A., 2004. Validated Spectral Angle Mapper Algorithm for Geological Mapping: Comparative Study between QuickBird and Landsat-TM. XXth ISPRS Congress. Geo-Imagery Bridging Continents, Istanbul, Turkey, pp. 12–23.
- Gravereau, P., 2011. Introduction à la pratique de la diffraction des rayons X par les poudres. Diffraction des rayons X par les poudres, 3rd ed. Université Bordeaux 1, Bordeaux, France, p. 209.
- Guerrak, S., 1989. Time and space distribution of Palaeozoic oolitic ironstones in the Tindouf Basin, Algerian Sahara. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 46 (1), 197–212.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. *J. Afr. Earth Sci.* 43, 83–143.
- Helg, U., Burkhard, M., Caritg, S., Robert-Charrie, C., 2004. Folding and inversion tectonics in the anti-Atlas of Morocco. *Tectonics* 23 (4), TC4006. <https://doi.org/10.1029/2003TC001576>.
- Hunt, G.R., 1970. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I silicate minerals. *Mod. Geol.* 1, 283–300.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W., 1971. Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. II Carbonates. *Mod. Geol.* 2, 23–30.
- Hunt, G.R., Vincent, R.K., 1968. The behavior of spectral features in the infrared emission from particulate surfaces of various grain sizes. *J. Geophys. Res.* 73, 6039–6046.
- Johnson, J.R., Achilles, C., Bell, J.F., Bender, S., Cloutis, E., Ehlmann, B., Fraeman, A., Gasnault, O., Hamilton, V.E., Le Mouéllec, S., 2017. Visible/near-infrared spectral diversity from in situ observations of the Bagnold Dune Field sands in Gale Crater, Mars. *J. Geophys. Res. Planets* 122, 2655–2684.
- Khan, S., 2016. Hyperspectral remote sensing for detection of natural hydrocarbon seeps. *Asian J. Multidisciplin. Stud.* 4 (2), 1–10.
- Khan, S.D., Mahmood, K., Casey, J.F., 2007. Mapping of Muslim Bagh ophiolite complex (Pakistan) using new remote sensing, and field data. *J. Asian Earth Sci.* 30 (2), 333–343.
- Leprière, R., Barbarand, J., Missenard, Y., Leparmentier, F., Frizon de Lamotte, D., 2014. Vertical movements along the northern border of the West African Craton: the Reguibat Shield and adjacent basins. *Geol. Mag.* 151, 885–898.
- Leprière, R., Barbarand, J., Missenard, Y., Gautheron, C., Pinna-Jamme, R., Saddiqi, O., 2017. Mesozoic evolution of NW Africa: implications for the Central Atlantic Ocean dynamics. *J. Geol. Soc. Lond.* 174, 817–835.
- Li, Q., Wei, X., Zhang, B., Yan, S., Liu, X., 2008. The Spectral Analysis and Information Extraction for Small Geological Target Detection Using Hyperion Image. International Conference on Earth Observation Data Processing and Analysis (ICEODPA). International Society for Optics and Photonics, p. 72850N.
- Li, Q., Zhang, B., Gao, L., Lu, L., Jiao, Q., 2014. The identification of altered rock in vegetation-covered area using hyperspectral remote sensing. *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 2014 IEEE International. IEEE, pp. 2910–2913.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccinillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., De Min, A., 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science* 284 (5414), 616–618.
- Marzoli, A., Callegaro, S., Dal Corso, J., Davies, J.H., Chiaradia, M., Youbi, N., Bertrand, H., Reisberg, L., Merle, R., Jourdan, F., 2018. The Central Atlantic magmatic Province (CAMP): A review. In: Tanner, L. (Ed.), *The Late Triassic World*. Springer, Heidelberg, pp. 91–125.
- Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., Callegaro, S., Merle, R., Reisberg, L., Davies, J.H., 2019. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Morocco. *J. Petrol.* 60 (5), 945–996.
- McDowell, M.L., Bruland, G.L., Deenik, J.L., Grunwald, S., Knox, N.M., 2012. Soil total carbon analysis in Hawaiian soils with visible, near-infrared and mid-infrared diffuse reflectance spectroscopy. *Geoderma* 189, 312–320.
- Nair, A., Mathew, G., 2012. Lithological discrimination of the phenaimata felsic-mafic complex, Gujarat, India, using the advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER). *Int. J. Remote Sens.* 33 (1), 198–219.
- Nash, D.B., 1986. Mid-infrared reflectance spectra (2.3–22 μm) of sulfur, gold, KBr, MgO, and halon. *Appl. Opt.* 25, 2427–2433.
- Noda, S., Yamaguchi, Y., 2017. Estimation of surface iron oxide abundance with suppression of grain size and topography effects. *Ore Geol. Rev.* 83, 312–320.
- Peucat, J.-J., Capdevila, R., Drareni, A., Mahdjoub, Y., Kahoui, M., 2005. The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. *Precambrian Res.* 136, 309–352.
- Rajendran, S., Nasir, S., 2018. ASTER capability in mapping of mineral resources of arid region: a review on mapping of mineral resources of the Sultanate of Oman. *Ore Geol. Rev.* 108, 33–53.
- Ratnakar, J., Sundaram, R.M., 2009. Remote sensing and GIS study of the Ravipadu gabbro pluton, Prakasam alkaline province, Andhra Pradesh, India. *J. Indian Soc. Remote Sens.* 37 (1), 89–98.
- Rossel, R.V., Webster, R., 2012. Predicting soil properties from the Australian soil visible–near infrared spectroscopic database. *Eur. J. Soil Sci.* 63, 848–860.
- Roy, R., Launeau, P., Carrere, V., Pinet, P., Ceuleneer, G., Clénat, H., Daydou, Y., Girardeau, J., Amri, I., 2009. Geological mapping strategy using visible near-infrared–shortwave infrared hyperspectral remote sensing: Application to the Oman ophiolite (Sumail Massif). *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q02004. <https://doi.org/10.1029/2008GC002154>.
- Service Géologique du Maroc, 1985. Carte géologique du Maroc, échelle 1/1 000 000. Notes et Mémoires du Serv. Géol. du Maroc 260.
- Singer, R.B., 1981. Near-infrared spectral reflectance of mineral mixtures: Systematic combinations of pyroxenes, olivine, and iron oxides. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86, 7967–7982.
- Teruiya, R.K., Paradella, W.R., Dos Santos, A.R., Dall'Agnol, R., Veneziani, P., 2008. Integrating airborne SAR, Landsat TM and airborne geophysics data for improving geological mapping in the Amazon region: the Cigano Granite, Carajás Province, Brazil. *Int. J. Remote Sens.* 29 (13), 3957–3974.
- Verati, C., Bertrand, H., Féraud, G., 2005. The farthest record of the Central Atlantic Magmatic Province into West Africa craton: Precise ^{40}Ar / ^{39}Ar dating and geochemistry of Taoudeni basin intrusives (northern Mali). *Earth Planet. Sci. Lett.* 235 (1–2), 391–407.
- Villeneuve, M., 2005. Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt. *J. Afr. Earth Sci.* 43 (1–3), 166–195.
- Xiong, Y.J., Qiu, G.Y., 2011. Estimation of evapotranspiration using remotely sensed land surface temperature and the revised three-temperature model. *Int. J. Remote Sens.* 32 (20), 5853–5874.



Mediterranean School on Modeling & Multi-scale
Imagery in Earth Sciences

Algiers Spring School | September 24th To 30th, 2019



Détection semi-automatique des cheminées doléritiques du bassin de Tindouf par imagerie satellite Sentinel 2.

Oubaida Hachemaoui¹⁻², Moulley Charaf Chabou¹⁻², Chrystèle Verati³, Mohand Bersi¹,

¹ Institut d'Architecture et des Sciences de la Terre, Université Ferhat Abbas, Sétif.

²Unité de Recherche des Matériaux Emergents (U.R.M.E) Campus Mabouda, Université Sétif 1. ³UMR Geoazur, Université de Nice Sophia Antipolis, France.

Des cheminées doléritiques sont connues dans le bassin de Tindouf en Algérie depuis les travaux de Jacquemont (1952) et Gevin (1960), et sont supposées appartenir à la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP). Le bassin de Tindouf est caractérisé par une abondance de formations magmatiques appartenant à la CAMP (Chabou, 2008; Bersi, 2016) qui affleurent essentiellement sous forme de sills et de dykes. Ces formations magmatiques représentées essentiellement par des dolérites, se sont mises en place à la limite Trias-Jurassique (201 Ma) (Chabou, 2008). Les sills injectent les formations dévono-carbonifères et leur épaisseur totale peut atteindre une centaine de mètres (Chabou, 2008; Bersi, 2016). Les cheminées doléritiques affleurent dans les deux flancs du bassin sous forme de massifs sub-circulaires qui recoupent les formations paléozoïques. Sur le flanc Nord, ces manifestations sont observées au cœur des anticlinaux de Zemoul, d'Oum El Ksi, d'Igma, de Smeïra et de Tinfouchy, alors que dans le flanc Sud, les cheminées sont localisées dans les formations argilo-calcaires du Viséen. Par ailleurs, elles sont très riches en sulfures et peuvent représenter l'équivalent de roches différenciées de LIP'S riches en PGE (éléments du groupe du platine) comme celle de la province magmatique de Sibérie (Noril'sk).

Le présent travail s'intéresse à la cartographie de ces structures magmatiques en utilisant la télédétection. En cartographie géologique, les traitements habituellement réalisés sur les images satellitaires donnent de bons résultats en utilisant les ACP et les rapports de bandes (Bersi, 2016). Cependant, ces traitements semblent être inefficaces pour discriminer les cheminées du reste des formations doléritiques. Afin de caractériser les cheminées doléritiques par télédétection, nous avons fait appel à une technique de détection semi-automatique avec l'outil *Target Detection Wizard* sous le logiciel ENVI. Cette technique permet de détecter des cibles en faisant une corrélation sur tous les spectres de l'image avec des spectres obtenus au laboratoire. Pour faire face aux problèmes des effets de la patine et autres perturbations (liées à l'altération) sur les réponses spectrales des roches, nous avons opté pour la création d'une bibliothèque spectrale propre aux cheminées, en récupérant les signatures spectrales depuis les pixels provenant de cheminées connues.

Les résultats obtenus ont permis de cartographier des structures et zones présentant des signatures spectrales identiques à celles des cheminées dans l'ensemble du bassin de Tindouf .

Cependant, le fait que certaines zones cartographiées coïncident avec la présence de sills doléritiques connus indique que la signature spectrale utilisée correspond vraisemblablement au métamorphisme de contact qui se développe intensément autour des cheminées doléritiques, mais aussi dans la zone de contact des sills avec l'encaissant sédimentaire (Bersi, 2016; Chabou, 2008; Jacquemont, 1952; Gevin, 1960). Les investigations sur le terrain ont confirmé ce dernier résultat. L'échantillonnage de dolérites provenant de cheminées a permis d'utiliser cette technique avec de nouvelles signatures spectrales propres à ces roches, ce qui a permis une discrimination des faciès correspondants aux cheminées doléritiques.

Mots clés : CAMP – Cheminées doléritiques – Bassin de Tindouf – Cartographie - Télédétection.

Références

- Bersi, M., 2016. *Cartographie et mode de mise en place des sills et des dykes de la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP), bassin de Tindouf, Algérie. Thèse de doctorat, USTHB.*
- Chabou, M.C., 2008. *Datation ^{39}Ar - ^{40}Ar et géochimie de la province magmatique de l'atlantique central dans le Sud-Ouest algérien. Thèse de doctorat, Ecole nationale supérieure polytechnique.*
- Gevin, P., 1960. *Études et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires: Bordures sédimentaires. Bull n° 23 Service de la carte géologique de l'Algérie.*
- Jacquemont, P et Naif, R., 1952. *Étude de l'anticlinal du Zemoul. Rapport interne, Sonatrach.*

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITÉ FERHAT ABBAS - SÉTIF 1

L'INSTITUT D'ARCHITECTURE ET DES SCIENCES DE LA TERRE (IAST), UNIVERSITÉ
FERHAT ABBAS, SÉTIF1 ET LE CENTRE DE RECHERCHE EN ASTRONOMIE, ASTROPHYSIQUE ET GÉOPHYSIQUE (CRAAG)

2^{ÈME} COLLOQUE INTERNATIONAL SUR LA GÉOLOGIE DE LA CHAÎNE DES MAGHRÉBIDES ET DES RÉGIONS VOISINES

SÉTIF, ALGÉRIE DU 4 AU 6 DÉCEMBRE 2018



CIGCM 2018

Recueil des Résumés

Président d'honneur : **Pr. Abdel-Madjid Djenane** - Recteur de l'UFAS

Président du Colloque : **Pr Moulley Charaf Chabou** - Directeur de l'IAST

Cartographie et distribution des cheminées doléritiques dans le bassin de Tindouf par imagerie satellitaire, Landsat 8 et Sentinel 2A.

O.Hachemaoui^{1,2}, M-C.Chabou^{1,2}, M.Bersi¹ et C.Verati³

¹ Département des Sciences de la Terre, Institut d'Architecture et des Sciences de la Terre, UFAS, Sétif. hachemaoui.o@outlook.com

² Unité de Recherche des Matériaux Emergents (U.R.M.E) Campus Mabouda, Université Sétif 1, 19000 Algérie.

³ UMR Geoazur, Université de Nice Sophia Antipolis, Observatoire de la Côte d'Azur, Sophia Antipolis, 06560, Valbonne, France.

Des cheminées doléritiques sont connues dans le bassin de Tindouf en Algérie depuis les travaux de Jacquemont (1952) et Gevin (1960), et sont supposées appartenir à la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP). Le bassin de Tindouf est caractérisé par une abondance de formations magmatiques appartenant à la CAMP (Chabou, 2008; Bersi, 2016) qui affleurent sous forme de sills et de dykes. Ces formations magmatiques représentées essentiellement par des dolérites, se sont mises en place à la limite Trias-Jurassique (201 Ma) (Chabou, 2008). Les sills s'injectent dans les formations dévono-carbonifères et leur épaisseur totale peut atteindre une centaine de mètres (Chabou, 2008; Bersi, 2016). Les cheminées doléritiques affleurent dans les deux flancs du bassin sous forme de massifs sub-circulaires qui recoupent les formations paléozoïques. Sur le flanc Nord ces manifestations sont limitées au cœur des anticlinaux de Zemoul, d'Oum El Ksi, d'Igma, de Smeïra et de Tinfouchy, alors que dans le flanc Sud les cheminées sont localisées dans les formations argilo-calcaires du Viséen. Par ailleurs, elles sont très riches en sulfures et peuvent représenter l'équivalent de roches différenciées de LIP's riches en PGE (éléments du groupe du platine) comme celle de la province volcanique de Sibérie (Noril'sk), d'où l'intérêt de ces cheminées.

La cartographie de ces manifestations semble être indispensable pour la compréhension de leur distribution spatiale et leur importance dans l'ensemble des formations magmatiques dans le bassin de Tindouf. Les images satellitaires sont d'un apport inévitable pour une meilleure cartographie, pour cela nous avons couplé deux sources de données multispectrales afin de mieux ressortir l'information spectrale nécessaire. Les images utilisées sont les images Landsat 8 avec une résolution spectrale de 30 mètres, et les images Sentinel 2A pour une résolution de 10 mètres; les traitements utilisés en géologie sur ce type d'image ont livré une meilleure cartographie en utilisant les ACP et les rapports de band (Bersi, 2016) mais les cheminées restent toujours confondues avec le reste des formations doléritiques, pour les séparer du reste nous avons fait appel à une technique de détection semi-automatique avec l'outil Target Detection Wizard sous le logiciel ENVI, cette technique permet de détecter des cibles en faisant une corrélation sur tous les spectres de l'image avec des spectres obtenus au laboratoire. Pour faire face aux problèmes des effets de la patine et les autres perturbations (liées à l'altération) sur les réponses spectrales des roches, nous avons opté à créer une bibliothèque spectral propre aux cheminées, en récupérons les signatures spectrales depuis les pixels confirmés d'être des cheminées.

Cette technique a permis non seulement une cartographie précise des cheminées doléritiques dans le bassin du Tindouf mais aussi de comprendre leur distribution spatiale qu'il semble avoir des contrôles lithologiques et structuraux pour leur mise en place. Ainsi, dans le flanc nord ces cheminées sont limitées aux cœurs des anticlinaux là où il y a le maximum de fracturations pour la facilité d'ascensions du magma, tandis que, sur le flanc sud ces formations doléritiques se trouvent au sein des formations argilo-calcaires viséennes, cela peut être expliqué par l'aspect tendre de ces dernières.

Mots clés : CAMP – Cheminées doléritique – Tindouf – Cartographie – Télédétection.

Références

- Bersi, M., 2016. *Cartographie et mode de mise en place des sills et des dykes de la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP), bassin de Tindouf, Algérie. Thèse de doctorat, USTHB.*
- Chabou, M.C., 2008. *Datation 39Ar-40Ar et géochimie de la province magmatique de l'atlantique central dans le Sud-Ouest Algérien. Thèse de doctorat, Ecole nationale supérieure polytechnique.*
- Gevin, P., 1960. *Études et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires: Bordures sédimentaires. Bull n° 23 Service de la carte géologique de l'Algérie.*
- Jacquemont, P et Naïf, R., 1952. *Étude de l'anticlinal du Zemoul. Rapport interne, Sonatrach.*